

Handwritten signature

ПЛАТИНА РОССИИ

Том VII



Красноярск
2011

**МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

УПРАВЛЕНИЕ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО КРАСНОЯРСКОМУ КРАЮ

**Всероссийский научно-исследовательский институт геологии
и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга
(ФУГП «ВНИИОкеангеология»)**

**Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья
(ГПКК «КНИИГиМС»)**

**Российское геологическое общество
(Красноярское и Санкт-Петербургское
отделения)**

**Российское минералогическое общество РАН
(Красноярское и Санкт-Петербургское
отделения)**

ПЛАТИНА РОССИИ

Сборник научных трудов

Том VII

*Посвящается первооткрыва-
телям и исследователям
платиновых месторождений*

**Красноярск
2011**

Платина России. Сборник научных трудов. Т VII. Красноярск. 2011. 564 с. ISBN 978-5-904314-43-9

Уточнены известные и приведены новые данные по сырьевым и генетическим проблемам платинометалльного рудообразования, платиноносности ряда крупных регионов России, важнейших рудных полей, месторождений и интрузивов. Приведены исчерпывающие материалы по производству и добыче платиновых металлов в ЮАР и нашей стране, а также детально рассмотрены разработанные группой ученых технологические аспекты освоения платинометалльных месторождений и их геохимия с абсолютно новыми данными по изотопному составу массивов Норильского рудного района.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области геологии, металлогении, геохимии, технологии платиновых металлов, а также государственных деятелей, банкиров и промышленников.

Главный редактор: чл.-корр. РАН Д.А. Додин

Редакционная коллегия: А.Г. Еханин, к.г.-м.н. (зам. главного редактора); В.Н. Бавлов; чл.-корр. РАН К.К. Золотов; Т.Я. Корнев, д.г.-м.н.; А.Ф. Коробейников, д.г.-м.н.; В.А. Макаров, д.г.-м.н.; А.П. Романов, к.г.-м.н. (зам. главного редактора, ответственный за выпуск); А.М. Сазонов, д.г.-м.н. (зам. главного редактора); О.Н. Симонов; С.Г. Снисар; В.К. Совмен, к.т.н.; А.И. Храмцов; чл.-корр. РАН Н.М. Чернышов (зам. главного редактора); Б.В. Шибистов, д.г.-м.н.

Утверждено к печати Ученым Советом ФУГП «ВНИИОкеангеология»
и Ученым Советом ГПКК «КНИИГиМС»

Книга издана при поддержке:
золотодобывающей компании «Полюс»,
ЗФ ОАО «ГМК «Норильский никель»,
ГПКК «КНИИГиМС»



- © Федеральное агентство по недропользованию, 2011 г.
- © Управление по недропользованию по Красноярскому краю, 2011 г.
- © Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ФУГП «ВНИИОкеангеология»), 2011 г.
- © Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья (ГПКК КНИИГиМС), 2011 г.
- © Российское геологическое общество (Красноярское отделение), 2011 г.
- © Российское минералогическое общество РАН (Красноярское и Санкт-Петербургское отделения), 2011 г.
- © Коллектив авторов, 2011 г.

**MINISTRY FOR NATURAL RESOURCES
AND ECOLOGY OF RUSSIAN FEDERATION**

FEDERAL AGENCY FOR BOWELS USE

ADMINISTRATION FOR BOWELS USE OF KRASNOYARSK TERRITORY

**I. S. Gramberg Russian Scientific Research Institute
for geology and mineral resources of World Ocean
(FUSE VNIIOceangeology)**

**Krasnoyarsk Scientific Research Institute for geology and raw minerals
(GEKT KNIIGiMS)**

**Russian Geological Association
(Krasnoyarsk and S.-Peterburg branches)**

**Russian mineralogical Association of RASc
(Krasnoyarsk and S.-Peterburg branches)**

PLATINUM OF RUSSIA

Collection of Transactions

Volume VII

*To discoverers and explorers
of platinum deposits*

**Krasnoyarsk
2011**

Platinum of Russia. Collection of Transactions. Vol. VII. Krasnoyarsk. 2011. 564 p. ISBN 978-5-904314-43-9

New data are brought and known once are made more precise upon raw minerals and genetic problems of platinum ore forming, platinum bearing of the big regions of Russia, the most important ore fields, deposits and intrusions. The most exact data on mining and production of platinum group metals in SAR and Russia are brought. Technological aspects for development of platinum deposits at Norilsk industrial region, reworked by the group of scientists, and their geochemistry, with absolutely new data on isotope composition of the intrusive massifs are regarded in details.

The book is depended for bright circle of specialists in geology, metalogeny, geochemistry, and technology of platinum metals, and also for state figures, bankers and industrialists.

Chief editor: corresponding member of RAS D.A. Dodyn

Editorial board: A.G. Yekhanin, PhD (vice-editor); V.N. Bavlov; K.K. Zoloyev, corr. mem. RAS; T.J. Kornex, Dr. GMS; A.F. Korobeinikov, Dr. GMS; V.A. Makarov, Dr. GMS; A.P. Romanov, PhD (vice-editor, responsible for edition); A.M. Sazonov, Dr. GMS (vice-editor); O.N. Simonov; S.G. Snisar; V.K. Covmen, PhD; A.I. Khrantsov; H.M. Chernyshev, corr. mam. RAS (vice-editor); B.V. Shibistov, Dr. GMS

Confirmed to printing by Scientific Board of VNIIOceangeology
And Scientific Board of KNIIGiMS

The book is published at support of the “Polus” gold-mining company,
OJSC “MMC “NORILSK NICKEL” & KNIIGiMS



© Federal Agency for Bowels Use, 2011

© Administration for Bowels Use of Krasnoyarsk Territory, 2011

© I. S. Gramberg Russian Scientific Research Institute for geology and mineral resources of World Ocean (FUSE VNIIOceangeology), 2011

© Krasnoyarsk Scientific Research Institute for geology and raw minerals (GEKT KNIIGiMS), 2011

© Russian Geological Association (Krasnoyarsk Branch), 2011

© Russian Mineralogy Association of RAS (Krasnoyarsk and S.-Peterburg Branches), 2011

© Authors Board. 2011

ISBN 978-5-904314-43-9

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	10
Глава I. ВАЖНЕЙШИЕ СЫРЬЕВЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ	
✓ Додин Д.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Чернышов Н.М. Платина России: состояние и перспективы	12
✓ Маракушев А.А., Панях Н.А. Генезис сульфидного оруденения и его платинометалльная специализация	52
Горбунов Г.И., Дюжиков О.А., Шарков Е.В. Условия формирования крупных и уникальных платиноидно-медно-никелевых месторождений	64
Зотов И.А. Трансмагматические флюиды – главный агент образования гигантских эндогенных месторождений платиноидов	74
Ланда Э.А. Об участии корового вещества в процессе образования магматогенных руд МПГ	88
Гурская Л.И. Перспективные направления исследования платиновых металлов: флюидный режим и рудогенез	96
Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е., Александров П.А. Платиноиды в железомарганцевых образованиях Мирового Океана	106
Забродский Г.С., Игревская Л.В. Производство и добыча платиноидов в главных странах-производителях	113
Глава II. ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ РОССИИ	
✓ Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Платиноносность Саяно-Енисейского региона	124
✓ Романов А.П., Курбатов И.И., Малич К.Н., Снисар С.Г., Бородина Е.В., Ерыкалов С.П., Кокорин Н.И. Ресурсный потенциал платиновых металлов Западного Таймыра	135
✓ Чернышов Н.М., Чернышова М.Н. Платиноносные формации Воронежского кристаллического массива и их место в общей модели формирования докембрийской литосферы (Центральная Россия)	161
Гурская Л.И., Феоктистов В.П. Ресурсный потенциал металлов платиновой группы территории транспортного коридора «Урал Полярный – Урал Промышленный»	182
Моисеенко В.Г., Степанов В.А. Перспективы платиноносности Востока России	188
Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д. Особенности минералов платиновой группы базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона	200
Золоев К.К., Коротеев В.А. Минерагения шельфа Главного Уральского глубинного разлома и флюидная сульфуризация мантийных углеводородов Западно-Сибирского осадочного бассейна	217
Душин В.А., Бурмако П.Л., Козьмин В.С. Платиноносность Уральского Севера	229
Сазонов А.М., Звягина Е.А., Науменко Н.Г., Полева Т.В., Леонтьев С.И., Трофимов В.Р., Колмаков Ю.В., Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Краснова Т.С., Тишин П.А., Бабахина С.И. Платиноносность щелочно-ультраосновных комплексов Маймеча-Котуйской провинции	240
Гонгальский Б.И. Металлы платиновой группы в породах и рудах месторождений Удокан-Чинейского района	253
✓ Поляков Г.В., Изох А.Э. О перспективах расширения докембрийской платиноносной провинции на юге Сибирской платформы	264
✓ Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Бадмацыренова Р.А. Перспективы Северобайкальской никеленосной провинции на платиноиды	275
Митрофанов Г.Л. Тектонические условия формирования и размещения благороднометалльных месторождений в углеродисто-черносланцевых комплексах южного обрамления Сибирской платформы	280

Глава III. ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ИНТРУЗИВОВ, РУДНЫХ ПОЛЕЙ, УЗЛОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Шарков Е.В. Платиноиды в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивах Карело-Кольского региона	290
Толстых Н.Д., Козлов А.П., Телегин Ю.М. Коренная платиновая минерализация Светлогорского и Нижне-Тагильского массивов, Платиноносный пояс Урала	297
Кнауф В.В., Гусева Н.С. О новом рудно-формационном типе платинометалльных руд в двучленных разрезах массивов южного обрамления Мончегорского расслоенного плутона	313
Комарова М.З., Козырев С.М., Максимов В.И., Симонов О.Н., Снисар С.Г., Вахрушева А.П., Пигарева П.В., Ерыкалов С.П., Вилинский С.А. Благороднометалльная минерализация вкрапленных руд Норильского рудного узла	330
Криволицкая Н.А., Гонгалевский Б.И., Свирская Н.М. Минералого-геохимические особенности пород и руд Масловского месторождения (Норильский рудный район)	342
Дюжиков О.А., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Платиноносный массив Бинюда (Таймыр) ..	351
Гринёв О.М., Гринёв Р.О. Новые данные по морфотектонике, вещественному составу и рудоносности Гулинского вулканоплутона	356
Лазаренков В.Г., Таловина И.В., Воронцова Н.И. Платиноиды, золото и серебро в гипергенных никелевых месторождениях	379
Турченко С.И. Природа платинометалльного оруденения в палеопротерозойской расслоенной интрузии Панских тундр (Кольский полуостров)	395
Гурьянов В.А., Приходько В.С., Гвоздев В.И., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л. Благороднометалльная минерализация в сульфидных медно-никелевых рудах кун-маньёнского интрузивного комплекса (юго-восток Алдано-Станового щита)	406
Еханин Д.А. Платиноносность Калнинского ультрабазитового массива Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян)	418
Гринев О.М., Опарин И.А. Благороднометалльная (Au, Pt, Ir, Os, Ru) специализация сульфидов уртитов Кия-Шалтырского плутона (Кузнецкий Алатау)	425

Глава IV. ГЕОХИМИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И УЗЛОВ

Глазунов О. М., Радомская Т.А., Глазунова Т.Л. Глубинные источники и эволюция платиноидно-медно-никелевого парагенезиса Кингашского рудного поля (КРП)	448
Петров О.В., Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Богомолов Е.С., Пушкарев Ю.Д., Сергеев С.А. Изотопный состав Sr, Nd, Hf и Pb как индикатор условий образования интрузивов Норильского рудного района	458
Петров О.В., Прасолов Э.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н., Халенев В.О., Груздов К.А. Изотопные корреляции в породах и рудах продуктивных интрузий Норильского района	467
Разин Л.В. Современная вулканогенная платиновая металлоносность и золотоносность на острове Кунашир, генетически связанная с молодым андезит-базальтовым вулканизмом Большой Курильской гряды	476

Глава V. МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ИНФОРМАЦИИ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПЛАТИНОНОСНЫМ РЕГИОНАМ

Ступак В.М. Сейсмические образы платиноносных районов северо-востока России	494
Васильев Ю.Р., Дмитриев А.Н., Неволин В.А., Гора М.П. Применение метода логико-математической обработки геологической информации для оценки перспективной Pt-Cu-Ni рудоносности некоторых трапповых интрузий запада Сибирской платформы	504
Чернышов А.И., Тарима С.С., Мишенина М.А. Математический анализ распределения благородных металлов на Кингашском месторождении	513

Глава VI. ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОСВОЕНИЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Козлов А.П., Чантурия В.А.** Технологические перспективы освоения крупно-объемных рудных месторождений платины в дунитах зональных базит-ультрабазитовых комплексов 524
- Чантурия В.А., Матвеева Т.Н., Недосекина Т.В., Иванова Т.А.** Новые методы повышения извлечения платиноидов из медно-никелевых руд 540
- Чантурия В.А., Бунин И.Ж., Хабарова И.А.** Импульсные технологии в процессах переработки труднообогатимого платиносодержащего сырья 551

Глава VII. КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

- Волкова Е.А., Лосева М.П.** Центральная заводская лаборатория ОАО «Красцветмет» выходит на новые сегменты рынка 561

CONTENT

	Page
Preface	10
Chapter I. THE MOST IMPORTANT RAW MINERAL AND GENESIS PROBLEMS OF PLATINUM METALS ORE FORMING	
Dodin D.A., Zolov K.K., Koroteev V.A., Chernyshov N.M. Platinum of Russia: the state and problems	12
Markushev A.A., Paneyakh N.A. Sulfide ores genesis and their platinum metals specification	52
Gorbunov G.I., Dyuzhikov O.A., Sharkov E.V. Conditions of formation of big and unique platinum-copper-nickel deposits	64
Zotov I.A. Trans-magma fluids as the main agent of the process of the giant endogenous deposits of platinum metals	74
Landa E.A. On participation of the crust substance into process of magma MPG deposits formation	88
Gurskaya L.I. The perspective directions of platinum metals investigations: the fluid regime and ore genes	96
Anikeeva L.I., Andreev S.I., Kazakov V.E., Alexandrov P.A. Platinoids into ferrous-manganese concretions of the World Ocean	106
Zabrodsky G.S., Igrevsckaya L.V. Production and mining of platinum metals by main countries producers	113
Chapter II. PLATINUM BEARING OF SINGLE REGIONS OF RUSSIA	
Kornev T.J., Yekhanin A.G. Platinum bearingness of Sayab-Enisseysky Region	124
Romanov A.P., Kurbatov I.I., Malych K.N., Snisar S.G., Borodina E.V., Yerykalov S.P., Kokorin N.I. Platinum metals resource potential of Western Taimyr	135
Chernyshov M.N., Chernyshova M.N. Platinum - bearing formations of the Voronezh crystalline massif and their place into the common model of formation of Pre-Cambrian lithosphere (the Central Russia)	161
Gurskaya L.I., Feoktistov V.P. Platinum metals resources potential along transport corridor "Polar Ural – Industrial Ural"	182
Moisseenko V.G., Stepanov V.A. Platinum bearing perspectives of East Russia	188
Sidorov E.G., Tolstykh N.D. Special features of platinum group minerals of basic – hyperbasic complexes of Koriak-Kamchatka Region	200
Zoloyev K.K., Koroteev V.A. Minerageny of the shelf of Main Ural deep fault and fluid sulphurization of the mantle hydrocarbons of West-Siberian sedimentation basin	217
Dushin V.A., Burmako P.L., Koz'mnin V.S. Platinum bearingness of Ural North	229
Sazonov A.M., Zviagina E.A., Naumenko N.G., Poleva T.V., Leontiev S.I., Troaimov V.R., Kolmakov Yu.V., Hertner I.F., Vrublevsky V.V., Krasnova T.S., Tishin P.A., Babakhina S.I. Platinum bearingness of alkali - ultrabasic complexes of Maimecha-Kotui Province	240
Gongalsky B.I. Platinum group metals into rocks and ores of deposits of Udokan – Chiny Region	253
Poliakov G.V., Izokh A.E. Upon perspectives of widening of Pre-Cambrian platinum bearing province at south of Siberian Platform	264
Orsoev D.A., Mekhonoshin A.S., Badmatsyrenova P.A. Platinum perspectives of North - Baikalsk nickel bearing province	275
Mitrofanov G.L. Tectonic conditions of forming and placing of precious metals deposits into carbon – black slates complexes of the south framing of Siberian platform	280
Chapter III. PLATINUM BEARING INTRUSIVES, ORE FIELDS, KNOTS AND DEPOSITS	
Sharkov E.V. Platinoids into stratified basic and ultra- basic intrusions of Karelo-Kolsky region	290
Tolstykh N.D., Kozlov A.P., Teleguin Yu.M. Rout platinum mineralization of Svetloborsk and Nizhne-Taguil massifs, Platinum-bearing belt of Ural	297

Knauf V.V., Guseva N.S. Upon new ore - formation type of platinum metals ores into twice-member sections of massifs of south framing of Monchegorsk stratified pluton	313
Komarova M.Z., Kosyrev S.M., Maximov V.I., Simonov O.N., Snissar S.G., Vakhrusheva A.P., Pigareve P.I., Yerykalov S.P., Vilensky S.A. Precious metals minerals of embedded ores of Norilsk ore knot ..	330
Krivolutskaya N.A., Gongalsky B.I., Svirskaya N.M. Mineralogical and geochemistry peculiarities of rocks and ores of Maslovsky deposit (the Norilsk ore knot)	342
Dyuzhikov O.A., Ckuzhenikin S.F., Turvtsev D.M. Platinum bearing Binyuda massif (Taimyr)	351
Grinyov O.M., Grinyov R.O. New data on morpho tectonics, substance composition and ore bearing of Guly volcano – pluton	356
Lazarenko V.G., Talovina I.V., Vorontsova N.I. Platinum, gold and silver into hyper-genesis nickel deposits	379
Turchenko S.I. Nature of platinum metals ore into Paleo-Proterozoic stratified intrusion on the Pansky tundra (Kol'sky Peninsula)	395
Gurianov V.A., Prikhod'ko V.S., Gvozdev V.I., Perestoronin A.N., Petukhov L.L. Precious metals minerals into sulfide copper-nickel ores of kun-man'onsky intrusive complex (south-east of Aldan-Stanovoy shield)	406
Yekhanin D.A. Platinum-bearing of Kalninsky ultra - basic massif of Kurtushibinsky ophiolite belt (Western Sayan)	418
Griniov O.M., Oparin I.A. Precious metals (Au,Pt,Ir,Os,Ru) special features of sulfides into Kiya-Shaltyr urtite massif (Kuznetsky Alatau)	425

Chapter IV. GEOCHEMISTRY OF PLATINUM BEARING ORE FIELDS AND KNOTS

Glasunov O.M., Radomskaya T.A., Glasunova T.L. Deep sources and evolution of platinum-copper-nickel para- genesis of the Kingash ore field	448
Petrov O.V., Lokhov K.I., Kapitonov I.N., Prasolov E.M., Bogomolov E.S., Pushkarev Yu.D., Sergeev S.A. Isotope composition of Sr, Nd, Hf and Pb as indicators of formation conditions of Norilsk ore field intrusions	458
Petrov O.V., Prasolov E.M., Sergeev S.A., PeKapitonov I.A., Khalenev V.O., Gruzlov K.A. Isotope correlation upon rocks and ores of productive intrusions of Norilsk region	467
Razin L.V. Recent volcano genesis platinum and gold bearing mineralisation on Kunashyr Island related to young andesite - basalt volcanism of Great Kurilian Bank	476

Chapter V. METHODS OF PROCESSING AND ANALYSIS OF INAJRMATION FOR PLATINUM BEARING REGIONS

Stupak V.M. Seismic appearance of platinum beating regions of North-Eastern Russia	494
Vasiliev Yu.R., Dmitriev A.N., Nevolin V.A., Gora M.P. Application of logic – mathematical analysis of geological information for estimate of perspective Pt -Cu -Ni ore bearing at several trap intrusions at the west of Siberian Platform	504
Chernyshov A.I., Tarima S.S., Mishenina M.A. Mathematical analysis of precious metals distribution at the Kingash deposit	513

Chapter VI. TECHNOLOGICAL ASPECTS OF PLATINUM METALS DEPOSIT DEVELOPMENT

Kozlov A.P., Chanturia V.A. Technological perspective for big volume platinum ore deposits development into dunits of zonal basic ultrabasic groups	524
Chanturia V.A., Matveeva T.N., Nedosekina T.V., Ivanova T.A. New methods of platinoids increasing extract from copper-nickel ores	540
Chaturia V.A., Bunin I.J., Khabarova I.A. Impulse technologies at processes of difficult concentrating platinum raw minerals reworking	551

Chapter VII. SHORT INFORMATIONS

Volkova E.A., Loseva M.P. Central plant laboratory of Krastsvetmet OSC put itself for new segments of the market	561
---	-----

ПРЕДИСЛОВИЕ

Программа «Платина России», разработанная в 1992 г. согласно приказу Комитета по геологии и использованию недр РФ № 3 от 14.01.92 г., за почти двадцатилетний период её выполнения внесла значительный вклад в изучение минерально-сырьевой базы платиновых металлов нашей страны. Одной из составных частей её выполнения стала подготовка и публикация ряда тематических монографий, в которых суммированы результаты работ многих коллективов и исследователей. В значительной степени эти издания привлекли внимание к отдельным регионам и проблемам платиноносности слабо изученных структурно-вещественных комплексов на предмет целенаправленного их изучения, что привело к открытию новых рудных объектов. Изданные монографии во многом инициировали постановку исследований в новых перспективных на МПГ районах, позволили провести современную типизацию перспективных комплексов, сформировали идеологию и методику платинопоисковых работ.

Можно с уверенностью констатировать, что выполненные научные исследования по Программе «Платина России» не имеют аналогов ни в России, ни за рубежом.

В ходе выполнения программы «Платина России» была разработана Стратегия Российской Федерации по развитию, воспроизводству, комплексному использованию и сохранению в долгосрочной перспективе минерально-сырьевой базы платиновых металлов в связи с обеспечением сырьевой безопасности страны. Остается надеяться, что при реализации такой стратегии Россия будет преобразована в передовую платиновую державу мира.

В настоящее время программа «Платина России» не имеет целевого финансирования и практически осуществляется по инициативе отдельных исследователей. Тем более отрадно, что в данном издании опубликованы результаты современных изысканий, выполненные в широком географическом (от северо-западных районов страны до Камчатки) и целевом (геология, геохимия, проблемы генезиса и методы поисков МПГ) спектрах.

Интерес геологов к проблемам платиноносности не иссяк, о чем свидетельствует прошедший в 2010 году в г. Красноярске Всероссийский научно-практический семинар «Платина в геологических формациях мира», который состоялся в рамках 4-го Международного горно-геологического делового форума «МИНГЕО СИБИРЬ 2010». Это свидетельствует о сохранении традиций изучения и обсуждения проблем развития минерально-сырьевой базы платиноидов в современных условиях широким кругом специалистов.

В VII томе сборника «Платина России» нашли своё отражение различные результаты исследований платиноносности в регионах страны. Рассмотрены состояние и перспективы платиноносности территории России и отдельных её платиноносных провинций Карело-Кольской, Курско-Воронежской, Уральской, Северо-Сибирской, Южно-Сибирской, Дальневосточной. Рассмотрены сырьевые и генетические проблемы платиноносности рудообразования; освещены платиноносность отдельных регионов России, а также отдельных интрузивов, рудных полей, узлов и месторождений. Приведены новые данные по геохимии платиноносных рудных полей и узлов; изложены методы обработки и анализа информации применительно к платиноносным регионам. На примере ряда месторождений выявлены изотопные и минералого-геохимические критерии поисков месторождений МПГ. Отражены технологические аспекты освоения платинометалльных месторождений. В настоящее время совершенствуются теоретические предпосылки расширения баз платинодобычи, что подтверждается насыщенностью территории страны платинометалльными месторождениями и проявлениями.

Редакционная коллегия выражает самую искреннюю благодарность авторам предоставившим материалы для публикации. Заслуживают самого пристального внимания сведения о новых перспективных на МПГ районах и объектах; несомненно, работы по исследованию их платиноносности следует продолжать и расширять. Вызывает уважение профессиональный подход к проблемам изучения платиноносности руководителей предприятий и организаций, участвовавших в проведении тематических исследований и в подготовке результирующих материалов.

Большую помощь в подготовке данного тома оказали Красноярское геологическое и минералогическое общества. Особую благодарность редакционная коллегия выражает Т.С. Додиной, выполнившей неоценимую работу по сбору материалов, их редактированию и координацию работ по подготовке данного тома.

Уверены, что публикация этих материалов внесёт свой вклад в развитие минерально-сырьевой базы металлов платиновой группы и станет катализатором новых открытий.

Редакционная коллегия выражает искреннюю признательность и благодарность всем соисполнителям программы «Платина России» и рассчитывает на дальнейшее плодотворное сотрудничество.

PREFACE

The Platinum of Russia Program elaborated in 1992, according to Order of Committee for Geology and Bowels Use of RF, 14.01.1992, № 3, for its almost twenty years, has brought the significant contribution into study of the platinum metals raw minerals base of our country. One of the parts of its execution was preparation and publication of several thematic monographs, where results of works of many collectives and single explorers were summed. These publications drew one's attention in significant grade to several regions and platinum - bearing problems of poorly studied structural and substance complexes for their target study. As a result the new ore objects were outcropped. The edited monographs in many respects were initiating the investigations at new perspective regions. They helped to make recent typing of perspective complexes, and to form the ideology and methods of platinum researches.

It's possible to be confidently that executed investigations upon the Program "Platinum of Russia" haven't any analogues in Russia and even trough the world.

During the "Platinum of Russia" Program execution the Strategy of Russian Federation for development, reproduction, complex use, and preservation upon long term perspective the raw minerals base of platinum metals for economical safety of Russia. We keep the hope that realization of the Strategy will help to transform Russia as a leader platinum State of the World.

At recent, the "Platinum of Russia" Program has no target finance and practically is executed by initiative of single explorers. The more so delight that into this edition the results of recent researches are published executed at wide geographic space (from north-west regions of the country to Kamchatka) and target (geology, geochemistry, genesis and methods of research for MPG).

The geologists interest to problems of platinum bearing is not run out. The Russian scientific practical seminar "Platinum in geological formations of the world" was carried out in 2010 at Krasnoyarsk. It was organized in the frames of 4th International mine-geological forum "MINGEO SIBERIA 2010". It confirmed that the traditions of study and discuss of problems for development of raw minerals base of

platinoids are kept by wide circle of specialists.

At the Vol. VII of the book "Platinum of Russia" different results of platinum bearing investigation at some regions of the country are placed. The state and perspective of platinum bearing of Russia and its single platinum bearing provinces are regarded: Karelo-Kol'sky, Kursko-Voronezh, Ural, North-Siberian, South-Siberian, Far East. Raw minerals and genetic problems of platinum metals ore genes are regarded; the platinum bearing of single regions of Russia, and also single intrusive, ore fields, knots and deposits are lighted. New data on geochemistry of platinum bearing ore fields and knots are brought; methods of reworking and analyses of information for platinum bearing regions. At example of deposits row isotope and mineral - geochemistry criterions of MPG deposits researches are revealed. Technological aspects of platinum deposits development are reflected. At recent theoretic pre-conditions of platinum mining base widening are improved. This is confirmed by satiation of the country's territory with deposits and displays of platinum metals.

Editors board thanks sincerely the authors who gave their materials for publishing. The information on new regions and objects perspective for metals of platinum group deserve the most close attention. It's necessary to continue and widen their investigation. The professional approach to platinum study problems of heads of enterprises, who tare part at thematic investigation and preparation of summary results, is deserved of respect.

Great help for preparation of this volume gave Krasnoyarsk Geological and Mineralogical Associations. Particular thanks the Editorial Board express to T. S. Dodina who executed inestimable work upon collection of materials, their edition and coordination of all works for preparation of this volume.

We are sure that publication of these materials will bring its contribution into development of raw minerals base of platinum group metals and will be a catalyst on new outcrops.

The Editorial Board expresses sincere gratitude and thanks to all executors of the "Platinum of Russia" Program and looks forward to next fruitful co-operation.

ВАЖНЕЙШИЕ СЫРЬЕВЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

УДК 553.491.8.001.12(470+571)

ПЛАТИНА РОССИИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Д.А. Додин*, К.К. Золоев**, В.А. Коротеев**, Н.М. Чернышов***

* Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и Мирового Океана (ВНИИОкеангеология). 190121, г. Санкт-Петербург, Английский просп., 1. E-mail: okeangeo@vniio.ru

** Институт геологии и геохимии УрО РАН. 620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: zoloev@ugse.isnet.ru; koroteev@ig9.uran.ru

*** Воронежский государственный университет. г. Воронеж, Университетская пл., 1
E-mail: gfkmp@main.vsu.ru

Впервые в рамках одной статьи рассмотрены состояние и перспективы платиноносности территории России и отдельных её платиноносных провинций - Карело-Кольской, Курско-Воронежской, Уральской, Северо-Сибирской, Южно-Сибирской, Дальневосточной. Разработана концепция развития комплексного освоения, восстановления и сохранения минерально-сырьевой базы платиновых металлов России в XXI веке. Убедительно показано, что при реализации такой стратегии Россия будет преобразована в передовую платиновую державу мира.

ВВЕДЕНИЕ

В 1992-2004 гг. ВНИИОкеангеология являлась головной организацией по разработке программы «Платина России» (далее Программа), которую институт разработал согласно приказу Комитета по геологии и использованию недр РФ № 3 от 14.01.92 г. В разработке её приняли участие ВГУ, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, УрО РАН, ИГиГ, ОАО УГСЭ, ИГЕМ, ОИГГиМ и ДВГИ РАН, ВостСибСНИИГГиМС. Программа была утверждена 27 мая 1992 г. зам. председателя Комитета Б.А. Яцкевичем. В Координационный научно-методический совет вошли члены академии РАН, доктора и кандидаты наук. В исследованиях по Программе приняло участие около 200 специалистов из 60 организаций 25 городов России - от Москвы и Санкт-Петербурга до Петропавловска-Камчатско-

го и Корфа. Соисполнителями от МПР РФ являлись ГП «ЭГГИ», ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ОАО УГСЭ, ВостСибСНИИГГиМС, ИМГРЭ, ВИЭМС и др., от РАН - ИГЕМ, ИЭМ, ИГиГД, ИЛСАН, ОИГГиМ и ИГ СО, ДВГИ, СВКНИИ и АмурКНИИ ДВО. Геологические институты Уральского, Кольского, Карельского и Бурятского научных центров РАН и др., от Министерства образования и науки - ВГУ, СПбГИ, СПбГУ, ТПУ, ТГИ, КАЦМиЗ, от акционерных обществ - «Механобр-Инжиниринг», «Механобр-Аналит», Гипроникель и др., от РАЕН - Институт платины. В 1995 г. Программа из отраслевой стала Федеральной.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Металлы платиновой группы (МППГ) - весьма ценные полезные ископаемые, используемые в автомобильной, ювелирной, электронной, химической и нефтехимической отраслях промышленности, самолетостроении, ракетостроении, ряде областей науки, а также в новейших технологиях. В ближайшие десятилетия платиноиды могут стать основным видом сырья для водородной энергетики [26]. По авторским оценкам уже в 1991 г. потребление МППГ стало приближаться к их производству (важнейшее из оснований для постановки Программы), а с 1994 г. потребление ежегодно стало превышать (на 30-150 т) производство (в 2005 г. - 154,7 т), а после 2015 г. потребление может превосходить производство на 100-180 т [7, 25].

Резко возросшее потребление МПГ в мире обеспечивается за счет поставок из ЮАР и России (седьмая часть всех запасов платиноидов мира [4]), в меньшей мере из Канады, США (табл. 1) и других стран. Причем из России при очень низком (~10% производства) внутреннем потреблении платиновых металлов значительная часть поставок их на экспорт заимствуется из запасов **Государственного стратегического резерва**.

Вместе с тем, производство платиновых металлов в России в 2007 г. резко упало (табл. 2). А это означает, что ориентация нашей платинодобывающей отрасли только на палладиеносные норильские месторождения (с очень малой долей богатых руд) и платиновых россыпей (с падающей добычей) устарела.

Чтобы не только не потерять завоеванные позиции на мировом рынке платиноидов, но и за-

Таблица 1

Поставки платины, палладия и родия на мировой рынок (в т)

Страны	Годы								
	1996			1998			2000		
	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh
Россия	37,94	174,16	3,42	40,43	180,38	3,42	34,21	161,72	9,02
ЮАР	105,43	52,56	11,16	114,45	56,60	12,44	118,20	57,80	14,21
Северная Америка	7,46	14,15	0,16	8,86	20,53	0,50	8,86	19,75	0,50
Прочие	4,04	2,95	0,06	4,20	6,22	0,12	3,27	2,19	0,09
Всего	154,87	243,82	14,80	167,94	263,73	16,58	164,54	241,46	23,82
Страны	Годы								
	2002			2003			2004		
	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh
Россия	30,5	72,2	2,8	32,7	91,7	4,5	26,3	149,3	3,0
ЮАР	138,4	67,2	15,2	144,0	73,1	16,9	155,8	77,1	18,3
Северная Америка	12,1	30,8	0,8	29,1	29,1	0,8	12,0	30,6	0,6
Прочие	4,7	5,3	0,2	7,0	7,6	0,4	7,8	8,2	0,5
Всего	185,7	175,5	19,0	212,8	201,5	22,1	201,9	265,2	22,4
Страны	Годы								
	2005			2006			2007		
	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh
Россия	27,7	143,7	3,0	27,4	121,4	2,9	26,1	108,9	2,8
ЮАР	175,7	81,0	18,3	164,5	90,3	21,4	164,1	85,3	20,3
Северная Америка	17,4	28,3	0,6	10,7	30,6	0,6	12,3	32,6	0,6
Прочие	8,7	8,4	8,7	8,4	8,4	0,7	8,8	8,9	0,8
Всего	229,5	211,4	30,6	211,0	250,7	24,6	211,3	236,7	24,5
Страны	Годы								
	2008			2009			2010		
	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh
Россия	26,1	118,2	2,8	26,1	118,2	2,8	26,1	118,2	2,8
ЮАР	186,6	100,9	24,4	200,8	100,9	25,1	212,7	117,1	26,3
Северная Америка	12,4	33,6	0,6	12,5	33,6	0,6	12,0	33,6	0,6
Прочие	9,8	9,6	0,8	10,8	10,9	0,9	12,1	12,2	1,0
Всего	234,9	262,3	28,6	250,2	263,6	27,4	262,9	281,0	30,7
Страны	Годы								
	2011			2011			2011		
	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh
Россия	26,1	118,2	2,8	26,1	118,2	2,8	26,1	118,2	2,8
ЮАР	200,8	121,7	27,2	200,8	121,7	27,2	212,7	117,1	26,3
Северная Америка	11,7	33,6	0,6	12,5	33,6	0,6	12,0	33,6	0,6
Прочие	12,5	13,5	1,1	10,8	10,9	0,9	12,1	12,2	1,0
Всего	251,1	290,0	37,7	250,2	263,6	27,4	262,9	281,0	30,7

Примечание: составлено по данным компании Джонсон Мэтти (Johnson Matthey) и Мэррил Линч (Merrill Lynch).

Добыча платиновых металлов в ведущих странах-производителях мира (т)

Страна	1995	2000	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Россия (1)	<u>70</u> 21	<u>110</u> 25	<u>90</u> 30	<u>105,9</u> 25,9	<u>112,5</u> 26,1	<u>128,3</u> 29,9	<u>128,3</u> 29,9	<u>117,0</u> 22,0	<u>236,0</u> 25,2	<u>121,0</u> 23,2
Россия (2)	<u>110,2</u>	<u>132,4</u>	<u>139,9</u>	<u>144,7</u>	<u>150,8</u>	<u>159,9</u>	<u>156,4</u>	<u>159,8</u>	<u>156,3</u> 27,0	<u>153,7</u> 26,0
ЮАР (2)	<u>183</u> 102	<u>202</u> 118	<u>245</u> 147	<u>220,1</u> 147,9	<u>230,8</u> 153,2					
Канада (2)	<u>16</u> 6	<u>15</u> 6	<u>18</u> 8	<u>18,2</u> 4,6	<u>25,7</u> 7,7					
США (2)	<u>7</u> 2	<u>13</u> 3	<u>15</u> 4	<u>18,2</u> 4,2	<u>17,6</u> 4,0					
Зимбабве (2)	<u>?</u>	<u>10</u>	<u>15</u>	<u>7,5</u> 3,4	<u>8,3</u> 4,6					
Остальные (2)	4	?	1	<u>4,4</u> 1,5	<u>4,3</u> 1,4					
Всего (2)	<u>270</u> 135	<u>350</u> 120	<u>383</u> 190	<u>379,5</u> 188,4	<u>399,4</u> 197,1					

Примечание: (1). По данным компании «Johnson Matthey», Геологической службы США; 2005-2007 гг. – по данным ЗАО «НБЛЛензолото» и GFMS Limited, London. (2). По материалам Государственного доклада о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2007, 2008, 2010 гг. [6].

нять на нем лидирующее положение, России необходимы новые крупнообъемные источники МПГ, в первую очередь, платины. Стоимость последней на мировом рынке (10.02.03 г. – 22,06; 05.12.07 г. – 47,2; 12.08.09 г. – 39,7; 15.06.11 г. – 58,6 долл/г) постоянно (кроме 2000-2001 гг.) превышает таковую палладия (соответственно 8,10; 11,7; 8,65 и 24,5 долл/г).

В ближайшее время следует задействовать детализированные известные и вновь открытые (**прирост ресурсов $P_3 > 20$ тыс.т**) при исследованиях по Программе и других работах источники платиносодержащего сырья (табл. 3), в первую очередь, наиболее технологичные из них (Федорово-Панское, Верхне-Норильское, Верхне-Талнахское малосульфидные платинометалльные, Масловское платиноидно-медно-никелевое, Пудожгорское благороднометалльно-титаномагнетитовое и др.), а также крупнообъемные источники платиновых металлов – золото-платиноидные месторождения в черносланцевых толщах и железистых кварцитах. Также необходимо немедленно начать массивные поиски **богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд – важнейшего крупнообъемного источника платиносодержащего сырья в Норильском районе** (табл. 3).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования по Программе проводились во всех регионах страны – Карело-Кольском, Центрально-Российском, Уральском, Сибирском и Дальневосточном. Их основные результаты в целом по стране и кратко по отдельным регионам приводятся ниже.

Основные результаты исследований

1. Разработана первая в мире максимально полная формационно-генетическая классификация платиноидных месторождений с выделением эндогенного, полигенного, экзогенного и техногенного классов, геохимических групп, подгрупп, типов и подтипов (класс > группа > подгруппа > разновидность > тип > подтип).

2. Создана минералого-геохимическая классификация изученных месторождений с установлением восьми важнейших типов (табл. 4), позволяющая определить важнейшие минералы МПГ для каждого из них [24].

При этом сделан сугубо ориентированный вывод, что в рудах первого типа преобладают интерметаллические соединения, второго – висмутотеллуриды, теллуриды и теллурувисмутиды, третьего и четвертого – сульфиды, пятого и шестого – станниды, арсениды, арсенотеллуриды

Таблица 3

Развитие минерально-сырьевого потенциала МПГ России в 1992-2004 гг.
(программа «Платина России» и др.)

Месторождения 1992 г.	Месторождения 2004 г.
<u>Платиноидно-медно-никелевые</u> Норильск-1, Талнахское, Октябрьское, Еланское, Мамонское, Печенгское, Мончегорское, Йоко-Довыренское	Те же, что и в 1992 г. (включая Черногорское, Норильск-II, Масловское, Кингашское)
<u>Россыпные</u> Уральские, Кондер, Инагли, Чад, Корякские, Вилуйские, Норильские, Гулинское	<u>Техногенные</u> Норильское, Талнахское, Уральские, Курско-Белгородское
<u>Платиносодержащие титаномагнетитовые</u> Качканарское, Волковское	<u>Малосульфидные платинометалльные</u> Федорово-Панское, Верхне-Норильское, Верхне-Талнахское, Имангдинское, Йоко-Довыренское
<u>Техногенные</u> Уральские	<u>Полиметалльные МПГ-Аи-углеродистого типа</u> Тимское, Сухоложское, Онежские, Олимпиадинское, Гольшевское и др.
	<u>Платиносодержащие ванадий-(апатит)-титаномагнетитовые</u> Пудожгорское, Койкаро-Святнаволоцкое, Баронское
	<u>Платиносодержащие нефелиновые</u> Кия-Шалтырское, Горячегорское, Крестовское
	<u>Платиносодержащие меднорудные</u> Удоканское, Игарское
	<u>Платиносодержащие апатит-магнетитовые</u> Ковдорское
	<u>Платиносодержащие железорудные</u> КМА, Оленегорское, Костомукшинское и др.
	<u>Платиносодержащие коры выветривания</u> Уфалейское, Сахарихинское, Елизаветинское
	<u>Платиносодержащие колчеданно-полиметаллические</u> Гайское

Таблица 4

Минералого-геохимическая классификация платинометалльных и платиносодержащих месторождений

Минералого-геохимический тип месторождений	Промышленная значимость (в т.ч. потенциальная) для России
1. Сульфидный Pt-Pd и Pd-Pt	Максимальная
2. Малосульфидный Pt-Pd и Pd-Pt	Очень высокая
3. Хромитоносный комплексный МПГ, преимущественно Os-Ir-Pt	Выше средней
4. Титаномагнетитовый V-Pt-Pd и V-Pd-Pt	Высокая
5. Нефелиновый комплексный МПГ	Средняя
6. Апатит-магнетитовый комплексный МПГ	Неясная
7. Углеродистый комплексный МПГ	Высокая и очень высокая
8. Гематит-магнетитовый комплексный МПГ	Высокая

МПГ, седьмого – самородные платиноиды и висмутиды, восьмого – палладистое золото, осмистый иридий и др. При этом такие минералы, как сперрилит, станнопалладинит, поликсен, стибнопалладинит, соболевскит, котульскит, холлингвортит и другие встречаются в большинстве руд или в рудах всех типов.

3. Установлены новые промышленно-значимые нетрадиционные типы месторождений МПГ: платинометалльные малосульфидные, платиносодержащие техногенные, полиметалльные (преимущественно углеродсодержащие золоторудные), железорудные, глиноземсодержащие, ванадий-титаномагнетитовые, редкометалльные, коры

выветривания, медно-порфировые и другие, которые наряду с Норильскими месторождениями могут и должны стать важнейшими составляющими минерально-сырьевой базы (МСБ) МПГ страны в XXI веке.

4. Объективно доказана очень высокая степень платиноидной продуктивности углеродсодержащих формаций и ряда конкретных золоторудных месторождений в них [5, 31, 33-35].

5. Предварительно обоснована глобальная платиногенерирующая роль щелочного магматизма [2, 6].

6. Определены важнейшие (кроме Норильско-Талнахских) новые крупнообъемные источники МПГ: золото-платиноидные месторождения в углеродсодержащих толщах и железистых кварцитах (гарант лидирующего положения России на мировом рынке).

7. Созданы технологии получения МПГ из малосульфидных платинометалльных и техногенных руд, разработан оригинальный (в экспериментальном варианте) доменно-конверторный метод извлечения платиноидов из дунитов и черных сланцев [24].

8. Намечены закономерности геодинамического развития платиноидного рудогенеза крупных регионов [6, 9, 11].

9. Обоснованы геолого-металлогенические и прогнозно-поисковые модели важнейших типов платинометалльных месторождений с определением конкретных источников их формирования [1, 12, 29].

10. Предложены варианты технологий прогнозирования и поисков месторождений сульфидной платиноидно-медно-никелевой, малосульфидной платинометалльной и золото-платиноидной в углеродсодержащих комплексах формаций.

11. Построены карты платиноносности России масштабов 1:5 000 000, 1:7 500 000 и 1:10 000 000 со схемами прогнозно-платинометаллогенического районирования.

12. Предложена на основе детализации известных и открытия новых платиносодержащих объектов долгосрочная четырехэтапная концепция расширения Норильской, Алданской, Корякско-Камчатской, Карело-Кольской, создания Центрально-Российской и Южно-Сибирской, а также возрождения Уральской минерально-сырьевой базы платинодобычи, которая обсуждается в последней главе статьи («Направление работ по программе...»).

13. Изданы включающие новые материалы всех исполнителей Программы: а) сборники научных трудов «Платина России» -- тома I [20], II -- в двух книгах (1995), III -- в двух книгах (1999), IV (1999), V (2004), VI (2005); б) монографии и научно-аналитические обзоры:

1. Платинометалльные месторождения мира.

Том I. Малосульфидные платинометалльные месторождения в ритмично-расслоенных комплексах [20]; том II. Платинометалльные хромитовые и титаномагнетитовые месторождения (2002); том III. Комплексные золото-редкометалльно-платиноидные месторождения [12].

2. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири (1995).

3. Геохимия платиновых металлов (1996).

4. Нетрадиционная платинометалльная минерализация Средней Сибири (1997).

5. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века [16].

6. Геология и золото-платиноносность нефелиновых пород Западной Сибири [2].

7. Платинометалльные месторождения России [10].

8. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования [5].

9. Металлогения платиноидов крупных регионов России (2001).

10. Конъюнктура минерального сырья: Металлы платиновой группы (2001).

11. Металлогения Таймыро-Норильского региона (2002).

12. Платина России [23].

13. Платиноносность формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) [23].

14. Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива (2005).

15. Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона [35].

16. Углеродсодержащие формации -- новый крупный источник платиновых металлов XXI века [31].

Таким образом, в 1994-2004 гг. было издано более 20 работ (объем >600 печ. л), доступных широкой читательской аудитории. За 12 лет реализации Программы было сделано намного больше (особенно это четко будет видно при рассмотрении конкретных платиноносных регионов), чем за многие десятилетия до ее функционирования.

Теперь необходимо разбраковать объекты таблицы 3 и освоить целый ряд из них. Для этого следует выполнить значительные объемы геолого-разведочных работ по реализации обоснованных перспектив платиноносных регионов и конкретных объектов. Наиболее важно доисследовать и подготовить к отработке крупнообъемные источники платиносодержащего сырья, а также, хотя бы частично, реализовать разработанную стратегию развития, воспроизводства и комплексного освоения минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Последняя отчетливо следует из приведенной ниже краткой характеристики исследованных по Программе платиноносных регионов и отдельных крупных и уникальных месторождений. Среди последних устанавливаются суперкрупные и гигантские месторождения. При таком подходе шкала коренных месторождений будет иметь пятиступенчатый уровень: гиганты (>5000 т), суперкрупные (>1000 т), крупные (>100 т), средние (>50 т), мелкие (<50 т). Для техногенных месторождений эти величины должны быть уменьшены в 10, а для россыпных – в 20-50 раз.

Важнейшими особенностями уникальных (суперкрупных и гигантов) объектов являются: а) локализация и формирование в приуроченных к рифтогенам рудообразующих системах сложного строения и длительного (до нескольких сотен млн лет) многоэтапного развития, а также к зонам поясового рифтогенеза на периферии платформ в областях сочленения с океаническими рифтами; б) длительность и многопроцессность (глубинная флюидная ликвация, магматизм в современных и промежуточных очагах, флюидный метасоматоз, сульфидизация, гидротермальная деятельность, гипергенез и т.д.) рудообразования при значительных и весьма значительных объемах мантийных флюидов; в) сложное полизональное строение входящих в связанные со следами горячих точек рифтогены рудно-магматических и рудно-метасоматических систем; г) подъем в зонах тройного сочленения мантийных конвективных ячеек (В.Е. Хаин, С.М. Кравченко) флюидизированных мантийных плюмов, обогащенных H_2 , S, Cl, Al, Ca, углеводородами и сопутствующими металлами; д) связь с трапповой, перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой, дунит-клинопироксенит-габбровой, дунит-гарцбургитовой, ийолит-карбонатитовой, черносланцевой, железисто-кварцитовой формациями; е) совместное проявление нескольких минералого-геохимических типов и подтипов руд, закономерно

распределенных в таких системах (сульфидный и малосульфидный в норильских, малосульфидный и хромитовый в Бураковском, сульфидный и титаномагнетитовый в Чинейском месторождениях и др.); ж) полиэлементность (~90 элементов) и полиминеральность (~100 платиновых фаз) руд в одном объекте; з) многоэтапность и многостадийность минералообразования, продемонстрированные в рассмотренных моделях формирования; и) различная размерность минеральной (нано-, микро- и макроминеральной) и изоморфной форм и достаточно переменное различие их соотношений; к) значительная изменчивость составов минералов в двойных, тройных и более сложных системах; л) взаимная приуроченность россыпных и техногенных месторождений; м) проявления рудно-анортозитового и анортозитового трендов расслоения и рудогенеза.

К рассматриваемым месторождениям в мире могут быть отнесены объекты платиносодержащих хромитовой (бушвельдский, уральский и альпийский типы) и титаномагнетитовой (пудожгорский тип), малосульфидной платинометалльной (рифа Меренского, верхнеталнахский и стиллуотерский типы), сульфидной платинодно-медно-никелевой (норильско-талнахский, плэтрифский, дулутский, мончегорский и бирюсинский типы), золото-платиноидной в черносланцевых толщах (сухоложский, мурунтауский, онежский, наталкинский и тимской типы) и железистых кварцитов (курско-белгородский тип), платинометалльной россыпной (уральский или аляскинский и алданский типы), а также техногенной (хвостотвалы месторождений Норильска-Талнаха, Платиноносного пояса Урала, железорудных месторождений КМА) формаций. Эндогенные месторождения МПГ образуют с вмещающими их комплексами единые рудно-магматические (РМС) и рудно-метасоматические (РММС) системы (составные части выделенных нами ранее [9, 10, 20-25] структурно-формационных комплексов – СФК) сложного строения и длительного многоэтапного становления. Максимально промышленно важные региональные РМС и РММС – платиноносные провинции – тяготеют к участкам пересечения минералогических поясов. Выделены субмеридиональные Восточно-Европейский, Урало-Бушвельдский, Аддано-Гренландский, Тихоокеанский и субширотные Арктический, Амуро-Алтайский, Средиземноморский, Среднеазиатско-Китайский (рис. 1) и Северо-Американский платиноносные пояса. Так, на пересечении Арк-

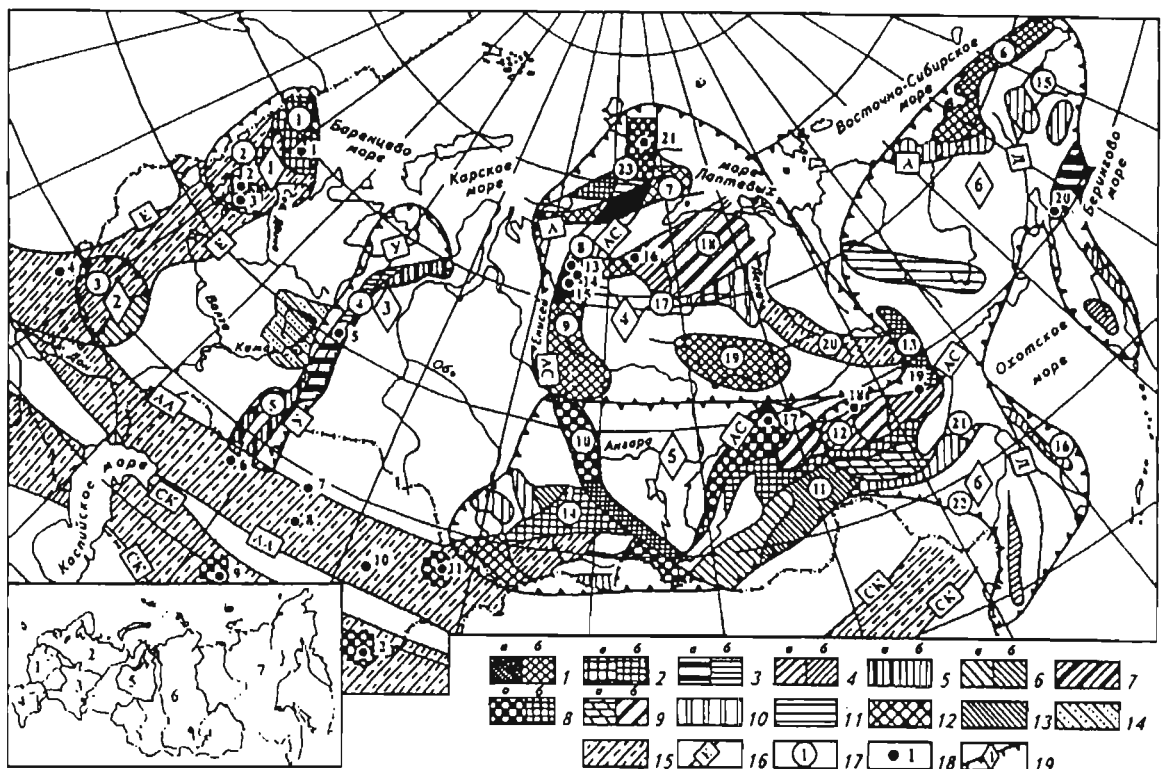


Рис. 1. Схема прогнозно-платинометаллогенического районирования территории России и прилегающих территорий

1-15 – рудно-формационные типы платиноносных провинций и областей (а – установленные, б – предполагаемые): 1 – норильско-талнахский, верхнеталнахский, неконгдоконский, норильские россыпной и техногенный, талнахский техногенный, на Чукотке – наталкинский, 2 – федорово-панский, бураковский, пудожгорский, печенгский, Мончегорский и др., 3 – уральские коренной, россыпной и техногенный, а также корякский россыпной, 4 – алданские коренной и россыпной, 5 – кемпирсайско-райизский, 6 – еланский, мамонский, 7 – маймечя-котуйский и ковдорский, а также гулинский россыпной, 8 – сухоложский, мурунтауский, западно-калбинский, 9 – россыпной, связанный с древними толщами, 10 – южно-китайский (куонамский), 11 – таймырский, 12, 13 – куру гегерекский, рудно-алтайский, сорские коренной и техногенный, 14 – верхнекамский, 15 – смешанные (тимской, онежский, южно-китайский, стиллуотерский и др.); 16 – платиноносные пояса: Е – Восточно-Европейский, У – Уральский (отрезок Урало-Бушвельдского планетарного пояса), АС – Алдано-Североземельский (часть Алдано-Гренландского), Д – Дальневосточный (Тихоокеанский), А – Арктический, АА – Амуро-Алтайский, СК – Среднеазиатско-Китайский; 17 – платиноносные провинции (цифры в кружках): 1 – Кольская, 2 – Карельская, 3 – Воронежская, 4, 5 – Восточно- (4) и Западно-Уральские (5). 6 – Чукогско-Ануйская, 7 – Таймырская, 8 – Таймыро-Норильская, 9 – Курейско-Тунгусская, 10 – Енисейского кряжа, 11 – Байкальская, 12 – Алдано-Становая, 13 – Сетте-Дабанская, 14 – Алтае-Саянская, 15 – Корякско-Камчатская, 16 – Сахалинская, 17 – Маймечя-Котуйская, 18 – Енисейско-Оленекская, 19 – Вилюйская, 20 – Куонамская, 21 – Монголо-Охотская, 22 – Амуро-Приморская, 23 – Таймыро-Североземельская; 18 – платиноидные месторождения: 1 – Федорово-Панское; 2 – Падминское, 3 – Бураковское. 4 – Среднеднепровское, 5 – Денежкин Камень, 6 – Кемпирсай, 7 – Джаркаингач, 8 – Джезказган, 9 – Мурунтау, 10 – Бошакуль, 11 – Западной Калбы, 12 – Кумтор, 13 – Талнахское, 14 – Верхнеталнахское, 15 – Норильское техногенное, 16 – Гулинское, 17 – Сухой Лог, 18 – Инагли, 19 – Кондер, 20 – Левтыринываям, 21 – Голышевское; 19 – платиноносные регионы, рассматриваемые в монографии (цифры в ромбах): 1 – Карело-Кольский, 2 – Курско-Воронежский, 3 – Уральский, 4 – Северо-Сибирский, 5 – Южно-Сибирский, 6 – Дальневосточный. На врезке – федеральные округа: 1 – Центральный, 2 – Северо-Западный, 3 – Приволжский, 4 – Северо-Кавказский, 5 – Уральский, 6 – Сибирский, 7 – Дальневосточный

тического пояса с Тихоокеанским располагается Чукотско-Ануйская, с Алдано-Гренландским – Таймыро-Норильская и Восточно-Гренландская (рис. 2), а с Восточно-Европейским – Кольская и Фенно-Скандинавская платиноносные провинции. К области сочленения Амуро-Алтайского пояса с Тихоокеанским приурочена Филиппинско-Калимантанская, с Алдано-Североземельским

(отрезок Алдано-Гренландского пояса) – Алдано-Становая и Алтае-Саянская, с Урало-Бушвельдским – Северо-Казахстанская провинции [10].

Каждый из выделенных поясов связан с определенным типом (типами) земной коры и претерпел длительную эволюцию в геологическом времени. Восточно-Европейский пояс наложен на сложнопостроенную систему неоднократно

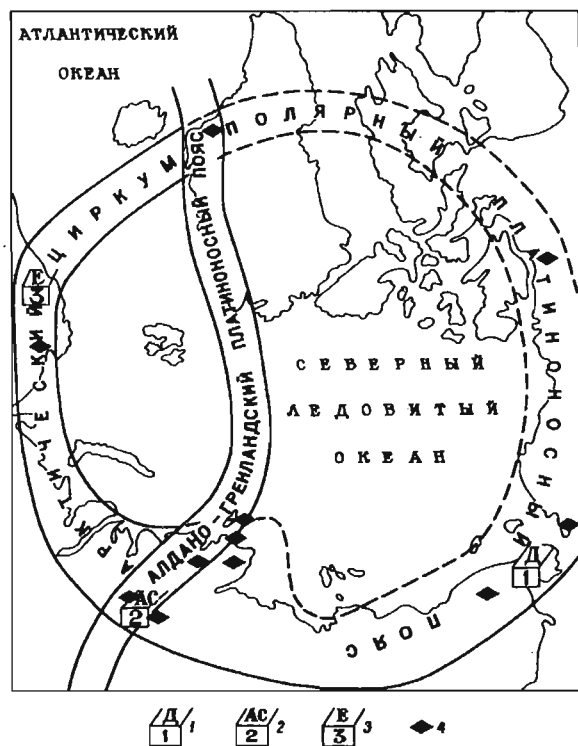


Рис. 2. Расположение максимально промышленно-значимых платиновых провинций со сверхкрупными объектами на пересечениях Арктического, Алдано-Североземельского, Восточно-Европейского и Дальневосточного поясов (платиновая металлогенетическая решетка)

1-3 - платиновые провинции: 1 - Чукотско-Аннинская (Дальневосточный пояс), 2 - Таймыро-Норильская (Алдано-Североземельский пояс), 3 - Кольская (Восточно-Европейский пояс); 4 - платинометалльные месторождения и рудопроявления

реактивированных рифтов, развитых в гранит-зеленокаменных областях Восточно-Европейской платформы и Фенно-Скандинавского щита. Уральская складчатая система, по мнению Л.Н. Овчинникова, представляет собой сегмент глобального кольца рифтогенных структур, располагающихся вдоль Урало-Африканской аномалии, выражающейся в уменьшении плотности мантии к востоку от линии Урал-Мадагаскар.

Это позволяет выделить крупнейший планетарный Урало-Бушвельдский пояс протяженностью более 20 тыс. км с длительностью процессов платиноидного рудогенеза около 3 млрд лет.

Арктический пояс (см. рис. 2) наложен на одноименный циркумполярный складчатый пояс длительного развития. Арктические платиновые провинции, весьма различные по геотектонической природе, объединяются в единый платиновый пояс с приуроченностью к континентально-океан-

ной планетарной зоне и существенной ролью в их эволюции рифтов и рифтогенных структур, раздвигающих континентальную мегаплиту со стороны океана. В строении пояса намечаются три зоны: внутренняя глубоководная - полиметаллически-сульфидно-нефтегазоносная, средняя - полиметаллоносно-нефтегазово-золото-платиноносная, крайняя - золотоносно-алмазоносная.

Создание карт платиновости России масштабов 1:5 000 000-1:10 000 000 сделало возможным построение схемы размещения главных рудно-формационных типов платиновых провинций в пределах Российской Федерации и прилегающих территорий (см. рис. 1).

Глобальные особенности рудных поясов - связь с глубинными трансрегиональными и планетарными разломами, переход с суши на шельф и в океан, многоэтапность геосинклинальных и активизационных циклов, тектоно-магматических и минерагенических процессов - приводят к полигенности, полихронности, полиформационности и чрезвычайно сложному строению не только самих поясов, но и провинций, а также платиновых регионов [23].

Карело-Кольский регион

Рассматриваемый регион объединяет Кольскую и Карельскую платиновые провинции (см. рис. 1). Для них установлены закономерности распределения и намечены модели формирования известных, выявленных и изученных месторождений и рудопроявлений МППГ (рис. 3). Важнейшими из них являются: а) приуроченность к рифтогенным структурам и образование РМС и РММС различного ранга и размера: суперрегиональных - Кольской и Карельской платиновых провинций, региональных - Печенга-Имандро-Варзугской, Северо- и Южно-Карельской структурно-металлогенетических зон; б) унаследованность и повторяемость платиноидного рудогенеза на протяжении 2500 млн лет: раннеархейский нуклеакратонный ловноозерский сульфидный платиноидно-медно-никелевый перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс > позднеархейский протогеосинклинальный аллареченский сульфидный платиноидно-медно-никелевый дунит-гарцбургитовый (железистый) комплекс > раннепротерозойские комплексы континентального рифтогенеза - мончегорский сульфидный платиноидно-медно-никелевый норит-ортопироксенит-перидотитовый > федорово-панский малосульфидный платинометалльный перидо-

тит-пироксенит-габброноритовый и имандровский (сопчеозерский) платиноидно-хромитовый и платиноидно-ванадиево-титаномагнетитовый норит-габбронорит-габбро-диоритовый > раннепротерозойские комплексы реактивированного рифтогенеза: пудожгорский малосульфидный платиноидно-ванадий-титаномагнетитовый (с золотом и серебром) габбро-долеритовый и печенгский сульфидный платиноидно-медно-нике-

левый габбро-верлитовый комплексы > палеозойский рифтогенный ковдорский платиноидно-редкометалльно-апатит-магнетитовый ийолит-карбонатитовый комплекс; в) полнота и гетерогенность разреза углеродсодержащих формаций онежского типа (онежский и уницкий подтипы), образующих РММС (Онежская рифтогенная впадина, рис. 4), широкое развитие шунгитоносных пород с содержанием $S_{св} > 5\%$, интенсивное и неоднок-

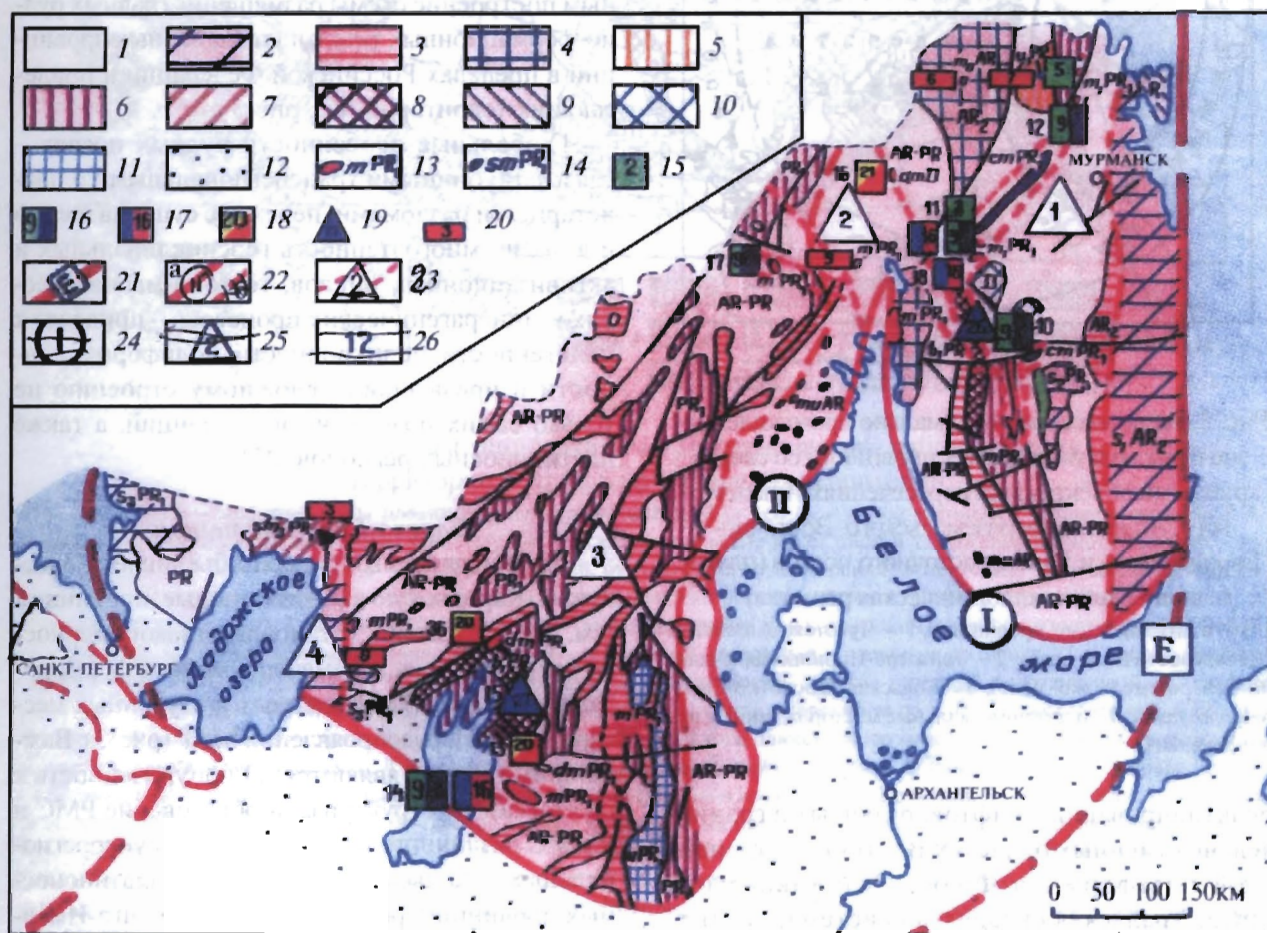


Рис. 3. Карта платиноносности северо-западной части России (Карело-Кольский регион) [10, 22]

1-12 – типы структурно-формационных комплексов: 1 – нерасчлененных метаморфитов, 2 – гранитоидов (мигматит-гранитов (S_1), гранитов щелочных (S_2) и рапакиви (S_3)), 3 – зеленокаменных и гранит-зеленокаменных поясов, 4 – гранулитовых поясов и блоков, 5 – амфиболит-гранитогайсовых куполов и выступов, 6 – интрузивно-вулканогенных прогибов, 7 – метасадочных прогибов, 8 – докембрийских щитов и массивов с платиноносными высокоуглеродистыми сланцами и их метасоматитами (тимской и онежский типы), 9 – черносланцево-карбонатно-терригенных прогибов (сухоложский тип?), 10 – апатитовых нефелиновых сиенитов, II – интрузивно-вулканогенных прогибов с широким развитием ультрамафитовых массивов, 12 – чехла Русской платформы; 13-14 – платиноносные интрузивные формации: 13 – перидотит-пироксенит-габброноритовая, 14 – ортопироксенит-норит-диоритовая; 15-20 – платиноносные рудные формации, месторождения установленные и прогнозируемые (цифры в знаке соответствуют пронумерованным типам месторождений и проявлений в табл. 3.11 [Додин и др., 2000]; около знака – месторождения; 10 – Федорово-Панское, 11 – Мончегорское, 12 – Лоустари, 13 – Пудожгорское, 14 – Бураковское, 15 – Онежское, 16 – Ковдорское, 17 – Луккулайсваара, 18 – Имандровское, 36 – Святнаволоковское); 15 – МПГ-Cu-Ni; 16 – малосульфидная платинометаллическая, 17 – платиноносная хромитовая, 18 – платиноносная титаномагнетитовая, 19 – платиноносная полиметаллическая (черные сланцы и их метасоматиты), 20 – платинопроявления; 21-23 – платиноносные и потенциально платиноносные пояса, провинции, области: 21 – Восточно-Европейский пояс, 22 – провинции: I – Кольская, II – Карельская, 23 – области: 1 – Лапландско-Кольская, 2 – Беломорская, 3 – Центрально-Карельская, 4 – Ладожская, 5 – Прибалтийская; 24 – зоны, контролирующие размещение платиноносных интрузий

ратное в их (РММС) пределах проявление базальтоидного и щелочно-базальтоидного магматизма, наличие своеобразных тектонических структур свекофенской (1900-1700 млн лет) тектонотермальной активизации (зон складчато-разрывных дислокаций – СРД), значительное развитие средне-, низкотемпературного магнизиально-щелочно-карбонатного метасоматоза; г) приуроченность малосульфидного платинометалльного оруденения к различным по мощности и значимости «наборам пород»: оруденелой зоне – (мощность (М) >100 м, МПГ - 0,01-0,3 г/т) > рудоносному горизонту (рифовая пачка М >10, МПГ >0,1 г/т) > рудоносному телу-рифу (М - 0,01-0,5 м, МПГ до 50-60 г/т); д) связь богатого

платинометалльного оруденения с существенно известково-глиноземистыми породами – анортозитами, лейкогаббро, габбро-анортозитами; е) рост количества собственных минералов МПГ от сульфидных руд к малосульфидным.

Широкое развитие в пределах Кольской и Карельской провинций платиноносных близкоодновозрастных (~2430-2526 млн лет) [1] расслоенных массивов (Мончегорский, Имандровский, горы Генеральской, Федорово-Панский, Торнио-Нюранкаваара, Бураковский и др., рис. 4), сформированных в едином рифтогенном режиме разноранговых рудно-магматических систем (РМС) с платинометалльными малосульфидными, платиносодержащими медно-никелевыми, хромитовыми и

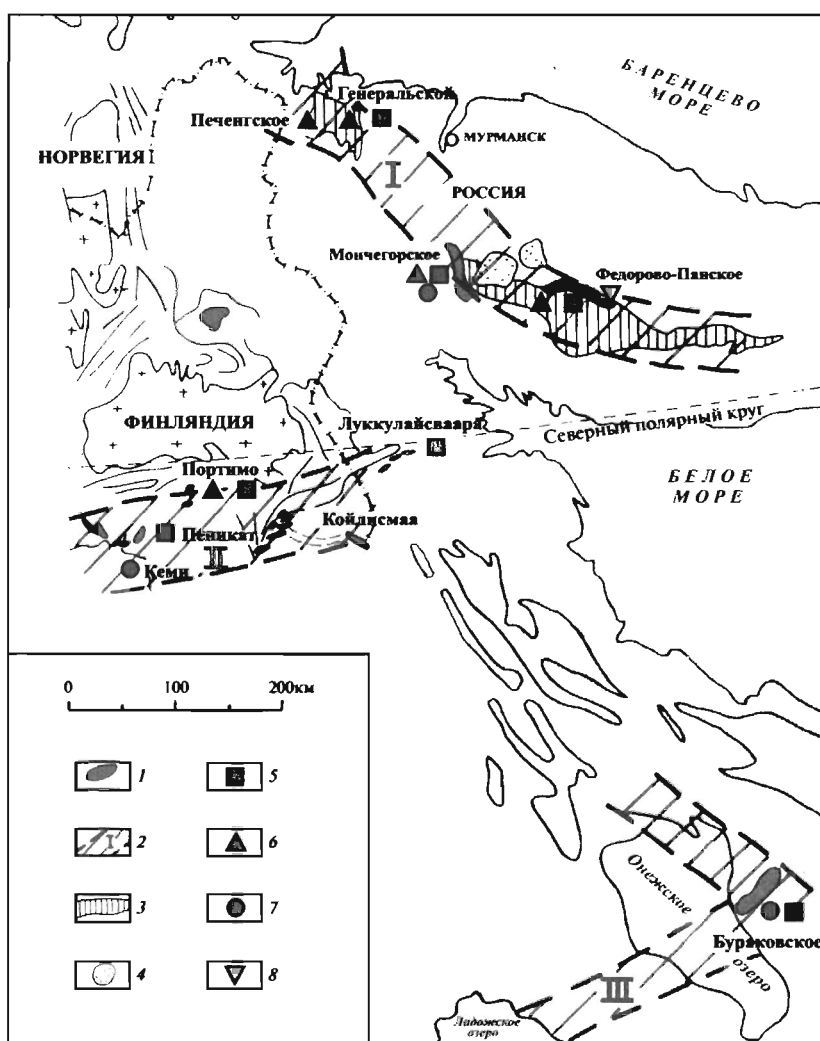


Рис. 4. Схема строения гипотетического Балтийского расслоенного платиноносного плутона [21]
 1 - отдельные массивы перидотит-пироксенит-габброноритовой формации; 2 - предполагаемые ветви плутона: Печенго-Имандро-Варзугская (I), Северо- (II) и Южно-Карельская (III); 3 - западная и восточная части первой ветви; 4 - палеозойские потенциально платиноносные щелочные массивы; 5-8 - платиноидные месторождения и рудопроявления: 5 - малосульфидные платинометалльные, 6 - сульфидные платиноидно-медно-никелевые, 7, 8 - платиносодержащие хромитовые (7) и ванадий-титаномagnetитовые (8)

ванадиево-титаномагнетитовыми рудами, дает основание говорить о возможном наличии в пределах Балтийского щита крупного ритмично-расслоенного, аналогичного Бушвельдскому, мафит-ультрамафитового массива Балтийского [21] с тремя ветвями: Печенго-Имандро-Варзугской, Северо- и Южно-Карельской (см. рис. 4, табл. 5). Отнесение к этому массиву Пудожгорской и Койкаро-Святнаволоксской интрузий с платиносодержащими ванадий-титаномагнетитовыми месторождениями (Южно-Карельская ветвь) позволяет предполагать развитие Балтийского плутона в течение 500 млн лет. Ранее авторами совместно с Ю.Н. Седых [21] была сделана попытка реконструкции первой из ветвей этого массива мощностью около 8 км с нижней критической, главной и верхней зонами в сопоставлении с соответствующими подобными зонами Бушвельдского комплекса типами платиносодержащих и платинометаллических руд.

Рассмотрение петро-рудогенетических моделей Печенго-Имандро-Варзугской ветви, ее составных частей, Бушвельдского, Стиллиуотерского и Скаергаардского массивов приводит к выводу о трех трендах расслоенности, дифференциации и оруденения – щелочно-основном (боуэновском, оливин-анортозитовом, рудно-анортозитовом), рудно-анортозитовом комплексном и анортозитовом платинометаллическом. Специфический анортозитовый тренд ($MgMnFe^{2+}Fe^{3+} - NaAlCaSi$) расслоенной критической серии Федорово-Панского массива аналогичен таковому типичных платиноносных стратиформных плутонов – Бушвельдского и Стиллиуотерского. Установленное тесное петрогенетическое родство породных рядов отдельных массивов Печенго-Имандро-Варзугской ветви отражает их формирование из еди-

ного магматического очага. Мотивированное предположение о существовании Балтийского расслоенного плутона значительно повышает перспективы платиноносности Кольской и Карельской провинций. Весьма существенным положительным моментом прогнозирования таких объектов является проявление в различных типах пород анортозитового тренда платинометаллического, хромитового, ванадий-титаномагнетитового [21].

Федорово-Панское месторождение по целому ряду параметров, в том числе количеству рифовых пачек (до 7), рифов, набору платиновых минералов, содержаниям (до 50 г/т) и запасам МПГ сопоставимо со Стиллиуотерским массивом. Ф.П. Митрофановым [17] установлено, что в обоих массивах наивысшие содержания МПГ тяготеют к пологим депрессиям и их склонам. Н.Л. Балабониным в рудах Федорово-Панского месторождения определено 95 платиновых минералов. Для двух участков интрузии – Пешемпяхк (121 зерно) и Сунгйок (354 зерна) установлено [15], что 81,2% зерен встречается в классе 5 мкм и рассеяно в силикатах – кластерах до 10 зерен. Можно с полной уверенностью утверждать, что это – наноминералы, и для их извлечения нужны специальные методы нанотехнологии.

Выявлены три формы нахождения МПГ в рудах: в виде собственных минералов, рассеянных в рудообразующих сульфидах и оксидах, концентрированная (десятичные доли – целые проценты) в аксессуарных (кобальтины и др.) неблагородных минералах.

Рассчитанные Н.Л. Балабониным [15] и В.М. Изойтко [20] поминеральные балансы показывают, что: а) большая (до 90%) часть родия связана с пирротинном, его содержание в после-

Таблица 5

Размеры Балтийского (?) и Бушвельдского платиноносных расслоенных плутонов

Плутон	Ветвь (пояс), частично выходящая на поверхность	Площадь, тыс.км ²
Балтийский	Печенго-Имандро-Варзугская	165
	Южно-Карельская	~26
	Северо-Карельская	>1
		~26
Бушвельдский		180*
		157**
	Рустенбург-Аманделбюлт (западный пояс)	38
	Стилпорт-Аток (восточный пояс)	22
	Потгитерсрюс (северо-восточный пояс)	~3,5
	Бехтал (южный пояс)	~2,5

* По Эдварду и Амкисону (1986)

** По Хому (1938).

днем достигает 140 г/т; б) доля свободных зерен платиновых минералов, высвобожденных из силикатных фракций достигает для палладия 10% и платины – 22%; в) до 55% платины и 70% палладия входят в пирит-пентландит-халькопиритовую фракцию.

В.М. Изойтко [21] создана первая в России гравитационно-флотационная схема получения из малосульфидных платинометалльных руд высококачественного чернового концентрата (табл. 6).

Технологические показатели получаемого на действующей обогатительной фабрике комбината «Печенганикель» концентрата (3% Ni, 1,2% Cu и низкие содержания МПГ) значительно уступают федорово-панскому. При флотации последнего получен кондиционный медный концентрат, содержащий примесь никеля (до 5-8%) и благородных металлов (до 1 кг/т), а также черновой медно-никелевый продукт для металлургической переработки. **Таким образом, доказана высокая технологичность и возможность комплексного освоения нового нетрадиционного для нашей промышленности платиноидного сырья – малосульфидного платинометалльного.**

Передел полученного концентрата до готовой продукции может быть организован на условиях переработки давальческого сырья по схеме: обжиг на комбинате «Печенганикель», плавка и рафинирование на комбинате «Североникель», аффинаж электролитного шлама на заводе «Красцветмет» [32].

Интрузив и его блоки отражаются гравитационной аномалией типа ступени, обусловленной морфологией и условиями залегания массива, а также влиянием перекрывающих его вулканитов. В магнитном поле он четко выделяется аномалией интенсивностью до 8 тыс. нТл, при этом его

северо-восточные контакты находятся в области отрицательных полей (так называемый экраный минимум), что указывает на их относительно пологое залегание. По данным глубинной электроразведки (ЛОЭЗ) интрузив характеризуется значениями сопротивления c_k до 15-30 тыс. Ом·м, причем тектонические контакты и зоны дробления выделяются по значениям c_k менее 3-5 тыс. Ом·м. Интрузиву отвечает упорядоченное сейсмическое поле; устанавливается ряд структурированных границ в связи с внутренней расслоенностью [32].

Сам массив уверенно выделяется аномальным гипергенным геохимическим полем низкого концентрирования и рассеяния меди (0,004%), никеля (0,005%), цинка (0,013%), хрома (0,011%). Рифовые пачки отражаются в геохимических полях среднего и интенсивного концентрирования палладия (до 300 м длиной) и платины (около 100 м). Совместное изучение геохимических и геофизических полей привело к созданию комплексной физико-геохимической модели уникального малосульфидного Федорово-Панского месторождения, имеющей фундаментально-поисковое значение.

Анализ сейсмических данных, выполненный Ю.Н. Седых и В.М. Ступаком [21] по профилю KOLA-SD в Печенгском рудном районе, приводит к выводу о наличии в верхней части блока с минимальным поглощением энергии упругих колебаний рудного объекта, скорее всего, серии массивов печенгского типа с сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением. Объект представлен субвертикальным столбом со слабым склонением на юг, имеет прихотливую в разрезе форму с максимальной шириной 5 км на глубине 10 км и 1,5 км – на глубине 6 км и характеризуется высокой акустической жесткостью. Его существование подтверждается и при исследовании модельных данных МТЗ-

Таблица 6

Характеристика чернового концентрата, полученного при гравитационно-флотационном обогащении платинометалльных руд Федорово-Панского месторождения (выход концентрата 4,16-10,91%)

Элемент	Содержание	Коэффициент концентрации	Извлечение, %
Pt	4,4-25	9,1-61,5	76,9-94,1
Pd	18,7-410**	10,8-72,7	53,8-81,3
Rh	0,52-15,3	9,2-12,6	52,7-75,0
Au	2,54-14,4	12,4-58,3	77,9-88,0
Ni	0,88-2,03	8,2-60,6	56,5-89,6
Cu	1,79-6,53	10,0-66,4	84,6-94,0
S	4,3-12,7	10,0-46,4	Нет сведений

* Pt, Pd, Rh, Au – в г/т; Ni, Cu, S – в %.

** Учтены данные Кольского Горного института.

АМТЗ, свидетельствующих о наличии крупной зоны повышенной электропроводности. Если при проведении рекомендуемых Ю.Н. Седых, В.М. Ступаком и А.П. Никитичевым геологоразведочных работ намеченные перспективы открытия крупного объекта, близкого по объему рудной массы Печенгскому рудному району, будут подтверждены, *то острая необходимость прироста богатых руд в регионе будет, наконец-то, реализована.*

Построение схемы главных геоструктур Мончегорского рудного района позволяет реконструировать его кинематические особенности. Образованная главными разломами с вписанным в нее Мончеплутоном структура очень напоминает таковую Талнахского рудного узла, подчеркивая тем самым наличие общих структурно-тектонических закономерностей для всех крупных и уникальных объектов; вывод: вся полоса, прилегающая к зоне Мончекахозерского разлома – от массива Островского до Мончеплутона, весьма перспективна для поисков ультраосновных дифференциатов с платиносодержащими сульфидно-медно-никелевыми и хромитовыми рудами,

В **Бураковском массиве** установлено малосульфидное платинометалльное [20-22], платиноидное хромитовое [13] и эпигенетический тип платиновой минерализации. Первый тип – сульфидсодержащие (1-5%) породы в верхней части Клинопироксенитовой зоны и Полосчатой подзоны Габброноритовой зоны. Важная характеристика платиноносных горизонтов Шалозерского и Аганозерского блоков – присутствие прослоев ортопироксенитов и вебстеритов, в них содержится 1-3 г/т МПГ (Pt:Pd = 1:5) и 3-17,2 г/т Au [21]. Горизонты имеют форму линз протяженностью 100-400 м, мощностью 1-3,2 м. В Полосчатой подзоне подобная минерализация тяготеет к двум горизонтам дунит-гарцбургитов. Количество МПГ при отношении Pt:Pd, равном 1:3, достигает 6,5 г/т. В этом типе минерализации установлены теллуриды и теллурувисмутиды платины и палладия рядов: мончеит-меренскит, котульскит-соболевскит, а также фрудит-сопчеит. Авторы полностью согласны с заключением В.А. Ганина и др. [21] о высокой (~1500 т) оценке металлогенического потенциала малосульфидных платинометалльных руд. В [21] также охарактеризовано эпигенетическое палладиевое (до 10 и более г/т) оруденение в зонах субмеридиональных разломов. Известны, но плохо изучены, платиносодержащие коры выветривания, связанные с рассмат-

риваемым массивом. В Ультраосновной зоне выявлено пять хромитовых горизонтов мощностью 0,05-5,4 м, из которых наиболее мощный получил название Главного хромитового горизонта (среднее содержание Cr_2O_3 составляет 22,6%) [13]. Среднее содержание МПГ в хромититах Главного хромитового горизонта составляет 0,613 г/т. В.Г. Лазаренковым с соавторами [13] отмечается также сохранение отношений $(Ru+Os+Ir+Rh)/(Pt+Pd)$, Pt/Pd и $(Ru+Os)/(Ir+Ru)$ для отдельных зон Главного хромитового горизонта при преобладании рутения и осмия. В менее мощных пластах хромититов количество платины достигает 1,2, а палладия – 3,2 г/т [13].

В хромититах платиновые минералы представлены в основном сульфидами (86%) серии лаурит-эрлихманит и интерметаллидами Pt с Fe, Cu, Ni ряда изоферроплатина-аваруит с зернами до 35 мкм. В сульфидах содержится 39,72-44,6% Ru, 12,97-22,42 Os и 2,15-5,09 Ir, иногда до 1,79 Pt и 2,19% Rh. Состав изоферроплатины, %: Pt – 83,87-89,47; Fe – 7,0; Rh – 1,9; Ir – 0-3,2; Ni – 0,8; Cu – 0,9-1,3. В аваруите присутствует 0,54% МПГ, в том числе 0,31% Ir.

Аганозерское (часть Бураковского массива) месторождение хромовых руд является самым крупным в России (8811 тыс. т, содержание Cr_2O_3 22,65%) и полностью подготовлено к отработке. В.М. Изойтко [22] при использовании гравитационно-магнитной схемы с электроимпульсной дезинтеграцией из хромитовой ($Cr_2O_3/Fe_{общ} = 1,6$) руды, содержащей (в г/т): Pt – 0,02; Pd – 0,05; Rh – 0,005; Ru – 0,15; Ir – 0,06; Os – 0,12; Au – 0,06 и Ag – 3, были получены магнитный и немагнитный концентраты, обогащенные платиной, палладием и золотом (табл. 7).

Приняв общее извлечение МПГ за 40% при общих ресурсах порядка 100-120 т, можно будет получить 30-40 т платиноидов. А ведь их стоимость намного перекроет расходы на реконструкцию перерабатывающего завода и сам добычной проект.

Пудожгорское и Койкаро-Святнаволоцкое золоторудно-платиносодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения (ванадий-титаномагнетитового (золото)-платино-палладиевого минералого-геохимического типа) связаны с одноименными раннепротерозойскими (2050±50 млн лет) габбро-долеритовыми (трапповыми) интрузиями, расположенными в боргах Онежской впадины. Эти интрузии мощнос-

тью 120-150 м и протяженностью около 20 км относятся к ряду феррогаббро-долерит-феррогаббро-диорит и расслоены на габбровую и диоритовую зоны (табл. 8).

Параметры рудных тел и содержания в них МПГ и золота позволяют относить рассмотренные месторождения к категории крупных. В рудах установлены теллуриды палладия (котульскит, меренскит) с небольшой примесью висмута и электрум. Разработана технология извлечения платины, палладия и золота из комплексных ванадий-титаномагнетитовых руд. Она включает двухстадийное магнитное обогащение с выводом из потока отвальных хвостов. При флотации получен сульфидный концентрат, содержащий 23,9% Си при извлечении 70,5%. В медном концентрате с выходом 11,6% установлено содержание МПГ в количестве 38,7 г/т (в исходной руде - 0,8 г/т), золота - 19,3 (0,17) г/т и серебра 77 (0,4) г/т. Иссле-

дованиями ПГО «Севзапгеология» из хвостов магнитной сепарации (сульфидного концентрата) извлечение платины составило 74,7%, палладия - 77,8%, а золота - 72,3% [22].

Благоприятные физико-географическое положение и горно-технические условия отработки описанных объектов, крупные ресурсы благородных металлов и положительные данные технологии их извлечения, комплексность руд (Pt, Pd, Au, Fe, Ti, V) дают полное основание рекомендовать отработку указанных объектов и поиски новых, связанных с подобными, широко развитыми здесь интрузиями. Не исключено, что детальное изучение последних приведет к открытию и новых типов руд: верхнеталнахского и норильско-талнахского.

Ковдорское платиносодержащее карбонатит-фоскоритовое (апатит-магнетитовое) месторождение связано с ийолит-карбонатитовым массивом,

Таблица 7
Содержание и извлечение МПГ при обогащении хромитовых руд Бураковского месторождения [22]

Продукт	Выход, %	Содержание, г/т				
		Извлечение, %				
		Pt	Pd	Ru	Os	Au
Магнитная фракция	0,072	12,1	15,6	7,9	7,1	6,3
		44,0	22,4	3,8	4,2	7,5
Немагнитная фракция	0,811	0,49	3,2	1,6	1,0	4,3
		20,0	52,3	8,7	6,6	58,5
Гравитационный концентрат	0,883	1,43	4,22	2,1	1,5	4,5
		64,0	74,7	12,5	10,8	66,0
Хвосты стола	99,117	0,007	0,012	0,13	0,11	0,02
		36,0	25,3	87,5	89,2	34,0
Исходная проба	100,00	0,02	0,05	0,15	0,12	0,06

Таблица 8
Содержание МПГ и золота в породах и рудах Пудожгорской и Койкаро-Святнаволоксской интрузий [22]

Интрузия	Зона	Горизонт	Количество анализов	Содержание, мг/т			
				Pt	Pd	Rh	Au
Пудожгорская	Габбровая	Подрудный Рудный	11	28,7	87,0	3,0	31,0
			11	112,0	447,0	2,0	117,0
	Диоритовая		18	3,0	12,0	нет свед.	10,0
	Закалки		7	25,0	77,0	-«-	24,0
В целом по интрузии			47	27,9	88,4	-«-	34,0
Койкаро-Святнаволокская	Габбровая	Подрудный Рудный	10	13,0	45,0	2,0	20,0
			32	186,0	457,0	4,0	232,0
	Диоритовая		11	3,0	9,0	нет свед.	11,0
	Закалки		2	19,0	84,0	-«-	24,0
В целом по интрузии			55	29,0	75,0	3,0	41,0

сложенным оливинит-мелилитовыми породами, мельтейгитами, ийолит-фоскоритами и карбонатами [21], и расположено в его западной части. Платиноидно-сульфидно-вкрапленные руды в карбонатах и связанных с ними фоскоритах Ковдорского массива (платиноидный апатит-магнетитовый минералого-геохимический тип) являются аналогами месторождения Палабора в ЮАР.

В.В. Иванниковым, Н.И. Красновой и др. [21] в сульфидсодержащих кальцит-тетраферрифлогопит-магнетитовых (редкометалльных) и доломит-магнетитовых фоскоритах определено до 1,775 г/т палладия, 0,44 г/т, 0,045 г/т золота и 16 г/т серебра (атомно-абсорбционный анализ ЦНИГРИ).

Разработка технологии получения платиновых металлов, золота и серебра из сульфидного продукта не может вызвать проблем. Тем более, что вполне возможно использование существующих технологий на комбинатах Норильском и «Печенганикель». В последнем случае это значительно увеличит объемы получения платиновых металлов на Кольском полуострове.

Магнитная сепарация комплексных руд Ковдорского месторождения приводит к получению магнетитового, а флотация – апатитового концентратов, в дальнейшем гравитационная сепарация обеспечивает получение черного бадделеитового концентрата. Складируемый сульфидный продукт выделяется при доводке последнего [21]. Он, по Н.С. Рудашевскому с соавторами [21] содержит, г/т: Pt – 0,22; Pd – 0,22; Rh – 0,04; Ir – менее 0,012; Ru – 0,005 (анализы АО «Механобр-Аналит»). Н.С. Рудашевским и др. [21] в концентрате из сульфидного продукта идентифицированы изоферроплатина, платина самородная, куперит, брэггит, сперрилит, мончеит, рустенбургит, мертиит-I, мертиит-II, атокит, изомертиит, соболевскит, арсенопалладинит, звягинцевит, плюмбопалладинит и названная фаза $(Pd_{1,86}Ag_{0,18})_{2,04}(Te_{0,56}Pb_{0,16}Sb_{0,13}Sn_{0,11})_{0,96}$, а также самородное золото, электрум, гессит и аргентопентландит с размером зерен до 175 мкм.

Учитывая широкую распространенность в регионе подобных интрузий и первые положительные результаты по некоторым из них (массив Себлявр – до 5-7 г/т МПГ в халькопиритовом концентрате из кальцит-доломитовых карбонатов и др.), необходимо провести специальные работы по оценке платиноносности ийолит-карбонатитовых массивов.

В конце прошлого века в углеродистых комплексах Карелии [20-22] выявлена серия потенци-

альных платиносодержащих полиметалльных (платиноидный углеродистый минералого-геохимический тип) и золоторудных месторождений (Падминское, Царевское, Шульгиновское, Нижне-Унижское и др.), относимых к онежскому типу с собственно онежским и уницким подтипами. Платиноидно-полиметалльные месторождения (Средняя Падма, Шульгиновское и др.) *онежского подтипа* контролируют зоны СРД и узлы их пересечения с субмеридиональными и северо-восточными разломами. Ширина рудоносных интервалов Тамбицкой, Святухинско-Космозерской и Уницкой зон составляет до 600 м, а их протяженность – до 2,5 км. В каждом из этих интервалов зафиксировано несколько рудных залежей, имеющих сигаро-, шнуровидную форму, выделяются также штокверкообразные тела, прослеживающиеся до глубин 500-600 м и более.

Рудные залежи расположены обычно в центральных («осевых») частях зон СРД – в крутопадающих антиклинальных складках, как правило, на их крыльях, осложненных продольными взбросами. Обычно оруденение размещается на контакте карбонатных пород гуломозерской свиты и углеродсодержащих алевролитов заонежской свиты. Максимально платиноносные рудные тела приурочены к контакту алевролитов и высокоуглеродистых глинисто-карбонатных сланцев заонежской свиты. Обязательное присутствие оруденения в алюмосиликатных породах – своеобразный поисковый признак.

Оруденение располагается зонально. Во внешних частях метасоматических зон, выходящих за границы зон СРД, развиты медно-молибденовые руды, локализованные в альбититах с доломитом, флогопитом, рибекитом и иногда акмитом. Карбонатно-роскоэлит-хромфенгитовые (карбонатно-сланцевые) метасоматиты занимают промежуточную зону, а внутреннюю – хромфенгит-роскоэлитовые метасоматиты (сланцевые) – комплексные ванадиевые руды. Они и представляют комплексную ванадиевую руду. В слюдитах внутренней зоны и, намного реже, в промежуточной зоне широко развиты кварц-карбонатные жилы и прожилки, несущие платиноиды, золото, серебро, а также уран. В них заключено свыше 70%, а в слюдитах и карбонатно-сланцевых метасоматитах – лишь 30% платиноидов [20].

Преобладают массивные, прожилково- и гнездово-вкрапленные руды полиминерального состава. Основную роль играют ванадиевые (роскоэлит) и хромовые (хромфенгит) слюды совместно

с ванадиевым (акмит) и хромовым (хромэгирин) эгиринами и с хромдравитом. Минеральные формы урана – настуран, коффинит, браннерит, карнотит, тьюмунит и болтвудит. Селениды свинца, меди и висмута (клаусталит, платинит, парагуанахуатит), сульфиды и оксиды железа, меди, свинца, цинка, молибдена, ванадия (карелианит, кзылкумит, ванадиевый гематит и др.), хрома (эсколаит), а также самородные медь, железо, золото и другие рудные минералы установлены в кварц-карбонатных прожилках, в слюдитых и карбонатно-слюдистых метасоматитах. Можно условно выделить три типа соединений палладия и висмута: интерметаллический, сульфоселенидный и селеносульфидный [20]. В первом преобладают полярит и фрудит, во втором – сульфоселениды и селеносульфиды сложного состава, тяготеющие обычно к краевым частям зерен селенида свинца (клаусталита). В рудах этих типов содержатся также свинец, медь, серебро, железо (до 4%) и платина (до 0,3%). В гнездах и прожилках битумоидов пиронафтоидного ряда отмечаются платина и родий.

Возраст образования настуранов, селенидов свинца и висмута составляет 1770-1730 млн лет, а время преобразования и переотложения соответственно 1100-900 и 280-270 млн лет. Возраст галенитов из платиноносных кварц-сульфидно-карбонатных пород по Pb-Pb методу составляет 260 ± 50 млн лет. Уран-свинцовая изохрона, полученная в ВИМСе для гидротермальных метасоматитов с палладием, платиной и золотом, подтверждает их палеозойский возраст – 270 ± 30 млн лет. Таким образом, существуют безусловные доказательства проявления процессов палеозойской активизации в формировании платиносодержащих полиметалльных месторождений Онежской впадины. В качестве источников ванадия, благородных металлов, урана и ряда других полезных компонентов рассматриваются вулканогенно-осадочные породы нижнего протерозоя и верхнего архея, а также глубинные очаги корового и мантийного происхождения, проявившиеся в свекофеннскую и палеозойскую эпохи активизации.

Количество V_2O_5 варьирует от 1,5 до 10%, составляя в среднем 2,7%, а палладия – от 0,5 до 400 г/т (на мощность 0,5-0,7 м), платины – 0,05-30 г/т (на мощность 0,3-0,5 м); Pt/Pd = 5. Выявлены также иридий (от 0,005 до 1 г/т) и родий (до 0,6 г/т), а в отдельных пробах – осмий (до 0,2 г/т). Концентрация золота составляет от 0,01 до 2, достигая в отдельных случаях 250 г/т (на мощ-

ность 0,3-0,5 м), а серебра – от 5 г/т до 1500 г/т (на мощность 0,6 м). Уран присутствует в концентрациях от 0,008 до 0,5%. Медно-молибденовые руды в среднем содержат (%): медь – 0,9, молибден – 0,05, цинк – 1,6, свинец – 2.

Итак, платинодно-полиметалльные руды онежского подтипа являются полиминеральными (до 90 минералов) и многокомпонентными (~60, в том числе 20 в содержаниях, близких к промышленным). Для месторождений онежского подтипа, конкретно для месторождения Падма, разработана комплексная гидрометаллургическая технология извлечения урана, ванадия и благородных металлов. Ванадий извлекается из исходной руды на уровне 68%, получается сульфидный продукт, из него извлекается до 90% всех платиновых металлов, золота и серебра.

В **уницкий подтип** платиноносных углеродсодержащих толщ включены [21, 22] рудопроявления МПГ, залегающие в шунгитоносных отложениях средней подсвиты заонежской свиты, локализованных в периферических частях Онежской проторифтогенной впадины.

А.В. Савицкий [22] в составе уницкого подтипа выделил три минеральных типа руд: интерметаллический-глобулярный (Ниже-Уницкое рудопроявление), пирит-антраксолитовый и пирит-оксикеритовый с МПГ и Au – «конкрециевидный» (Толвуйское) и кальцит-сульфидно-битумоидный с МПГ и Au – «прожилковый» (Пургинское рудопроявление).

Рудные залежи представляют собой шунгитовые и шунгитистые сланцы, характеризующиеся средними содержаниями платиновых металлов, равными 1,8-2,8 г/т (Pt/Pd = 3-7; Ir – 0,02-0,04 г/т), и золота – до 1 г/т. Каждое рудопроявление состоит из двух-трех пластов общей мощностью от 3,5 до 18 м. В них содержатся слои мощностью 2-25 см (до 35 см), обогащенные Pd до 9,5 г/т, Pt – до 2, Ir – до 0,26, Au – до 5,5, Ag – до 50 г/т, а также Cu (0,08%), Ni (0,3), Zn (0,2), V (0,1), U (0,03%), Bi и Mo. Протяженность рудных тел – 3-5 км, а по общегеологическим данным до 30 км, мощность 8-10 м (до 35 м). Они зафиксированы в буровых скважинах в интервале глубин 20-150 м, иногда выходят на поверхность. Линзы конкреционных (до 20%) черных сланцев, фиксируемые на выклинивании крупных залежей шунгитов, содержат до 24,5 г/т палладия и 3,8 г/т платины. Протяженность таких линз от 100 до 700 м, мощность – 10-15 см (до 5 м), они прослеживаются до глубины 100 м.

В рудных телах выявлены самородные минералы, твердые растворы и интерметаллиды Au, Ag, Pd и Cu с размером зерен от 20x30 мкм до 110x160 мкм. Размеры мономинеральных обособлений самородного палладия не превышают 2 мкм. Платина (до 3,6 г/т) и палладий (до 1,8 г/т) содержатся в пирите и халькопирите. В конкрециевидных пирит-антраксолитовых выделениях в битумах, непосредственно окаймляющих пирит, установлены самородное палладистое золото и палладий, а также клаусталит, в краевых частях зерен которого обнаружен висмутид палладия. В платиноносных кальцит-битумных прожилках (содержание МПГ >1,5 г/т) в самом углеродистом веществе отмечены интерметаллические соединения Au, Ag, Pd и Bi, состав которых еще предстоит изучить. Битумоиды концентрируют иридий (1,2-2,0 г/т), родий (0,6-1,0 г/т), осмий, платину (3-7 г/т), палладий (0,02-0,03 г/т). Аналогичные содержания платиноидов определены в битумоидах из битумоидно-сульфидно-карбонатных прожилков среди пегматитов Волыни и Корсунь-Новомиргородского плутона. Связь с шунгитом и антраксолитом в платиноносных прожилках преимущественно палладия, а со сложными битумоидами – родия, иридия и платины, скорее всего, по мнению А.В. Савицкого, свидетельствует о существовании нескольких источников МПГ стратиформного золото-платиносодержащего оруденения в углеродсодержащих породах Прионежского района. **Для него характерна тесная связь платиноидов, золота и серебра с битумами, прежде всего «нефтяного ряда», прямая корреляция между содержаниями этих металлов и $C_{св}$ не устанавливается** [22].

Детальное изучение материалов позволило А.В. Савицкому [22] обосновать полигенную и полихронную осадочно-флюидно-магматическую модель становления рудных объектов уницкого подтипа, охватывающую период не менее 600 млн лет.

По А.В. Савицкому [22], общие прогнозные ресурсы оруденения уницкого подтипа по категориям $P_1+P_2+P_3$ составляют: МПГ – 550 т, золото – 200 т. Вместе с комплексным оруденением онежского подтипа ресурсы МПГ оцениваются в 650 т, а золота в 250 т.

По нашему мнению, стратиформные золото-платинометалльные руды уницкого подтипа находятся на самом начальном этапе изучения и проведение их дальнейших исследований представляется совершенно необходимым. При ус-

пешном проведении этих работ приведенные А.В. Савицким цифры будут увеличены в 2-3 раза – до 1800 т МПГ. Однако, рассмотренные им стратиформные залежи могут оказаться и узлокальными, в этом случае прогнозные ресурсы составят несколько сотен тонн. Во всяком случае, повторим еще раз: **выполнение ревизионных прогнозно-поисковых работ в Онежском районе на стратиформное золото-платинометалльное оруденение – задача первостепенной важности** [31].

В линзах сплошных пирротин-халькопирит-пиритовых залежей, приуроченных к лежащему боку железных руд, в сульфидизированных милонитах Костомукшинского месторождения, а также Оленегорской группы железорудных объектов количество платины (0,05-0,08 г/т) и палладия (до 0,3 г/т) коррелируется с концентрацией золота (0,2-0,3 г/т и иногда до 12 г/т).

Приведенные материалы дают веские основания утверждать, что Карело-Кольская (Северо-Западная) база платинодобычи может быть значительно расширена и превращена в мощный очаг платинодобывающей (с Cu, Co, Ni, Cr, V, Ti, Au и Ag) промышленности за счет малосульфидных платинометалльных, платиноидно-хромитовых, платиноидно-медно-никелевых, платиноидно-ванадий-титаномагнетитовых руд Балтийского плутона, уран-благороднометалльно-ванадиевых, платиноидно-полиметалльных (преимущественно золоторудных) руд в черносланцевых толщах Онежского района. Потенциал МПГ региона (>5000 т) может возрасти при установлении платиноносности апатит-нефелиновых и апатит-магнетитовых руд ийолит-карбонатитовых массивов Балтийского щита. Создание в Карело-Кольском регионе нашей страны фактически новой, сравнительно экологически чистой, минерально-сырьевой базы платинодобычи может существенно изменить негативную ситуацию с обеспечением сырьем действующих горнометаллургических предприятий Северо-Западного региона России и экологической безопасностью нашей страны, Швеции, Норвегии, Финляндии и других приполярных государств.

Для создания на Северо-Западе России минерально-сырьевой базы платинодобычи в ближайшие 5-7 лет необходимо выполнить:

- разведку с попутной добычей и переделом на комбинатах «Печенганикель», «Североникель» и заводе «Красцветмет» малосульфидных платинометалльных руд верхнего и нижнего расслоен-

ных горизонтов Федорово-Панского массива;

- геолого-геохимико-минерагеническое доизучение с поисками и общей оценкой ресурсов по категориям P_1 и P_2 малосульфидных платинометаллических руд всего Федорово-Панского массива с частичным переводом ресурсов в активные запасы и оконтуриванием конкретных промышленных объектов, а также выделение участков с минимальными отношениями палладия к платине (это, также как и первый пункт, активно выполняется АО «Пана» и ГИ Кольского НИЦ РАН под руководством академика Ф.П. Митрофанова);

- аналогичные работы по оценке и переоценке ресурсов платиносодержащих хромитовых и платиносодержащих ванадиево-титаномагнетитовых руд Имандровского, сульфидных платиноидно-медно-никелевых, малосульфидных платинометаллических и платиносодержащих хромитовых руд Мончегорского плутонов с проведением специализированных научно-исследовательских работ и разноплановых технологических испытаний;

- разведку с переоценкой ресурсов и запасов благородных металлов платиносодержащих полиметаллических и золоторудных месторождений в углеродистых комплексах Онежского района;

- разномасштабное геолого-геофизическое и геохимическое доизучение Бураковского, Пудожгорского, Койкаро-Святнаволоцкого и ряда других объектов Карело-Кольского региона с поисками и частичной разведкой платиносодержащих руд;

- переопробование пород всех ийолит-карбонатитовых массивов и имеющихся промпродуктов на платиновые металлы;

- создание геолого-экономических и металлогенических моделей расслоенных и концентрически-зональных массивов и обоснование на долгосрочную перспективу направлений геологоразведочных и научно-исследовательских работ;

- разработку комплексных технологико-эколого-экономических обоснований по освоению платинометаллических руд Федорово-Панского и комплексных руд Пудожгорского, Койкаро-Святнаволоцкого, Мончегорского, Бураковского и других массивов, а также платиносодержащих месторождений в углеродистых сланцах Онежского района.

Ориентировочно для достаточно надежной оценки ресурсов МПГ и других металлов в массивах Печенго-Имандро-Варзугской и Южно-Карельской ветвей Балтийского плутона можно наметить следующие виды и объемы работ:

- геолого-геохимико-минерагеническое доизучение в масштабе 1:100 000 (~6000 км²) с дета-

лизацией в масштабе 1:25 000 (~1800 км²) для отдельных интрузий и их частей;

- высокоточную аэромагнитную съемку масштаба 1:10 000 – 1800 км²;

- профильные комплексные геолого-геофизические и геохимические работы, геологическое обследование аномалий – 1200 км;

- специализированные электроразведочные (100 км²) и магниторазведочные (300 км²) работы и платиногеохимические поиски (300 км²) масштабов 1:5 000-1:1 000;

- профильную сейсморазведку МОГТ (24^х-48^х);

- электроразведку МТЗ-АМТЗ в комплексе с магниторазведкой, гравиразведкой и специализированной геохимией - 750 км;

- горные работы - 2000 м³;

- бурение структурно-поисковых, поисково-картировочных и разведочных скважин - 20-30 тыс.м;

- тематические и научные исследования по изучению закономерностей размещения, вещественного состава и технологических свойств платиноидных руд вышеуказанных массивов с завершением разработки технологии оконтуривания платиноносных горизонтов (табл. 9).

Намеченный комплекс работ может привести к приросту запасов и обоснованию ресурсов категорий P_1 и P_2 в количестве 30-40% от норильских.

Курско-Воронежский регион (Центральная Россия)

До проведения работ по Программе по платиноносности региона практически ничего не было известно, кроме того, что в медно-никелевых месторождениях еланского и мамонского типов содержится небольшое количество МПГ [34]. В настоящее время установлено следующее.

1. Курско-Воронежский регион является одной из наиболее потенциально промышленно-значимых платиноносных частей Восточно-Европейского пояса, в которой платиноидный рудогенез проявился в различных геологических структурах на протяжении более 2 млрд лет – от раннего архея до раннего протерозоя (рис. 5):

Раннепротерозойский рудогенез глубинных разломов – внутриконтинентального рифтогенеза – смородинско-новогольская малосульфидная платинометаллическая и сульфидная платиноидно-медно-никелевая трапповая > раннепротерозойские зоны рассеянного спрединга и субдукции: еланская платиносодержащая сульфидная медисто-никелевая субвулканическая ортопироксенит-норит-диоритовая, мамонская сульфидная платиноидно-медно-

никелевая дунит-перидотит-габброноритовая > раннепротерозойская реактивизированного рифтогенеза тимская золото-платиноидная и кшенская платиноидно-золоторудная высокоуглеродистых сланцев и их метасоматитов > позднеархейская зеленокаменных поясов в связи с энсиалическим рифтогенезом курско-белгородская золото-палладийсодержащая железистых кварцитов > раннеархейская нуклеократонная обоянская золото-платиносодержащая углеродистая и бесединская сульфидная платиносодержащая медно-никелевая перидотит-пироксенит-габбронорит-анортозитовая.

2. Приуроченность наиболее платиноносных значимых углеродистых толщ тимской свиты к интракратонным грабен-синклиналям типа Тим-Ястребовской.

3. Широкое развитие в составе тимской свиты высокоуглеродистых ($\text{Corg} > 10\%$, до 80%) сланцев, обогащенных сульфидами. Наиболее продуктивным разностям присущи низкая карбонатность, повышенные содержания K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , Sobш , Ni, Zn, Cu, Ba, B.

4. Для важнейшей платиноидно-продуктивной тимской углеродистой толщи характерны: а) зеленосланцевая фация метаморфизма; б) интрузии габбро и диоритов; в) субвулканические и дайковые тела диоритовых порфириров, фельзитов, лампрофиров и т.д.

5. Многоуровневый (до 7 уровней) характер распределения золото-платиноидного оруденения с мощностью горизонтов от 0,2 м до 32,5 м при нахождении основной массы МПГ и Au в тонкораспыленном ($< 0,06$ мм, табл. 10) сульфидно-углеродистом веществе и образовании ими различных форм концентрирования: собственных минеральных фаз (золото, палладий, платина, осмий, палладий платиносодержащий, платина железосодержащая, золото-платина-палладий, осмистый иридий, платиридосмин, рутениридосмин, золото-ртуть-теллур серебросодержащее, амальгама золота и серебра, аркверит, станнид палладия, платина-палладий, золото-серебро-олово, серебро-платино-палладийсодержащий пентландит, рений-платино-золотосодержащий молибденит, сперрилит, ирарсит, селенид палладия и платины, тестиопалладинит, всего 21 фаза), палладийсодержащих и платиносодержащих пирита (до 0,03 мас. % Pd), пирротина (до 0,13% Pd), халькопирита (до 0,60% Pt и 0,08% Pd), галенита (до 0,15% Pt, 0,1% Au), алабандина (до 0,13% Pt, 0,10% Pd, 0,10% Au), пентландита (до 0,07% Pt, 0,04% Pd, 0,13% Au), молибденита (до 0,19% Pd, 0,07% Au), герсдорфи-

та (до 0,22% Pt, до 0,31% Au, до 0,02% Pd), кобальтина (до 0,03% Pd), ульманнита (до 0,17% Pt, до 0,11% Au, до 0,08% Pd), теллуrowисмутита (до 0,95% Pt, 0,35% Au, 0,08% Pd), металлоорганических соединений в форме фуллеренов-нанотрубок с Au-Pd-Hg-Au оруденением в парагенетической связи со сложными титанитами Ba, Ca, Bi, оксидами и фосфатами редких земель [27, 33, 35].

В становлении месторождений тимского типа важную роль играли экзогенные (осадочно-хемогенные), флюидно-магматогенные и метаморфогенные источники.

6. Впервые выявлена платиноносность (до 0,25 г/т платины и 0,8 г/т палладия) золотосодержащих (до 8 г/т) железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА. Благородные металлы содержатся как в самих железистых кварцитах, в большей мере в краснополосчатых железно-сланцевых (гематитовых) их разновидностях, так и в широко развитых среди железорудных толщ золото-платиносодержащих кварцевых, кварц-сульфидных зонах минерализации, в пирит-пирротинных залежах и метасоматитах на контакте железистых кварцитов и сланцев.

Отрабатываемые карьерами и шахтами железные руды пяти месторождений в двух рудных районах (Михайловское, Лебединское, Стойленское, Стойло-Лебединское, Коробковское) перерабатываются тремя ГОКами с формированием в процессе обогащения огромной массы хвостотвалов, в которых концентрируются значительные ресурсы благородных металлов [34], при этом наиболее высокими содержаниями золота и платиноидов характеризуются железные руды и их техногенные продукты Михайловского месторождения. Рассматриваемое месторождение расположено в Курской области и приурочено к западному борту Михайловской структуры, к участку ее флексуорообразного изгиба, осложненному продольными и поперечными разломами, дополнительной складчатостью.

7. Из гравитационного концентрата, содержащего 10 г/т Au, 6,5 г/т Pt и 3,3 г/т Pd, полученного при обогащении железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА, впервые выделены и идентифицированы самостоятельные минералы платиновых металлов [18]: сперрилит, рутениридосмин, самородный осмий, платиносодержащий рутениридосмин, платосмиридий. Установленное в процессе исследований обогащение пирита из кварцевой жилы селеном может свидетельствовать о высокой вероятности обнаружения в пределах

Таблица 9

Технология прогнозирования и поисков малосульфидных платинометалльных месторождений крупных расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов (Карело-Кольский регион)

1. Региональное геологическое изучение Кольской и Карельской платиноносных провинций с выделением потенциально платиноносных рудно-магматических узлов и оценкой прогнозных ресурсов по категории P ₃	=> 2. Специализированное на МПГ изучение районов развития расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов с выделением крупных потенциально платиноносных массивов, определением их морфологии, строения и прогнозных ресурсов по категориям P ₃ -P ₂	=> 3. Специализированные поиски месторождений МПГ в пределах выделенных перспективных участков, оценка прогнозных ресурсов по категории P ₁ и промышленных ресурсов по категории C ₂
--	--	--

Рациональное комплексирование видов и методов работ по этапам

<p><u>Комплексные аэрогеофизические исследования масштаба 1:500 000</u></p> <p>Комплексные геохимические исследования масштабов 1:1 000 000-1:500 000 с определением элементов-индикаторов Pt-оруденения</p> <p>Опорные глубинные геофизические профили (СР МОГТ 24-48, ЭР МТЗ-АМТЗ)</p> <p>Прогнозно-геодинамическое картирование</p>	<p><u>Аэрогеофизические исследования масштабов 1:500 000-1:200 000</u></p> <p>Электроразведка МТЗ-АМТЗ, ЛОЭЗ и др. на опорных профилях</p> <p>Комплексные геохимические исследования по опорным профилям и площадям масштаба 1:200 000 по потокам рассеяния</p> <p>Специализированные геолого-геохимические исследования масштаба 1:25 000 в пределах мафит-ультрамафитовых массивов</p> <p>Бурение структурно-поисковых и поисково-картировочных скважин на опорных профилях</p> <p>Скважинные геофизические, петрофизические и геохимические исследования</p> <p>Минералого-технологические исследования</p> <p>Физико-геологическое и прогнозно-геодинамическое моделирование</p>	<p><u>Комплексные геофизические исследования масштабов 1:2 000-1:1 000</u></p> <p>Специализированные геолого-геохимические исследования масштабов 1:10 000-1:2 000</p> <p>Тотальная сейсморазведка для получения стереосейсмических моделей</p> <p>Бурение поисковых скважин по профилям через 100-200 м</p> <p>Скважинная геофизика (КМВ, КС, ВП, ГК, ГГКП)</p> <p>Специализированные геолого-геохимические, петрофизические, петролого-минералогические исследования скважин</p> <p>Изучение вещественного состава и технологических свойств выявленного оруденения</p> <p>Комплексное физико-геологическое моделирование</p> <p>Технико-экономическое обоснование разведки</p>
--	--	---

Результаты:

<p style="text-align: center;">⇓</p> <p>Платиноносные районы и узлы</p>	<p style="text-align: center;">⇓</p> <p>Платиноносные массивы и перспективные горизонты и участки</p>	<p style="text-align: center;">⇓</p> <p>Месторождения малосульфидных платинометалльных руд</p>
---	---	--

«палладиевого» уступа Михайловского карьера селенидов палладия, палладинита (оксида палладия) и порпечита (палладистого золота – PdAu).

Полученные результаты позволяют достаточно уверенно сделать вывод, что в европейской части Центральной России в Курско-Воронеж-

ском регионе может быть создана самостоятельная минерально-сырьевая база платинодобычи с попутным золотом. Ее главными составляющими должны стать золото-платиносодержащие проявления в черных сланцах и их метасоматитах томского типа, а также железистые кварциты

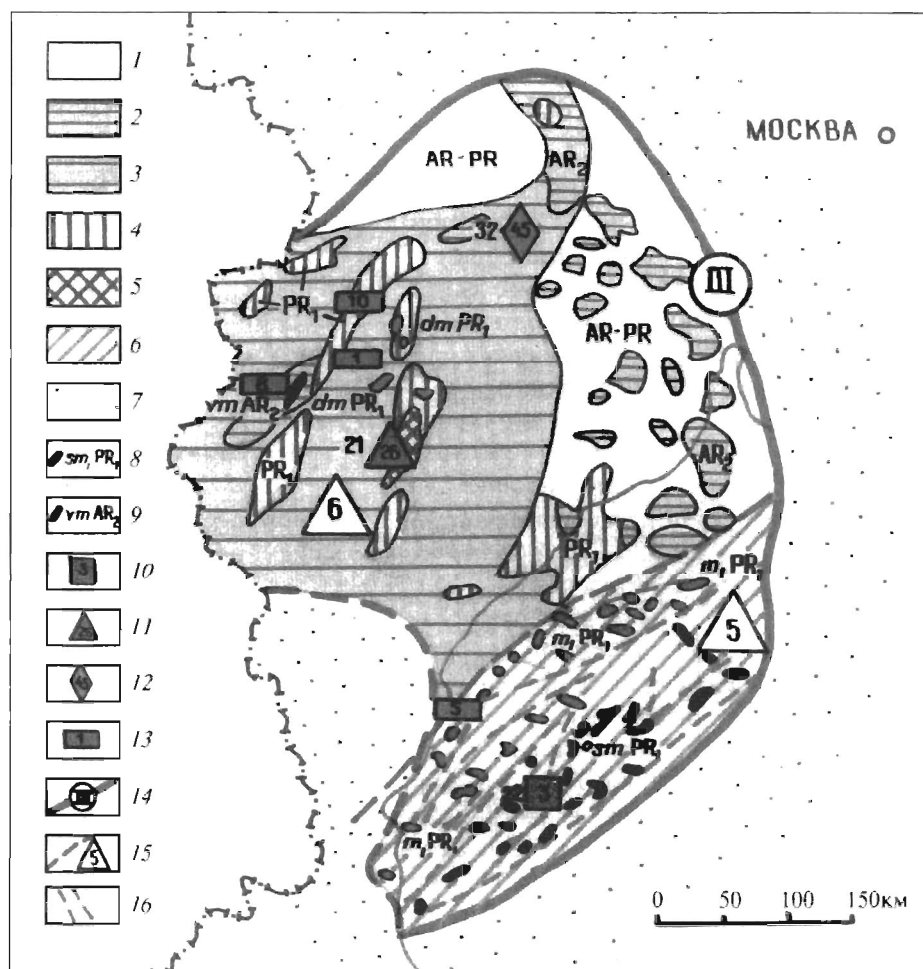


Рис. 5. Карта платиноносности Центральной России (Курско-Воронежский регион) [10, 22]

1-7 – типы структурно-формационных комплексов: 1 – нерасчлененных метаморфитов, 2, 3 – зеленокаменных и гранит-зеленокаменных поясов; 2 – реликтов, 3 – широкого развития, 4, 5 – интрузивно-вулканогенных прогибов, в том числе: 5 – с широким распространением черных сланцев (тимской тип), 6, 5 – метаосадочных прогибов, 7 – чехла Русской платформы; 8, 9 – платиноносные интрузивные формации: 8 – ортопироксенит-норит-диоритовая (еланский тип), 9 – коматиитовая (австралийский тип), остальные в соответствии с табл. 3.1 [22], 10-12 – месторождения платиноносных рудных формаций: 10 – МПГ-Cu-Ni, 11 – платиносодержащей полиметалльной, 12 – платиносодержащей железорудной техногенной (цифры в знаке соответствуют пронумерованным типам месторождений в табл. 3.1 [22], около знаков месторождения: 21 – Тимское, 22 – Еланское); 13 – платинопроявления; 14 – платинометалльная Воронежская провинция; 15 – платиноносные области (цифры в знаке): 5 – Воронцовская, 6 – Курско-Воронежская; 16 – зоны, контролирующие размещение интрузий

и их хвостотвалы. В последующем не должны остаться без внимания сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения мамонского и еланского типов и малосульфидные платино-металльные руды в крупных дифференцированных плутонах мамонского комплекса.

Развитие в пределах Курско-Воронежского региона аналогичных Тим-Ястребовской зоне структур размером до 110x30 км, масштабный (до 2000 м по разрезу) размах золото-платиноидного оруденения, высокие значения (до 3000 т) потенциальных ресурсов МПГ и золота, хорошие результаты обогащенности руд (8-20-кратное концентрирование МПГ в сульфидно-графитистой фракции),

возможности отработки карьерами и шахтами в процессе добычи нижележащих золото-платиносодержащих железных руд определяют высокую перспективность рассматриваемого региона.

Особое значение в качестве источника благородных металлов могут иметь пока еще недостаточно изученные с позиций платиноносности железистые кварциты и огромные по площади и объему хранилища хвостов уже длительно эксплуатируемых железорудных месторождений КМА. При этом развитая инфраструктура Курского железорудного района значительно повышает промышленную значимость находящихся здесь крупных золото-платинометалльных объектов в углероди-

Таблица 10

Содержание МПГ и Au в различных фракциях углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры, г/т

Место отбора пробы	Фракция пробы, мм	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Os	Au
Скв. 4011, гл. 468,1-468,6 м	0,074	0,07	0,18	0,005	<0,007	0,004	<0,005	0,08
	0,12-0,06	0,13	0,40	0,010	<0,010	0,006	<0,010	0,09
	<0,06	0,27	0,94	0,018	<0,014	0,008	<0,010	0,33
	>0,50	0,06	0,18	0,004	<0,006	0,002	-	0,11
Скв. 4011, гл. 383,3-384,3 м	0,074	0,12	0,61	0,007	<0,007	0,005	<0,005	0,06
	0,12-0,06	0,32	2,20	0,032	<0,010	0,021	<0,010	0,24
	<0,06	0,84	3,20	0,038	<0,020	0,016	<0,010	0,23
Скв. 4014, гл. 338,5-340,0 м	0,074	0,100	0,210	0,005	<0,007	0,004	<0,005	0,08
	0,12-0,06	0,15	0,45	0,016	<0,010	0,012	<0,001	0,12
	<0,06	0,45	2,00	0,058	<0,012	0,037	<0,010	0,27
	>0,50	0,07	0,14	0,004	<0,005	0,002	-	0,11
Скв. 4014, гл. 353,7-354,7 м	0,074	0,08	0,38	0,005	<0,006	0,004	<0,005	0,09
	0,12-0,06	0,22	1,80	0,027	<0,010	0,015	<0,010	0,19
	<0,06	0,41	5,40	0,047		0,028	<0,010	0,41
Скв. 4014, гл. 406,0-407,0 м	0,074	0,08	0,22	0,005	<0,006	0,003	<0,005	0,08
	0,12-0,06	0,12	0,47	0,010	<0,020	0,006	<0,010	0,10
	<0,06	0,24	1,51	0,027	<0,030	<0,007	<0,010	0,13
	>0,50	0,13	0,31	0,004	<0,008	=0,002	-	0,11

Примечание. Пределы обнаружения зависели от величины навесок проб, полученных при ситовом фракционировании и последующем анализе.

стых сланцах и железистых кварцитах.

В пределах Курско-Воронежского района предлагается выполнить следующие виды работ:

- разномасштабное геолого-геофизическое, геолого-минералогическое и геохимическое доизучение Тим-Ястребовской зоны с оконтуриванием горизонтов платиноносных черных сланцев, оценкой их ресурсов по категориям P_2 - P_3 и созданием оптимальной технологии проведения таких работ;

- поиски и оценку по разработанной технологии прогнозирования платиноносных черносланцевых горизонтов в пределах структур, аналогичных Тим-Ястребовской зоне;

- разноплановые научно-технологические исследования по установлению закономерностей размещения, вещественного состава и технологических свойств золото-платиносодержащих руд в железистых кварцитах, черных сланцах и их метасоматитах с завершением обоснования методологии прослеживания и оконтуривания наиболее продуктивных платиноносных горизонтов;

- разработку ТЭЭО освоения золото-платиносодержащих руд КМА и их хвостоотвалов, а также аналогичных проявлений в углеродсодержащих комплексах тимского типа и сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений еланского и мамонского типов.

Уральский регион

Уральский регион является пионером платинодобывающей промышленности России. Несмотря на это, он изучен неравномерно, а местами вообще не исследован. Тем не менее, все основные промышленные типы платинометалльного рудообразования его практически определены. Более того, в регионе открыты новые геолого-генетические типы месторождений МПГ [25, 31]. Определен также металлогенический потенциал региона.

Обнаруженные в конце XIX века месторождения коренной платины нижнетагильского (соловьевогорского) типа детально изучались. При этом, впервые выявлено, что количественные содержания суммы МПГ связаны с железистостью дунита и находятся в обратной зависимости от содержания хрома в них. Протяженность одной из зон в Александровском карьере составляет 280-300 м, она содержит крупную платину (железо-платиновые твердые растворы, обогащенные медью и никелем, тетраферроплатина, реже в сростках с ней малоиридиевая тетраферроплатина). В первой отмечаются вроски иридомина, самородного осмия и лаурита. Количество МПГ в зонах составляет 2-10 г/т (иногда содержание Pt достигает 20-50 г/т). По целому ряду параметров нижнетагильский тип аналогичен знаменитому Бушвельду. Ряд проявлений этого типа установлен на

Полярном и Приполярном Урале, достигая массивов Рай-Из и Сыгум-Кеу (рис. 6). Металлогенический потенциал коренной платины нижнетагильского типа составляет 19000 т, а россыпной – 1300 т.

Вторая группа месторождений и рудопроявлений МПГ связана с альпинотипными дунит-гарцбургитовыми комплексами Урала и включает **кракинский Ir-Os-Ru**, **кемпирсайский Ru-Ir-Os** (содержание МПГ до 4,5 г/т), **верхнейвинский (нуралинский) Pt-Ir-Ru-Os** и **шандашинский Pt-Pd (с Ag и Au)** типы. Металлогенический потенциал осмистого иридия в коренных рудах названных типов достигает 2500-3000 т.

Открытый недавно [25] баронский тип мало-сульфидных месторождений золото-платино-палладиевых руд образуется в апатитовых оливинитах среди плагиоклазсодержащих оливиновых клинопироксенитов и сопровождается непромышленной титаномагнетитовой минерализацией. Количество Pd в рудах достигает 10 г/т (в среднем 4-5 г/т), Au – 0,3-0,7 г/т. Устанавливается меренскит (никелевый, медисто-никелевый и никелево-медистый), медистый котульскит и золото висмут-палладийсодержащее. Общий металлогенический потенциал МПГ руд баронского типа составляет 5000 т [25].

В шельфовой зоне и на континентальном склоне Западного Урала в последнее время в Сурьинско-Промысловской ордовикско-силурийской и Ашкинской рифейско-вендской зонах в углеродсодержащих толщах обнаружены золото-платино-палладиевые (в сумме до 10-12 г/т) проявления **сухоложского типа**. Металлогенический потенциал МПГ в рудах превышает 4500 т. Таким образом, общий металлогенический потенциал в собственно платинометалльных проявлениях Уральского региона составляет 35800 т [25].

Предполагается выявление месторождений типов: рифов Меренского и UG-2 в пределах Саратовского, Кусинско-Копанского, Сыгум-Кеуского массивов.

В золоте из руд Гайского месторождения (медно-свинцово-цинковый подтип сульфидного типа) В.М. Изойтко (2000) обнаружено 10,1-21,7 г/т платины и 43,4-44,9 г/т палладия, в борните из халькопирит-борнитовых руд установлено 0,37 г/т платины и 0,02 г/т палладия, т.е. платина и палладий входят, скорее всего, в руды в виде твердого раствора Au-Pt-Pd-Ag; отношение платины к палладию 2:1, а общее содержание МПГ пропорционально степени метаморфизма руд и понижается при снижении пробности золота. Очень зна-

чительные объемы руд Гайского месторождения могут обусловить в нем крупные ресурсы МПГ. Все дело, и нелегкое – в разработке технологии извлечения, что вполне реально, учитывая опыт биовыщелачивания руд месторождения Олимпиада (!). Это дает нам основание выделить новый Гайский платиносодержащий район.

Уральский регион может и должен вновь стать одной из крупных платинорудных провинций России. Приведенные материалы убедительно свидетельствуют об абсолютной реальности возрождения Уральской базы платинодобычи.

Северо-Сибирский, Южно-Сибирский и Дальневосточный регионы

Рассматриваемые регионы в структурном плане представляют собой Северо-Азиатский кратон и структуры его обрамления [14, 20-25].

Для регионов установлены закономерности размещения и предложены модели формирования месторождений (в первую очередь, крупных и уникальных – суперкрупных и гигантских) и рудопроявлений МПГ.

Закономерности размещения месторождений и рудопроявлений МПГ

1. Связь с геологическими формациями от архея до кайнозоя. Устанавливаются архейские (анабарская и джугджурская анортозитовые, кингашская коматитовая (габбро-верлитовая)), протерозойские (удоканская и игарская медистых песчаников и др.), рифейские (важнейшая – сухоложская черносланцевая), палеозойские (кияшальтырская щелочно-мафитовая и, предположительно, уджинская ийолит-карбонатитовая и др.), мезозойские (норильско-талнахская трапповая, маймеча-котуйская ийолит-карбонатитовая, алданская дунит-клинопироксенит-габбровая щелочная, шанучская норит-кортландитовая, корякская дунит-клинопироксенит-габбровая и др.), кайнозойские (норильская, маймеча-котуйская, алтае-саянская, корякская, алданская россыпные), в том числе современные (норильская, талнахская, сорская, сибирско-дальневосточная техногенные) формации.

2. Наиболее продуктивными в отношении платиноносности являются архейская, рифейская, мезозойская, кайнозойская и современная металлогенические эпохи.

3. К крупным, суперкрупным и гигантским месторождениям платиновых металлов в регионе могут быть отнесены связанные с трапповой,

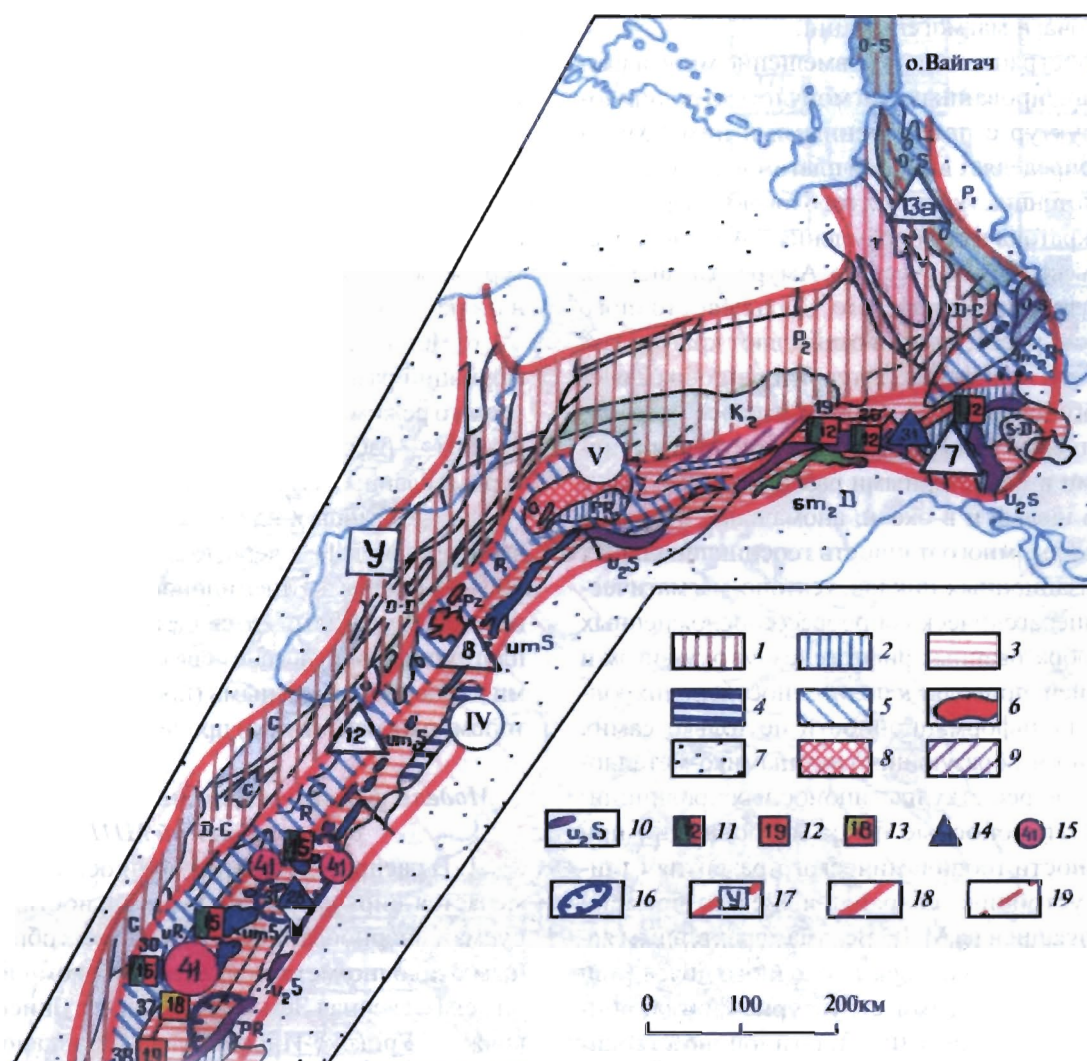


Рис. 6. Платинометаллогенетическая карта Урала. По [10, 25]

1-8 – типы структурно-формационных комплексов: 1 – осадочных бассейнов Западного склона Урала, 2 – офиолитовых поясов, 3 – андезит-базальтовых поясов, 4 – интрузивных и дайково-интрузивных поясов и зон, 5 – гранитондов, 6 – чехла Западно-Сибирской и Русской платформ, 7 – углеродисто-сланцевых офиолитовых поясов, 8 – черносланцевых толщ у срединных массивов; разнообразные платиносодержащие интрузивные формации, в том числе: 9 – дунит-гарцбургитовая, остальные в соответствии с табл. 3.1 [13]; 10-14 – платиносодержащие рудные формации, месторождения установленные и прогнозируемые: 10 – платиносодержащая хромитовая, 11, 12 – платиносодержащая титаномагнетитовая (в том числе 11 – с медью), 13 – платиносодержащая полиметаллическая (черные сланцы и их метасоматиты), 14 – платиносодержащая россыпная (номера в знаках соответствуют пронумерованным типам месторождений в табл. 3.1 [10], около знаков – платиноидные месторождения: 7 – Денежкин камень, 8 – Светлоборское, 19 – Войкаро-Сыньинское, 20 – Рай-Изское, 30 – Сарановское, 31 – Воронцовское, 37 – Качканарское, 38 – Волковское); 15 – площади развития платиносодержащих россыпей; 16 – Уральский платиносодержащий пояс; 17 – платиносодержащие и потенциально платиносодержащие провинции: V – Западно-Уральская, IV – Восточно-Уральская; 18 – границы платиносодержащих и потенциально платиносодержащих областей; 19 – платиносодержащие и потенциально-платиносодержащие области (цифры в треугольниках): 7 – Сым-Кей-Войкаро-Сыньинская, 8 – Хорасюрско-Чистопская, 12 – Кваркушко-Ляпинская, 13а – Пай-Хойская

габбро-верлитовой, черносланцевой, дунит-клинопироксенит-габбровой, ийолит-карбонатитовой и габбро-норитовой формациями объекты сульфидной платиноидно-медно-никелевой (норильско-талнахский и кингашский типы), мало-сульфидной платинометаллической (верхнеталнахский тип), платиносодержащей полиметаллической углеродистой (сухоложский и наталкинский

типы), титаномагнетитовой (чинецкий тип), россыпной (алданский и корякский типы) и техногенной (норильский тип) рудных ассоциаций, формирующие с ними единые РМС и РММС, приуроченные к энсиалическим, внутриконтинентальным, интракратонным рифтам, зонам спрединга и субдукции, а также другим деструктивным элементам, вскрывающим наиболее глу-

бинные очаги магмогенерации.

4. Пространственное совмещение многократно активизированных магморудоконтролирующих структур с приуроченными к ним РМС и РММС определяет высокий платинометаллогенический потенциал крупных геоблоков Северо-Азиатского кратона и его обрамления – Алдано-Североземельского, Арктического, Амура-Алтайского, Среднеазиатско-Китайского, Дальневосточного поясов (см. рис. 1, 7). Они окаймляют кратон, захватывая его периферию и территории обрамляющих орогенных поясов. Глобальные особенности рудных поясов – связь с глубинными трансрегиональными и планетарными разломами, переход с суши на шельф и в океан, аномальное строение земной коры, многоступенчатость геосинклинальных и активизационных циклов, тектоно-магматических и минерагенических процессов, осложненных или преобразованных рифтогенезом, раздвигом и субдукцией, приводят к полигенности, полихронности и полиформационности не только самих поясов, но и образующих геодинамико-металлогеническую решетку платиноносных провинций.

5. Платиноносные пояса и провинции при длительности геодинамического развития отличаются устойчиво сохраняющейся во времени специализацией на МПГ. Весьма характерным является наследование в рамках одного пояса (или провинции) молодыми структурно-формационными комплексами (СФК) платиноидной геохимико-металлогенической специализации более древних СФК: раннеархейские гранулитовые пояса (анабарский и джугджурский типы платиноидных объектов) => позднеархейские зеленокаменные пояса (кингашский тип, рис.8) => протерозойские пояса расслоенных платиноносных массивов интрадугового (постдугового) этапа на активных и пассивных окраинах континентов, поясового с малым раскрытием рифтогенеза, включая обрамление офиолитовых поясов (стиллуотерский, верхнеталнахский, чинейский и другие типы) => пояса ранне- и среднепротерозойских рифтогенезов => рифейские, палеозойские и мезозойские углеродсодержащие комплексы рифтогенных структур, зон коллизии, бассейнов пассивных окраин континентов и платформ (сухоложский, таймырский, наталкинский типы) => мезозойские трапповые интрузии поясового внутриконтинентального рифтогенеза на периферии платформ в области сочленения с океаническими рифтами – зоны субдукции (норильско-талнахский, верхнеталнахский, скаергаардский типы) =>

палеозойские и мезозойские ийолит-карбонатитовые массивы рифтогенных зон – следов «горячих» точек (кия-шалтырский, маймеча-котуйский типы) => мезозойские норит-кортландитовые, дунит-клинопироксенит-габбровые, дунит-гарцбургитовые массивы и углеродсодержащие комплексы островных дуг, зон субдукции; аллохтоны, меланж, сутурные зоны (шанучский, корякский, альпийский, наталкинский типы).

6. Четкая связь в одном СФК платиноносных формаций разного состава, генезиса и геодинамического режима: 1) медистые песчаники -> черные сланцы -> расслоенные интрузии; 2) офиолиты -> черные сланцы, коматииты, расслоенные интрузии -> черные сланцы и т.д.; 3) медистые песчаники -> черные сланцы I -> черные сланцы II -> платиноносные траппы -> платиноносные ийолит-карбонатитовые массивы. Это свидетельствует о том, что платиноидный рудогенез связан с субдукционными и флюидотермальными (проявляющимися и автономно от магматизма) процессами.

Модели формирования месторождений и рудопроявлений МПГ

1. В распределении платиноносных СФК намечается циркумкратонная зональность, маркируемая «черносланцевым» кольцом, образованным осадочно-метаморфическими комплексами рифея (Северная Земля, Таймыр -> Енисейский кряж -> Урикско-Ийская зона -> Байкало-Патомская область -> Сетте-Дабан), палеозоя и мезозоя (орогенные пояса Дальнего Востока, наталкинский тип). В фанерозое по северному обрамлению кратона зональность была частично редуцирована, что в значительной степени связано с заложением и формированием Северного Ледовитого океана. На плечах, возникших при этом Енисей-Хатангского и Ленского рифтогенных прогибов в пределах Алдано-Североземельского и Дальневосточного поясов и их пересечений с Арктическим поясом, сформировались максимально продуктивные платиноидные объекты, контролируемые рифтогенными зонами высших порядков.

2. Обоснована шестиэтапная петролого-геодинамическая модель формирования уникальных месторождений Таймыро-Норильской платиноидной провинции. Главные особенности петрогенезиса трапповых РМС с сульфидными платиноидно-медно-никелевыми (норильско-талнахский тип) и малосульфидными рудами (верхнеталнахский тип), образующими норильский платиноидный супергигант – результат проявления подвига океанической

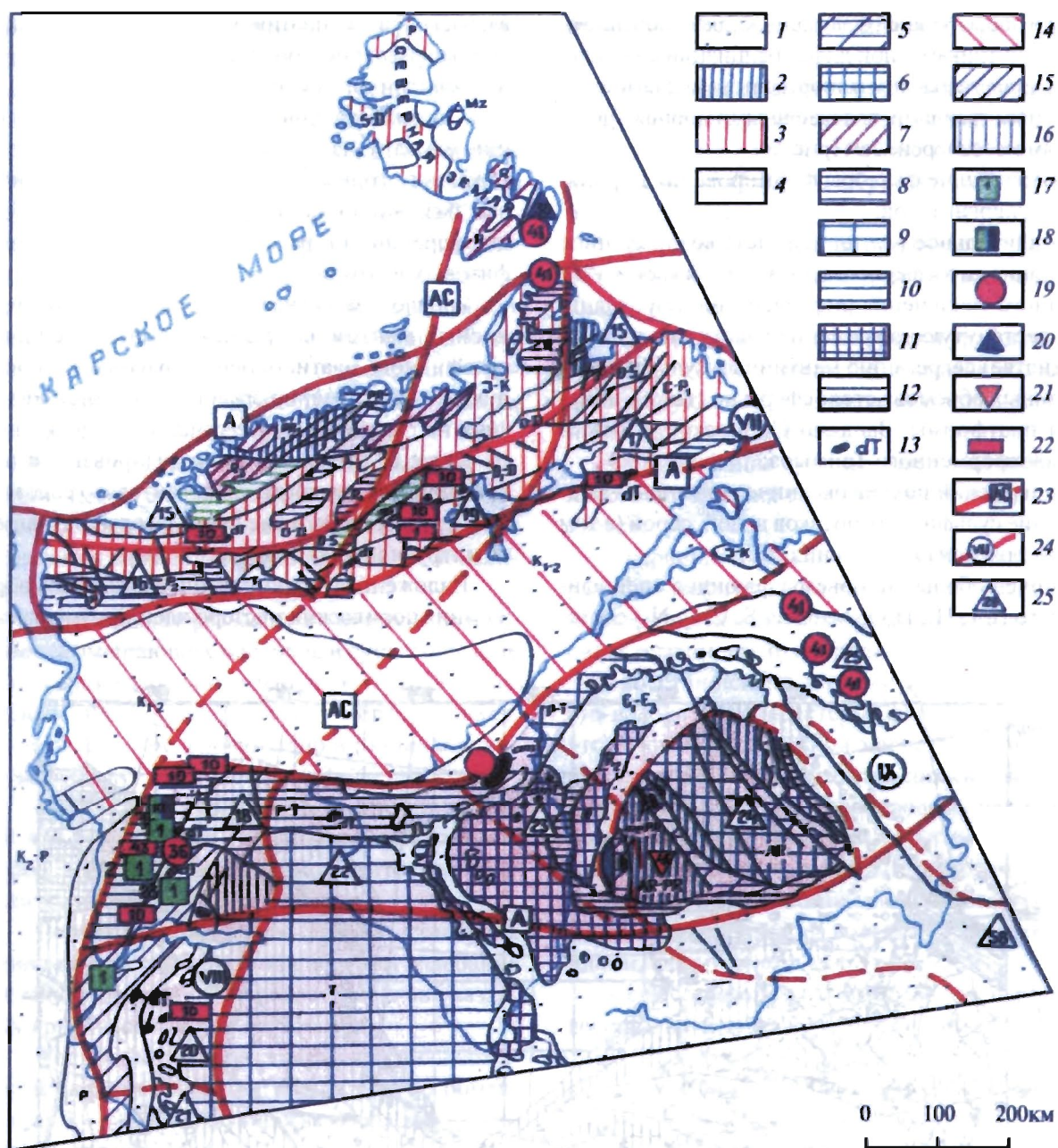


Рис. 7. Карта платиноносности Таймыро-Норильского региона

1-12 – типы структурно-формационных комплексов: 1 – чехла Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба, 2 – нерасчлененных метаморфитов, 3 – терригенно-черносланцевых бассейнов таймырского типа, 4 – осадочно-терригенных бассейнов, 5 – преимущественно мигматит-гранитов, 6 – гранулитовых поясов, зон, 7 – терригенно-черносланцевых бассейнов сухоложского типа, 8 – интрузивно-терригенных прогибов, 9 – гомогенных траппов центральной части Сибирской платформы, 10 – дифференцированных траппов окраинных частей платформы и Таймыра, 11 – карбонатных и терригенно-карбонатных пород, 12 – терригенно-карбонатных пород; разнообразные платиноносные интрузивные формации, в том числе: 13 – пикрит-габбро-долеритовая, трапповая; 14-16 – зоны рифтогенеза: 14 – глобальные 1-го порядка, 15 – региональные и трансрегиональные 2-го порядка, 16 – локальные 3-го порядка; 17-21 – месторождения платиноносных рудных формаций: 17 – МПГ-Cu-Ni, 18 – малосульфидной платинометалльной, 19 – платиносодержащей россыпной, 20 – платиносодержащей полиметалльной, 21 – платиносодержащей древних толщ (анабарский тип); 22 – платинопроявления (цифры в знаке соответствуют пронумерованным типам месторождений и проявлений в табл. 3.1 [10], около знаков – месторождения: 1 – Талнахское, Октябрьское и Верхнеталнахское, 2 – Норильск-1, 3 – Гулинское, 23 – Имангдинское); платиноносные и потенциально-платиноносные: 23 – пояса (АС – Алдано-Североземельский, А – Арктический); 24 – провинции (VIII – Таймыро-Норильская, IX – Енисейско-Оленекская); 25 – области (цифры в треугольниках): 15 – Северо-Таймырская, 16 – Западно-Таймырская, 17 – Восточно-Таймырская, 18 – Кетско-Норильская, 19 – Центрально-Таймырская, 20 – Курейско-Хантайская, 21 – Нижнетунгусская, 22 – Аянская, 23 – Маймеча-Котуйская, 24 – Анабарская, 25 – Прианабарско-Оленекская, 58 – Куонамская

коры и последующей флюидно-жидкостной ликвации и внутрикамерной дифференциации с норильским, скаергаардским и анортозитовым платинометалльным трендами, осложненными мощным флюидным массопереносом (рис. 9).

Важнейшие факторы формирования норильских супергигантов:

- длительное (сотни млн лет) возбужденное состояние литосферного блока земной коры в узле тройного сочленения рифтовых зон, обусловившее растянутую во времени (а частично, и в пространстве) сегрегацию мантийных сульфидов из огромных объемов астеносферы на стыке Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и эпиплатформенного Таймыра;

- пермский подвиг океанической коры – обогащение сульфидных потоков водой, серой (в том числе тяжелой) и галогенидами;

- очень большие объемы флюидов специфического (Si , H_2 , H_2O , тяжелая S , CH_4 , N_2) состава,

насыщенных платиноидами и медью, обусловленные развитием под Северо-Азиатским кратоном мантийного суперплюма [24];

- далеко зашедшие процессы дифференциации магматизма – формирование мощного протяженного горизонта (серии покровов) пикритовых базальтов и различных по составу и набору дифференциатов расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий;

- последовательная глубинная ликвация рудоносных мантийных расплавов: а) отщепление сульфидного платиноносного расплава и последующее поступление его в виде «рудной интрузии» на гипабиссальные уровни платформенного чехла; б) отслоение флюидизированной низкосернистой жидкости анортозитового состава и ее внедрение в верхние части сформировавшейся интрузивной камеры.

Изложенная петрогенетическая модель образования норильских месторождений-супергигантов

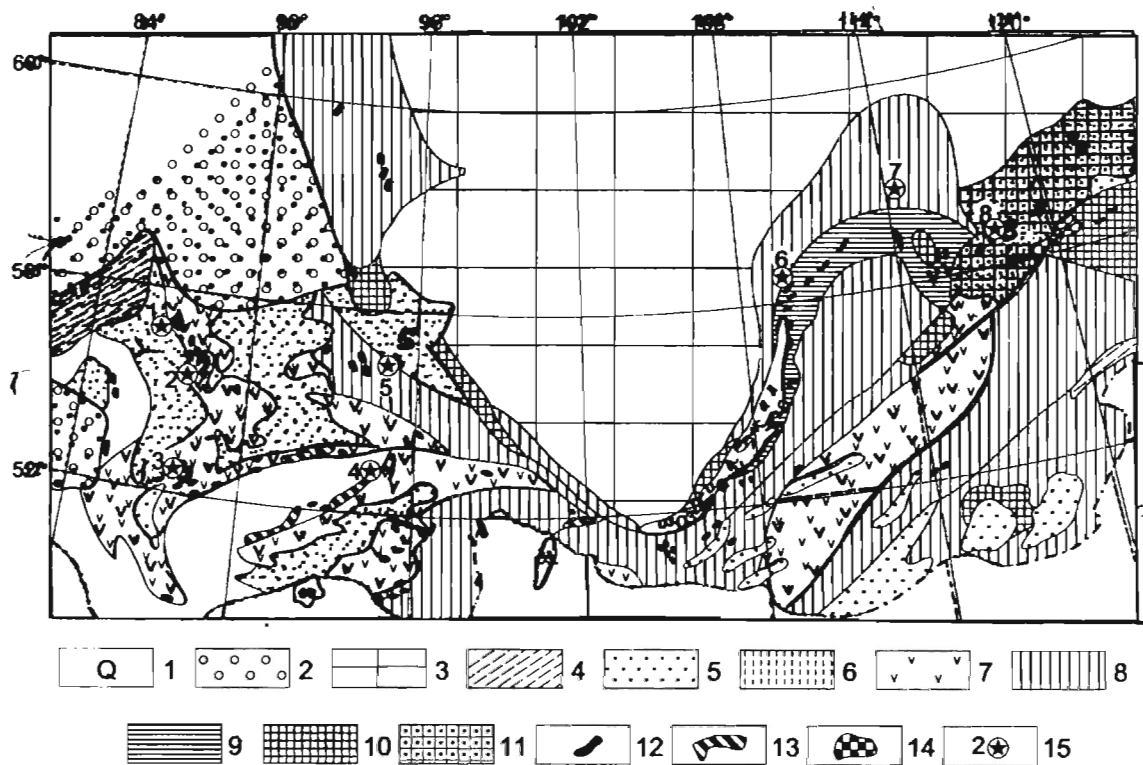


Рис. 8. Схема размещения различных типов коренных платинометалльных месторождений и проявлений в складчатых структурах Юга Сибири [23]

1 – четвертичные отложения; 2 – мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3 – чехол Сибирской платформы; 4-11 – складчатые комплексы: 4 – герцинский, 5 – среднепалеозойские и мезозойские межгорных прогибов, 6 – каледонский, 7 – салаирский, 8 – протерозойский, 9 – протерозойский эвгеосинклинальный Байкало-Муйской зоны, 10 – архейско-нижнепротерозойский, 11 – архейский; 12 – ультрабазит-базитовые массивы; 13 – альпинотипные гипербазиты; 14 – габбро-анортозитовые массивы; 15 – коренные платинометалльные месторождения и рудопроявления: 1-3 – Кузнецкого Алатау (1 – Кайгадатское, 2 – Среднетерсинское, 3 – Сеглебирское), 4 – Западного Саяна (Жалнинское), 5 – Восточного Саяна (Кингашское), 6 – Северного Прибайкалья (Йоко-Довыренское), 7 – Северного Забайкалья (Сухой Лог), 8 – Восточного Забайкалья (Чинейское)

тов достаточно убедительно объясняет: а) механизм образования рудных магм, растворов и флюидов, уровней их аккумуляции и транспортировки; б) очень высокие концентрации МПГ, Au и Cu в рудах и объемы последних; в) внедрение уникальных платиноидных объектов только на плечах рифтов в Таймыро-Норильской РМС.

Авторский подход к созданию петрогенетической модели образования гигантских скопелений никеля, меди, платиноидов и кобальта может быть использован для обоснования становления других уникальных рудных месторождений и дополняет геодинамические построения В.Е. Хаина, Н.Л. Добрецова, Д.В. Рундквиста и др.

Весьма существенными факторами при создании петрогенетических моделей малосульфидных платинометалльных месторождений становятся важнейшие особенности их локализации и состава:

- значительная фазная и ритмическая расслоенность вмещающих массивов и существование в них серии кумулюсных и интеркумулюсных породных групп, серий или зон, образующихся, скорее всего, последовательно и различающихся по составу;

- наличие оригинального строения критических зон и горизонтов - рифтовых толщ, пачек и рифов, а также такситовых, вариолитовых и ксенолитсодержащих пород;

- необычные, равные по уровню изменения химизма минералов плутона, в целом колебания составов породообразующих минералов указанных критических зон и горизонтов;

- постоянное присутствие флюидосодержащих минералов (флогопит, апатит, роговая обманка и др.) и высокие количества хлора в платинометалльных «рифтах»;

- малые (0,5-1,0%) содержания сульфидов и повышенные хрома, иногда титана;

- совершенно уникальное разнообразие платиновых минералов и неназванных платиноидных фаз на границе сульфид-силикат и в последних;

- своеобразие трендов дифференциации рудно-анортозитового (норильского), фернеровского, а самое главное – анортозитового платинометалльного, хромитового, титаномагнетитового;

- особая грубозернистость залежей относительно окружающих пород и содержание распространенных первичных магматических насыщенных летучими фаз, таких как флогопит и роговая обманка;

- обычное прораствание сульфидов поздними

интеркумулюсными флогопитом, амфиболами и апатитом;

- необычно высокие отношения хлора к фтору в апатите и флогопите из залежей МПГ, указывающие на взаимодействие с обогащенной хлором жидкой фазой, образованной экссолюцией пара из магмы;

- рядовая ассоциация сульфидов с поздним вторичным изменением и водными жидкими включениями;

- значительные концентрации графита, в некоторых случаях с высоким содержанием хлора, ассоциирующие с сульфидами и поздними водными фазами в пустотах.

Формирование крупных масс платинометалльного оруденения в значительной мере определяется:

- первичной обогащенностью магмы в ультрамафит-мафитовых (а также, вероятно, щелочно-мафитовых и щелочно-ультрамафитовых) массивах платиновыми металлами;

- восстановленным преимущественно хлористо-водородным характером флюидов, благоприятствующих жидкостной магматической ликвации с возникновением серии ликвантов и остаточного, обогащенного водородом, сероводородом, кальцием, алюминием и другими компонентами концентраторами МПГ, расплава;

- наибольшим обогащением некоторых горизонтов, участков, слоев восстановленными флюидами, алюминием и кальцием;

- существованием в расплаве зон перехода с восстановленной и окисленной флюидной фазами.

В благоприятных геодинамических обстановках становление платиноносных массивов – итог наложения и совмещения четырех процессов: 1) жидкостно-флюидной ликвации, 2) кристаллизационной флюидной внутрикамерной дифференциации и многофазного расслоения, 3) многофазного внедрения, 4) внутрирудного и околорудного метасоматоза в платиноносных или околослатиноносных зонах.

Платиносодержащие месторождения углеродистого типа являются полихронными и полигенными. Они сформировались при участии разновозрастных (в том числе дометаморфических) экзо- и эндогенных процессов, обусловивших накопление геохимически специализированных углеродистых отложений, извлечение, миграцию (с перераспределением) металлов и других полезных компонентов из субстрата, дополнительный привнос целого ряда рудных и нерудных элемен-

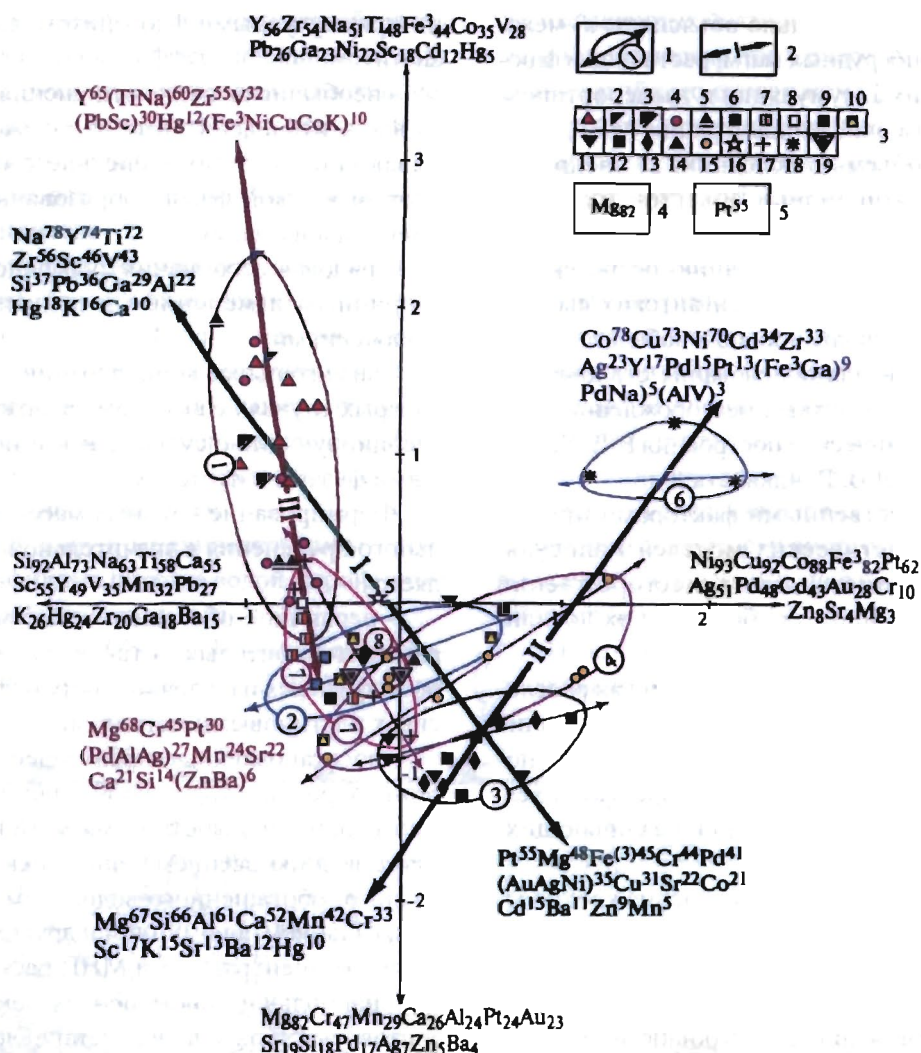


Рис. 9. Петрогенетическая модель рудоносных интрузий трапповых формаций (n = 77, m = 28)

1 – фигуративные поля составов пород и руд и проявленные в них тренды (цифры в кружках): 1–8 – породы рудоносных интрузий: 1 – лейкогаббро, диориты, габбро-диориты, безоливиновые и кварцсодержащие долериты верхнего горизонта, 2 – оливиновые и оливинсодержащие долериты и габбро-долериты (второй горизонт), 3 – пикритовые и троктолитовые габбро-долериты (третий горизонт), 4 – такситовые габбро-долериты и габбро-долериты (четвертый горизонт), 5 – контактовые долериты (пятый горизонт), 6 – сплошные платиноидно-медно-никелевые руды, 7 – метасоматиты, 8 – пикритовые и троктолитовые габбро-долериты Нижней Талнахской интрузии; 2 – ведущие тренды дифференциации (I) и оруденения (I – вкрапленного, II – сплошного, III – малосульфидного); 3 – фигуративные точки составов пород и руд: 1 – кварцевые диориты, 2 – диориты, 3 – габбро-диориты, 4 – лейкогаббро, 5 – кварцсодержащие габбро-диориты, 6-12 – долериты и габбро-долериты: 6 – безоливиновые, 7 – кварц-оливинсодержащие, 8 – кварцсодержащие, 9 – оливинсодержащие, 10 – оливиновые, 11 – троктолитовые, 12 – пикритовые, 13, 14 – троктолиты, в том числе меланократовые (13), 15, 16 – долериты такситовые (15) и контактовые (16), 17 – метасоматиты, 18 – сплошные ряды, 19 – породы Нижней Талнахской интрузии; 4, 5 – параметры системы и нагрузки на них в формулах компонент (4) и трендов (5); n – число анализов, m – количество компонент

тов из глубинных источников и в результате – образование богатых, крупных залежей минерального сырья.

Приведенные теоретические предпосылки расширения Норильской, Корякско-Камчатской, Алданской, создания Южно-Сибирской, Таймыро-Североземельской и Магаданско-Чукотской баз платинодобычи подтверждаются насыщенностью Южной Сибири (см. рис. 8,

Норильско-Североземельского района (см. рис. 7) и Дальнего Востока платинометалльными месторождениями и проявлениями. Так, выявлены промышленные содержания платиновых металлов в рудах Кингашского месторождения, причем в ряде проб содержание платины превышает таковое палладия или они близки между собой (табл. 11).

На примере Кия-Шалтырского месторожде-

ния А.М. Сазоновым и О.М. Гриневым [2] установлены минералого-геохимические показатели руд нефелинового типа (табл. 12).

В пределах Сейнава-Гальмознанского узла выявлена платиноносность полигенетических террас, представляющих по сути не что иное, как промежуточные коллекторы; это значительно повышает промышленную значимость названного узла.

На территории от Алтая до Южного Прибайкалья, хотя там и не было систематического изучения платиноносности, обнаружены безусловно заслуживающие внимания содержания платиноидов [20-24]. Так, в хромитовых рудах Оспинско-Китойского массива концентрация платины достигает 1,2 г/т, а палладия 0,89 г/т; обнаружены соединения группы Pt-Fe-Cu, а также редкий минерал PtCu₃. В Улорском и Сольджерском массивах юга Тувы в хромитовых рудах определены высокопробная платина, соединения платины с железом, медью и никелем, сперрилит, сульфидарсениды платины и родия. А.П. Кривенко [24] установлена перспективность Калнинского гипербазитового массива на эндогенное платиноидное оруденение, а размывающих его речных долин – на платиновые россыпи. В аллювии ручьев установлено более 30 минералов платиновой группы, среди которых преобладают Pt-Fe-Cu-сплавы, сперрилит, потарит, соединения Pt и Pd с мышьяком и серой при подчиненном количестве рутенидосмина. Среди ультрамафитов выявлена зона платиносодержащих прожилков вкрапленных хромитовых руд протяженностью 1,5 км и средней мощностью 200 м. Прогнозные ресурсы Рз МПГ выявленной зоны составляют ориентировочно 50-65 т, а Cr₂O₃ – 5,7 млн т. При обогащении этих руд получен концентрат, содержащий 50% Cr₂O₃ [23].

В Приамурье открыт первый сульфидный платиноидно-медно-никелевый объект (участок «Никелевый») с высокими содержаниями никеля, меди и МПГ [23].

Важнейшим результатом проведенных работ по Программе явилось установление широкого развития на месторождениях Талнах, Норильск-I, Черногорское и Имангдинское платинометалльного оруденения, гигантского техногенного месторождения [8, 23] и подтверждение подходов А.В. Тарасова и В.Д. Крюкова к палеорекострукциям Норильского рудного узла в связи с возможным формированием платиноносных россыпей [21].

Кроме того, в результате проведенных работ: - построена схема размещения малосульфид-

ных платинометалльных руд в пределах Талнахского узла, эти же руды оконтурены на Норильском и Черногорском месторождениях;

- впервые установлены строение и состав Норильского хвостохранилища [20] и намечена технологическая схема их передела [20].

Большая часть МПГ в Норильском техногенном платинометалльном месторождении находится в макро- (тетраферроплатина и изоферроплатина), микро- (сперрилит и станниды палладия) и тонкоминеральной (таймырит, атокит, паоловит, нигглиит и др.) формах. Последнее обусловлено их природной кристаллизацией в виде тонких включений в минералах-хозяевах. Именно поэтому, лишь часть таких зерен переходит в тонкий класс, остальные остаются нераскрытыми, образуя мельчайшие включения в тетраферроплатине и изоферроплатине. Это обуславливает низкие показатели извлечения платины, палладия и родия в гравитационный концентрат. Улучшение данных показателей требует повторного и даже неоднократного получения гравитационных концентратов. Полученные данные позволяют присоединиться к выведенной Л.К. Говоровой закономерности: «при переработке сульфидных медно-никелевых руд, содержащих МПГ, коэффициенты их извлечения в платиновые концентраты возрастают периодически с увеличением порядкового номера элемента, а техногенное рассеяние периодически снижается».

Впервые для платиноносно-никеленосных массивов норильско-талнахского типа (трапповая формация) установлены три тренда (см. рис. 9): дифференциации и вкрапленного оруденения (I), сплошного сульфидного платиноидно-медно-никелевого (II) и малосульфидного платинометалльного (III) оруденения. Последний тренд свидетельствует о широком распространении этого типа оруденения на рассматриваемых объектах.

Многолетние авторские данные, а также материалы по распределению оставшихся объемов различных типов руд (групп, в нашем понимании) по полям рудников (табл. 14 и 15) и данных о стоимости металлов на мировых рынках (на 15.06.11 г. никель – 21920, медь – 9079 дол/т; палладий – 24,5, платина 58,8 дол/г) позволяют сделать вывод об экономической нецелесообразности к переходу на преваляющую добычу вкрапленных руд и о необходимости широкого разворота на государственном уровне поисков сплошных богатых руд по трехстадийной авторской технологии (табл. 13).

Содержание МПГ (в г/т) в рудах Кингашского месторождения [3]

Интервал, м	Мощность, м	Содержание компонентов		
		Pt	Pd	Pt+Pd
14,7-57,0	42,3	Скв, 31 <u>0,056-0,93*</u> 0,40	<u>0,11-1,15</u> 0,57	<u>0,166-2,08</u> 0,97
15,0-98,0	83,0	Скв, 32 <u>0,23-1,83</u> 0,64	<u>0,19-1,03</u> 0,79	<u>0,42-2,86</u> 1,43
114,0-142,4	28,4	<u>0,73-7,01</u> 1,91	<u>1,01-5,42</u> 2,04	<u>1,74-12,43</u> 3,95
9,9-100,2	90,3	Скв, 33 <u>0,048-0,36</u> 0,15	<u>0,11-2,03</u> 0,36	<u>0,158-2,39</u> 0,51
106,0-159,1	53,1	<u>0,096-0,65</u> 0,31	<u>0,16-0,98</u> 0,51	<u>0,256-1,63</u> 0,82
4,3-51,0	46,7	Скв, 35 <u>0,10-0,22</u> 0,15	<u>0,095-0,30</u> 0,22	<u>0,195-0,52</u> 0,37
56,7-74,0	17,3	<u>0,17-0,28</u> 0,21	<u>0,26-0,38</u> 0,34	<u>0,43-0,66</u> 0,55
78,0-83,2	5,2	<u>0,17</u> 0,17	<u>0,32</u> 0,32	<u>0,49</u> 0,49
87,4-124,9	37,5	<u>0,11-0,41</u> 0,27	<u>0,27-0,77</u> 0,44	<u>0,38-1,18</u> 0,71
140,0-208,3	68,3	<u>0,14-0,54</u> 0,36	<u>0,15-0,71</u> 0,45	<u>0,29-1,25</u> 0,81
5,0-186,0	181,0	Скв, 36 <u>0,12-1,01</u> 0,37	<u>0,19-1,09</u> 0,47	<u>0,31-2,1</u> 0,84
14,2-23,0	8,8	Скв, 38 <u>0,053-0,11</u> 0,08	<u>0,05-0,1</u> 0,08	<u>0,013-0,21</u> 0,016
31,0-37,0	6,0	<u>0,031-0,05</u> 0,04	<u>0,026-0,044</u> 0,035	<u>0,057-0,094</u> 0,075
48,0-98,0	50,0	<u>0,033-0,55</u> 0,146	<u>0,005-0,12</u> 0,082	<u>0,038-0,67</u> 0,228
107,0-151,1	44,1	<u>0,029-0,25</u> 0,145	<u>0,029-0,33</u> 0,193	<u>0,058-0,58</u> 0,338
156,6-181,0	24,4	<u>0,047-0,31</u> 0,21	<u>0,045-0,33</u> 0,26	<u>0,09-0,64</u> 0,47
194,3-228,4	34,1	<u>0,21-0,83</u> 0,53	<u>0,26-0,79</u> 0,60	<u>0,47-1,62</u> 1,13

Установлено широкое распространение платиноидно-золоторудных месторождений в углеводородсодержащих комплексах сухоложского, наталкинского типов. В пределах Южно-Сибирского региона это хорошо известное месторождение Сухой Лог [20-22, 31], для которого характерно общее количество МПГ, сопоставимое с таковым золота, т.е. это сверхкрупный платиноидно-золо-

торудный объект. В северной части на полуострове Таймыр платиносодержащее золоторудное жильное поле таймырского типа тяготеет к сводовой части антиклинальной структуры северо-восточного простираения, сложенной флишоидными отложениями верхней части разреза протерозойского комплекса интракратонного трога. Жилы с преобладающей халькопиритовой мине-

Окончание таблицы 11

17,3-69,1	51,8	Скв, 44 <u>0,067-1,06</u> 0,54	<u>0,084-1,04</u> 0,61	<u>0,151-2,1</u> 1,15
81,1-87,5	6,4	<u>0,43-0,66</u> 0,53	<u>0,59-0,72</u> 0,65	<u>1,02-1,38</u> 1,18
93,5-98,9	5,4	<u>0,18-0,32</u> 0,27	<u>0,23-0,49</u> 0,41	<u>0,41-0,81</u> 0,68
105,0-111,5	6,5	<u>0,46-0,56</u> 0,51	<u>0,80-0,89</u> 0,85	<u>1,26-1,45</u> 1,36
120,2-152,0	31,8	<u>0,31-0,52</u> 0,39	<u>0,48-1,11</u> 0,70	<u>0,79-1,63</u> 1,09

* В числителе - пределы значений, в знаменателе - среднее значение.

Таблица 12

Основные показатели руд нефелинового минералого-геохимического типа [2]

Объект	Содержание, г/т		
	Pt	Pd	Rh
Породы (руды?)	0-0,55 <-	0-1,98 до 3,0	0-0,40 ->
Суммарные гравиконцентраты (выход 5-20,4)	0-3,86	0-0,3	0-1,97
Хвосты (79-95)	-	-	-
Флотационные концентраты (выход 2,1-9,3)	0-31,0 до 280-310	0,8-16,6 (Ag: Au:Pt=5:l:l (0,3))	0,6
Анодные сплавы		11,9	9
Медистые осадки		до 13	до 20
Фильтр-остатки		до 18	до 19
<i>Минералы</i>			
Самородное золото	0,001-0,03		0,004-0,03
Электрум	0,002-0,08		0-0,02
Кюстелит	0-0,5	0-2,34	0-0,04
Самородное серебро	0-0,01	8	0-0,04
Амальгама Ag и Au	0-0,04		0-0,01
Тетрааурикуприд	0-0,01		-
Самородная медь	0-0,05		0,04
AuAl ₂	0-0,18	0-0,14	-
Au ₂ Al	0-0,07	0-0,07	-
AuSn	-	-	-
Самородный кремний	-	-	-
Пирсеит	0-0,7		
Полибазит	0-0,7		
Изоферроплатина	83,94	-	0,44
Тетраферроплатина	78,35		2,53
Рутениридосмин	0,19		0,76
Сперрилит	53,0-54,6		0,065
Галенит	0-0,23		
Теннантит	0-0,34		0-0,5

Примечания. Кроме указанных в таблице, в рудах содержатся: самородные висмут, свинец, цинк, касситерит, гюбнерит, шеелит, бадделеит, торанит, барит, вольфрамит, смитит, сплавы Cu и Zn; Cu и Sn; Pb, Sn, Cu; Pb, Sb, Sn; кобальтин, герсдорфит, сафлорит, леллингит, никелин, брейтгауптит, ульманнит, джемсонит, ковеллин, куприт; в анодных сплавах 1,4 г/т Ru. В изоферроплатине (в %): 7,82 Fe, 0,04 Ni, 0,8 Cu, 0,11 Au; в тетраферроплатине (в %): 12,31 Fe, 0,71 Ni, 0,34 Cu, 0,08 Au; в рутениридосмине: 0,37 Fe, 0,05 Ni, 0,11 Cu, 1,13 Au. Содержания платиноидов в минералах указано в %.

рализацией наиболее золотоносны - среднее содержание ~5 г/т (без учета аномальных проб 60 и 30 г/т), причем большая часть золота находится в виде свободных выделений в кварце. Кроме того, выявлены отчетливые признаки поздних гидротермальных процессов, обусловивших повторное перераспределение полезных компонентов.

В аналогичных золоторудных объектах о. Большевик архипелага Северная Земля А.Г. Самойловым с соавторами [28] установлено (в г/т): 0,48-14,6 Pt, 1,91-26,0 Pd, 0,07-2,3 Rh и 0,069-0,77 Ru. В рудах ими выявлены самородная платина (86% Pt и 2% Os) и металлический твердый раствор OsRuIrPt. Таким образом, перспективность оруденения, с точки зрения формационной и типовой принадлежности, не вызывает сомнений.

Широкое развитие минерализации в разноориентированных кварцевых жилах и прожилках, а также в зонах гидротермально-измененных пород, позволяет предполагать наличие в пределах Жильненской рудоносной структуры платиноидно-золотоносного линейного штокверка. Авторские представления о смене «сибирского направления» минерации «арктическим» позволяют предполагать наличие в пределах Северного Таймыра и о. Большевик (архипелаг Северная Земля) объекта, аналогичного Сухому Логу, но более крупного по запасам. Платиносодержащие золоторудные месторождения наталкинского типа (Наталкинское, Ветренское, Неждановское, Майское, Токичан), развитые в верхоянских и чукотских мезозоидах Северо-Востока России, рассмотрены в работах В.И. Гончарова, С.В. Ворошина, В.А. Сидорова и др. [21]. Углеродсодержащие породы метаморфизованы в условиях низкотемпературных фаций, количество $C_{орг}$ в породах составляет от десятых долей до 6%. К терригенным углеродсодержащим породам приурочены месторождения золота, серебра, сурьмы, образующие вместе с россыпями линейно-вытянутые пояса: Яно-Колымский, Аллах-Юньский и Чукотский. В пределах всех изученных объектов обнаружены содержания Pt до 3,8 г/т и Pd до 1,84 г/т, приуроченные обычно к сульфидизированным окорудным породам и сульфидно-кварцевым жилам и прожилкам. Эти данные дают основание говорить о возможном наличии на Северо-Востоке нашей страны сверхкрупных платиносодержащих объектов в черносланцевых комплексах, для которых А.Ф. Коробейниковым [12] намечена трехэтапная технология прогнозирования и поисков золото-платиносодержащих руд (табл. 16).

НАПРАВЛЕНИЯ РАБОТ ПО ПРОГРАММЕ «ПЛАТИНА РОССИИ»

Приведенные в настоящей статье и работах [7, 8, 10, 20-25] материалы позволяют предложить первый вариант концепции и стратегии развития, воспроизводства, комплексного освоения, восстановления и сохранения минерально-сырьевой базы платиновых металлов России в XXI веке, направленных на превращение нашей страны в первую платиновую державу мира (табл. 17).

Стратегия Российской Федерации по развитию, воспроизводству, комплексному использованию и сохранению в долгосрочной перспективе минерально-сырьевой базы платиновых металлов в связи с обеспечением сырьевой безопасности страны

1. Разработка концепции геологоразведочных работ, научных и технологических исследований, технико-эколого-экономических обоснований расширения Норильской, Карело-Кольской, Алданской, Корякско-Камчатской, создания Курско-Воронежской, Южно-Сибирской, Таймыро-Североземельской, Чукотской и возрождения Уральской минерально-сырьевых баз платинодобычи путем разведки и постановки на баланс открытых и изученных в рамках программы «Платина России» и других программ новых объектов, а также, самое главное, открытия новых залежей сплошных МПГ-Cu-Ni-руд в Норильском районе.

2. Качественное обновление (повышение доли Pt) минерально-сырьевой базы на основе обоснования и ввода в строй новых крупнообъемных источников МПГ: золото-платиноидных месторождений в черных сланцах и железистых кварцитах (углеродистый и железорудный минералого-геохимические типы).

3. Массированные комплексные геолого-геохимико-геофизические работы в пределах Балтийского (и Тунгского) и других предполагаемых гигантских плутонов (аналогов Бушвельда) – типичных крупнообъемных источников МПГ.

4. Возрастание роли государства в освоении месторождений, регулировании воспроизводства и продажи МПГ.

5. Создание Федерального резервного фонда месторождений МПГ.

6. Цивилизованное поведение на мировом рынке МПГ при таковом же других стран ведущих продуцентов вплоть до объединения с ЮАР, США и Канадой в Международную организацию производителей платиноидов.

7. Создание Государственного научного цен-

Таблица 13

Новая технология прогнозирования и поисков глубокозалегающих сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений

<p>I этап Региональное геологическое изучение Таймыро-Норильской платиноносно-никеленосной провинции. Проверка и разбровка прогнозных моделей с выделением потенциально платиноносно-никеленосных рудных районов и узлов (полей) Оценка прогнозных ресурсов по категории P₃ (P₂). Площадь 15000 км²</p>	<p>II этап Специализированные на богатое МПГ-Cu-Ni-оруденение глубинные геолого-геофизические и геохимические поиски в пределах потенциальных рудных узлов (полей) – 1500 км² Оценка прогнозных ресурсов по категории P₂ (P₁) потенциальных полей или месторождений</p>	<p>III этап Постадийные поиски глубокозалегающих (до 3 км) месторождений с залежами богатых руд в пределах потенциального месторождения. Оценка прогнозных ресурсов по категории P₁ и промышленных запасов по категории C₂</p>
---	---	---

Рациональное комплексирование видов и методов работ по этапам

<p>I. Комплексные аэрогеофизические исследования провинции масштаба 1:500 000. Сейсморазведка МОГТ 24-48 по 6 опорным профилям через 20-30 км Исследования по опорным профилям: палеомагнитные геохимическая и гелиевая съемка изучение изотопно-геохимического состава глубинные МТЗ Гидролитохимическая съемка, плотность - 1 проба на 10 км Бурение 6 структурных скважин на опорных профилях глубиной до 3 км</p>	<p>III. Сейсмопрофилирование МОГТ 24-48 по профилям через 10 км (~500 км) Атмогеохимическая съемка по сейсмическим профилям Пространственно-совмещенные съемки методом заряда (ПСС-МЗ) масштаба 1:200 000 с измерением магнитной составляющей электромагнитного поля кабеля (МПК) Бурение структурно-поисковых скважин глубиной до 3 км, плотностью 1 скв. на 100 км</p>	<p>III. Тотальная сейсморазведка для получения объемно-сейсмической модели до глубин 3-5 км Специализированные геохимические исследования масштаба 1:50 000 Поисковый вариант МТЗ с целью определения глубин залегания (1-5 км) аномальных объектов Бурение сети поисковых скважин глубиной до 3 км на площади 100 км² (1-я стадия), сокращение перспективной площади до 30 км² (2-я стадия) – всего 28 скважин</p>
---	--	---

Специализированные геофизические и геолого-геохимические исследования в скважинах

<p>Уточнение прогнозно-металлогенетических моделей ГПГК-500 на площади провинции ГПГК-200 в пределах потенциально перспективных площадей</p>	<p>Физико-химические и физико-математические модели ГПГК-50 в пределах перспективных участков</p>	<p>Комплексная физико-геологическая модель никеленосного объекта Технико-экономическое обоснование разведки</p>
--	---	---

Результаты:

<p>Платиноносно-никеленосные районы и узлы</p>	<p>=></p>	<p>Глубокозалегающие рудные поля и (или) месторождения норильско-талнахского типа</p>
--	--------------	---

тра «Платина России», выполняющего, помимо обычных функций, роль координатора при разработке и реализации программ «Платина России», «Платина СНГ», «Платина мира» и ответственного за Стратегию.

8. Благоприятный инвестиционный климат:
- подготовка и освоение новых крупных платиноидных объектов на основе соглашений о разделе продукции;
 - прямая финансовая помощь фирмам и фи-

Таблица 14

Качество и структура запасов норильских сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений [29]

Тип руд	Содержание, % (МПГ – в г/т)			Запасы, %			
	Ni	Cu	МПГ	Руды	Ni	Cu	МПГ
Богатые	3,20	4,60	10,80	10,5	42,0	32,3	20,8
Медистые	0,88	3,32	9,82	7,3	8,0	16,3	13,3
Вкрапленные	0,48	0,93	4,34	82,2	50,0	51,4	65,9
Всего	0,80	1,49	5,42	100	100	100	100

Таблица 15

Соотношение (в %) запасов сплошных (богатых), медистых и вкрапленных руд по полям рудников Талнахского рудного узла [29]

Месторождение	Поле рудника	Год начала отработки/год расчета	Богатые	Медистые	Вкрапленные
Талнах	Маяк	1966/2000	11,4*/1,9	2,4/1,0	86,2/97,1
	Комсомольский	1972/2000	8,5/0,7	11,4/10,8	80,1/85,5
Октябрьское	Комсомольский	1972/2000	9,7/2,6	29,8/29,0	60,5/68,4
	Октябрьский	1974/2000	33,0/17,7	20,0/24,6	47,0/57,7
	Таймырский	1982/2000	22,8/21,4	0,3/0,3	76,9/78,3

* В числителе – запасы руд на начало отработки, в знаменателе – на 01.01.2000 г. (в %).

Таблица 16

Технология прогнозирования и поисков золото-платиносодержащих руд в черносланцевых комплексах [12]

I этап	II этап	III этап
<u>Прогноз рудоносных площадей</u> 1. Геолого-минералого-геохимическое картирование масштабов 1:100 000-1:25 000 2. Картирование метасоматитов и возможной продуктивной минерализации масштабов 1:25 000- 1:2 000 3. Специальные минералого-геохимические исследования сульфидов с определением элементов-спутников - Ag, Bi, Te, Se, Zn, Cu, Ni, Co, As, Sb, Ba, Hg, Ti, Cr, Mn, Be, Mo Результаты: Рудные зоны, узлы и поля с оценкой по категории P ₃	<u>Поисковые работы</u> 1. Минералого-геохимическая съемка черносланцевых толщ масштабов 1:50 000-1:10 000 2. Минералогическое и петрографическое картирование перспективных площадей масштабов 1:50 000-1:5 000 3. Высокоточная магнитометрия, ЕП, ВП, КС, радиометрия 4. Единичные поисково-структурные скважины 300-600 м с детальной скважинной геофизикой, геохимией, петрофизикой, термобарометрией Результаты: Рудоносные участки, рудопроявления, потенциально промышленные объекты с оценкой по категории P ₂	<u>Поисково-оценочные работы</u> 1. Геолого-минералогическое картирование масштабов 1:5 000-1:1 000 2. Бурение по профилям через 200-500 м скважин глубиной до 1 км 3. Скважинная петрофизика, геохимия и геофизика (ВП, МЭК, МЭП, КСПК) 4. Опробование руд, метасоматитов, зон сульфидизации на Au, Ag, МПГ, Си, Bi, Те, Se Результаты: Рудные тела с оценкой по категории P ₁ и частично - С ₂ ТЭЭС и ТЭЭО дальнейшего изучения и освоения

зическим лицам, принимающим участие в освоении месторождений МПГ;

- наличие в налоговых кодексах раздела, регулирующего налоги на инвесторов в изучении и освоении месторождений МПГ.

9. Формирование крупных частно-государственных платиновых корпораций и холдингов.

10. Образование специальных региональных кредитных фондов для изучения и освоения объектов МПГ.

11. Создание внутренних и межгосударственного (на уровне СНГ) рынков МПГ: производство платиноидных катализаторов, радиотелефонов, персональных компьютеров, современной телевизионной техники, ювелирных изделий, специальных препаратов на основе Os¹⁸⁷.

12. Развернутая рекламная кампания по продвижению на рынок платиновых ювелирных изделий и особенно замене золотых обручальных колец платиновыми (аналог – в Японии ежегодно для производства ~1,4 млн таких колец расходуется более 5т Pt).

13. Восстановление запасов до уровня 1970-1980-х гг. и сохранение стратегического резерва платиновых металлов при постоянном уровне в XXI в. добычи МПГ (и платины, и палладия).

14. Превращение России в первую платиновую державу мира.

ВЫВОДЫ

Имеются веские основания считать, что выполненные научные исследования по Программе «Платина России» не имеют аналогов ни в России, ни за рубежом. Научная новизна работы заключается в решении следующих вопросов:

- проблем развития, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов Российской Федерации на основе целого ряда параметров, в том числе, ее соотношения с минерально-сырьевым потенциалом мира, страны и отдельных наиболее значимых платиноносных регионов (провинций, областей, районов и узлов), конъюнктуры мирового рынка, разработанных технологий извлечения МПГ, в том числе, оригинального доменно-конвекторного метода, созданного А.А. Маракушевым [24] в экспериментальном варианте;

- установления закономерностей размещения и формирования ведущих типов платинометалльных месторождений, составляющих минерально-сырьевую базу мира, отдельных стран, Российской Федерации и ее отдельных регионов. Эти

вопросы частично нашли отражение в вышедших при разработке Программы монографиях: «Платинометалльные месторождения мира»: т. I «Малосульфидные платинометалльные месторождения в ритмично расслоенных комплексах» (1994); т. II - «Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения» (2003); «Платинометалльные месторождения России» (2000); «Металлогения платиноидов крупных регионов России» (2001); «Металлогения Таймыро-Норильского региона» (2002);

- выявлении нового глобального источника платиновых металлов – щелочного магматизма, что отражено в монографиях: «Платинометалльные месторождения России», «Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири» (2000); «Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири» (2001) и «Металлогения Таймыро-Норильского региона» (2002);

- обоснования новых крупнообъемных источников МПГ – золото-платиноидных месторождений в черносланцевых комплексах и платиносодержащих железорудных месторождениях, служащих гарантом лидирующего положения России на мировом рынке;

- восстановления в геологическом времени платиноидного рудообразования.

Таким образом, выполняемая по этой Программе работа может быть отнесена к одной из наиболее значимо важных технологий - оценка, комплексное освоение месторождений и глубокая переработка стратегического сырья в Российской Федерации, которая принята на совместном заседании Совета Безопасности РФ, Президиума Госсовета и Совета по науке и высоким технологиям при Президенте Российской Федерации и им утверждена.

Важнейшие научно-практические итоги проведенных по обсуждаемой Программе исследований заключаются в частичном решении научных проблем «Платиноносность магматических формаций», «Платиноносность черносланцевых формаций», «Геодинамика и платинометалльное рудообразование»; открытии новых платиноносных провинций: Таймырской, Карельской, Воронежской, Енисейского края, Кузнецко-Алатауской и других с составлением первой, не имеющей аналогов в мире «Карты платиноносности России»; а также открытии суперкрупных и гигантских (Талнахско-Норильское и Федорово-Панское платинометалльные, Сухоложское и

Концепция развития, комплексного освоения, восстановления и сохранения минерально-сырьевой базы платиновых металлов России в XXI в.
(вариант)

Производственные работы	Научные и технологические исследования	Разработка ТЭО
1	2	3
I этап (2012-2015 гг.)		
<p>Поиски новых залежей МПГ-Cu-Ni руд в Норильском районе</p> <p>Ускоренная разведка и отработка платиносодержащих хвостоотвалов Норильского техногенного месторождения с выходом на 5 т МПГ в год</p> <p>Разведка и отработка Федорово-Панского, Норильского малосульфидных платинометалльных, Мончегорского сульфидно-платиноидно-медно-никелевого и Рай-Изского платиносодержащего хромитового месторождений</p> <p>Коренная переоценка запасов МПГ вкрапленных и «медистых» руд Талнахского узла</p> <p>Опытная отработка уральских платиноидно-хромитовых и Сухоложского платиноидно-золоторудного месторождений</p> <p>Создание металлургической линии по производству феррованадия, феррохрома, титана, МПГ на Тихвинском заводе</p> <p>Попутное извлечение МПГ из алюминийсодержащих руд Кия-Шалтырского месторождения</p> <p>Извлечение тонкой платины из ранее «отработанных» россыпей Уральского региона</p>	<p>Поиски новых залежей МПГ-Cu-Ni руд в Норильском районе</p> <p>Ускоренная разведка и отработка платиносодержащих хвостоотвалов Норильского техногенного месторождения с выходом на 5 т МПГ в год</p> <p>Разведка и отработка Федорово-Панского, Норильского малосульфидных платинометалльных, Мончегорского сульфидно-платиноидно-медно-никелевого и Рай-Изского платиносодержащего хромитового месторождений</p> <p>Коренная переоценка запасов МПГ вкрапленных и «медистых» руд Талнахского узла</p> <p>Опытная отработка уральских платиноидно-хромитовых и Сухоложского платиноидно-золоторудного месторождений</p> <p>Создание металлургической линии по производству феррованадия, феррохрома, титана, МПГ на Тихвинском заводе</p> <p>Попутное извлечение МПГ из алюминийсодержащих руд Кия-Шалтырского месторождения</p> <p>Извлечение тонкой платины из ранее «отработанных» россыпей Уральского региона</p>	<p>Поиски новых залежей МПГ-Cu-Ni руд в Норильском районе</p> <p>Ускоренная разведка и отработка платиносодержащих хвостоотвалов Норильского техногенного месторождения с выходом на 5 т МПГ в год</p> <p>Разведка и отработка Федорово-Панского, Норильского малосульфидных платинометалльных, Мончегорского сульфидно-платиноидно-медно-никелевого и Рай-Изского платиносодержащего хромитового месторождений</p> <p>Коренная переоценка запасов МПГ вкрапленных и «медистых» руд Талнахского узла</p> <p>Опытная отработка уральских платиноидно-хромитовых и Сухоложского платиноидно-золоторудного месторождений</p> <p>Создание металлургической линии по производству феррованадия, феррохрома, титана, МПГ на Тихвинском заводе</p> <p>Попутное извлечение МПГ из алюминийсодержащих руд Кия-Шалтырского месторождения</p> <p>Извлечение тонкой платины из ранее «отработанных» россыпей Уральского региона</p>

1	2	3
II этап (2015-2020 гг.)		
<p>Попутное получение МПГ из ванадий-титаномагнетитовых руд Пудожгорского и Чинейского, медистых песчаников Игарского и Удоканского, месторождений железных руд Курско-Белгородского района</p> <p>Строительство карьера «Талнах» и эксплуатация его и карьера «Медвежий ручей» с годовой производительностью 10-15 т МПГ.</p> <p>Отработка Норильского техногенного месторождения с производительностью до 10 т МПГ ежегодно</p> <p>Выход на полную мощность (10-30 т/год) Федорово-Панского и Сухоложского месторождений.</p> <p>Опытная промышленная эксплуатация месторождений г. Генеральской и ряда объектов в Южно-Сибирском, Корякско-Камчатском и Центрально-Российском регионах</p> <p>Оценка перспектив промышленной платиноносности золоторудных месторождений Таймыро-Североземельской и других провинций</p>	<p>Выявление новых нетрадиционных типов платиносодержащих месторождений (железные, алюминийевые, апатит-магнетитовые руды, каменные угли, нефти, калийные соли, бокситы и др.)</p> <p>Разработка совершенных технологий прогнозирования, поисков и ускоренной оценки платиноидных месторождений важнейших промышленных типов</p> <p>Создание государственных стандартных образцов нетрадиционных типов руд</p> <p>Составление Атласа разномасштабных прогнозно-платинометаллогенических карт крупных регионов, провинций и областей</p>	<p>Создания Карело-Кольской и Курско-Воронежской баз платинодобычи</p> <p>Создания Южно-Сибирской, расширения Карело-Кольской, Курско-Воронежской, Уральской и Норильской минерально-сырьевых баз платинодобычи</p> <p>Комплексного освоения месторождений ряда нетрадиционных типов</p>
III этап (2020-2030 гг.)		
<p>Широкомасштабная добыча вкрапленных сульфидных МПГ-Cu-Ni-руд в Норильском районе</p> <p>Оценка запасов МПГ в малосульфидных, золоторудных, полиметалльных и других месторождениях Южной Сибири, Дальнего Востока и Урала</p> <p>Ввод новых мощностей сплошных богатых МПГ руд</p>	<p>Исследование процессов экстракции МПГ из силикатных расплавов</p> <p>Оценка роли первичной магматической расслоенности в концентрировании МПГ</p>	<p>Расширения Корякско-Камчатской и Южно-Сибирской, создания Североземельско-Таймырской и Чукотской минерально-сырьевых баз платино добычи</p>
IV этап (после 2030 г.)		
<p>Опытная промышленная отработка малосульфидных месторождений Южной Сибири, МПГ-Cu-Ni и других руд Дальнего Востока и Урала</p> <p>Оценка активных запасов МПГ России</p>	<p>Обоснование системы рационального природопользования в платиноносных регионах</p>	<p>Восстановления и сохранения в долгосрочной перспективе минерально-сырьевой базы платиновых металлов России</p>

Тимское черносланцевые платиноидно-золоторудные, Норильское техногенное) и крупных (Онежское черносланцевое ванадий-уран-платиносодержащее, Олимпиадинское золото-платиноидное, Пудожгорское и Койкаро-Святоволоковское золото-платиносодержащие титаномагнетитовые) месторождений МПГ.

Одновременно были разработаны новые, фундаментально обоснованные технологии прогнозирования и поисков платиносодержащих и платинометаллических месторождений.

Значимость полученных результатов определяется, в первую очередь, установлением закономерностей размещения разнотипных и разномаштабных платиноидных месторождений для крупнейшего сегмента нашей планеты, а также созданием моделей формирования гигантских сульфидных платиноидно-медно-никелевых, малосульфидных платинометаллических и золото-платиноидных в черных сланцах месторождений.

Весьма важно также прикладное хозяйственное значение достигнутых результатов - обеспечение страны для внутреннего потребления и экспорта важнейшими стратегическими металлами Pt, Pd, Rh, Ir, Os и, вместе с тем, несомненно социальный фактор этих результатов исследований: реализация обоснованных рекомендаций по развитию минерально-сырьевых баз платинодобычи приведет к экономическому оживлению Северо-Западного, Центрально-Российского, Уральского, Южно-Сибирского и Дальневосточного регионов нашей страны и, соответственно, к созданию сотен тысяч новых рабочих мест. Изменение негативной ситуации с сырьем на северо-западе России обеспечит возрождение таких крупных комбинатов, как «Печенганикель» и «Североникель».

Безусловно и политическое значение полученных результатов. Реализация Россией последних уже в 2012-2015 гг. позволит добывать платиновые металлы в количествах, сопоставимых с объе-

мами экспорта 1994-1996 гг. Это реальная альтернатива для нашей страны - стать лидером мирового рынка платиновых металлов, при этом не за счет ежегодного изъятия их из госрезерва, что резко уменьшает валютные вложения Центробанка и обесценивает российский рубль, а путем погашения налоговых отчислений платинодобывающими предприятиями. Укрепление Карело-Кольской базы платинодобычи за счет низкосернистых малосульфидных платинометаллических руд значительно улучшит в то же время экологическую ситуацию в Западной Арктике и, соответственно, снимет напряженность в отношениях со скандинавскими соседями. Введение же в строй рекомендуемых нами крупнообъемных источников МПГ обеспечит Российской Федерации долговременное лидирующее положение на мировом рынке.

Результаты выполненных работ дают основания рекомендовать:

1. Разработать и реализовать на средства ОАО «ГМК «Норильский никель» специальный проект «Поиски и открытие новых залежей МПГ-Cu-Ni руд в Норильском районе».

2. Поставить тему: «Разработать рациональную стратегию развития, воспроизводства и комплексного освоения минерально-сырьевой базы Российской Федерации» с 30.07.2012 г. с целью обеспечения ресурсной безопасности страны. Для реализации этого предложения необходимо выделение ассигнований по теме 51 млн руб., в том числе в 2012 г. - 7 млн руб.

3. Рассмотреть проблему состояния, воспроизводства и комплексного освоения минерально-сырьевой базы платиновых металлов России на Координационном совете программы «Платина России» в НТР МПР в сентябре 2012 г.).

Авторы выражают искреннюю признательность и благодарность всем соисполнителям программы «Платина России» и рассчитывают на дальнейшее плодотворное совместное сотрудничество.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири / А.М. Сазонов, С.И. Леонтьев, О.М. Гринев и др. Томск: ТПУ, 2000. 248 с.
3. Глазунов О.М., Богзибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск: ИГ СО РАН, 2003. 192 с.

4. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2007 г. / Гл. ред. С.Е. Донской. М.: Центр «Минерал», ФГУНПП «Аэрогеология», 2008. 388 с.; 2010. 400 с.
5. Гурская Л.И. Платинометаллическое оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 121 с.
6. Додина Т.С. Оценка никеленосности северо-запада Сибирской платформы на основе анализа геохимических

полей // Рудоматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 15-17.

7. Додин Д.А., Коробейников А.Ф. Особенности размещения и генезиса крупных и уникальных месторождений платиновых металлов России // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: СПбГИ, 1998. С. 193-203.

8. Додин Д.А., Леньчук Д.В., Изоитко В.М. Техногенные месторождения Норильского района // Геолого-технологическая оценка и переработка руд разных генетических типов. СПб.: Механобр, 1993. С. 10-12.

9. Додин Д.А., Чернышов Н.М. Сульфидно-никеленосные рудно-магматические системы и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 5. С. 84-101.

10. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.

11. Золоев К.К., Додин Д.А., Коротеев В.А. и др. Тектоническое районирование и минерализация Урала (аналитический обзор). М.: Геокарт, Геос, 2006. – 180 с.

12. Коробейников А.Ф. Платинометалльные месторождения мира. Т. III. Комплексные золото-редкометалльно-платиноидные месторождения. М.: Научный мир, 2004. 236 с.

13. Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В. Месторождения платиновых металлов. СПб.: Недра, 2002. 298 с.

14. Металлогения краевых структур Сибирской платформы / А.Л. Додин, Д.А. Додин, Н.К. Шануренко и др. // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 30, №6. С. 3-12.

15. Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива / Н.Л. Балабонин, А.У. Корчагин, В.В. Субботин и др. // Вестник МГТУ. 2000. Вып. 3, № 2.

16. Минерально-сырьевой потенциал России на пороге XXI века / Д.А. Додин, Л.В. Оганесян, Н.М. Чернышов и др. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 121 с.

17. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров) // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2004. С. 175-186.

18. Первые находки минеральных форм металлов платиновой группы в железистых кварцитах КМА / Н.М. Чернышов, В.М. Изоитко, С.В. Петров и др. // Докл. РАН. 2003. № 1. С. 104-107.

19. Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения Сухой Лог/ Н.П. Лавров, В.В. Дистлер, Г.Л. Митрофанов и др. // Докл. РАН. 1997. Т. 335, № 5. С. 664-668.

20. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов // Сб. научн. трудов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. 252 с.

21. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы // Сб. научн. трудов. Т. II. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. Кн. I – 204 с. Кн. 2 – 200 с.

22. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке // Сб. научн. трудов. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. Т. III в 2-х книгах – 368 с. Т. IV - 310 с.

23. Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов // Сб. научн. трудов. Т. V. М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. 486 с.

24. Платина России. Новые нетрадиционные типы платиносодержащих месторождений. Результаты и направления работ по программе «Платина России» // Сб. научн. трудов. Т. VI. М.: ООО «Геоинформмарк», 2005. 320 с.

25. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К. Золоев, Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев и др. Екатеринбург, 2001. 199 с.

26. Прохоров М.Д. Реализация программы развития водородной энергетики вернет России статус великой экономической державы// Высокие технологии на российском рынке драгоценных металлов и драгоценных камней. М.: АСМИ, 2004. С. 96-98.

27. Рудашевский Н.С., Кнауф В.В., Чернышев Н.М. Минералы платиновой группы из черных сланцев КМА // Докл. РАН, 1995. Т. 334, № 1. С. 91-95.

28. Самойлов А. Г., Ванюнин Н.В., Тимкин С.Б. Золото архипелага Северная Земля // Минеральные ресурсы. Экономика и управление. 1999. № 1. С. 27-31.

29. Современное состояние минерально-сырьевой базы ОАО «Норильская горная компания» / А.В. Валетов, Б.П. Бадтиев, В.А. Рябкин и др. // Цветные металлы. 2000. №6. С. 10-14.

30. Стехин А.И., Кунилов В.И., Олешкевич О.И. Техногенные месторождения цветных и благородных металлов // Недра Таймыра. Вып. 1. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. С. 85-93.

31. Углеродсодержащие формации – новый крупный источник платиновых металлов XXI века / Д.А. Додин, К.К. Золоев, В.А. Коротеев и др. М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. 130 с.

32. Федорово-Панское малосульфидное платинометалльное месторождение – крупнейший объект производства металлов XXI века / Ю.Н. Седых, В.М. Ступак, А.П. Никитичев и др. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 94 с.

33. Чернышов Н.М., Коробкина Т.П., Лапутина И.П. Состав сульфидов золото-платиноносных черносланцевых толщ раннего докембрия КМА и некоторые особенности распределения в них благородных металлов // Вестник Воронежского университета. Сер. геол., 1997. № 3. С. 56-65.

34. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона. Воронеж: Изд. Воронежского гос. ун-та, 2004. 448 с.

35. Чернышов Н.М. Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, 2007. 177 с.

ГЕНЕЗИС СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ЕГО ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

А.А. Маракушев, Н.А. Панеях

Учреждение Российской Академии Наук Институт Экспериментальной Минералогии РАН
г. Черноголовка, Ногинский р-н, Московской обл.
e-mail: napaneyah@yandex.ru, belova@iem.ac.ru

Введение

Металлогеническая специализация рудообразования во многом определяется термодинамическими характеристиками рудных металлов, изменяющимися периодически, что в части платиновых металлов подчеркивалось в работе [6]. На рисунке 1 показана периодичность изменения атомных орбитальных радиусов химических элементов. В каждом периоде радиусы монотонно уменьшаются с переходом от щелочных металлов, отвечающих их максимальным значениям, к галогенам - крайне кислотным элементам. Соответственно уменьшение орбитальных радиусов отражает понижение щелочных свойств металлов и нарастание кислотных, в этом направлении по-

нижается химическое сродство металлов к кислороду (оксифильность) и нарастает химическое сродство к сере (сульфуροфильность). Например, в периоде K-Ca-Sc-Ti-V-Cr-Mn-Fe-Co-Ni-Cu-Zn переход от оксифильных металлов к сульфурофильным приходится на железо.

Ему свойственно образование как оксидов (и силикатов), так и сульфидов. В общем оксифильно-сульфурофильное разделение металлов обозначено на диаграмме штриховой линией по металлам с промежуточными свойствами. С утяжелением металлов (увеличением порядкового номера) химическое сродство сульфурофильных металлов к сере понижается и нарастает их тенденция к выделению в металлическом (самородном)

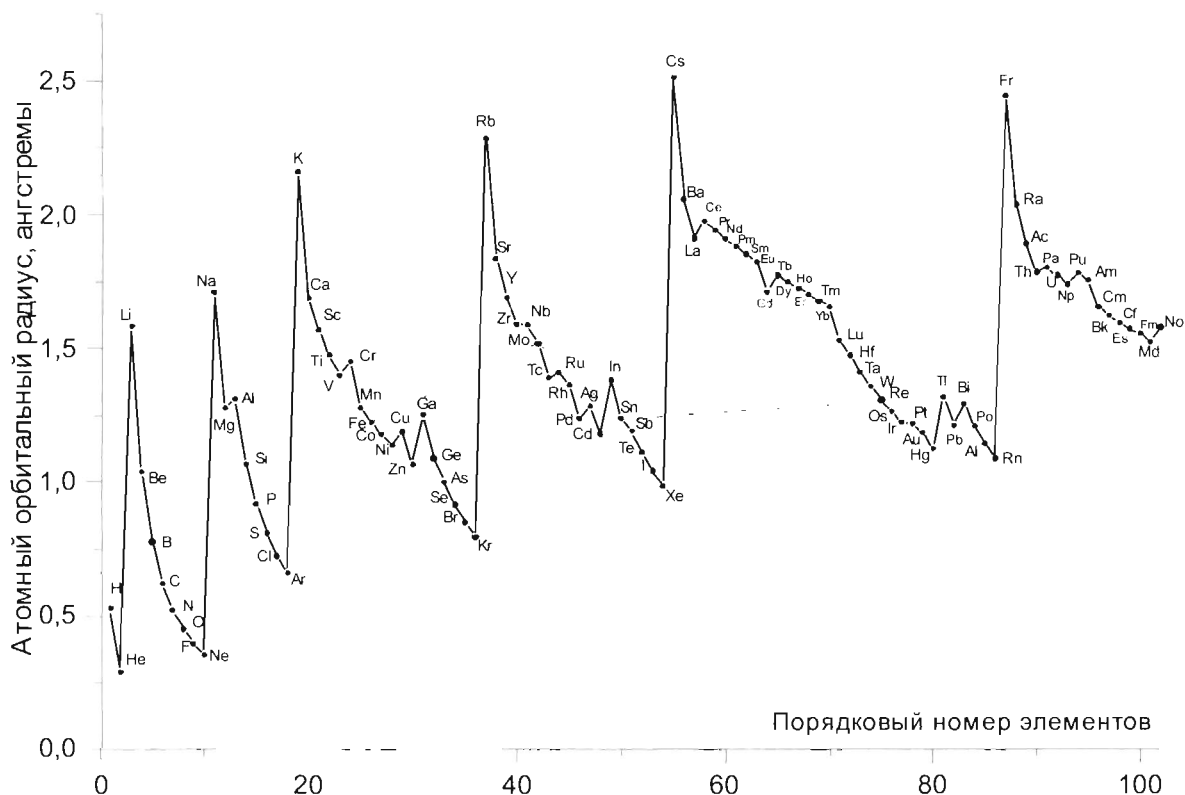


Рис. 1. Разделение рудных металлов на оксифильные и сульфурофильные (штриховая линия) по орбитальным радиусам, характеризующим их кислотно-щелочные свойства

состоянии, максимально проявляющаяся у наиболее тяжелых металлов: Os, Ir, Pt, Au, Hg. Сульфурофильные металлы в каждом периоде закономерно отличаются от оксифильных меньшими значениями орбитальных радиусов, являясь таким образом, более кислотными.

Термодинамический подход к разделению рудных металлов на оксифильные и сульфурофильные раскрывает диаграмма периодичности изменения удельной энтропии, рисунке 2. В каждом периоде этой диаграммы удельная энтропия металлов проходит через минимальные значения, которыми определяются границы раздела металлов на оксифильные и сульфурофильные. У оксифильных металлов с ростом их порядковых номеров энтропия понижается (например, K-Ca-Sc-Ti-V-Cr), а у сульфурофильных металлов наоборот - возрастает (например, Fe-Co-Ni-Cu-Zn). Они дополнительно разделяются штриховой линией на диаграмме (рис. 2) на высокоэнтропийные металлы, свойственные медно-цинковым месторождениям, и низкоэнтропийные металлы медно-никелевых месторождений, с которыми связана и концентрация платиновых металлов, характери-

зующихся низкой энтропией. В ряду тяжелых металлов Os-Ir-Pt-Au-Pb-Hg аналогичную меди разделительную роль играет золото, которое хотя и входит в ассоциацию с платиновыми металлами, но в основном концентрируется в полиметаллических богатых свинцом сульфидных рудах.

Для объяснения формационного разделения рудных металлов необходимо затронуть некоторые общие вопросы образования сульфидных месторождений. В состав их универсально входит огромное количество железа, которое может обеспечить только магматизм, развивающийся в депрессиях земной коры, так как ему свойствен феннеровский тренд дифференциации с накоплением в магмах железа. Этим он отличается от магматизма поднятий земной коры, который развивается по боуэновскому тренду с рассеянием железа по мере дифференциации. В этом аспекте железо сульфидных месторождений, накапливаясь в магмах, генетически отличается от меди и халькофильных металлов, привносимых глубинными флюидами в процессах флюидной сульфуризации ультражелезистых магматических дифференциатов. Возникающие при этом

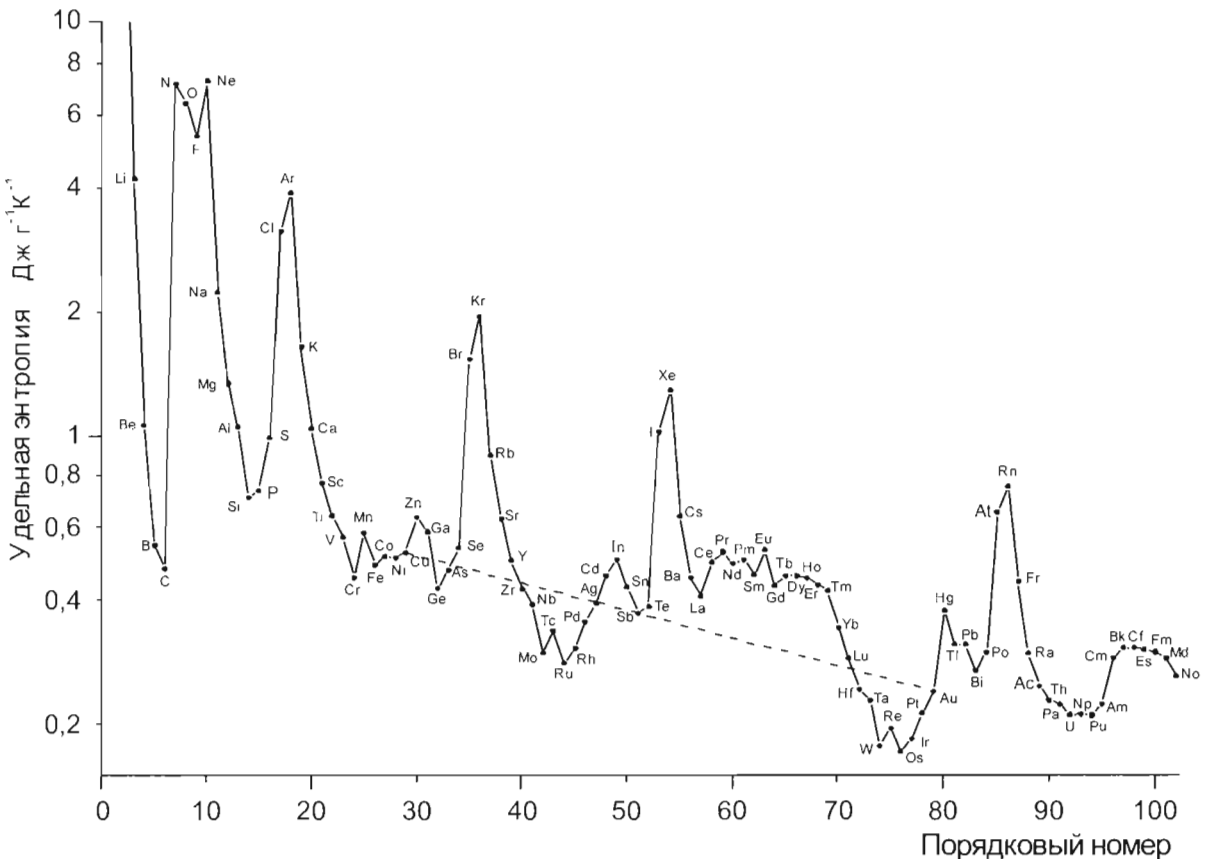


Рис. 2. Разделение сульфурофильных рудных металлов на низко- и высокоэнтропийные (штриховая коннода Cu-Ag-Au), отвечающие Cu-Ni-(ниже линии) и Cu-Zn- (выше линии) месторождениям

сульфидные расплавы различаются по степени окисления железа, которая может быть очень высокой $\text{FeO} + \text{H}_2\text{S} + 3\text{H}_2\text{O} = \text{FeSO}_4 + 4\text{H}_2$, высокой $\text{FeO} + 2\text{H}_2\text{S} = \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{H}_2$ и низкой (почти без изменения) $\text{FeO} + \text{H}_2\text{S} = \text{FeS} + \text{H}_2\text{O}$. Соответственно при сульфуризации возникают сульфидные расплавы широкого диапазона окисленности железа в зависимости от которой существенно изменяется селективность экстракции сульфидными расплавами рудных металлов из трансмагматических глубинных флюидов. Парагенезисы рудных металлов полиметаллических, колчеданных и медно-никелевых платинометаллических месторождений зависят от последовательности понижения окислительного состояния железа сульфидных расплавов. Полиметаллические и колчеданные медно-цинковые месторождения слагаются в основном дисульфидами железа, противопоставляясь в этом отношении моносульфидным медно-никелевым месторождениям.

Медно-цинковые дисульфидные месторождения

Основой их образования является развитие в депрессионных структурах земной коры магматических очагов, аналогичных интрузивам с расчлененностью по феннеровскому тренду. Их ферробазальтовые дифференциаты теряют устойчивость под флюидным воздействием и распадаются на бедные железом кислые дифференциаты (дацитовые, риолитовые) и ультражелезистые расплавы, близкие по составу к фаялиту. Примером может служить интрузив Kiglapait в Гренландии [25], в котором ультражелезистый дифференциат непосредственно подстилает апикальный гранофирированный дифференциат. На основе подобных ультражелезистых дифференциатов и создается сульфидная рудоносность магматических очагов, так как ультражелезистые дифференциаты, комплементарные кислым магмам, подвергаются флюидной сульфуризации: $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 4\text{H}_2\text{S} = 2\text{FeS}_2 + \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2$, с привнесением меди и халькофильных металлов [9]. Реакция происходит с выделением водорода, обусловленным повышением степени окисленности железа, что при участии углеродных веществ (CO_2 , CO) приводит к образованию углеводородов [10, 11], например, по реакции (рассчитанной на единичное количество этана): $3,5\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 14\text{H}_2\text{S} + 2\text{CO}_2 = 7\text{FeS}_2 + 3,5\text{SiO}_2 + 11\text{H}_2\text{O} + \text{C}_2\text{H}_6$. Реакция написана в символах нормативных минералов, но реально подобные процессы происходят в магматическую ста-

дию и приводят к вытеснению ультражелезистых дифференциатов флюидными кварц-дисульфидными рудоносными расплавами. Их извержения и эксплозии совместно с кислыми магмами и создают рудные комплексы контрастных вулканических формаций.

Металлический состав руд в них коррелируется с распространенными на месторождениях кислыми вулканическими породами. Медные, медно-цинковые и медно-свинцово-цинковые сульфидные месторождения возникают в ассоциации с андезитами, дацитами и риолитами соответственно, что и определяет петрогенетические типы месторождений. Пластовые и линзовидные залежи богатых массивных сульфидных руд согласны перекрываются осадочными породами, фиксирующими затухание вулканизма или его прекращение, завершающие рудоносные циклы вулканизма. Дальнейшее возобновление вулканизма обычно представлено базальтами, за которыми следуют извержения кислых пород и руд новых циклов. В породах, подстилающих согласные залежи массивных руд, распространены жильные, штокверковые или вкрапленные бедные руды, сопровождаемые метасоматическими породами. Они фиксируют подводящие каналы, которые связывают согласные залежи богатых руд с глубинными материнскими магматическими очагами. К главной особенности сплошных сульфидных руд относится их медно-цинковая нередко ритмичная расслоенность, наглядно выраженная в согласных залежах расслоением руд на цинковые (верхние) и железо-медные (нижние) слои. Расслоенность обусловлена развитием жидкостной несмесимости в сульфидных расплавах и возникает при высокой температуре до их кристаллизации или колломорфной консолидации уже при низких температурах 400-150°C, вариация которых зависит от тугоплавкости или легкоплавкости несмешивающихся слоев. Флюидные сульфидные расплавы, в отличие от силикатных, при быстром охлаждении не закаляются с образованием стекла, что и определяет их метастабильное жидкое состояние до низких температур.

Сульфидные расплавы являются более флюидными, подвижными и легкоплавкими по сравнению с силикатными магмами. Благодаря этому они могут интродуцировать в вулканические породы или распространяться далеко за пределы родственных им ассоциаций кислых и основных пород и образовывать удаленные месторождения, например, в осадочных формациях (типы Бесси, Филлизчай).

На типичных колчеданных и полиметаллических месторождениях обычно распространены базальты, развивавшиеся по феннеровскому тренду накопления в магмах железа, и кислые дифференциаты. Эта ассоциация наглядно выражена на диаграмме (рис. 3) соотношением трех компонентов Si-Al-Fe, которые вели себя в рассматриваемых процессах взаимосвязано, т.е. инертно (не обладали степенями свободы). Их соотношениями определяется вхождение в систему других (вполне подвижных) компонентов, в том числе серы, меди, халькофильных металлов.

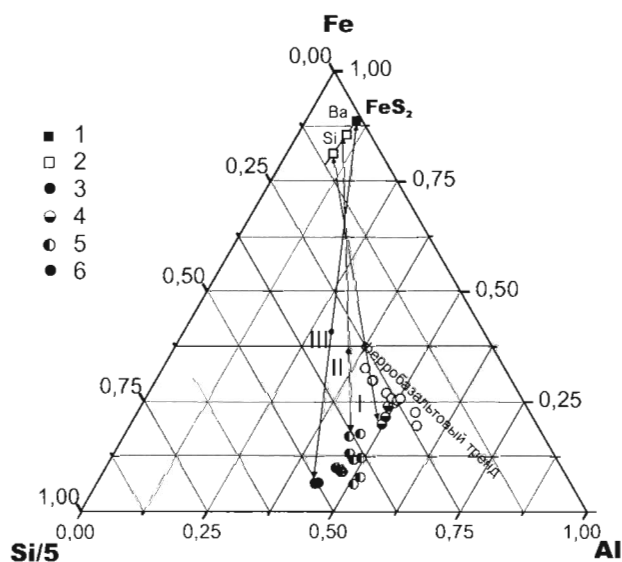


Рис. 3. Схема формирования ультражелезистых магматических дифференциатов

1 и 2 - подвергавшихся флюидной сульфуризации (FeS_2), приводившей к образованию кварцево-колчеданных (Si) и баритово-полиметаллических (Ba) месторождений в вулканических комплексах; 3 - базальты (крупные открытые кружки) и ферробазальты (мелкие черные кружки); 4 - андезиты, 5 - дациты, 6 - риолиты

Вхождение серы обусловлено исключительно образованием ультражелезистых дифференциатов, подвергающихся флюидной сульфуризации. Расплавы с более низким содержанием железа, в том числе и ферро-базальтовые, ведут себя индифферентно по отношению к сероводороду, содержащемуся в трансмагматических флюидах. Металлический состав сульфидных расплавов, образующихся в результате сульфуризации, определяется составом ультражелезистых дифференциатов, кремнекислотность которых является функцией состава отделяющихся кислых магм. В последовательности повышения их кремнекислотности парагенезисы рудных металлов сменяют друг

друга в последовательности $Cu+Si \rightarrow Cu+Zn+Si \rightarrow Zn+Cu+Pb+Ba$, что определяет образование медных, колчеданных и полиметаллических месторождений, формирующихся в ассоциации с андезитами, дацитами, риолитами, соответственно.

Самым принципиальным в геологическом строении колчеданных и полиметаллических месторождений является разделение их рудных тел на пластовые или линзовидные массивные, согласные с вмещающими породами, образующиеся без метасоматического сопровождения, и секущие (жильные, штокверковые, вкрапленные), локализованные в основном в кислых вулканических породах, подстилающих согласные залежи, и сопровождающиеся метасоматическими породами. В отличие от секущих тел согласные залежи колчеданных и полиметаллических месторождений закономерно вписываются в последовательность вулканических извержений. В типичном проявлении они формируются после извержения кислых дифференциатов и перекрываются осадочными породами с проявлениями основного вулканизма. Согласные залежи обычно расчленены на существенно цинковый (верхний) и железо-медный (нижний) слои, с которыми могут переслаиваться и другие руды: цинково-свинцовые, серные (пиритовые), баритовые, ангидритовые и т.д. Расслоение определяет расплавную природу руд, фиксируя развитие жидкостной несмесимости, проявляющейся иногда ритмично, до кристаллизации сульфидных расплавов. Согласно залеганию рудных дифференциатов отражает развитие несмесимости на месте залегания сульфидных тел. В случаях, когда расслоение происходит в глубинном очаге или в процессе подъема сульфидных расплавов, наблюдается образование месторождений, представленных каким-либо одним из перечисленных выше дифференциатов (цинковым, железо-медным, цинково-свинцовым).

Наиболее разнообразно расслоение в полиметаллических месторождениях, генетически связанных с риолитами (III на рис. 3). Классическим примером служат месторождения Куроко Японской островной дуги.

Аналогами месторождений Куроко являются массивные сульфидные полиметаллические руды Центрального трога Окинава и задуговых бассейнов, представленные пологими согласными залежами и секущими, уходящими на глубину трубами, расслоенными концентрически-зонально [21]. В задуговом бассейне Лау (юго-запад Тихого океана) согласно [22, стр.2195] в трубах различается

последовательность зон от внешней баритовой со свинцом и серебром - сфалерит-баритовой - сфалеритовой с золотом и сурьмой до медной с железом, составляющей ядро. Расслоение полиметаллических сульфидных руд на барит-свинцово-цинковые и железо-медные является типичным и прослеживается через сульфидную расслоенность, в том числе ритмичную.

С переходом от островных дуг и других структур с континентальным типом коры к океаническим структурам полиметаллическое рудообразование (медно-свинцово-цинковое) сменяется колчеданным (цинково-медным) [23].

Колчеданные цинково-медные месторождения в океанах приурочены к их срединным хребтам, которые на активной стадии быстрого спрединга представляли собой высокие поднятия океанического дна, но с утратой активности в них получают развитие глубокие продольные рифтовые долины. Соответственно различаются два состояния срединно-океанических хребтов, показанных на рисунке 4. Раннее активное поднятие хребтов, сопровождаемое интенсивным спредингом океанического дна, сохранилось в Восточно-Тихоокеаническом поднятии (ВТП). Пассивную стадию типично представляет Срединно-Атлантический хребет, в котором хорошо развилась продольная глубокая рифтовая долина. В ее обрамлении распространен метаморфизм базальтов. К Срединно-Атлантическому хребту приурочены базальт-гипербазитовая (офиолитовая) формация, обширные гидротермальные поля, которым свойственна углеводородная специфика, и месторождения пиритовых и сфалерит-халькопиритовых колчеданных руд.

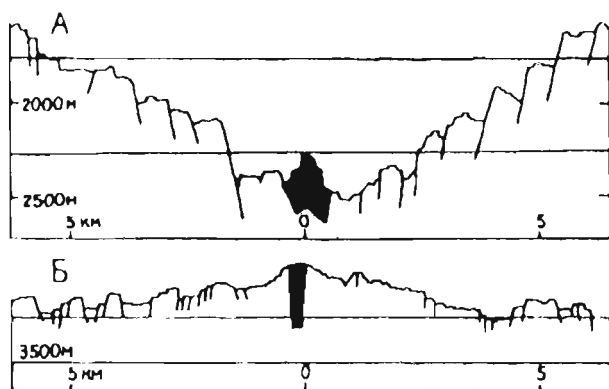


Рис. 4. Два типа срединно-океанических хребтов, (по сводке Фролова, Бурикова, 1997)

А - Срединно-Атлантический хребет (широта Азорских островов) с хорошо выраженной рифтогенной срединной долиной, Б - Восточно-Тихоокеанское поднятие (широта Мексики): срединная долина отсутствует

Они представлены огромными протяженными или изометричными пиритовыми залежами на базальтах и гипербазитах. Эти залежи прорываются медными рудами, увенчанными расслоенными медно-цинковыми трубчатыми структурами нередко причудливой конфигурации, извергающими на активной стадии развития струи рудоносных флюидов, рассеивающихся в водной среде подобно дыму (курильщики), которые разделяются на темные (черные) и светлые (белые). Это отражает неоднородность сульфидных расплавов, контрастно разделяющихся на железо-медные и цинковые, бедные железом. Фильтрация через них флюидов приводит соответственно к возникновению черных и светлых дымов. Пример их совмещения в одной трубе исследован на месторождении Снейк Пит в Атлантическом океане [19]. Месторождение приурочено к пиритовым линзам (образующим холмы), широтная структурная зона которых (рис. 5), почти под прямым углом пересекает Срединно-Атлантический хребет.

Совмещение черных и светлых дымов наблюдалось в трубе на сульфидном холме Бихайв (Beehive) (рис.6). Эта причудливой морфологии труба характеризуется сложной расслоенностью – концентрически зональной вдоль центрального канала, извергающего черный дым, и поперечной – в местах раздува. Ритмичное расслоение в этой части трубы определило боковую флюидную миграцию, создающую белый дым в утолщениях трубы. Утолщения состоят из тонко перемежающихся, показанных крапом изокубанит-пирротиновых тугоплавких горизонтальных слоев, полностью консолидированных примерно за 8 лет до момента их исследования (1993 г.). Они разделяются цинковыми легкоплавкими слоями, сохраняющими еще жидкое состояние. Об этом можно судить по их нулевому возрасту [19, стр.2030]. Различие состава тугоплавких и легкоплавких слоев показано коннодами на рисунке 7. Изокубанит-пирротиновые слои, как более тугоплавкие, кристаллизуются, создавали круговые выступы на поверхности трубки, определяющие ее специфическую ребристость, наглядно выраженную на рисунке 6. Разделяющие их цинковые жидкие слои служили путями боковой дегазации трубы, что показано на рисунке множеством стрелок. В развитии трубчатых структур боковая флюидная миграция прекращается в первую очередь вследствие быстрой консолидации внешних цинковых зон, тогда как миграция флюидов по центральному каналу, дающая

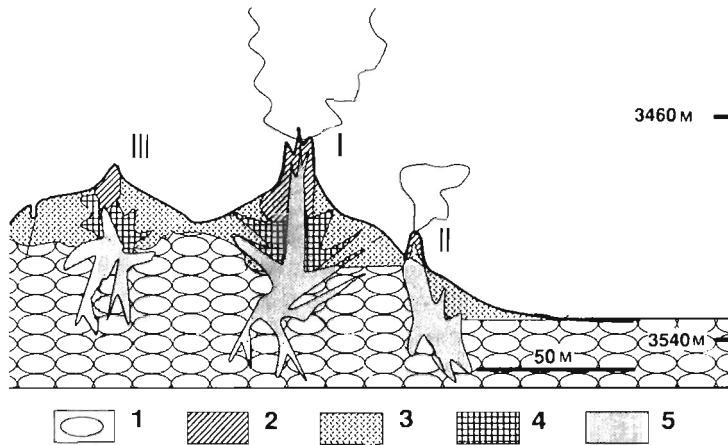


Рис. 5. Широтный геологический разрез сульфидного месторождения Снейк Пит (Snake Pit) в Срединно-Атлантическом хребте [19]

1- подушечные базальты, 2 - сфалеритовая руда внешних частей курильщиков (I-Beehive, II-Moose, III-Fir Tree, активные показаны дымом), 3 - пиритовая руда, образующая линзы на подушечных лавах базальтов, 4 и 5 - медные руды (пирит-халькопиритовая и изокубанит-халькопиритовая), образующие штокверк на глубине и слагающие центральные части курильщиков

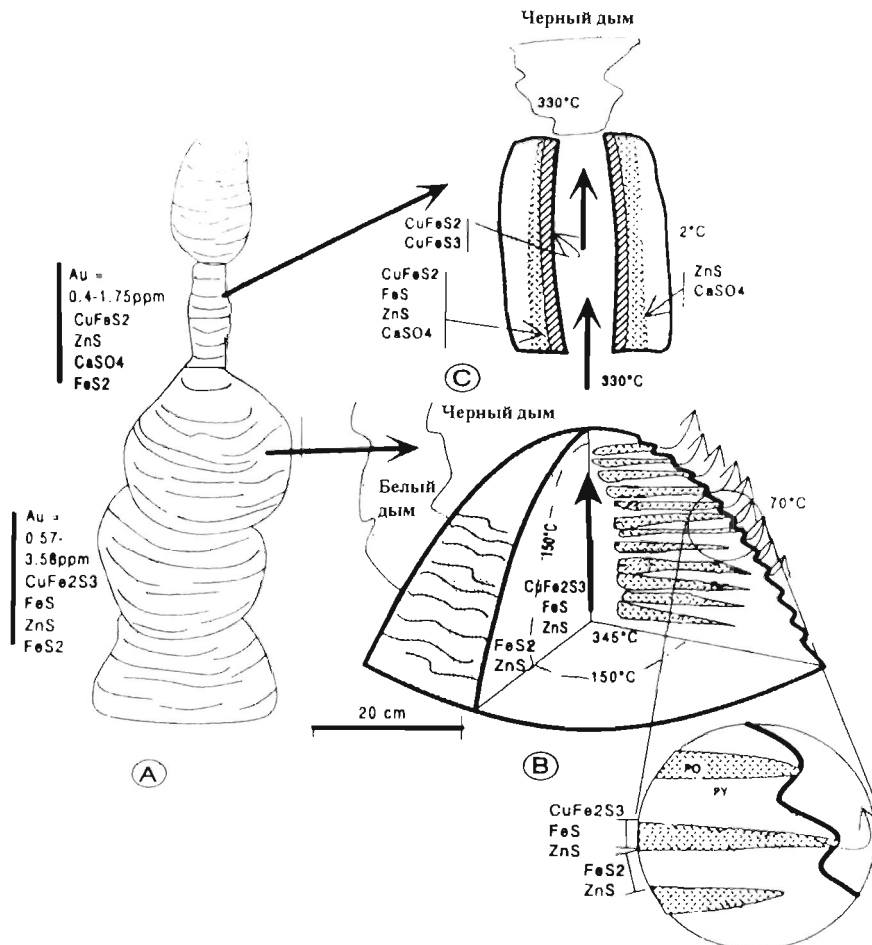


Рис. 6. Строение и направления флюидной миграции курильщика месторождения Снейк Пит, порождающего черный и светлый дымы [19, стр.2022]

А - морфология трубки, состоящей из раздувов и тонкой трубы. Раздувы характеризуются окружающей их горизонтальной ребристостью. В - строение одного из них (детализация в кружке), расслоенного на медно-пирротиновые (PO) и пирит-сфалеритовые (Py) слои. Пирротиновые слои выделены штриховым крапом, видно их соответствие выступам поверхности, создающим ее ребристость. Тонкими стрелками обозначены флюидные струи, создающие светлый дым трубки. С - строение тонкой части трубки с концентрической зональностью вокруг центрального канала, порождающего на выходе черный дым

черный дым, более продолжительна вследствие продолжающейся активности железо-медных сульфидных расплавов на глубине.

Разбавление рудоносных флюидов, создающих дымы, морской водой исключает гидротермальное рудообразование на морском дне. Трубы возникают в результате флюидных выбросов сульфидных расплавов по механизму, сходному с образованием риолитовых или дацитовых игл, возникающих в эксплозивном подводном вулканизме. Однако в отличие от силикатных магм сульфидные расплавы не закаляются, а образуют только вязкие пленки, препятствующие растеканию их в пластовые залежи. Поэтому сульфидные трубы имеют причудливые конфигурации, обусловленные перетеканием сульфидных расплавов и их разделением на внутренние и внешние зоны с их продольным и поперечным расслоением. Трубы отражают сложность подводных извержений флюидных сульфидных расплавов, обычно образующих на колчеданных и полиметаллических месторождениях пластовые залежи, переслаивающиеся с вулканическими или осадочными породами или перекрывающиеся ими.

Платиновые металлы в рудах колчеданных и полиметаллических месторождений содержатся в ничтожных количествах с преобладанием пал-

ладия над платиной, например, в месторождении Гай на Урале (мг/т): Pd=50, Pt=20, Ru=20, Os=18, Ir=16, Rh=6 [5].

Медно-никелевые моносльфидные месторождения

Принципиальное различие медно-цинковых и медно-никелевых сульфидных месторождений в генетическом отношении обусловлено неодинаковым составом ультражелезистых дифференциатов в магматических системах, с сульфуризацией которых связывается их образование. Их различие определяется базит-гипербазитовым расслоением магматических очагов, аналогичных по структуре страгиформным интрузивам. Сульфуризация, ведущая к образованию медно-цинковых дисульфидных месторождений, развивается в верхних (фаялитовых) дифференциатах, а сульфуризация, генерирующая медно-никелевые расплавы, локализована в гипербазитовых (нижних) частях магматических очагов. Их нижние дифференциаты отличаются высоким содержанием магния ($MgFeSiO_4$). Они подвергаются иной, моносльфидной сульфуризации, $MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + FeS + H_2O$, что сопровождается концентрацией совместно с медью никеля и платиновых металлов. Это ведет к образованию формации медно-никелевых моносльфидных месторождений, платиновых металлов, коррелирующихся с Ni по низкой энтропии Ni-Pd-Pt (см. рис. 2). В отличие от колчеданных руд медно-никелевые руды ассоциируются с пироксенитами, дунитами и нередко с хромититами.

Сульфидные месторождения этих двух принципиально различных типов (моносльфидные медно-никелевые и дисульфидные медно-цинковые) могут залегать совместно, например, в упоминавшемся выше архейском вулканическом поясе Абитиби в Канаде. По данным [18] эти типы представлены в нем сходными по морфологии согласными пластовыми сульфидными залежами, но медно-никелевые месторождения (Montealm, Sothman, Texmont и др.) подчинены комплексам перидотитовых и пироксенитовых коматиитов, а медно-цинковые месторождения (Kamiskotia, Kidd Creek, Potter и др.) входят в ассоциацию с риолитами и базальтами. Совместное их нахождение позволяет связывать их происхождение с общими для этих типов месторождений расслоенными магматическими очагами. Они испытали расслоение на коматиитовую (нижнюю) и базальтовую (верхнюю) зоны, дифференцировавшиеся затем автономно, с развитием феррокома-

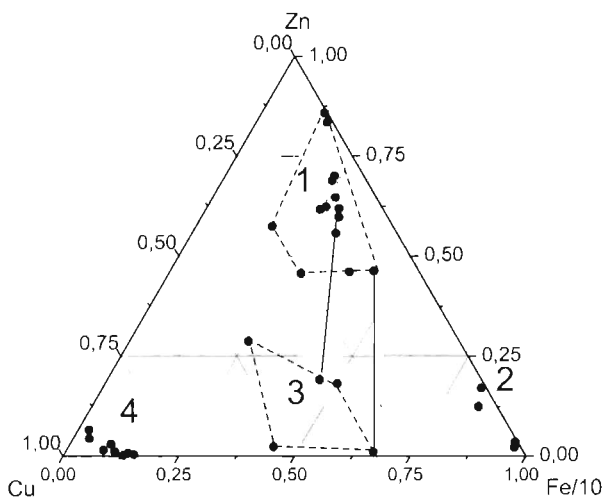


Рис. 7. Состав сульфидных руд месторождения Snake Pit. Диаграмма составлена по данным [19] Цифры на графике: 1-сфалеритовые руды периферийных частей курильщиков, 2 - пиритовые руды линзообразных залежей, 3 - пирит-халькопиритовые, изокубанит-халькопиритовые руды центральных частей курильщиков и 4 - измененные богатые медью руды (борнитовые, кавелиновые, дигенитовые) с видимым самородным золотом. Коннодами соединены составы цинкового и железо-медного горизонтальных слоев в раздувах труб, генерирующих светлый дым, показанный на рис. 5

тиитового и ферробазальтового трендов, определивших их рудоносность.

На Урале аналогично прослеживается совмещение двух формаций сульфидного рудообразования - доминирующего колчеданного (дисульфидного медно-цинкового), находящегося в ассоциации с кислыми породами, и менее развитого медного моносульфидного в ассоциации с гипербазитами (дунитами, перидотитами). Сопреженность в размещении таких формационно различных месторождений была прослежена на юге Урала [3, 4], где медно-пирротиновые месторождения (их названия ниже заключены в скобки), “примыкают к наиболее продуктивным по запасам меди и цинка рудным районам“ [4, стр.14], обрамляя их с запада: к Баймакскому (Юлукское), Бурибайскому (Ивановское и Дергамышское), Гайскому (Ишкининское).

Соответственно возникли и формационно различные типы рудообразования в ассоциации как с кислыми дифференциатами (колчеданные медно-цинковые руды), так и с пироксенитами и гипербазитами (медные пирротиновые руды). Связь последних с гипербазитами определяет вхождение в их состав хромита и повышенное содержание в рудах никеля и кобальта. Это позволяет связать их с феррокоматиитовым трендом магматической дифференциации совместно с медно-никелевыми рудами, как показано на диаграмме (рис. 8), на которой объединяются модели образования гигантского колчеданного месторождения Гай и медно-пирротинового Ишкининского месторождения, находящегося в 20 км западнее. Для сравнения на диаграмму нанесены данные по колчеданно-полиметаллическим месторождениям Куроко и по медно-никелевому месторождению Йоко-Довыренского базит-гипербазитового массива.

Ассоциация колчеданно-полиметаллических руд с медно-пирротиновыми рудами описана на кавказских месторождениях [15], например, на месторождении Филизчай в осадочной толще, представленном ритмично расслоенным пластом сплошных медно-свинцово-цинковых руд с баритом с наложением медно-пирротиновых руд. Они образуют также самостоятельные месторождения (Кацдаг, Кизил-Дере, Аданге) и относятся к формации колчеданных руд, принципиально отличаясь от рассмотренных выше уральских медно-пирротиновых руд (см. рис. 7), генетически связанных с гипербазитами. Их наложение на колчеданные и полиметаллические руды обусловлено, по-видимому, антидромным развитием магматизма. “Вулка-

нические образования антидромного ряда” были описаны на месторождении Кацдаг [15, с. 33].

Таким образом, медно-пирротиновые месторождения являются гетерогенными, входящими как в формацию медно-никелевых, так и в формацию колчеданных месторождений, в ряду которых наиболее близки им медные месторождения Кипрского типа. Их пластовые сульфидные залежи, согласные с излияниями подушечных лав, входящих в базит-гипербазитовые (офиолитовые) формации, сложены пиритом и только в их верхней части выделяются слои, в которых к пириту добавляется халькопирит со сфалеритом. “Со стороны лежачего бока развиты штокверковые зоны прожилково-вкрапленных руд в подводящих каналах” [1, стр.175].

Рассмотренная диаграмма на рисунке 8 представляет петрологическую сводку формационных типов сульфидных месторождений, хотя она не исчерпывает все их разнообразие. К ферробазальтовому и феррокоматиитовому рудогенерирующим трендам этой диаграммы можно было бы добавить ферропикритовый тренд, с развитием которого связано образование гигантских медно-никелевых месторождений палладия Норильского района. Рудоносность расслоенных интрузивов этих месторождений обусловлена образованием в них горизонтов ферропикритовых расплавов, распадавшихся при флюидном воздействии на бедные железом пикриты и ультражелезистые дифференциаты, подвергавшиеся сульфуризации с образованием моносульфидных руд, образующих капли. В наиболее продуктивных горизонтах рудные капли не оставались на месте своего образования, а погружались к основанию интрузивов, образуя громадные донные залежи, расслоенные преимущественно медные (верхние) и никелевые (нижние) слои.

Медно-никелевые сульфидные руды богаты платиновыми металлами. Их генетическая интерпретация осложняется тем, что сульфидные медно-никелевые руды обычно совмещаются с хромититами, образуя с ними совместные рифы, а самостоятельные их залежи геохимически богаты хромом, так что, возможно, образование сульфидных руд при замещении платиноносных хромититов. Хромититы наиболее продуктивны на платиновые металлы [2].

На диаграмме (рис. 9) приводится схема совместного образования хромитовых и сульфидных руд (сульфидоносных хромититов), обычно наиболее продуктивных на палладий. Рекордсме-

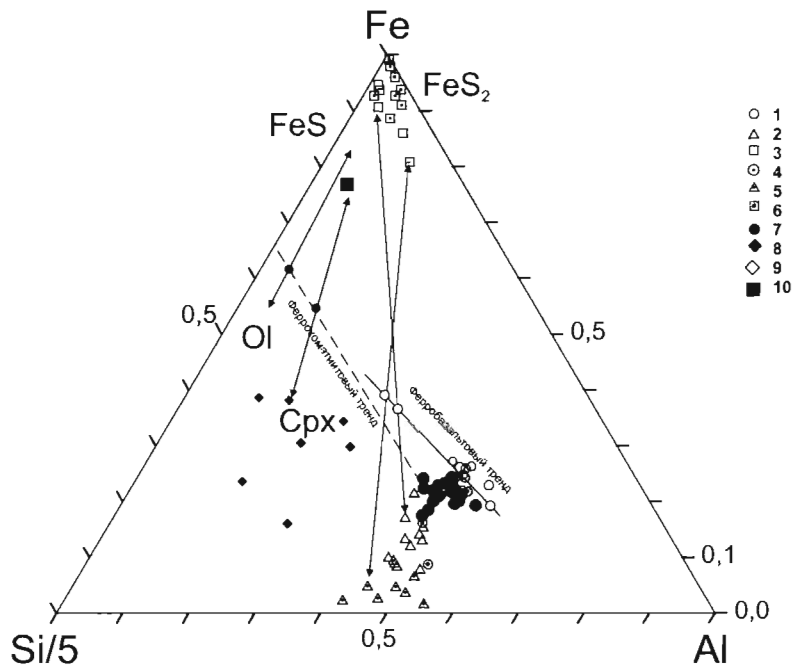


Рис. 8. Схема развития дисульфидного медно-цинкового (FeS_2) и моносulfидного (FeS) медного и медно-никелевого рудообразования, связанных соответственно с ферробазальтовым и феррокоматитовым трендам и развития магматизма

1-3 месторождение Гай (1 – базальты, 2 – дациты, 3 – руды), 4-6 – месторождения Куроко (4 – базальты, андезиты и дациты, 5 – риолиты, 6 – руды), 7-9 – Ишкининское медное месторождение (7 – базальты и андезито-базальты, 8 – пироксениты, 9 – перидотиты и дуниты), 10 – ультражелезистый гортонолитовый дифференциат, подвергавшийся моносulfидной флюидной сульфуризации (использованы хим. анализы: [9, 14, 16 20])

ном в этом отношении является маломощный, но протяженный J-M риф ритмично расслоенного массива Стиллиуотер в США, содержание платины и палладия в котором характеризуется следующими цифрами (ppb): Pt=6257, Pd=24038 [24].

Хром соответствует платиновым металлам по своей низкой энтропии (см. рис. 2), минимальные ее значения приходится на хром, осмий и рутений: Cr(0,454) + Ru(0,282) + Os(0,171), чем определяется их устойчивый парагенезис, свойственный хромитовым рудам дунит-гарцбургитовой (офиолитовой) формации. Они в среднем бедны платиновыми металлами (мг/т): Os=94, Ru=72, Pt=19, Pd=13, Ir=8, Rh=8 (Кемпирсай). Однако в состав наиболее продуктивных массивов этой хромитоносной формации входят хромититовые дуниты, которым подчинены хромититы более богатые платиновыми металлами (мг/т): Os=290, Ir=265, Ru=200, Pt=60, Pd=55, Rh=18. Дунит-гарцбургитовые массивы перекрываются ритмично расслоенными (полосчатыми) комплексами с гипербазитами, в хромититах которых стабилизируется более высокоэнтропийный парагенезис $\text{Fe}(0,488) + \text{Pd}(0,345) + \text{Pt}(0,213)$, что сближает их с хромититами стратиформных интрузивов платиноносной формации.

Зональные интрузивы с платиновой специализацией хромититов (мг/т): Pt=404, Pd=34, Rh=31, Ir=24, Os=1, Ru=1 представлены дунитовыми массивами в окружении клинопироксенитов. В их ультражелезистых дифференциатах, на основе которых формировались платиноносные хромититовые расплавы [8], развивались реакции разложения нормативного плагиоклаза и образования алюминия и железа, не связанных в силикатных структурах: $\text{CaAlSiO}_8 + 2\text{MgFeSiO}_4 = (\text{CaMgSiO}_6 + \text{MgFeSi}_2\text{O}_6) + \text{Al}_2\text{O}_3 + 0,25(\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe})$. Это повышало химическое сродство расплавов к хрому и платине, что эффективно стабилизировало парагенезис этих металлов. Тела платиноносных хромититов, залегающие в дунитах зональных интрузивов, практически не содержат sulfидной минерализации, с чем, по-видимому, и связана их невысокая продуктивность особенно в части палладия, свойственного sulfидному рудообразованию. Этим они отличаются от стратиформных интрузивов, которым свойственно несравнимо более высокая продуктивность их sulfидноносных хромититов (мг/т): Pt=2660, Pd=1710, Rh=428, Ir=131, Ru=71, Os=52. Каждый рудоносный ритм в критической зоне стратифор-

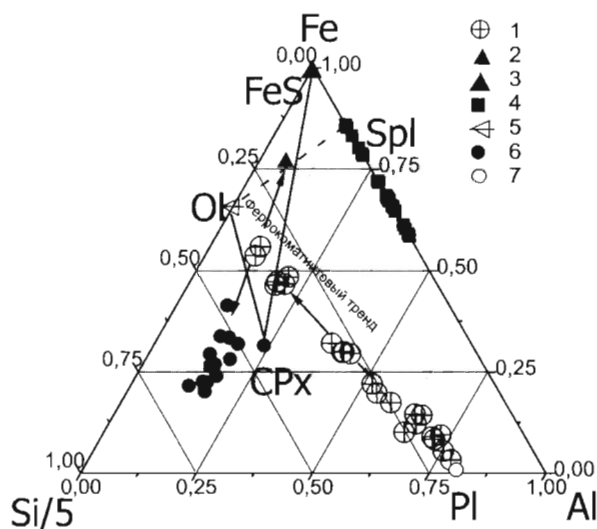


Рис. 9. Схема совмещения моносulfидного медно-никелевого и хромититового типов рудообразования

1 – ферроперидотиты, габбро-троктолиты и анортозиты, 2 – ультражелезистый дифференциат, подвергавшийся моносulfидной флюидной сульфуризации (по рис.8), 3 – Cu-Ni-сульфиды с Au, Pd-Pt (FeS), 4-хромшпинель (Spl), 5 – оливин (Ol), 6 – клинопироксен (Cpx), 7-плагноклаз (Pl) (использованы хим. анализы: [16])

мных интрузивов развивается сверху вниз в последовательности накопления железа: анортозиты – габбро – феррогаббро, прерываемой образованием контрастной ассоциации бедных железом клинопироксенитов и комплементарных им ультражелезистых дифференциатов, формирующих рудоносные рифы. В их формирование (в отличие от хромититов зональных интрузивов) влечется флюидная сульфуризация с привнесом меди и халькофильных металлов, создающая палладиевый уклон платинометалльной минерализации в результате смещенности вправо реакции $Pd+PtS=Pt+PdS$. Энтропийное соответствие металлов Fe+Pd+Pt реализуется на основе сочетания сидерофильных и халькофильных свойств платины и палладия. В маломощных рифах стратиформных интрузивов могут сосредотачиваться сотни и тысячи тонн платиновых металлов в хромититах с сульфидами и сульфидных руд с хромитом. Ярким примером этого служит риф Меренского Бушвельдского интрузива.

На диаграмме (рис. 10) приводится характеристика состава МПГ в хромититах и сульфидных рудах различных месторождений. Палладиевый состав свойствен только сульфидным рудам и не характерен для хромититов. Поэтому можно полагать, что в процессах рудообразования МПГ

концентрируются в парагенезисах, как с никелем (с уклоном в сторону палладия), так и с хромом (с уклоном в сторону платины). Соответственно при флюидной сульфуризации в дунитовых и перидотитовых расплавах, относительно богатых хромом, больше концентрируется платина, а в пироксенитовых расплавах палладий. Это наглядно прослеживается в сульфидном месторождении Джиньчуань в Китае (рис. 11), в котором, как показано в работе [8], сульфидоносные перидотиты и пироксениты могут иногда находиться в ритмичном переслаивании.

Заключение

Образование сульфидных месторождений с их медно-цинковой, медно-никелевой и платинометалльной специализацией затрагивает общую проблему источника рудных металлов эндогенных месторождений, генетически связанных с магматизмом. Эти месторождения возникают только тогда, когда в развитии магматизма генерируются специфические дифференциаты, избирательно и эффективно концентрирующие в себе рудные металлы из магм и трансмагматических флюидов, сопровождавших магматизм во всех его проявлениях. Обогащенность их рудными металлами определяется генетической связью с флюидным никель-железным земным ядром, импульсивно подвергающимся дегазации. Представления об обогащенности ядра рудными металлами исходят из хондритовой модели происхождения Земли [6], согласно которой ее первичное расслоение коррелируется с расщеплением хондритовых расплавов на силикатные хондры и никель-железную матрицу. Рудные металлы в хондритах полностью сконцентрированы в металлической никель-железной матрице (в силу их феррофильных свойств), а силикатные хондры совершенно стерильны в отношении рудных металлов. Соответственно и в Земле рудные металлы сосредоточены в ее жидком никель-железном ядре, а силикатные оболочки бедны ими. Однако плавление силикатных оболочек и образование магматических очагов обусловлено исходящими из ядра флюидами, обогащенными рудными металлами. Соответственно селективной экстракцией рудных металлов из трансмагматических флюидов создавались их содержания в магматических дифференциатах, определяющие наблюдаемые кларки изверженных пород. По аналогичному механизму с образованием в магматических системах специфических

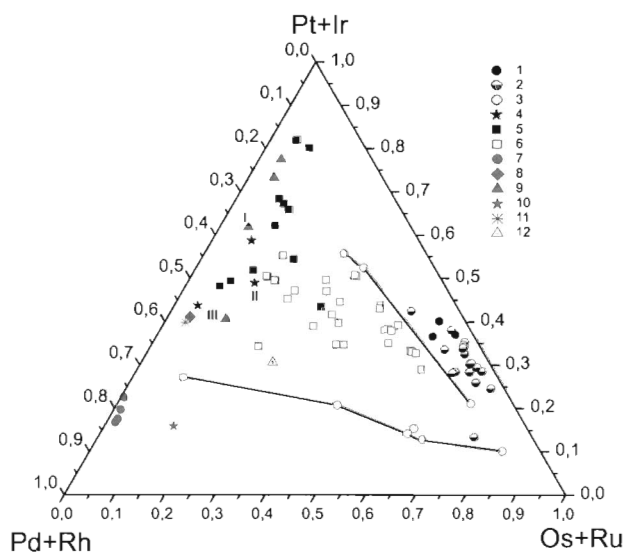


Рис. 10. Состав платиновых металлов хромититов (1-6, красный цвет) и сульфидных руд (7-12, зеленый цвет)

1-3 Кемпирсай: в хромитовых дунитах (1), в дунит-гарцбургитовых ассоциациях (2), в полосчатых комплексах (3), 4-6 - Бушвелд: 4 - гигантские рифы (I- Меренского, II - UG2, III- Платриф), 5-6 - продуктивные (5) и непродуктивные (6) рифы нижней критической зоны, 7 - Норильск, 8 - Садбери (Канада), 9 - Джиньчуань (Китай), 10 - Томпсон (Канада), 11 - Печенга, 12 - Камбалда (Австралия)

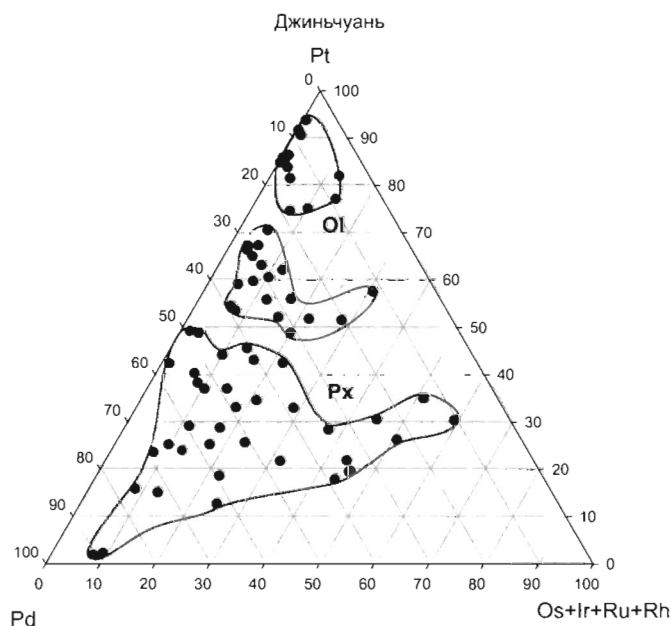


Рис. 11. Состав платиновых металлов Cu-Ni сульфидных руд в дунитах и перидотитах (OI) и в пироксенитах (Px). Они могут находиться в ритмичном переслаивании месторождения Джиньчуань в Китае [8]

дифференциатов с высокой экстрактивной способностью селективно экстрагировать рудные металлы создавалась и металлогеническая специализация магматических систем.

Яркий пример изложенных соотношений представляют сульфидные месторождения, которые генерируются магматическими системами только при образовании в них ультражелезистых дифференциатов с высоким химическим сродством к сере. Они подвергаются флюидной сульфуризации с привнесом меди и халькофильных металлов. Ультражелезистые дифференциаты в магматических очагах сульфуризируются обычно не полностью и при окислении дают кварц-магнетитовые, кварц-гематитовые и другие богатые железом породы, входящие в ассоциацию с колчеданными и полиметаллическими рудами на многих их месторождениях.

Нередко они характеризуются повышенным содержанием марганца [12], давая переходы к железо-марганцевыми породам и рудам. Это можно связать с сульфуризацией содержащих марганец ультражелезистых дифференциатов, при которой марганец, отличающийся от железа слабым сродством к сере, не входит в состав образующихся сульфидных расплавов и накапливается в железо-оксидном остатке. Различаются как бы ступени процесса сульфуризации, представленные сульфидными, железными и железо-марганцевыми рудами. Пласты этих руд образуют устойчивый парагенезис, например, на Атасуйских полиметаллических месторождениях - Ушкатын и др. [1, стр.225-226]. Пласты баритовых свинцово-цинковых руд перемежаются на этих месторождениях с пластами железных и железо-марганцевых руд, залегающая в дислоцированных фаменских осадочных карбонатно-глинисто-алевролитовых отложениях, содержащих также силлы фельзит-порфиоров. Сульфидные руды сложены баритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, железные руды - гематитом и магнетитом, а марганцевые - браунитом, гаусманитом, якобситом. "Железные, марганцевые и свинцово-цинковые руды характеризуются геохимической общностью, что свидетельствует о едином источнике рудного вещества" [1, стр.225]. Источником были ультражелезистые дифференциаты глубинных материнских магматических очагов, флюидная сульфуризация которых сопровождалась эффективным увеличением концентрации марганца в остаточных ультражелезистых расплавах. Исходное со-

железистых расплавах. Исходное содержание марганца в них составляло несколько процентов, судя по контрастно расслоенным стратиформным интрузивам (Kiglapait в Гренландии) – аналогам материнских магматических очагов. Концентрирующийся марганец вовлекался в процессы окисления ультражелезистых дифференциатов ($1,5\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 1,5\text{SiO}_2 + \text{H}_2$ и др.), протекавшие одновременно с сульфуризацией.

Ультражелезистые дифференциаты, подвергающиеся сульфуризации, подразделяются на фаялитовый и гортонолитовый типы, что определяет формационное разделение сульфидных месторождений на медно-цинковый и медно-никеле-

вый типы. К ним приурочены рудные металлы с высокой и низкой энтропией соответственно (см. рис.2). Все платиновые металлы концентрируются в медно-никелевых моносльфидных месторождениях в силу их низкой энтропии и практически исчезают в медно-цинковых дисульфидных. По этому свойству проявляется их химическое сродство не только к никелю (в сульфидных рудах), но и к хрому (в хромититах), характеризующемуся минимальным значением энтропии в соответствующей группе металлов.

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке Гранта НШ-3634.2010.5

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др. Месторождения металлических полезных ископаемых / М: Трикта. 2005. 720 с.

2. Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платинометалльные месторождения мира. - Т. II. – Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М.: ООО «Геоинформцентр». 2003. 409 с. ISBN 5-900 357-78-3.

3. Зайков В.В., Шадлун Т.Н., Масленников В.В., Бортников Н.С. Сульфидная залежь Яман-Касы - древний «черный курильщик» Уральского палеоокеана // Геол. рудн. местор. 1995. Т. 37. № 6. С.511-529.

4. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А. и др. Геология и колчеданное оруденение Южного фланга Главного Уральского разлома // Миасс: ИМин УрО РАН. 2009. 376 с.

5. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб.: Изд-во Горного института. 2001.

6. Маракушев А.А. Металлогенетические аспекты платиноидов в связи с их позицией в Периодической системе химических элементов. /Сб. «Платина России». 2005. М.: ООО «Геоинформмарк». С. 143-150.

7. Маракушев А.А. Платинометалльное рудообразование и генезис хромититов платиноносного пояса Урала// Уральский геол. журн. 2009. № 3. (69). С. 33-51.

8. Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А. и др. Медно-никелевое месторождение Джиньчуань в Китае и зависимость платиноносности гипербазитов от их щелочности // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 441-459.

9. Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А. Петрологическая модель образования сульфидных месторождений. / ДАН. 2007. Т. 416. № 2. С. 232-235.

10. Маракушев А.А., Панях Н.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. Парагенезисы рудных металлов углеводородной спецификации. Часть I: Оксифильные металлы // Известия ВУЗ'ов, Геология и разведка. 2007. № 6. С. 33-40.

11. Маракушев А.А., Панях Н.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. Парагенезисы рудных металлов углеводородной спецификации. Часть II. Сульфурофильные металлы // Известия ВУЗ'ов, Геология и разведка. 2008. № 1. С. 15-22.

12. Масленников В.В., Аюпова Н.Р. Кремнисто-железис-

тые породы Узельгинского колчеданосного поля (Южный Урал) // Литосфера. 2007. № 2. С. 106-129.

13. Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Виноградов А.М. и др. Гайский ГОК. Геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале. // Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2004. 148 с.

14. Твалчрелидзе А.Г. Геохимические условия образования колчеданных месторождений // М.: Недра. 1987. 188 с.

15. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Е. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы // Новосибирск: Параллель. 2008. 194 с.

16. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок/ М.: Изд-во МГУ. 1997. 319 с.

17. Barrie C.T., Ludden J.N., Green T.N. Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi Subprovince // Economic Geology. 1993. V.88. N6. P. 1341-1358.

18. Fouquet Y., Wafik A., Mevel G et al. Tectonic setting and geochemical zonation in the Snake Pit sulfide deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23oN) // Econ. Geol. 1993. V. 88. N. 8. P. 2018-2036.

19. Geology of Kuroko deposits. // Mining Geol. Sp. Issuc. 1974. N 6. 546 p.

20. Halbach P., Pracejus B. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the Central Okinawa Trough, Japan // Econ. Geol. 1993. V. 88. No 8. P. 2210-2225.

21. Herzig P.M., Hannington M.D., Fouquet Y. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau Back Arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the southwest Pacific // Econ. Geol. 1993. V. 88. No 8. P. 2182-2209.

22. Ronde C.E.J. de, Hannington M.D., Stoffers P. et al. Evolution of a submarine magmatic-hydrothermal system: Brothers Volcano, Southern Kenmadedec Arc, New Zealand // Econ. Geol. 2005. V. 100. No 6. P.1097-1134.

23. Stillwater Complex// Montana bureau of mines and geology. Special publication 92. 1985. 396 с.

24. Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine of Kiglapait intrusion // J.Geology. 1970. V.78. N.3. P.304-325.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ И УНИКАЛЬНЫХ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г.И. Горбунов, О.А. Дюжиков, Е.В. Шарков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), г. Москва, Старомонетный пер., 35 sharkov@igem.ru

Рассматриваемые МПГ-Cu-Ni месторождения сопряжены в своем большинстве с трапповым магматизмом. Известно, что трапповые области являются одной из разновидностей крупных провинций изверженных пород, обязанных подъему мантийных суперплюмов. Траппы широко представлены в геологической истории Земли, начиная с раннего протерозоя, и распространены как на континентах, так и в океанах. С ними связан целый ряд рудных формаций, среди которых наибольшее экономическое значение имеют месторождения сульфидных МПГ-Cu-Ni руд, связанных с гипербазит-базитовыми комплексами. Несмотря на огромные масштабы развития трапповых областей, практически важные объекты в них редки и локализованы только в отдельных структурах. Без сомнения, в таких структурах возникали специфические условия, способствующие рождению рассматриваемых месторождений, поскольку подавляющее количество других аналогичных образований в пределах этих же областей являются почти безрудными. На территории России подобные ситуации известны в фанерозойской Северо-Азиатской и раннепротерозойской Фенноскандинавской трапповых провинциях, на примере которых мы и рассмотрим эту проблему.

Траппы Северо-Азиатского кратона

Пермо-триасовые траппы (0,25-0,24 млрд лет), распространенные в пределах севера Центральной Сибири, образуют гигантский ареал, охватывающий Тунгусскую синеклизу, эпиплатформенный Таймыр, Западно-Сибирскую плиту и Енисейско-Хатангский прогиб. Подавляющая часть объема траппов представлена толеитами. Нижняя часть разреза является контрастной по составу (особенно в Норильском районе и на юго-западе Таймыра) и содержит щелочные базиты и плагиоикриты.

Траппы Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба погребены под юрско-меловыми слаболитифицированными осадочны-

ми образованиями. Западно-Сибирская плита расчленена глубокими грабенообразными депрессиями, чередующимися с горстами. Под юрско-меловыми отложениями залегают траппы, принадлежащие единому базальтовому щиту Северо-Азиатского кратона. Рифтогенные структуры Западно-Сибирской плиты, главной из которых является Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, протягиваются в субмеридиональном направлении на 2000 км с выходом в область тектонического уступа континентального склона (рис. 1). Эта крупнейшая рифтовая система [1, 18] близка по своему строению Провинции Бассейнов и Хребтов [10] и Североморской рифтовой структуре [13]. Траппы Таймыра, разновозрастные с вулканитами Тунгусской синеклизы (в частности, Норильского района), принадлежат единой суперплатформе и отделяются от траппового плаща собственно Сибирской платформы Енисейско-Хатангским рифтогенным прогибом. Формирование Западно-Сибирской и Енисейско-Хатангской рифтовых систем с развитием в них линейных блоков субокеанической коры определило интенсивность процессов магматической активизации и связанную с ней эндогенную минерагению Сибирской платформы.

Особенности строения и глубинная структура Сибирской платформы определяются многостадийной историей формирования гетерогенного и полихромного кристаллического фундамента и сложнопостроенного вулканогенно-осадочного чехла. Тунгусская синеклиза расчленена ортогональной системой долгоживущих линейментов. Последние контролируют размещение, ориентировку и ограничения структур фундамента. Наиболее ярким примером являются изометричные мегаблоки, выделенные на севере Сибирской платформы как составные элементы Енисейско-Оленекского рудного пояса [5,6].

Сибирские траппы сформированы в результате внутриплитного магматизма, обязанного проявлению мантийного суперплюма. Объем

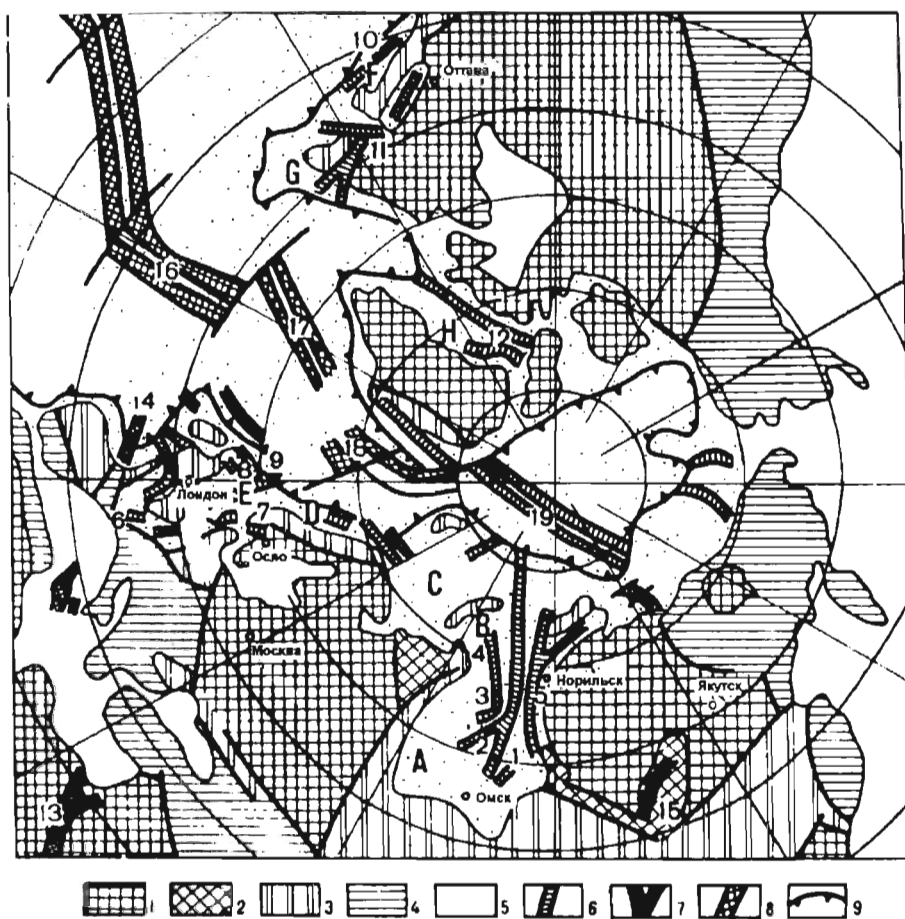


Рис. 1. Арктико-Северо-Атлантическая мегасистема (по [18], с упрощениями)

1-4 – области складчатости: 1 – докарельской и карельской, 2 – байкальской (рифейской), 3 – палеозойской, 4 – мезозойской и кайнозойской; 5 мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны (А – Западно-Сибирский, В – Карский, С – Баренцевоморский, Д – Норвежский, Е – Североморский, F – Хаттерас, G – Ньюфаундленд, Н – Бафиноморский); 6 – палеорифты (1 – Колтогорский-Уренгойский, Ю 2 – Аганский, 3 – Худотгейский, 4 – Ямальский, 5 – Худосейский, 6 – Ронно-Рейнский, 7 – Осло, 8 – Центральный, 9 – Викинг, 10 – Флоридский, 11 – Св.Лаврентия, 12 – пролив Дэвиса и моря Баффина); 7 – современные рифты (13 – Баренцевоморский, 14 – Бискайский; 15 – Байкальский); 8 – срединно-океанические хребты (16 – Ирландия, 17 – Рейкьянес, 18 – Мона, 19 – Гаккеля); 9 – тектонический уступ континентального склона

траппов собственно Сибирской платформы оценивается в 1,5-3,0 млн км³, а с учетом Таймыра и погребенных образований Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатанского рифтогенного прогиба их объем может достигать 10 млн км³. Центральная часть Тунгусской синеклизы выполнена мощной голшей базитовых вулканитов, контуры распространения которых ограничиваются трансструктурными линеаментами. Мощность вулканитов, представленных существенно эффузивными фациями, составляет 0,5-1,5 км в бортовых южных, юго-западных и восточных зонах прогиба и достигает почти 4 км на севере и северо-западе. Периферические области представлены существенно эксплозивными и дайковыми фациями базитов, а в крайних фронтальных зонах преобладают пластовые, реже секущие, инт-

рузивы. Такое радиально-концентрическое строение Тунгусской синеклизы, как главной области развития наземных базитов Северо-Азиатского кратона, объясняется с позиции глубинной дифференциации и последующего поступления магматического материала в верхние слои земной коры и на дневную поверхность.

Приводимая геолого-структурная схема строения Норильского района (рис. 2) построена с учетом разномасштабных геологических съемок и комплексных геолого-геофизических данных. Норильский район совпадает с областью разуплотнения верхней мантии, характеризуется повышенной мощностью корово-мантийной смеси и высокой насыщенностью земной коры базитовыми и гипербазит-базитовыми интрузивами. В основании коры предполагается развитие затвердев-

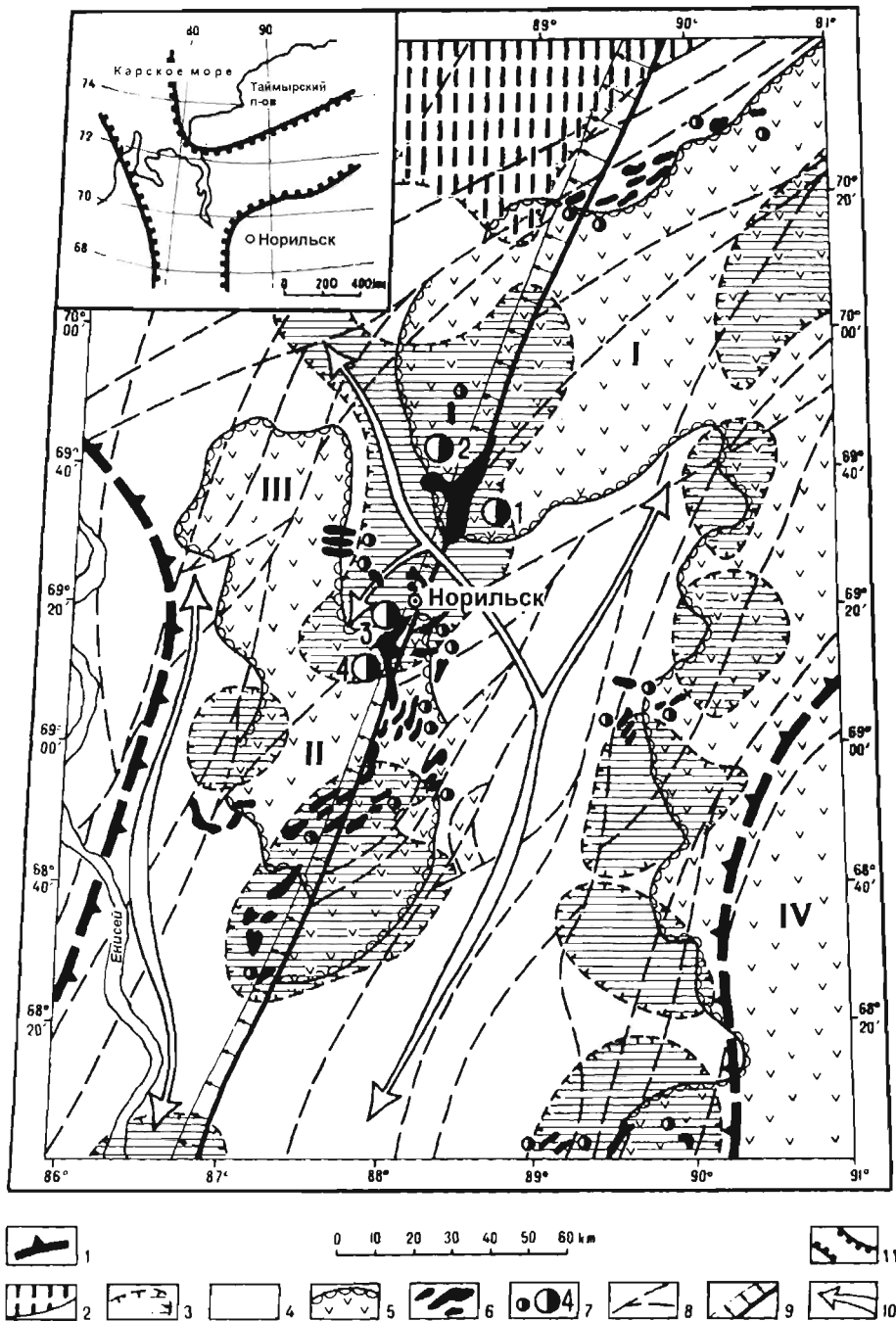


Рис. 2. Геолого-структурная схема строения Норильского района

1 - область разуплотнения верхней мантии; 2 - контуры предполагаемых региональных аэромагнитных аномалий; 3 - контуры региональных аэромагнитных аномалий; 4 - палеозойские осадочные образования; 5 - вулканические образования трапповых впадин (I - Хараелахская, II - Норильская, III - Вологочанская, IV - Сыверминская); 6 - гипербазит-базитовые интрузивы; 7 - рудопроявления, рядовые месторождения и уникальные сульфидные платино-медно-никелевые месторождения и малосульфидные платиновые месторождения (1 - Талнах, 2 - Октябрьское, 3 - Норильск I, 4 - Восточно-Норильское); 8 - разломы; 9 - Норильско-Хараелахский глубинный разлом; 10 - осевые зоны Хантайско-Рыбинского и Дудинского валов; 11 - тройное сочленение рифтов (на врезке)

ших масс пикритоидного расплава. Эти представления согласуются с моделью в отношении пикритовых силлов, внедрившихся в основание приподошвенной части консолидированной коры [22].

На показанной схеме (см. рис. 2) обращает внимание распределение гравимагнитных анома-

лий, образующих две субпараллельно ориентированных зоны, которые отвечают региональным рудообразующим системам: Норильско-Хараелахской на западе и Имангдинско-Микчанской на востоке. Результаты объемного моделирования аэромагнитных данных показали, что на глубинах 12-

15 км фиксируются гипербазит-базитовые интрузивы мощностью 1,3-4,6 км, рассматриваемые как реликты промежуточных магматических очагов.

Итак, сибирские траппы рассматриваются как результат эволюции Сибирского суперплюма. Последний является одним из крупнейших в мире, а Норильский район с его уникальными месторождениями, тяготеющими к области гройного сочленения рифтов, рассматривается нами как самостоятельная ветвь гигантского мантийного плюма (рис. 3). Подчеркнем, что ранние продукты магматизма представлены высокодифференцированной серией пород. При этом щелочные базиты и плагиопикриты распространены локально и наиболее развиты в Норильском районе, где уникальные месторождения несут более 90% разведанных в России платиновых металлов, более 85% никеля, огромную долю меди, кобальта, золота и других полезных компонентов. Формирование этих месторождений обусловлено эволюцией высокотемпературных сильно восстановленных сульфидно-силикатных расплавов, поступающих на уровни сульфатно-карбонатных и угленосных пород платформенного чехла. Есть основания считать, что именно высокие температуры расплава и, в определенной степени, реакции сульфуризации привели к длительному существованию рудообразующих систем в восстановительных условиях и обеспечили формирование огромного количества руды.

Расслоенные рудоносные интрузивы Норильского района формируются в результате эволюции изначально высокомагнезиального сульфидоносного расплава (родоначальный пикрит) [4, 5, 7] в протяженной по вертикали магматической колонне и промежуточных очагах. Образуется следующий последовательный ряд составных элементов вулканогенно-плутоногенной рудоносной ассоциации: бессульфидные плагиопикритовые базальты → бессульфидные высокомагнезиальные интрузивы → сульфидоносные гипербазит-базитовые интрузивы → массивные сульфидные руды → малосульфидные платиновые руды. Почти все рудоносные интрузивы образованы в пределах ареала плагиопикритовых базальтов.

На рисунке 4 показаны три группы сульфидоносных расслоенных интрузивов. Из трех групп дифференцированных интрузивов наиболее продуктивными являются мезократовые полндифференцированные интрузивы норильско-талнахской группы. Последние отличаются чет-

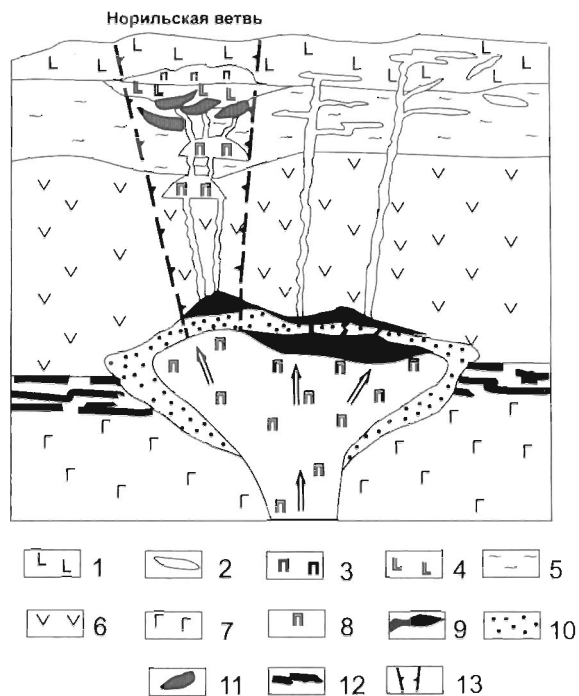


Рис. 3. Геологическая модель Сибирского суперплюма

1 - толеитовые базальты; 2 - силлы и дайки долеритов и габбро-долеритов; 3 - гипербазит-базитовые вулканиды (плагиопикриты); 4 - щелочно-базитовые вулканиды (трахибазальты, трахиандезитобазальты); 5 - осадочные и вулканогенно-осадочные отложения платформенного чехла; 6 - породы консолидированной коры; 7 - перидотиты верхней мантии; 8 - плагиопикритовый расплав промежуточных магматических очагов и стволовой зоны суперплюма; 9 - зоны плавления в кровле суперплюма; 10 - охлажденная часть суперплюма; 11 - рудоносные расслоенные гипербазит-базитовые интрузивы; 12 - силикообразные гели плагиопикритов в основании земной коры; 13 - зона максимальной флюидно-магматической проницаемости земной коры

ко выраженной расслоенностью, наличием нижнего и верхнего горизонтов такситовых габбро-долеритов, развитием мощного (до 400 м) сложнопостроенного метаморфического ореола [19] и мощного (до 3000 м) геохимического ореола [3]. Характерные черты Талнахского и Норильского интрузивов - преобладание Cu над Ni и Pd над Pt. Названным интрузивам присущи определенная средняя магнезиальность, обогащенность тяжелой серой ($\delta^{34}\text{S}$ до +12‰), примитивный изотопный состав свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,5$), характерные соотношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045-0,7055$). Известные данные по содержанию в породах и рудах месторождений Норильско-Харалахской рудообразующей системы ртути, калия, водорода, воды, гелия и других флюидов характеризуют всю систему как долгоживу-

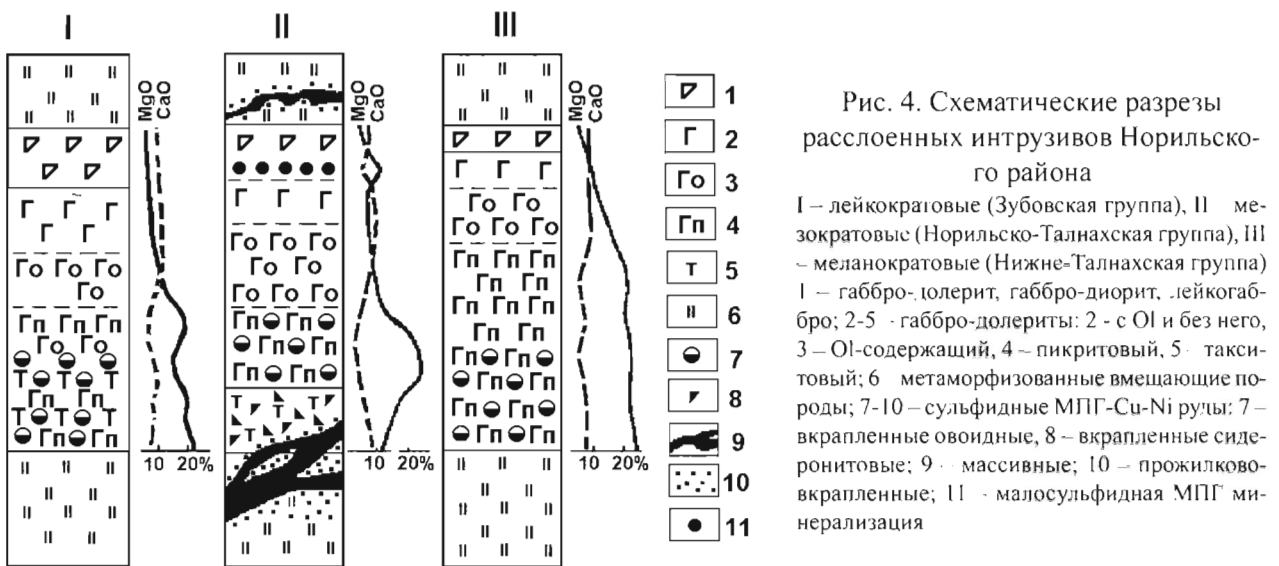


Рис. 4. Схематические разрезы расслоенных интрузивов Норильского района

I – лейкократовые (Зубовская группа), II – мезократовые (Норильско-Талнахская группа), III – меланократовые (Нижне-Талнахская группа)
 1 – габбро-долерит, габбро-диорит, лейкогаббро; 2-5 – габбро-долериты: 2 – с ОI и без него, 3 – ОI-содержащий, 4 – пикритовый, 5 – тахситовый; 6 – метаморфизованные вмещающие породы; 7-10 – сульфидные МПГ-Cu-Ni руды: 7 – вкрапленные оvoidные, 8 – вкрапленные сидеронитовые; 9 – массивные; 10 – прожилково-вкрапленные; 11 – малосульфидная МПГ минерализация

шую флюидоподводящую структуру, обусловившую перенос цветных и благородных металлов, интенсивный щелочной метасоматоз и формирование разнородных геохимических полей. Широкое проявление силикатно-сульфидных жильных образований (рис. 5), как и формирование мощных (до 30-50 м) секущих и плитообразных массивных сульфидных руд, свидетельствуют о высокодифференцированных глубинных процессах. Нет сомнения в том, что формирование массивных руд является доказательством самостоятельной силикатно-сульфидной (существенно сульфидной) фазы.

Подчеркнем, что малосульфидные месторождения платиновых металлов в Норильском районе, аналогичные широко известным месторождениям Бушвельда и Стиллутера и составляющие в рассматриваемом районе самостоятельную рудную формацию [14, 15], могут на отдельных участках обрабатываться открытым способом (рис. 6).

Провинции изверженных пород Балтийского щита

В рассматриваемом регионе – восточной части Балтийского щита – выделяются две разновозрастные крупные провинции изверженных пород: среднепалеопротерозойская (2,3-1,95 млрд лет) и раннепалеопротерозойская (2,5-2,35 млрд лет). Эти провинции охватывают почти всю территорию восточной части Балтийского щита, но образованы они разными типами расплавов. Первая из них сформирована преимущественно толлитами и пикритами [11, 23], а вторая – породами кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (КВМС) [21]. Важно под-

черкнуть, что первой провинции принадлежат крупные месторождения Печенги, связанные с гипербазит-базитовыми вулканогенно-плутоногенными комплексами, а со второй – плутоногенные месторождения Мончегорского района.

Месторождения Печенги (рис. 7) приурочены к небольшим груборасслоенным гипербазит-базитовым интрузивам, возраст которых 1,98 млрд лет. Рудоносные интрузивы развиты среди метаосадков “продуктивной толщи” Печенгской рифтогенной структуры в северо-западной части Кольского полуострова [2, 12, 16]. Сульфидная Si-Ni с платиноидами минерализация представлена вкрапленной, прожилково-вкрапленной, брекчиевидной и массивной разновидностями. Вкрапленные руды типичны для центральных и верхних горизонтов интрузивов, прожилково-вкрапленные – для нижних и придонных, а брекчиевидные и массивные приурочены к тектоническим зонам вдоль нижнего эндоконтакта интрузивов. Согласно изотопным данным [16], руды имеют сложный генезис: они образованы как за счет мантийного материала, так и переотложенного в результате метаморфических и метасоматических процессов.

МПГ-Cu-Ni месторождения Балтийского щита, принадлежащие серии КВМС, связаны с крупными гипербазит-базитовыми комплексами Фенноскандии (рис. 8). Они сформированы на начальных стадиях раннепалеопротерозойского рифтогенеза и приурочены к поднятым плечам рифтов, заполненным бонинитоподобными вулканитами. Рассматриваемые комплексы образованы снизу вверх дунитами, гарцбургитами, бронзититами, норитами, габбро-норитами, анортозитами и близки по строению и составу к

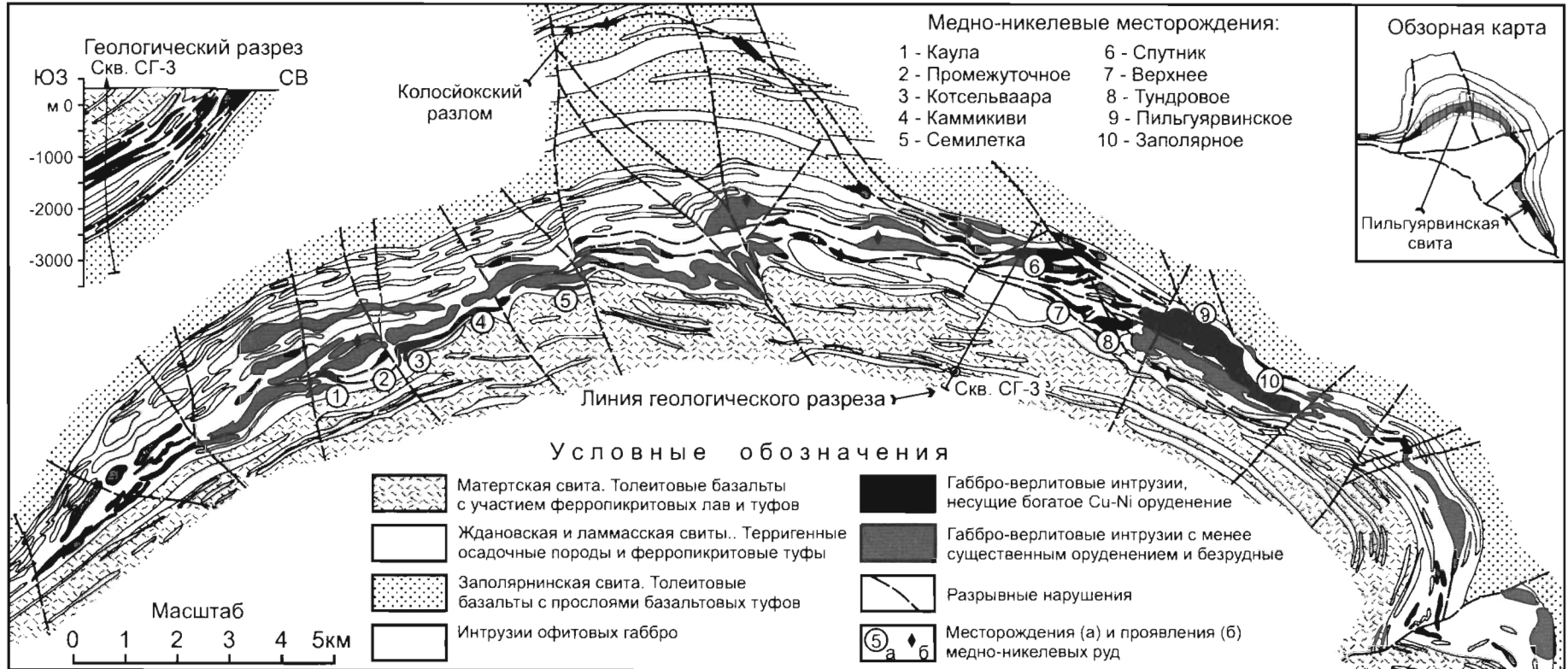


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Печенгского рудного поля (по [2], с упрощениями)

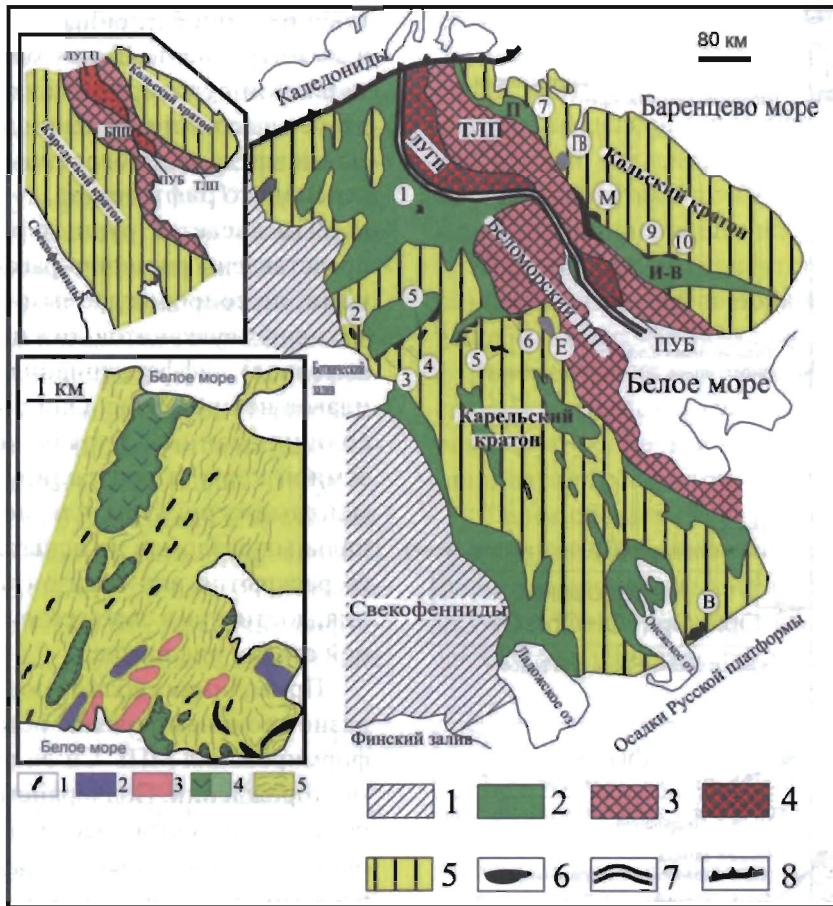


Рис. 8. Балтийская крупная изверженная провинция кремнеземистой высоко-Mg серии (по [20])
 1 - среднепалеопротерозойский свекофеннский ороген; 2 - палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы (П - Печегский и И-В - Имандра-Варзугский); 3 - промежуточные подвижные пояса (БПП - Беломорский и Терско-Лоттинский; Л - Лоттинский и Т - Терский сегменты); 4 - Лапландско(ЛГП)-Умбинский(УГП) гранулитовый пояс; 5 - архейский фундамент; 6 - расслоенные интрузивы (цифры в кружках: 1 - Койтилаинен, 2 - Торнио, 3 - Кеми, 4 - Пенникат, 5 - Койлисмаа, 6 - Олангская группа, 7 - горы Генеральской, 8 - Мончегорский, 9 - Федорово-Панский, 10 - Бураковский); 7 - Главный Лапландский разлом (ГЛР); 8 - надвиги норвежских каледонид.
 На врезке - положение главных структурных доменов восточной части Балтийского щита в раннем палеопротерозое.

Сопчи". Последний является горизонтом тонко-расслоенных перидотитов, мощностью 2-3 м, с богатой вкрапленностью Si-Ni сульфидов и платиновой минерализацией. Происхождение горизонта связывается с поступлением новой порции плотного гипербазит-базитового расплава, растекавшегося по временному дну интрузивной камеры [20]. Есть основания считать, что выдвигаемая версия может быть основана на особенностях происхождения магм КВМС. Судя по геохимическим и изотопным характеристикам, такие магмы возникли в результате ассимиляции мантийными расплавами архейского корового материала.

Металлоносные рифы связаны, на наш взгляд, с ассимиляцией специфическими магмами супракрустальных пород, обогащенных рудными компонентами, а также содержащими Cl и S флюидами и рассолами. Супракрустальными поро-

дами могли быть коматииты, черные сланцы, сульфидсодержащие осадочные отложения.

Обсуждение и выводы

Формирование крупных и уникальных МПГ-Cu-Ni месторождений рассматривается нами с позиции эволюции рудообразующих систем. Рудообразование – длительный и сложный процесс от зарождения вещества к его перемещению, концентрированию в сульфидно-силикатных расплавах и рудоотложению. Правоммерно выделение нескольких этапов эволюции рудообразующих систем, главными из которых являются домагматический, вулканический, магматической дифференциации, интрузивный, рудный. Собственно рудный этап отвечает внедрению существенно сульфидных расплавов и формированию залежей массивных руд, тяго-

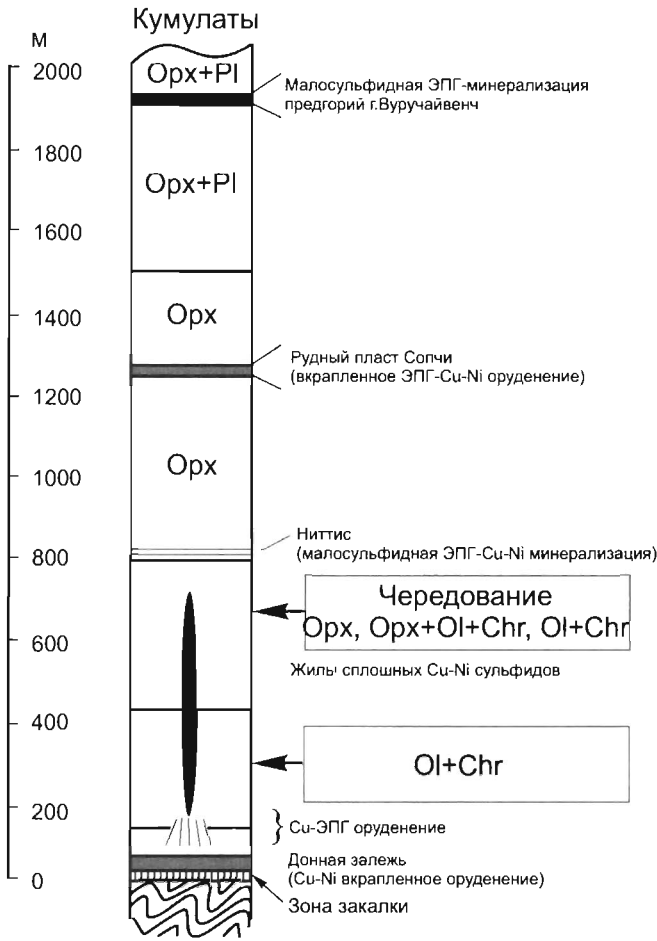


Рис. 9. Распределение рудной минерализации в Мончегорском плутоне (по [20])

теющих к определенным группам расслоенных интрузивов. Такая обобщенная схема эволюции рудообразующих систем характеризует высокодифференцированные процессы магматизма, проявленные в областях интенсивного рифтогенеза.

Что касается рудных районов, которые представлены ритмично-расслоенными плутонимами, не сопровождаемыми ареалами коагматических вулканитов, то в них глубинная (докамерная) дифференциация мантийных расплавов не проявлена. Они приурочены к консолидированным блокам континентальной земной коры, а контролирующие их линейные структуры или пояса трансрегиональных разломов не испытали значительного раскрытия или горизонтального растяжения, достигнув в своем развитии лишь начальной стадии рифтогенеза.

Приводимая таблица показывает разнообразие геодинамических режимов и условий формирования МПГ-Cu-Ni рудных районов и месторождений. Подчеркнем, что показанные различия геотектонических типов рудных районов, обусловленные геодинамическими режимами становления и, как следствие, характеризующиеся двумя главными типами рудоносных магматических ассоциаций, являются основой для выделения двух главных типов формаций сульфидных МПГ-Cu-Ni месторождений. К первому из них относятся месторож-

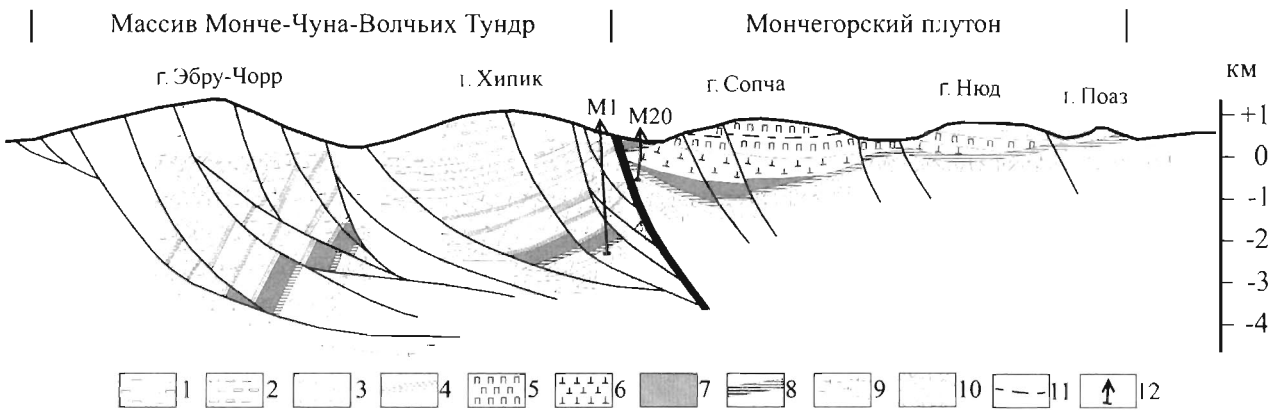


Рис. 10. Предполагаемый субширотный разрез Мончегорского комплекса (по [20])

1 – крупнозернистые массивные габбронорит-анортозиты (плагноклазовые кумулаты) с прослоями пижонитовых габброноритов; 2 – трахитоидные габбронорит-анортозиты (Pl кумулаты); 3 – нерасчлененные нориты (Орх+Pl кумулаты) и габбронориты (Орх+Срх+Pl кумулаты); 4 – зоны ритмичного переслаивания базитовых и ультрабазитовых кумулатов, включая дуниты; 5 – преимущественно бронзититы (Орх кумулаты); 6 – зона ритмичного переслаивания Ol+Chr, Ol+Orx и Chr и Орх кумулатов в Мончегорском плутоне; 7 – оливин-хромитовые кумулаты (дуниты); 8 – краевые эндоконтактные зоны интрузивов; 9 – гнейсы и мигматиты Лоттинского блока; 10 – диорито-гнейсы и глиноземистые кристаллические сланцы кольской серии; 11 – «рудный пласт Сопчи»; 12 – положение структурных скважин

дения, связанные с гипербазит-базитовыми вулканогенно-плутоногенными комплексами, а второму принадлежат месторождения, развитые в ритмично-расслоенных плутонах. С этими двумя формациями древних платформ связаны скопления сульфидных МПГ-Cu-Ni руд промышленной значимости, в том числе крупные и уникальные месторождения.

Итак, формирование рассматриваемых месторождений обаяно несколькими важнейшим обстоятельствам. Есть основания считать, что особенностью рудообразующих систем Норильского района и Фенноскандии является их длительное (около 300 млн лет) становление. Структуры, контролируемые рудные поля и месторождения, были неоднократно регенерированы. В Таймыро-Норильском регионе разломные структуры унаследованы от рифейских рифтогенных поясов, а на Балтийском щите такие

структуры наследовали позднеархейские зеленокаменные пояса. Без сомнения, площади развития МПГ-Cu-Ni месторождений связаны с участками древней деплетированной литосферной мантии, где платиновые металлы накапливались в реститах в течение длительного плавления глубинного вещества.

Подчеркнем, что присутствие Cl- и S-содержащих образований в Норильском районе (угленосные и сульфатно-карбонатные отложения фанерозоя) и палеопротерозойских черных сланцев и архейских сульфидсодержащих метосадков в Фенноскандии – важнейший фактор становления рассматриваемых месторождений.

Таким образом, показанные в совокупности причинные обстоятельства определили условия формирования крупных и уникальных МПГ-Cu-Ni месторождений, рассмотренных нами на примере двух широко известных рудных провинций России.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геология нефти и газа Сибирской платформы* // Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук. – М.: Недра, 1981.
2. *Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги* // Тр. ИГЕМ РАН. Нов. серия. Вып. 2. М.: ГЕОС, 1999.
3. *Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона*. – СПб.: Наука, 2002.
4. *Додин Д.А., Дюжиков О.А. Крупные и уникальные платиносодержащие месторождения вулканогенно-плутоногенных комплексов: геодинамика, металлогения, модели формирования* // Платина России – Т.VI / Новые нетрадиционные типы платиносодержащих месторождений. Результаты и направления работ по программе "Платина России" М.: ООО "Геоинформмарк", 2004.
5. *Дюжиков О.А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы* // Геол. рудн. месторождений – 1985. – № 3.
6. *Дюжиков О.А. Металлогения траппов Сибирской платформы* // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. – Новосибирск: Наука, 1991.
7. *Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района*. М.: Наука, 1988.
8. *Дюжиков О.А., Золотухин В.В., Кавардин Г.И. и др. Мезозойская металлогения Таймыро-Норильского региона* // В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых" (металлогения Сибири). М.: Наука, 1988.
9. *Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы*. Новосибирск: Наука, 1986.
10. *Кук К.Л. Рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов* // Система рифтов Земли. – М.: Мир, 1970.
11. *Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрологии)*. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1999.
12. *Медно-никелевые месторождения Балтийского щита* // Под ред. Г.И. Горбунова и Х. Палунена. Л.: Наука, 1965.
13. *Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений*. М.: Мир, 1984.
14. *Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузивах* // Геол. руды, месторождений. 1994. Т. 36. № 3.
15. *Служеникин С.Ф., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф., Туровцев Д.М. Малосульфидная платиновая рудная формация – новый источник благороднометалльного сырья в Норильском районе* // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО "Геоинформмарк", 1984.
16. *Смолякин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995.*
17. *Струнин Б.М., Дюжиков О.А., Барлина О.А., Комаров В.В. Геологическая карта Норильского района масштаба 1:200000 (Объяснительная записка)*, М.: Геоинформмарк, 1994.
18. *Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты*. М.: Недра, 1986.
19. *Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий*. – М.: Научный мир, 2002.
20. *Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения*. М.: Научный мир, 2006.
21. *Шарков Е.В., Смолякин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнетитовых бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита* // Петрология. 1997. Т. 5. № 5.
22. *Cox K.G. A model for the flood basalt volcanism* // J. Petrology. 1980. Vol. 21. N 4.
23. *Escola P. The Precambrian of Finland*. The Precambrian. London. John Willey & Sons, 1963.
24. *Sharkov E.V., Smolkin V.F. Palaeoproterozoic layered intrusions of the Russian Part of the Fennoscandian Shield: a review* // Trans. Inst. Metallurgy (Sect. B: Appl. Earth sci.). 1998. Vol. 107.

ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ – ГЛАВНЫЙ АГЕНТ ОБРАЗОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТИНОИДОВ

И.А. Зотов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва

В статье на основе совокупности типоморфных черт Норильских рудопродуктивных интрузивов и ликвационно-вкрапленных в них Cu-Ni с платиноидами (МПГ) руд доказываются участие в их формировании восстановительных трансмагматических флюидов. Трансмагматические флюиды вызывали обширное магматическое замещение в контактах интрузивов, наращивание их объемов и образование апофиз за счет боковых пород, что порождало в интрузивах градиент окислительного потенциала и замедление консолидации магм, способствуя их кристаллизационно-гравитационному расслаиванию. Эти процессы оказались необходимыми для проявления рудообразования. Так, вкрапленные в интрузивах ликвационные выделения сульфидов связаны с приносом трансмагматическими флюидами в интрузивы полезных металлов в восстановленных соединениях с серой, которые соответственно окислялись в направлении флангов интрузивов. Освободившаяся сера экстрагировала из магмы часть Fe и вместе с принесенными Cu и МПГ формировала выделения сульфидных жидкостей, образующими «сульфидный дождь». Подобные процессы во внутрикоровых очагах приводили к накоплению и последующим интрузиям сульфидных магм, образующим массивные руды месторождений. Окислителями в магмах с платиноидными месторождениями служили также кристаллизационно-коммулятивные хромитовые слои интрузивов, например, в Бушвельде. Этот плутон также несет множественные признаки активного участия в их формировании трансмагматических флюидов. Рассмотрена пространственно-временная связь хромито-и МПГ-Cu-Ni-сульфидоносных интрузивов.

Введение

Все первичные месторождения металлов платиновой группы (МПГ) всегда относились к магматическому классу, происхождение которых яв-

ляется результатом эволюции алюмо-силикатных магм. И хотя минералы МПГ действительно входят в структуры магматических пород, причины их накопления до рудных содержаний остаются не до конца ясными. Металлы платиновой группы являются характерными примесными элементами базит-ультрабазитовых магм. Но при несметном числе базит-ультрабазитовых интрузивов, доступных наблюдению на земной поверхности и вблизи нее, только 5 или 6 из них содержат экономически значимые концентрации, т.е. месторождения Pt, Pd и сопутствующих платиноидов (МПГ – металлы платиновой группы) [22]. Эта неопределенность порождает большое разнообразие взглядов на природу связи МПГ-месторождений с рудоносными интрузивами от совместного развития рудно-магматической системы (преобладающие представления) до мобилизации магмами руд вмещающих толщ [9, 24] или предшествующих магматических формаций [26].

Однако и в телах рудопродуктивных интрузивов МПГ-концентрации распределены неравномерно. Поэтому важно выявить закономерности, определяющие концентрирование МПГ до рудных содержаний. Ниже на примере знаменитых сульфидно-ликвационных МПГ-Cu-Ni месторождений Норильска рассмотрен один из процессов, приводящий к образованию МПГ-месторождений.

Особенности рудоносных интрузивов, контактового метаморфизма, метасоматоза и МПГ-Cu-Ni оруденения Норильских месторождений, отражающие действия трансмагматических флюидов

Норильские месторождения изучены лучше всех в мире [22, с. 139]. Из них месторождение «Норильск I» разрабатывается около 70 лет (с 1940 г.).

Обнаруженный севернее куст месторождений, похожих на Норильск I, образует огромный Талнахский рудный узел. Его месторождения

шириной 0,6-1,2 км протягиваются на 6,5 км с запада на восток и на 20-22 км с юга на север. Они детально разведаны до глубины 3000 м плотной сетью скважин от 200х200 до 50х50 м и к сегодняшнему дню многокилометровой сетью подземных выработок на нескольких горизонтах от (-)400 до (-)200 метров.

Кроме геологов НКГРЭ, организованной в 1955 г., месторождения детально изучались большими коллективами отечественных организаций (НИИГА, теперь ВНИИОкеангеология; ВСЕГЕИ, ЦНИИРИ, ИГЕМ РАН, ИИГиМ СО РАН, ГЕОХИ РАН, ИЭМ РАН), а с 1978 г. ведущими зарубежными специалистами (Дж. Надретт, П. Лайтфут, Дж. Заманске и многие другие), которыми были опубликованы несколько десятков книг (2-е из них автором настоящей статьи) и сотни статей. Предлагаемая модель образования Норильских месторождений построена на основании совокупности накопленных данных.

Установлено [10], что обсуждаемые месторождения пермо-triasового возраста локализованы в рифтогенном трогсе Норильско-Хараелахского протяженного (300 км) грабенообразного разлома север-северо-западного, который является одним из ответвлений субширотного рифтогенного Енисейско-Хатангского прогиба – северного ограничения Сибирской платформы. Норильский и Талнахской рудные узлы расположены на пересечениях 100-200-километровых мульд одноименных названий, заполненных толщами (мощностью до 3,5 км) вулканическими траппов. Субогласные рудоносные интрузивы выходят из под вулканических гор в виде узких (0,6-1,2 км), протяженных (до 12 км) и маломощных (100-120 м) силлоподобных лакколлитов, залегающих в западном и восточном бортах рифта (рис. 1). Интрузивы преимущественно распространяются вдоль межслоевых плоскостей в полого падающих (5-7°) D-T терригенно-хемогенных осадках, местами внедряясь в основание вулканической толщи. Обращают на себя внимание обилие апофизных ответвлений, через которые происходит выклинивание интрузивов по восстанию. Следует отметить, что ни Нижние интрузивы рудоносного комплекса, ни другие сульфидсодержащие, но безрудные интрузивы района, таких ответвлений не имеют.

Типичной, но несколько загадочной особенностью интрузивного магматизма рудных узлов являются парные рудоносным «Нижние» интрузивы, залегающие стратиграфически ниже пер-

вых. Нижние интрузивы слабее дифференцированы, несмотря на большую мощность (до 300 м), но, главное, они лишены промышленных рудных концентраций сульфидов.

Рудоносные интрузивы Талнаха оказывают обширное метаморфизирующее воздействие на вмещающие хемогенно-осадочные породы, которое до этого считалось присущим только гранитоидным магмам, более ёмким по растворимости воды, сравнительно с базитовыми магмами. Норильский интрузив оказывает не менее значительное воздействие на вмещающие эффузивы [27], чем талнахские интрузивы на осадочные толщи. Поэтому метаморфизирующие растворы не являются ремобилизованными поровыми растворами осадочных толщ, а имеют магматический источник, на что указывает и увеличенная в 3-5 раз мощность верхнего контактового ореола интрузивов, сравнительно с нижним.

Но значительно больше генетической информации заключается в морфологии, фациальных особенностях метаморфических и метасоматических пород, детально изученных автором статьи [11, 13]. Д.М. Туровцев [27] изучил метаморфические ореолы 90 интрузивов Норильского района, составив для каждой карты мощностей метаморфических ореолов и активных интрузивов, отраженных в 150 рисунках и 42 таблицах. К сожалению, он использует очень дробные легенды (до 100 подразделений [27, стр. 40]), что делает многие графики трудно читаемыми. При описании состава метаморфических и метасоматических пород Д.М. Туровцев приводит лишь списки встреченных минералов, без их структурных соотношений, что делает невозможным фациальный анализ.

На рисунке 1 изображен схематический разрез (в основе близкий к реальному разведочно-му) через Хараелахский интрузив от его головной части к корневой. На рисунке показано разделение интрузива на горизонтальные слои (сверху вниз) от безоливиновых габбро-долеритов, в которых ниже появляется и постепенно накапливается оливин вплоть до образования пикритовых габбро-долеритов. Ниже пикритового слоя расположен (в рудоносных интрузивах обязательно) горизонт крупнозернистых такситовых оливинсодержащих габбро-долеритов. И если верхняя расслоенная серия логично считается продуктом кристаллизационно-гравитационной дифференциации (с осаждением кристаллов оливина), то такситовые габбро-долериты



Рис. 1. Талнахский рудный узел «а» – план (составлен Т.Е. Зенько [31]) и «б» - особенности морфологии и строения рудоносного интрузива, основных типов руд и метаморфического ореола



несут признаки более поздней относительно пикритов фазы: это выступы и ответвления такситов в пикриты и ксенолиты последних в такситах. Мощность контактово-метаморфического ореола в кровле интрузива больше, чем в его подошвенной части (как отмечалось выше). Самое интересное, что мощность метаморфического ореола значительно увеличивается (до 500 м и протягивается до 1,5 км [11]) к фронту интрузива (т.е. в направлении выклинивания и сокращения мощности магматических тел). А это означает, что метаморфизирующие флюиды не только выделялись из магмы (что следует из увеличенной мощности верхнего метаморфического ореола), но и перемещались во фронтальную часть интрузивов, где формировали метаморфический ореол по объему сопоставимый размерами рудоносных интрузивов. Очевидно, что такое количество флюидов не могло быть растворено в магме, а просачивалось через нее в виде трансмагматических флюидопотоков Д.С. Коржинского [15].

Такой необычайно активный флюидный режим свойственен только рудопродуктивным интрузивам района, что и выразилось в их необыч-

ных типоморфных особенностях, начиная от множества их апофизных ответвлений до полной расслоенности и обильной рудоносности интрузивов, что будет рассмотрено ниже.

Как показал Д.С. Коржинский [15, 16] потоки трансмагматических флюидов легче всего выявляются по их реакции с экзоконтактовыми породами на выходе из магм, где под их воздействием образуются метасоматиты магматической стадии - новый класс метасоматитов, открытый Д.С. Коржинским. Их образование связано с тем, что трансмагматические флюиды равновесны с магмой и реакционно взаимодействуют с вмещающими породами. При этом направленным из магмы потоком флюидов выносятся химические компоненты, избыточные против состава магм, и приносятся недостающие компоненты, что и порождает зональные метасоматические тела. Самыми известными из таких метасоматитов являются магнезиальные скарны с форстеритом, замещающие богатые MgO породы (магнезиты, доломиты, доломитовые известняки, ультраосновные магматические породы) [28]. И такие скарны были нами [11, 13] установлены в кон-

тактах Хараелахского и Талнахского интрузивов. К таким процессам относится также плагиоклазизация квази-мономинеральных клинопирксовых роговиков, которых очень много на Талнахе, и переплавление песчаников в гранофиры.

Состав тыловых зон метасоматитов магматической стадии приближается к составу магм и плавится. Так на месте вмещающих пород образуются магматические расплавы, т.е. происходит магматическое замещение боковых пород. Важно отметить, что сложные формы таких тел магматического замещения наследуют морфологию метасоматитов. Подобные замещения на Талнахе охватывают 20-50-метровые зоны экзоконтактов Главных тел интрузивов, где исчезают все следы исходной полосчатости вмещающих толщ. Но в природе известны достоверные метасоматиты магматической стадии больших размеров, сопоставимые с магматическими телами. Таковы, например, вертикально ориентированные Mg-скарновые «трубы», диаметром в 200 м и протяженностью более 400 м на некоторых корейских месторождениях [28].

В Норильских месторождениях обилие апофизных ответвлений рудопродуктивных интрузивов (рис. 1б) как раз и обусловлены действием трансмагматических флюидов.

Другим наглядным следствием действия трансмагматических флюидов в рудных узлах Норильска является «вставленный» (т.е. не нарушающий стратиграфического разреза вмещающих толщ) характер размещения рудоносных интрузивов, давно замеченный М.Н. Годлевским [5] в интрузиве Норильск I. Эта закономерность очень интересовала также И.А. Коровякова и др. [18]. Специальное изучение этого вопроса [11, с. 106, 107] подтвердило наблюдения М.Н. Годлевского, который предположил, что Норильский интрузив, возможно, преимущественно образовался путем магматического замещения [5], чем поддержал новые идеи Д.С. Коржинского. Наши геометрические подсчеты по корреляционным разрезам через Хараелахский интрузив (типа рис. 1б) показали, что от 55 до 75 об.%.

Этот вывод представляет собой выдающийся вклад в магматическую петрологию, так как на примере Норильских рудоносных массивов впервые удалось решить «проблему пространства» для магматических интрузивов. И это стало возможным только благодаря действию трансмагматических флюидов.

Несмотря на огромные масштабы оруденения

(в совокупности Норильские месторождения занимают 1-ое место в мире по запасам Cu, Ni и Co и 2-3-е место по запасам Pd и Pt соответственно [22]), рудопродуктивные интрузивы имеют очень небольшую мощность (100-130 м). При этом они отличаются большой полнотой дифференциации небольших по мощности интрузивов. Это возможно при замедленной кристаллизации магматических тел, что мы [11] связываем с потоками трансмагматических флюидов. В интрузивах Норильск I и Хараелахский выявляется затухание дифференциации с исчезновением такситового и пикритового горизонтов с усреднением состава интрузива до троктолита. А это означает, что интродуцированная часть, к примеру, Хараелахской ветви (мощностью не более 50 м) была представлена однородной жидкостью троктолитового состава.

Д.С. Коржинский [17] еще раньше связал образование горизонта такситовых габбро-долеритов с метамагматической дебазификацией, обусловленной действием трансмагматических флюидов. Их необычное субгоризонтальное движение вдоль основания пикритового горизонта, высокая вязкость которого обусловлена частичной кристаллизацией, а его жидкостное состояние обосновывается отсутствием закаленных фаций пикритов и жидкообразными взаимоотношениями (заливчатые, а не трещинные формы) с такситовыми габбро-долеритами (Рябов, 1999).

Признаки действия трансмагматических флюидов, зафиксированные в ликвационно-вкрапленных рудах рудопродуктивных Норильских интрузивов, и их роль в рудообразовании

Активное участие трансмагматических флюидов в становлении рудоносных интрузивов Норильска, проявившееся и в их воздействии на вмещающие толщи, и в дифференциации магматических тел, не могло не отразиться на разнообразной ликвационно-сульфидной вкрапленности в интрузивах, представляющей бедные руды месторождений.

На рисунке 1б схематически отражено внутреннее слоистое строение интрузива и 3-и (из 4-х) основные типы сульфидных Cu-Ni с платиноидами промышленных типов руд обсуждаемых месторождений. К ним относятся: 1 – богатые массивные руды, образованные инъекцией сульфидных расплавов промежуточного очага в приподошвенные вмещающие породы экзоконтакта и частично в примыкающие части интрузи-

ва; 2 – бедные ликвационно-вкрапленные в интрузиве руды (на рис. 2 тело этих руд оконтурено желтой линией); 3 – малосульфидные вкрапленные преимущественно платиновые руды с обильным хромитом, спорадически встречающиеся в прикровельной части интрузивов; 4 – экзоконтактовые прожилково-вкрапленные (в данном случае «брекчиевидные») «медистые» руды. Похожие высокосульфидные «медистые» руды с преобладающей долей массивных разновидностей слагают 2-5-метровое обрамление массивных руд в основании собственно Талнахского интрузива (см. рис. 1б).

К не отраженному на схеме (рис. 2) я отношу 5-й тип экзоконтактовых преимущественно метасоматических Cu-Ni с платиноидами сульфидных руд, образующих, например, согласную пластовую залежь (мощностью до 30-40 м) в кровле Южного приразломного ответвления Хараелахского интрузива (Зотов, Перцев, 1978). В этой залежи есть редкие жилы сплошных руд, что позволяет сопоставлять их с рудами 4-го типа, что поддерживается повышенным содержанием в них меди. Но кроме «медистых» руд с компонентами массивных, на месторождениях есть чисто метасоматическая сульфидная минерализация. К ним относится сульфидная минерализация в послемагматических апоэффузивных известковых скарнах Норильска I [11, стр. 70, 71], которую Г.Б. Роговер [24] назвал «контактовыми» рудами. Сульфидная минерализация сингенетична самим постмагматическим известковым скарнам и не ассимилируется рудоносными интрузивами (вопреки предположению Г.Б. Роговера).

Ниже в деталях рассмотрены закономерности, которые контролируют размещение, состав и зональность ликвационно-вкрапленных в интрузиве руд, так как именно в них должны зафиксироваться действия трансмагматических флюидов.

На рисунке 1б сульфидные вкрапления в магматических породах обозначены 2-мя значками: 1 – залитыми мелкими кружками и эллипсами, изображающими каплевидную в оливиновых и пикритовых габбро-долеритовых и 2 – шестилучевыми значками, изображающими агрегативно-сидеритовую вкрапленность в такситовых габбро-долеритовых слоях интрузивов. Размер каплевидных вкраплений сульфидов, разделенных на халькопирит вверху и пирротин внизу, и их количество увеличиваются к основанию пикритового слоя вплоть до образования шлировидных выделений 10х3 см также с пространственным разделением сульфидов. Над каплями сульфидов обычны «шапочки»

вторичных биотита, пренита, граната с реликтами плагиоклаза, ортопироксена, иногда ангидрита, что по совокупности черт не оставляет сомнений в ликвационно-жидкостной природе каплевидных выделений сульфидов, образующих в силикатной магме «сульфидный дождь». Агрегативно-сидеритовая сульфидная вкрапленность в такситах редко напоминает «каплевидную», видимо, «деформированную» сближенностью температур кристаллизации сульфидов и силикатной матрицы, а конкуренцией за Fe между сульфидами и клинопироксеном, форма кристаллов которого подобна сульфидным.

В вопросах происхождения Норильских ликвационно-вкрапленных руд главным является причина столь высоких содержаний сульфидов в больших объемах алюмосиликатных магм, не известных в природе. Последнее связано как с невысокой (>0,3 мас.%) растворимостью серы (S), определяющей сульфидный минал, в гипабиссальных базальтоидных магмах [1, 6] так и высокой плотностью сульфидных жидкостей, вызывающих их быстрое гравитационное опускание в силикатных магмах.

Вместе с тем, когда наблюдаешь в Норильских интрузивах «сульфидный дождь» на пространствах 1 км х 5-8 км, то самой естественной кажется мысль о приносе сульфидного вещества ликвационно-вкрапленных руд в составе магмы интрузивов в растворенной форме, из которой сульфиды выделяются при их охлаждении. Однако давно замечено, что вкрапленная минерализация максимально концентрируется в головной части интрузивов Норильск I (Смирнов, 1966) и в Хараелахском интрузиве (рис. 1б), что ставит под сомнение привнос сульфидного вещества в составе магм.

Не выдерживает критики предположение о выделении сульфидов из магм при их кристаллизации и расслоении за счет кристаллизационно-гравитационной дифференциации, потому что распределение сульфидной вкрапленности не коррелируется со слоистостью интрузивов [25] и даже показывает струйное распределение вдоль интрузива. Это указывает на наложенный «эпигенетический» характер сульфидной вкрапленности, хотя сингенетический характер обсуждаемой сульфидной вкрапленности не вызывает никаких сомнений.

Представляется, что согласовать отмеченные противоречия в образовании ликвационно-вкрапленных в норильских интрузивах сульфидных

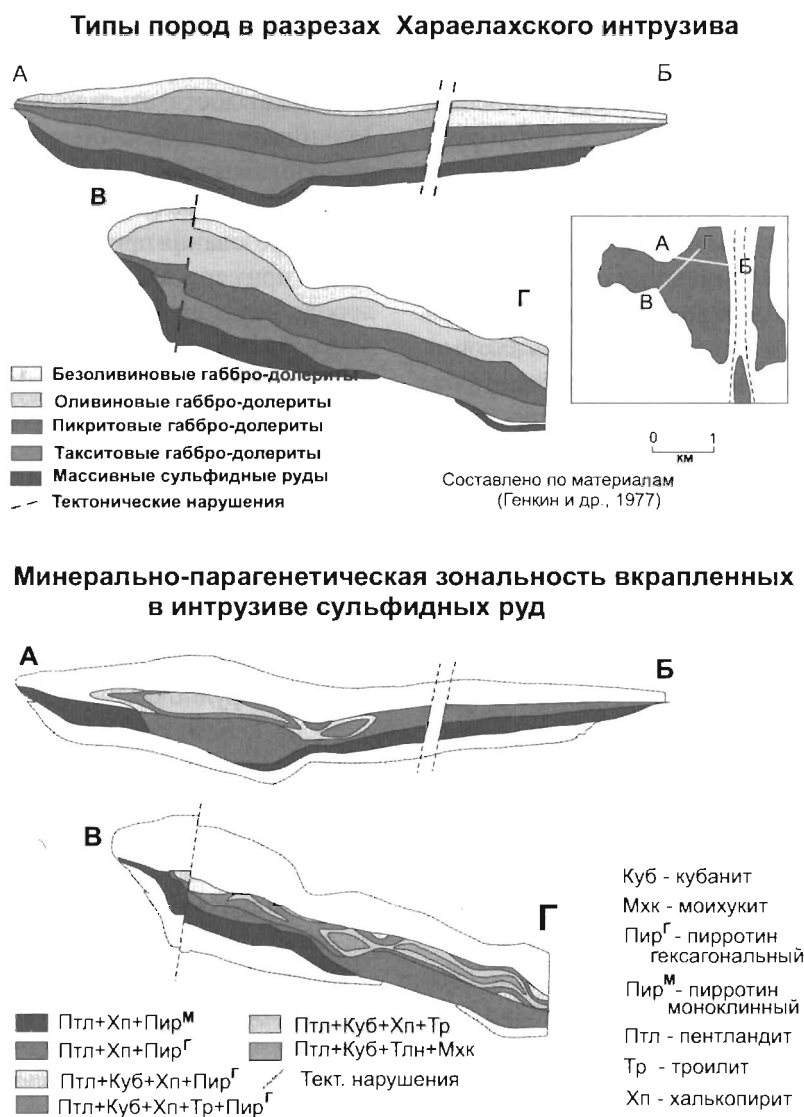


Рис. 2. Минерально-парагенетическая зональность ликвационно-вкрапленных в интрузиве сульфидных руд (на примере Хараелахского интрузива) (по [4])

руд можно, лишь предположив, что преобладающая (90%) часть сульфидных компонентов была привнесена трансмагматическими флюидами во время кристаллизации магм.

При разработке этой модели большую роль сыграли результаты трудоемкого изучения минерало-парагенетической зональности ликвационно-вкрапленных в интрузиве руд, выполненное В.А. Коваленкером и А.В. Смирновым [4] в Хараелахском интрузиве. На рисунке 2 изображены состав магматических пород и минерально-парагенетический состав ликвационно-вкрапленных сульфидных руд в поперечном (А-Б) и продольном (В-Г) (по отношению к юго-восточному ответвлению) разрезах Хараелахского интрузива. На них видны две закономерности: 1-ая, не представляющая новизны, состоит в том, что

рудные вкрапления сосредоточены в двух магматических горизонта - пикритовом и такситовом, 2 ая, составляющая абсолютную новизну и имеющая неограниченное научное значение, заключается в том, что уникальные сульфидные парагенезисы (известные еще только в Бушвелде) с дефицитными по сере минералами группы халькопирита (моихукитом и талнахитом) распространены в пикритовом слое и только в прикорневой части интрузива¹ (см. рис. 2, разрез В-Г). Фланговые и придонные части вкрапленных руд, приходящиеся в основном на такситовый горизонт

¹ Напомним, что здесь речь идет только о вкрапленных рудах, тогда как в массивных сульфидных рудах Норильска и Талнаха парагенезисы с дефицитными по сере Cu-Fe-сульфидами распространены шире и подчинены иным закономерностям.

(рис. 2, разрез А-Б), а на фланге и на пикритовый (рис. 2, южная часть разреза В-Г), сложены максимально сернистыми ассоциациями с моноклинным пирротинном. Но в прикорневой части рудного тела (рис. 2, северная часть разреза В-Г) даже такситовый горизонт содержит сульфиды с пониженной сернистостью, что видно по пирротину, представленному гексагональной модификацией. Поэтому мы можно согласиться с авторами первичного материала, что главная закономерность вкрапленных руд «...заключается в приуроченности ассоциаций, включающих более бедные (троилит) или дефектные по сере рудообразующие сульфиды (моихукит), к центральным участкам интрузивных массивов и к верхней части горизонта пикритов, а ассоциации с наиболее богатыми серой моноклинным пирротинном – к краевым частям интрузивов и к такситовым габбро-долеритам» [4, с. 32].

К вышесказанному следует добавить, что разрезы, приведенные на рисунке 1б (линия разреза изображена на рис. 1а) и В-Г (рис. 2) и названные «продольными», хотя и имеют разную ориентировку, следует считать тождественными по минерально-парагенетическому составу ликвационно-вкрапленных сульфидных руд в их схематическом изображении. Это вытекает из пространственного совмещения разрезов и их внутри-интрузивных окончаниях. Поэтому характеристики обоих разрезов следует считать тождественными.

В качестве объяснения выявленной закономерности авторы оперируют фугитивностью серы, с которой «при прочих равных условиях» прямо пропорционально связана и сернистость сульфидов. Эта очевидная зависимость мало применима к обсуждаемому геологическому объекту, так как фугитивность серы несомненно в первую очередь определяется концентрацией серы, которая для вкрапленных руд имеет глубинный источник. Кроме общих соображений, это подчеркивается исчезновением из магматических пород сульфидных вкраплений к контактам интрузивов (в большей мере к верхнему контакту) и особенно к их флангам, полностью отсутствуя в апофизах массивов. Это указывает на поступление серы из тыловых частей интрузивов, где, следовательно, и фугитивность серы должна быть выше.

Для правильного понимания природы описанной минерало-парагенетической зональности в ликвационно-вкрапленных сульфидных рудах следует обсудить общие условия, при которых возможно образование дефицитных по сере суль-

фидных минералов. Они хорошо известны. К ним относятся: 1 – низкая фугитивность серы, которая может достигаться несколькими способами: 1а – низким содержанием серы в участках сульфидообразования, 1б – преимущественным удалением серы за счет нагревания сульфидов, сульфидообразования при повышенных температурах или, к примеру, выжигания серы продувкой кислорода через сульфидо-силикатные металлургические расплавы для получения сульфидных «корольков», экстрагирующих МПГ; 2 – сульфидообразованием в восстановительных условиях, при максимальной активности двухвалентной отрицательно заряженной сере (S^{2-}), когда устойчив грюилит (FeS) и/или гексагональный пирротин. При повышении окислительного потенциала в системе появляются анионы одновалентной отрицательно заряженной серы, в виде «гантельной» двухатомной группы (S_2^{2-}), например, составе пирита (FeS_2). Нетрудно догадаться, что ряд сульфидов



троилит пирротин пиррогин пирит
гексагональный моноклинный

соответствует устойчивости нескольких минералов – сульфидов железа при нарастающем слева направо окислительного потенциала и увеличения в их составе доли «гантельной» серы.

Подобный ряд нарастающей сернистости был установлен и в группе халькопирита от дефицитных по сере хейкокита, моихукита и талнахита с одной стороны до нормального стехиометрического халькопирита.

Проанализируем, какой из перечисленных факторов мог бы наилучшим образом соответствовать геологическим условиям проявления описанной зональности ликвационно-вкрапленных в Хараелахском интрузиве сульфидных руд. Выше мы уже говорили, что это зональность едва ли связана с изменением фугитивности серы, хотя некоторые исследователи (в устном общении) обращали внимание на преимущественное размещение S-дефицитных сульфидов в наиболее высоко-Т пикритовых габбро-долеритах. Однако в последних устойчивы и высокосернистые сульфиды (рис. 2, южная часть разреза В-Г).

Обратимся к возможным вариациям окислительного (восстановительного) потенциала в Хараелахском интрузиве. Именно этот фактор оказался наиболее действенным в Хараелахском интрузиве, магма которого в направлении к флангам и верхнему и нижнему контакту обогащается расплавами магматического замещения, как

это было показано в петрологическом разделе статьи. Но вместе с расплавами замещения магма приконтактовых частей интрузивов должна обогащаться и кислородом боковых пород. Таким образом, окислительный потенциал, увеличивающийся к контактам интрузивов, легко объясняет возрастающую сернистость сульфидов в зональных телах ликвационно-вкрапленных руд.

Тогда возникает вопрос о том, что же могут означать восстановительные сульфидные ассоциации стержневых и прикорневых частей вкрапленных руд? И почему они столь уникальны, что не встречаются ни в каких других сульфидных месторождениях, к примеру, в многочисленных колчеданных месторождения, кроме Бушвельда? И этому существует лишь одно объяснение – эти уникальные сульфидные парагенезисы отражают необычные восстановительные условия, господствующие в мантии земли, где и родились рудопродуктивные магмы Норильских месторождений. А уменьшение содержания сульфидных вкраплений и вообще сульфидных руд к прикорневым частям интрузивов означают, что эти зоны служат проводниками рудоносных серосодержащих глубинных флюидов, отлагающих полезные металлы в головной части интрузивов очевидно в результате их окисления.

Модель формирования ликвационно-вкрапленных сульфидных руд в рудопродуктивных интрузивах Норильска и дополнительные признаки участия в их формировании трансмагматических флюидов

С учетом всех вышеописанных характеристик Хараелахского интрузива можно представить ниже следующую причинно-следственную связь событий, ведущую к образованию тел ликвационно-вкрапленных в интрузивах сульфидных руд Норильских месторождений.

Событие 1. Образование флексуно-грабенной структуры Норильского Хараелахского разлома на площади Талнахского рудного узла.

Событие 2. Интрузия алюмосиликатных магм в структуру Норильско-Хараелахского разлома Талнахского узла. Внедряющаяся магма продвигалась по межслоевым ослабленным зонам в обоих боргах разлома в виде силлоподобных тел мощностью около 50 м. Видимо магма имела однородный субликвидусный состав.

Событие 3. Внедрившиеся 50-метровые силлоподобные интрузивные тела служили флюидопроводниками для трансмагматических флюидов, которые вызывали магматическое замеще-

ние окружающих пород и способствовали образованию многочисленных апофизарных ответвлений. Эти процессы проявлялись на фоне начала кристаллизации внедрившихся магм с выделением кристаллов оливина и сульфидными выделениями, образованными материалом трансмагматических флюидов.

Событие 4. Продолжающаяся кристаллизация магм с оседанием кристаллов оливина приводила к образованию вязкого кумулятивного слоя пикритовых габбро-долеритов магматических интрузивов. Высокая вязкость магматического слоя приводила к канализации движения трансмагматических флюидов вдоль его основания с образованием слоя такситовых габбро-долеритов, в котором также образовывались ликвационные выделения сульфидных жидкостей.

Событие 5. Происходило окончательное формирование рудопродуктивных интрузивов с характерными для них зональными телами ликвационно-вкрапленных сульфидных руд.

Для полноты модели рудообразования желательно определить с формами переноса рудных металлов трансмагматическими флюидами. К счастью, по норильским интрузивам имеются данные для таких суждений.

Обычно природную транспортировку элементов платиновой группы (МПГ) связывают с хлором (Cl), которым пользуются при лабораторных работах с МПГ. Эта точка зрения как-будто подкрепляется обычным присутствием Cl на сульфидных медно-никелевых месторождениях в составе Cl-апатита (типичного для этих месторождений) и даже в виде Cl-метасоматога в Бушвельде и Садбери. Распространенность Cl на этих месторождениях вполне естественна, учитывая его высокое сродство к их главным рудным металлам Cu и Fe, в силу чего их расплавы эффективно экстрагируют Cl из алюмосиликатных магм. Но мы считаем, что Cl на этих месторождениях наибольшее значение имеет не в период формирования первичной минерализации МПГ, а при очищении рудообразующих пирротина, халькопирита и пентландита от примесей МПГ при охлаждении, когда и возникает большое разнообразие минералов МПГ.

В создании модели образования обсуждаемых месторождений должно быть учтено поведение серы (S), так как большинство (80-90%) минералов МПГ размещается в сульфидах. Исключения составляют лишь минералы Ru, Ir и Os, обычные в хромитовых месторождениях.

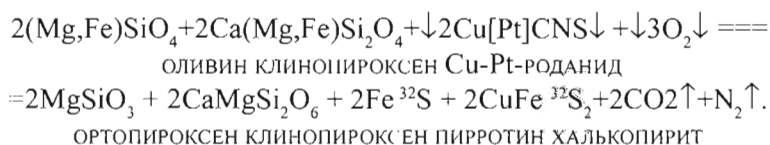
Для понимания рудотранспортных форм МПГ в Норильских месторождениях большое значение имели исследования Е.Н. Булгаковой [2] которая определяла состав газов из газовой фазы включений в минералах рудоносных интрузивов Норильска. Она установила, что газовая фаза включений состоит главным образом из CO_2 (60-95об. %), Азот с инертными газами в сумме из-за методической специфики (от нескольких до 32%), H_2 (несколько %), другие соединения, включая, H_2O и OH^- , незначительны. Двуокисная CO_2 форма углерода свидетельствует об уже окисленном состоянии первоначально восстановительных магматических и, следовательно, трансмагматических газов, состоявших в основном из соединений C-S-N (N несомненно преобладает в диагностированной Е.Н. Булгаковой смеси с инертными газами, а S предполагается по обилию сульфидов в магматических породах). Опираясь на эти данные, мы предполагаем, что перенос рудных металлов в составе трансмагматических флюидов осуществлялся в форме восстановительных роданистых соединений типа $\text{Cu}[\text{Pt}]\text{CNS}$ [23].

На основе этих данных вырисовывается следующая модель формирования ликвационно-вкрапленных руд норильских месторождений, схематически изображенная на примере Хараелахского интрузива (рис. 3). На рисунке 3 стрелками показан струйный поток восстановительных (как обосновано выше) трансмагматических флюидов, вытекающий в магму Хараелахского интрузива из глубинных частей магматической колонны. В изображенный момент интрузив уже прошел некоторый этап эволюции от инъекционного внедрения достаточно однородного расплава, соответствующего Верхнеталнахскому средневзвешенному умеренному по содержанию Mg и Fe оливин-содержащему габбро-долериту с единичными мелкими выделениями сульфидов. Это первичное инъекционное магматическое тело обладало повышенным восстановительным потенциалом и послужило проводником для потока трансмагматических флюидов, которые вызвали на интрузив-

ных контактах активное протекание магматического замещения боковых пород, одновременная ассимиляция которых вызвало повышение окислительного потенциала в приконтактных слоях магмы, возрастающего к флангам интрузии. В этих частях рудоносные трансмагматические флюиды испытывали окисление, разрушающее восстановительные рудосодержащие комплексы типа $\text{Cu}[\text{Pt}]\text{CNS}$ и высвобождающие серу (S), которая соединяется с частью железа (Fe) алюмо-силикатной магмы и образует сульфид железа (троилит или пирротин) и халькопирит, образующие ликвационное обособление сульфидной жидкости, в которую перераспределяются платина и другие МПГ. Эта сульфидная «капля» ведет себя так, как будто она была принесена в составе магмы, т.е. гравитационно опускается, образуя вместе с другими каплями сульфидный дождь.

В силу градиента окислительного потенциала возникает описанная выше минерально-парагенетическая зональность ликвационно-вкрапленных руд. На рисунке 6 видно, что за зоной максимально окисленного парагенезиса моноклинного пирротина с количественно увеличенным обычным халькопиритом сульфидная минерализация в интрузиве отсутствует. То есть окислительный потенциал тут столь высок, что никакие сульфиды здесь не устойчивы и железо переходит в силикаты и магнетит, а часть его с медью и другими рудными элементами (Ni, Pb, As и др.) в виде сульфатов растворяются в гидрофазе флюидопотоков, вытекающих из магмы в метаморфический ореол. Можно показать, что именно они формируют удаленные до нескольких сот километров месторождения медистых песчаников, широко распространенные на Сибирской платформе. Такая борнит-халькозиновая минерализация присутствует в разведочной территории на Томулахской площади распространения апофиз Хараелахского интрузива.

Напишем вероятную реакцию образования сульфидов за счет реакции окисленного флюида с нормативными магматическими минералами:



Это уравнение показало, что за счет экстракции сульфидами катиона Fe из магмы, последняя обогащается кремнеземом, так что вместо оливина образуется ортопироксен. И действительно

но, при небольшом в общем содержании ортопироксена (не более первых % в пикритовых габбро-долеритах) он сосредоточен в «шапочках» над сульфидными каплями.

Но, кроме того, в уравнении отражен механизм фракционирования изотопов серы в магме рудопродуктивных интрузивов [14]. Долгое время считалось [5] что необычно тяжелый изотопный состав серы норильских интрузивов ($\sigma^{32}\text{S}$ от 8‰ до 16‰) связан с ассимиляцией магмами ангидрига с изотопно тяжелой серой ($\sigma^{32}\text{S}=+20-22\%$), широко распространенного во вмещающих толщах Норильска и Талнаха. Однако В.А. Коваленкер [14] на основе собственных и литературных данных показал, что сера ликвационно-вкрапленных в интрузивах сульфидов становится изотопно легче вдоль по восстанию магматических тел, что, конечно, противоречит ассимиляционному загрязнению магм в обнаженных рудных узлах. Видимо, загрязнение изотопно-тяжелой осадочной серой происходило в промежуточном внутрикоровом очаге. Но значение открытия В.А. Коваленкера заключается другом: 1 – впервые обнаружено дифференциация изотопов серы в жидких магмах, где равновесное их фракционирование считается невозможным, и 2 – установлена геологически ясная картина дифференциации, позволяющая высказать обоснованные предположения о природе явления. Авторы описанной закономерности связывают разделение изотопов серы с разной (из-за различия в плотности) скоростью их движения (под влиянием неуказанных сил). Однако эти усилия должны быть очень значительными (молекулярного порядка как при испарении серосодержащих соединений, быстрых неравновесных реакций или при мощном центрифугировании), в данном случае отсутствующими.

В норильских же интрузивах это связано (и отражено в выше приведенной реакции) с распределением изотопов принесенной растворами серы между новообразованными остающимися в магмах сульфидными фазами (с восстановленной отрицательно заряженной серой, обогащенной легким изотопом ^{32}S) и окисленной положительно заряженной серой сульфатного ангидрига, обогащенной тяжелым изотопом ^{34}S [8], удаляющейся из интрузивов в составе магматических газов. Затруднительно нарисовать всю совокупность подобных рассмотренному процессов обеднения сульфидов фланговых частей интрузивов тяжелым изотопом серы, эмпирически установленной в разрезах норильских интрузивов. Но несомненно, что именно этот механизм ответственен за обогащения «легкой» серой сульфидов фланговых частей интрузивов. В поддержку нашей точки зрения отметим, что позже нас

аналогичный механизм использован [3] для объяснения обогащения «легкой» серой некоторых колчеданных руд океанического дня.

Важнее, однако, то, что фракционирование изотопов серы доказывает существование флюидотоков в еще незаствивших интрузивах и подтверждает нарастание окислительного потенциала к флангам интрузивов. Тем самым подтверждается модель формирования рудопродуктивных интрузивов Норильска при участии трансмагматических флюидов.

С позиции рудообразования в результате окисления этих флюидов объясняется и образование прикровельных малосульфидных вкрапленных руд (см. рис. 2), так как они возникают при окислении трансмагматических флюидов в хромитовых скоплениях – внутриматических концентраторах кислорода. Этот тип образования рудных концентраций МПГ является основным в Бушвельдском интрузиве.

Геолого-петрологическая модель образования Норильских МПГ-Cu-Ni сульфидных месторождений и ее аналогия с другими похожими по составу оруденения месторождениями мира

Выше рассмотрена лишь одна часть модели образования норильских месторождений, касающаяся петрогенезиса рудопродуктивных интрузивов и ликвационно-вкрапленных в них сульфидных руд, формирующаяся на основе первоначальной инъекции однородной средневзвешенной по составу магмы мощностью около 50 м, которая служила «каналом»-проводником для потоков трансмагматических флюидов. Эти флюиды стимулировали дорастивание первичного интрузивного тела до окончательных размеров (т.е. приблизительно на 120-150 об.% при учете объема апофиз), их дифференциацию и принос большей части полезных металлов и серы ликвационно-вкрапленных руд.

Но наибольшая ценность норильских месторождений связана с телами массивных сульфидных руд (рис. 1б), залегающих в основании интрузивов и сформированных на основе инъекций сульфидных расплавов. Оговорка «на основе» сделана не случайно, а для отражения того факта, что интрузии сульфидных магм тоже пропустили через себя потоки трансмагматических флюидов и «дорастивались» за счет расплавов магматического замещения, как и алюмосиликатные интрузивы. Однако процессы «магматического

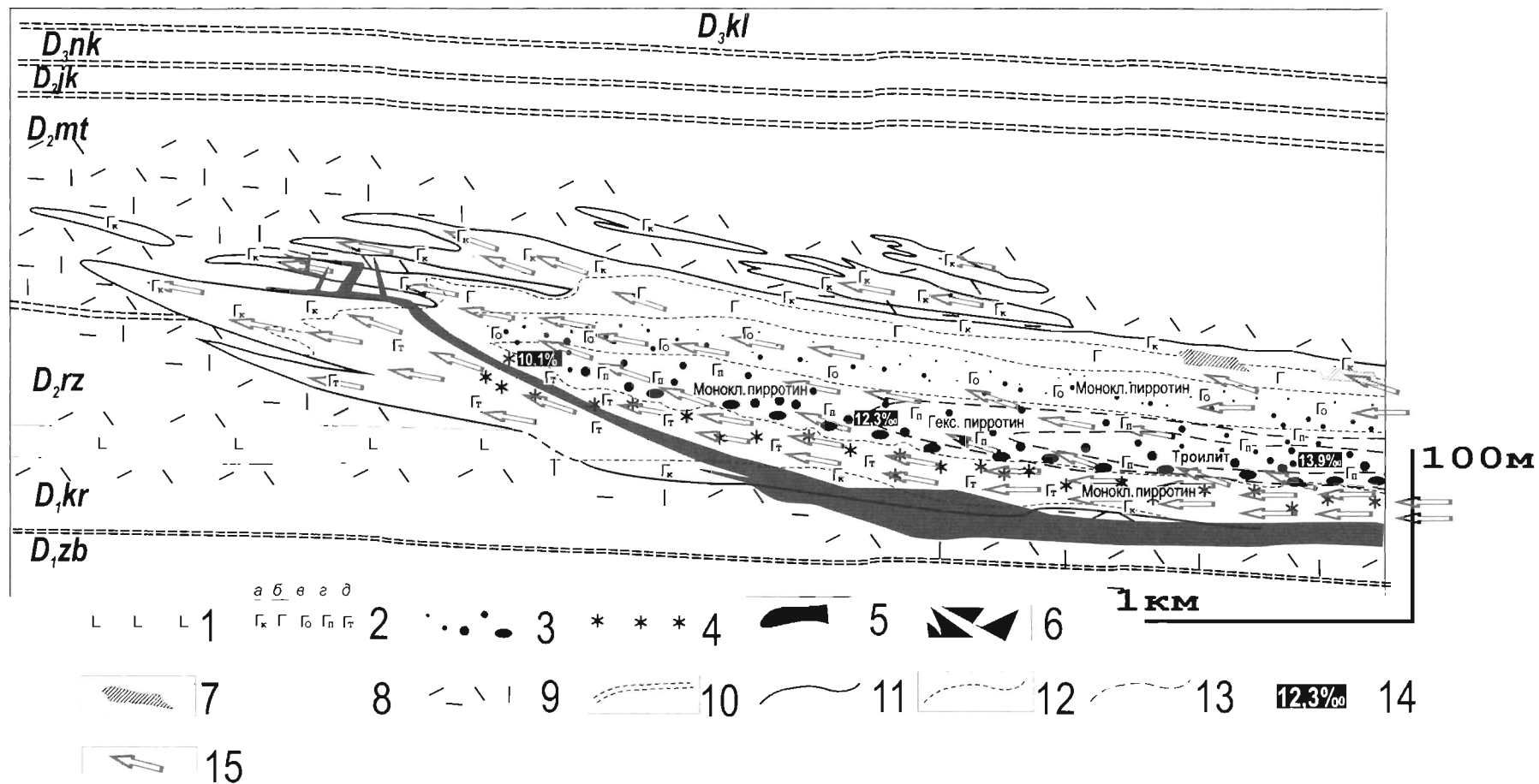


Рис. 3. Схематический геологический разрез по продольной оси Хараелахской ветви Верхнеталнахского интрузива со схематической зональностью сульфидных парагенезисов ликвационно-вкрапленных в интрузиве руд и распределением в них изотопов серы (составлен по данным геолого-разведочного бурения и материалов [4, 7, 14])

1-2 - магматические породы: 1 - оливиновые лейкоаббро, 2 - габбро-долеритовые дифференциаты интрузива: а - контактовые, б - безоливиновые, в - оливинсодержащие и оливиновые, г - пикритовые, д - такситовые; 3-7 - типы сульфидных руд: 3 - ликвационно-вкрапленные, каплевидные с имитацией размера сульфидных "капель", 4 - интерстициально-агрегативные, 5 - массивные, 6 - брекчиевидные, 7 - малосульфидные верхнего хромитоносного слоя; 8-9 - вмещающие интрузив толщи пород: 8 - преимущественно хомогенно-терригенные и отчасти терригенные (D_{2rz}), представленные свитами: зубовской (D_{1zb}), курейской (D_{1kr}), разведочнинской (D_{2rz}), мантуровской (D_{2mt}), юктинской (D_{2jk}), накахозской (D_{3nk}), каларгонской (D_{3kl}), 9 - преимущественно метаморфические с метасоматическими породы; 10-13 - геологические границы: 10 - литологических свит, 11 - интрузива, 12 - магматических дифференциатов, 13 - сульфидных парагенезисов, характеризуемых типом сульфида железа; 14 - приблизительный средний изотопный состав серы сульфидов, 15 - «струи» трансмагматических флюидопотоков

замещения», связанные с сульфидными расплавами, изучены недостаточно [11, с. 96-98, 136, 137] для их описания. Но в качестве поддержки нашего утверждения укажем на то, что в телах массивных сульфидных руд проявлено фракционирование изотопов серы, аналогичное таковому в ликвационно-вкрапленных сульфидных рудах (см. выше); к флангам рудных тел сульфиды обогащались «легким» изотопом серы.

Очевидно, что бассейны сульфидных расплаво-источников массивных руд накапливались в промежуточном внутрикоровом очаге в результате гравитационного осаждения ликвационно-сульфидной вкрапленности, образованной способом, рассмотренным выше. В этом промежуточном очаге происходило заражение магм «тяжелой» коровой серой до $\sigma^{32}\text{S} = +16\%$ с достижением высокой степени однородности и большого объема ассимилированного корового вещества, что невозможно без подогрева магм трансмагматическими флюидами [13]. Больше того, обильная ассимиляция корового вещества, а не только серосодержащих углеводородных газов (как думают многие), повысила бы окислительный потенциал магм, если бы не восстановительное действие трансмагматических флюидов.

И последнее, парные рудопродуктивным «Нижние» интрузивы характеризуются чуть большей магнизиальностью (MgO) и на порядок меньшим содержанием Cr_2O_3 (табл. 1). Первое может указывать на принадлежность магм «Нижних» интрузивов к тыловым частям магматической колонны в силу вероятного отставания взвеси кристаллов оливина как первых продуктов кристаллизации магм и/или ассимиляции коровых пород магмами головных частей колонн. А уменьшение содержания окиси Cr в обсуждаемых магмах, как показано выше, связано с восстановительным действием трансмагматических флюидов. Последнее ясно проявлено в такситовых габбро-долеритах, также резко обедненных Cr . Поэтому «Нижние» интрузивы следует считать ответвлениями тыловых частей рудоносных магматических колонн, отстающими во времени от рудопродуктивных интрузивов.

Изложенная геолого-генетическая модель формирования МПГ-месторождений Норильского типа была поддержана академиками Д.С. Коржинским [34] и А.А. Маракушевым [20], а гипотеза трансмагматических флюидов была положена в основу разработки оригинальной концепции образования крупных эндогенных месторождений

[12, 21]. На этом пути были получены впечатляющие результаты, в частности, по Хибинским апатитовым месторождениям [13] и ряду других.

Модель Норильских месторождений, видимо, имеет большие перспективы для понимания генезиса других МПГ-месторождений, в частности, Бушвельдских и их генетических связей с хромитовыми и семейством сульфидных Cu-Ni -месторождений. Из-за недостаточного объема статьи скажем о них очень кратко. О возможном замещении магмами Бушвельда вмещающих толщ (аналогичном Норильским интрузивам?) высказывался С. Биллион [29]. Появились данные по ассимиляции вещества боковых пород многочисленными апофизами в основании Бушвельдского плутона (опять аналогия с Норильском). Наконец, Е.Д. Кинлох [33] по результатам 11-летнего изучения распределения МПГ-минералов в Рифе Меренского и хромититах слоя UG-2 обнаружил, что их распределение контролируется восстающими воронкообразными структурами (диаметром до 30 км на уровне Рифа Меренского), в центре которых распространены парагенезисы с ферроплатиной (FePt) затем с PtAs_2 , далее с $(\text{PtPd})\text{S}$ -селениды и теллуриды Pt и Pd . В силу того, что состав индикативной минеральной фазы состоит в перемене легко летучих анионов, Е. Кинлох назвал такие структуры «магматическими фумаролами», т.е. газовыми струями в магмах, чему соответствует и воронкообразная форма рудоконтролирующих структур. Предположение Е. Кинлоха об окисном (CO_2) составе газов было заменено на «восстановительные» газы по замерам на «электрохимических ячейках» [30], что сближает их с «трансмагматическими флюидами» Норильских интрузивов. Окисными осадителями мало-сульфидной МПГ-минерализации в Бушвельде (подобной прикровельным мало-сульфидным МПГ-рудам норильских интрузивов) выступали гравитационно-кумулятивные обогащенные хромитом слои анортозит-перидотитовых магм Бушвельдского плутона. Наконец, на активно разведываемой сейчас площади Платриф Бушвельдского комплекса широко распространены Mg -скарны магматической стадии [32], аналогичные Норильским и являющиеся, по Д.С. Коржинскому [15] достоверным признаком действия трансмагматических флюидов. К сожалению, исследователи Бушвельда не знакомы с теорией скарнообразования Д.С. Коржинского и интерпретировали обнаруженные ими форстеритовые породы как метаморфические

аподолмитовые с приносом Si из магмы. И это много ближе к истине, чем отнесение их к магматическим породам, как это делают сегодняшние исследователи Платрифа.

Место МПГ-месторождений в ряду других сопряженных рудогенных процессов базит-ультрабазитового магматизма

В Норильских и тем более в Бушвельдских МПГ-месторождениях отчетливо проявлена их связь с хромитовой минерализацией массивов. В Бушвельде концентрации МПГ-минералов лишь в некоторых стратиграфически высоко залегающих кристаллизационно-гравитационных хромитовых слоях перидотитов с прослоями анортозитов представляют все богатство плутона. Но и в хромитовых месторождениях (иногда гигантских, таких как южноуральский Кемпирсай в Казахстане) офиолитов значительны примеси части МПГ-рутения (Ru), осмия (Os) и иридия (Ir).

Анализируя соотношение («спектр») металлов платиновой группы (МПГ) от состава магм с термодинамических (термодинамических) позиций и участия трансмагматических флюидов мы под руководством А.А. Маракушева [21] пришли к заключению, что переход от «примитивного» геохимического спектра Os-Ir-Ru собственно хромитовых месторождений (соответствующего спектру метеоритов) к преимущественно Pt спектру перидотитов массивов аляскинского («центрального») типа к Pt-Pd спектру габбро-перидотитов Бушвельда и к преимущественно Pd спектру траппово-базитовой магматической ассоциации Норильска связан с нарастанием участия в их формировании потоков трансмагматических флюидов [36].

Выше сказанное означает, что первичные источники хромито- и сульфидоносных магм различны, т.к. сульфидообразование «съедает» хромиты. В то же время тектонические каналы подъема обоих типов магм к поверхности совпадают, обеспечивая постоянное присутствие хромита в МПГ-рудоносных интрузивах, по крайней мере в их головных частях. Одновременная реализация обоих условий возможно при размещении источников двух типов магм друг над другом

по вертикали, при этом хромитоносный источник должен располагаться выше второго. Такая модель строения верхней мантии разработана уже давно и заключается она в том, что под корой располагается слой деплетированной мантии, базальтовая компонента которого была извержена на земную поверхность и пошла на формирование континентальной коры, а ее тугоплавкая (богатая форстерит-оливином) часть, обогащенная хромитом осталась в глубинах Земли. Вероятно, сульфидоносные существенно базитовые магмы рождаются ниже слоя деплетированной мантии, возможно, в верхней части астеносферного слоя. На пути к поверхности Земли сульфидоносные магмы обязательно должны мобилизовать часть слоя деплетированной мантии, по крайней мере вдоль канала подъема магм. При этом хромитоносные высоко Mg магмы должны опережать или слагать головные части колонн сульфидносных магм. В подобных петро- и геохимически дифференцированных магматических колоннах должны проявляться процессы зарождения и эволюции МПГ-месторождений, описанные выше.

Заключение

Выше показано, что трансмагматические флюиды, рожденные гением Д.С. Коржинского (1952), являются могучим фактором эволюции магм и формирования их рудогенерирующих способностей. Процессы эволюции магм под воздействием потоков трансмагматических флюидов, их петро-геохимического взаимодействия друг с другом (флюидно-магматическое взаимодействие) являются «последней тайной» земного магматизма. Теория процессов с участием трансмагматических флюидов является достоянием Российской школы магматизма и эндогенного рудообразования и пока не имеет мировых аналогов. Но хочу проинформировать российских геологов о том, что с 2007 года в Китае сотрудником Пекинского университета геологических наук Люо Жаохуа (Luo Zhaohua) активно разрабатывается «Новая теория металлогении на основе трансмагматических флюидов» [35] с признанием приоритета российской петрологической школы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Д. 1982. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М.: Наука. 147 с.
2. Булгакова Е.Н. Температурные условия формирования Норильских дифференцированных интрузивов. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск. 1971. 27 с.

3. Викентьев И.В. 2004. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир. 338 с.
4. Гилкин А.Д., Коваленкер В.А., Смирнов А.В. и др. 1977. Особенности минерального состава норильских сульфидных вкрапленных руд и их генетическое значение / Геоло-

гия рудн. месторождений. № 1 С 24-38.

5. *Годлевский М.Н.* 1959. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат. 68 с.

6. *Горбачев Н.С.* 1989. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. М.: Наука. 128 с.

7. *Горбачев Н.С., Гриненко Л.Н.* 1973. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского месторождения сульфидных руд (Норильский район) в связи с вопросами его генезиса. Геохимия. № 8. С.

8. *Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.* 1974. Геохимия изотопов серы. М.: Наука. 271 с.

9. *Дюжиков О.А.* 2004. Норильско-Талнахский PGE-Cu-Ni титанит: геологическая позиция, глубинное строение, петролого-геодинамическая модель формирования. Известия секции наук о Земле РАЕН. Вып. 12. С. 91-100.

10. *Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др.* 1988. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука. 279 с.

11. *Зотов И.А.* 1979. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука. 156 с.

12. *Зотов И.А.* 1980. О роли трансмагматических флюидов в генезисе магматогенных руд месторождений. Советская геология. № 1. С. 45-57

13. *Зотов И.А.* 1989. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука. 215 с.

14. *Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П.* 1974. Изотопный состав серы сульфидов из месторождения Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 2. С. 7-19.

15. *Коржинский Д.С.* 1952. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4. С. 56-69.

16. *Коржинский Д.С.* 1953. Очерк метасоматических процессов / Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР. С. 335-456.

17. *Коржинский Д.С.* 1973. Метамагматические процессы / Изв. АН СССР. Сер. геол. № 12. С. 3-6.

18. *Коровяков И.А., Нелюбин А.Е., Райкова З.А. и др.* 1963. Происхождение Норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеолтехиздат. 101 с.

19. *Лихачев А.П.* 2006. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Типография изд-ва МГУ. 496 с.

20. *Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А.* 2003. Петрологическая модель формирования Норильских медно-никелевых сульфидных месторождений / Петрология. №5. С. 524-544

21. *Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А., Гаврилов Н.М.* 2004. Кислотно-щелочные свойства металлов группы платины и их геохимическое и металлогеническое значение. Сб. «Экспериментальная минералогия». М.: Наука. Т.1. С. 234-262

22. *Надретт А.Дж.* 2003. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. С.-Пб.: Изд-во СПбГУ. 487 с.

23. *Некрасов Б. В.* 1954. Курс общей химии. М.: Госхимиздат, 491 с.

24. *Роговер Г.Б.* 1959. Месторождение Норильск I. Некоторые его особенности, могущие иметь поисковое значение, и рациональная методика его разведки. М.: Госгеолтехиздат. 168 с.

25. *Смирнов М.Ф.* 1966. Строение норильских никеленосных интрузий и сульфидные руды. М.: Недра. 59 с.

26. *Старостин В.М., Сорохтин О.Г.* 2010. Рециклинговая модель происхождения сульфидных Cu-Ni с платиноидами месторождений Норильского типа. Известия секции наук о Земле РАЕН. Вып. 19. С. 5-13.0.

27. *Туровцев Д.М.* 2002. Контактный метаморфизм норильских интрузивов. М.: Научный мир. 319 с.

28. *Шабынин Л.И.* 1973. Формация магнезиальных скрнов. М.: Наука. 214 с.

29. *Billjon S.* 1949. The transformation of the Pretoria series in the Bushveld complex / Trans. Geol.Soc. S. Africa. Vol. 52. No. 1. P. 1-78.

30. *Buntin T.J., Grandstaff D.E., Ulmer G.C. et al.* 1985. A pilot study of geochemical and redox relationships between potholes and adjacent Normal Merensky Reef of the Bushveld complex / Economic Geology. Vol.80. No. 4. P 975-987.

31. *Czammanske G.K., Zen'ko T.E., Fedorenko V.A. et al.* 1995. Petrographic and geochemical characterization of ore-bearing intrusions of the Noril'sk type, Siberia, with discussion of their origin / Economic geology. Special issue. No. 18. P. 1-48.

32. *Gain S.B., Mostert A.B.* 1982. The geological setting of the platinoind and base metal sulfide mineralization in the Platreef of the Bushveld in Drenthe North of the Potgietersrus / Economic Geology. Vol. 77. No. 6. P. 1395-1404.

33. *Kinloch E.D.* 1982. Regional trends in the platinum-group mineralogy of the critical zone of the Bushveld complex, South Africa / Econ. Geology. Vol. 77. No. 6. P. 1328-1347.

34. *Korzhinskii D.S., Pertsev N.N., Zotov I.A.* 1984. Transmagmatic fluids and magmatogenic ore formation: A problem of mantle ore sources / Proc. Sixth quadren. IAGOD symp. Stuttgart: Nagele und Obermiller. P. 131-138.

35. *Luo Zh., Lu X., Chen B.* 2009. Introduction to the metallogenic theory on the Transmagmatic fluids. Beijing: Geological publishing house. 177 p.

36. *Marakushev A.A., Zotov I.A., Paneyakh N.A.* 2006. Paragenetic systematization of platinum metal deposits and its genetic significance. No. 117. 12th Quadrennial IAGOD Symposium 2006. Moscow 21-24 Aug 2006. EXTENDED ABSTRACTS. CD-disk. 4 p.

ОБ УЧАСТИИ КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТОГЕННЫХ РУД МПГ

Э.А. Ланда

ВСЕГЕИ, С.Петербург

Для магматогенных месторождений МПГ образование рудных тел ранее объяснялось в основном в рамках представлений о кристаллизационной и магматической (в т.ч. ликвационной) дифференциации и о метасоматозе. Относительно новые подходы к проблеме сегрегирования руд основаны на представлениях о смешении разных типов вещества и об особой способности флюидов мобилизовывать и транспортировать рудные элементы. Такого рода подходы частично уже обсуждались [4,5,6,8,9,10,17]. Для этого в частности привлекалась гипотеза, предложенная Т. Ирвайном [23], физико-химический смысл которой раскрывает фазовая диаграмма оливин-хромит-кварц, представляющая собой одно из сечений диаграммы $(\text{Mg,Fe})\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Cr}_2\text{O}_3$ (рис. 1).

На этой диаграмме точка А отвечает составу новой порции примитивной, т.е. недифференцированной магмы, а точка В — магме, уже прошедшей в камере определенную эволюцию и несколько обогащенной SiO_2 . Смешение этих двух магм приводит к образованию расплава состава С, который

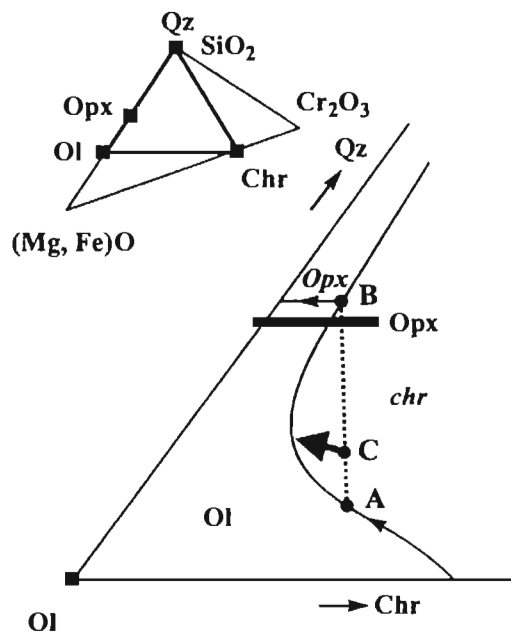


Рис. 1. Диаграмма оливин – хромит – кварц по Т. Ирвайну [23]. Пояснения в тексте.

располагается в поле кристаллизации хромита. Соответственно возникают условия формирования анхимономинеральных хромититовых слоев.

Т.Ирвайн предполагал также, что сходная схема может действовать и в отношении других типов месторождений, в частности титаномагнетитовых. Подтверждением этого предположения являются полученные геохимические данные по Пудожгорскому титаномагнетитовому богатому МПГ месторождению. Однако в этом случае агентом, влияющим на ход кристаллизации магматической рудоносной системы, являлся коровое вещество.

Пудожгорский тип месторождений (Карелия, Прионежье) связан с габбро-долеритовой формацией, сформировавшейся в людоковийское время (2050 ± 70 млн лет) и представленной рядом гипабиссальных субвулканических пластовых тел и даек [11, 16]. Эту формацию нередко рассматривают как порождение платобазальтового траппового вулканизма, близкого таковому норильского региона с его никеленосными субвулканическими интрузиями. Пудожгорский тип однако отличается иной рудной специализацией. Типоморфная Пудожгорская интрузия вмещает крупное месторождение Ti-V-Fe руд с попутной Au-Pt-Pd минерализацией. Хотя интрузия и месторождение давно и успешно изучаются [7, 11, 16], проведенный анализ распределения малых элементов в ее породах позволил уточнить и по-новому подойти к решению некоторых дискуссионных проблем ее генезиса. Интрузия [11, 16] имеет четко выраженное трехчленное строение: нижний подрудный долеритовый горизонт, средний рудный богатый титаномагнетитом горизонт, верхний надрудный диоритовый горизонт [11, 16]. По содержанию ряда индикаторных литофильных элементов (Zr, Y, Nb, Ti) породы подрудного долеритового горизонта Пудожгорской интрузии весьма близки развитым в Карелии пикритам суйсария (р-н Аганозеро), пикритам и пикробазальтам Печенги, а также типичным траппам Сибирской платформы [10]. В то же время по индикаторным соотношениям указанных элементов

[19,10] пудожгорские долериты отличаются от типичных траппов, сохраняя близость вулкани-там Аганозера и Печенги. Эти обогащенные титаном вулканиды связаны [10] с особым мантий-ным источником, отличным от источников трап-пов и появившимся [21] в протерозое на рубеже примерно в 2-2,1 млрд лет, когда в жесткой коре относительно широко проявились рифтогенные процессы и сформировались раздвиговые струк-туры, в частности осадочно-вулканогенные впа-дины. Источник, судя по высоким значениям Zr/Y, Nb/Y, Nb/Zr, близок в геохимическом плане источнику типа OIB [19]. Изотопные его парамет-ры в ряде случаев близки резервуару HIMU, ко-торый согласно гипотезе С.Харта [21] вместе с возможно комплементарным ему EM 1, появил-ся в результате рециклинга или иных процессов (вероятнее всего, плюмовых) в пределах субконт-инентальной литосферной мантии. Следует заме-тить, что подобного рода источник, естествен-но отличный от источника типичных континен-тальных базальтов, может функционировать параллельно с последним, а это, судя по особен-ностям магматитов основного состава, и характер-но для описываемого интервала времени в Каре-лии [11]. Таким образом, никеленосные и тита-ноносные месторождения, сопряженные с конти-нентальным пикрит-базальтовым магматизмом, возникали в связи с несколько отличными источ-никами магмогенерирования.

Для Пудожгорской интрузии предполагается [16, 10], что исходный обогащенный титаном расплав эволюционировал в абиссальных промежу-точных камерах. Действительно, состав распла-ва, из которого кристаллизовались характеруе-мые долериты, отличался от состава возникших в однотипном источнике вулканидов типа тита-нистых пикритов или пикробазальтов, прежде всего, по содержанию хрома и магния, что опре-делялось ранней кристаллизацией хромита и оли-вина. Соответственно расплав обеднялся хромом, магнием и никелем и несколько обогащался же-лезом и титаном, а также ванадием, скандием и некоторыми литофильными элементами. Все это являлось благоприятной предпосылкой для последующего рудного процесса, тесно связанного с формированием диоритового горизонта [10, 16]. Эта связь находит отражение в особенностях рас-пределения ряда элементов в интрузии. На диа-грамме SiO₂ – TiO₂ точки габбро-долеритов распо-лагаются практически между полем рудного го-ризонта и полем диоритов надрудного горизонта

(рис. 2), свидетельствуя о сопряженности и руд, и диоритов с эволюцией исходного расплава. Эта ситуация может рассматриваться в частности как результат ликвации [16].

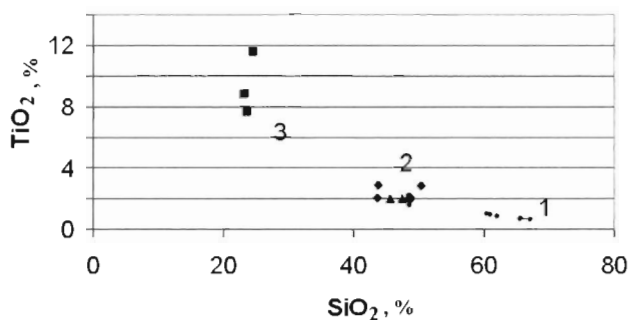


Рис. 2. Диаграмма SiO₂ – TiO₂ для пород Пудожгорской интрузии

1 - диориты, 2 - габбро-долериты (треугольники – титанистые пикриты и пикробазальты Карелии и Печенги), 3 – рудный горизонт

Геохимические данные однако в своей совокупности не позволяют принять подобное предположение. Диоритовый горизонт существенно обогащен ниобием и особенно цирконием (рис. 3). Такое обогащение невозможно за счет расщепления долеритового расплава. На диаграммах (рис. 2-4) видно также, что кремнезем в системе ведет себя особо. Обогащение им системы и образование диоритов ничем не компенсируется.

Очевидно, что насыщенность кремнеземом - это в основном наведенная характеристика системы. Она могла быть связана только с участием в процессе кислых коровых пород, контаминация которыми при прохождении долеритового расплава через них и обусловила появление диоритового несмешивающегося слоя. Особое обогащение слоя цирконием требует участия в процессе специфических кислых контаминантов. Таковыми могли быть выявленные в регионе субшелочные граниты, весьма богатые литофильными элементами и в частности цирконием, с возрастом порядка 2,7 млрд лет [9]. Образование пород надрудного горизонта явилось причиной рудного процесса в интрузии. Его породы (диориты, кварцевые диориты и др.) существенно обеднены железом, титаном, ванадием и скандием по сравнению с долеритами подрудного горизонта. При этом раскисление части исходной магмы обусловило появление протяженной границы между первичным долеритовым и вторичным диоритовым расплавами и возможность взаимодействия между ними. А это, по сути то же, что между при-

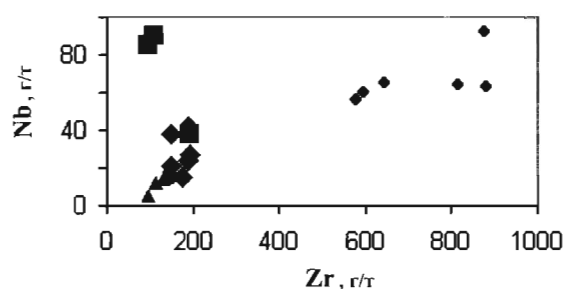


Рис. 3. Диаграмма Zr - Nb для пород Пудожгорской интрузии

Малые ромбы – диоритовый горизонт, квадраты – рудный горизонт, большие ромбы – долеритовый горизонт, треугольники – титанистые пикриты и пикробазальты Карелии и Печенги

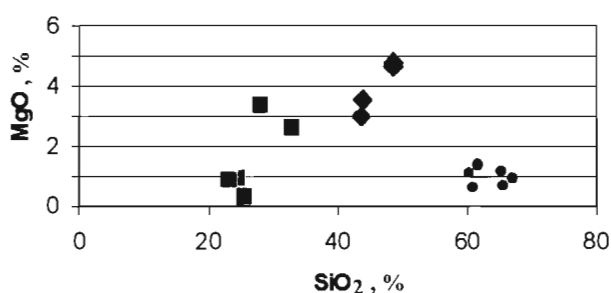


Рис. 4. Диаграмма SiO₂ - MgO для пород Пудожгорской интрузии

Кружки - диориты, ромбы – габбро-долериты, квадраты – рудный горизонт

митивным и продвинутым расплавами в понимании Т. Ирвайна [21], хотя природа диоритов несколько иного рода. Согласно модели Ирвайна, подобного рода совмещение может вывести кристаллизующуюся систему в область выделения рудного минерала. Действительно на диаграмме А. Осборна [25] совмещение упрощенных модельных составов выводит систему в поле кристаллизации магнетита или на котектику магнетит- силикат (рис. 5).

Очевидно, что насыщенность кремнеземом – это в основном наведенная характеристика системы. Она могла быть связана только с участием в процессе кислых коровых пород, контаминация которыми при прохождении долеритового расплава через них и обусловила появление диоритового несмешивающегося слоя. Особое обогащение слоя цирконием требует участия в процессе специфических кислых контаминантов. Таковыми могли быть выявленные в регионе субщелочные граниты, весьма богатые литофильными элементами и в частности цирконием, с возрастом порядка 2,7 млрд лет [9]. Образование пород над-

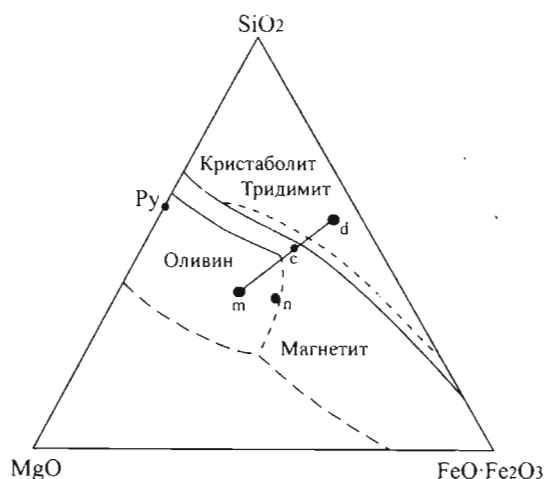


Рис. 5. Изобарическое сечение системы MgO-FeO-Fe₂O₃-SiO₂ [31], схематично, с добавлением m-исходный основной расплав, n- состав расплава при его нормальной эволюции, d— кислый расплав, c- расплав, полученный при смешении m и d

рудного горизонта явилось причиной рудного процесса в интрузии. Его породы (диориты, кварцевые диориты и др.) существенно обеднены железом, титаном, ванадием и скандием по сравнению с долеритами подрудного горизонта. При этом раскисление части исходной магмы обусловило появление протяженной границы между первичным долеритовым и вторичным диоритовым расплавами и возможность взаимодействия между ними. А это, по сути то же, что между примитивным и продвинутым расплавами в понимании Т. Ирвайна [21], хотя природа диоритов несколько иного рода. Согласно модели Ирвайна, подобного рода совмещение может вывести кристаллизующуюся систему в область выделения рудного минерала. Действительно на диаграмме А. Осборна [25] совмещение упрощенных модельных составов выводит систему в поле кристаллизации магнетита или на котектику магнетит - силикат (рис. 5).

В условиях модельной ситуации, предложенной Т. Ирвайном, в результате влияния избыточной массы сидерофильных элементов в диоритах имела место кристаллизация большого количества титаномагнетита на границе раздела долерит-диорит и образование рудного горизонта. При этом магнетит кристаллизовался сначала в форме идиоморфных кристаллов и только позднее в виде ксеноморфных выделений (сидеритовая структура).

Заметим, что К.О. Кратц [7] уделявший большое внимание изучению структур карельских

габбро-долеритов относил Пудожгорское месторождение к типу сегрегационных. Такого рода процесс мог иметь значение и для образования золота – платиновой минерализации.

Более сложный характер смешения мантийного и корового вещества имел место при образовании месторождений норильского региона. Еще в начале 60-х годов было установлено, что сера Норильского и Талнахского месторождений заметно обогащена тяжелым изотопом, и был сделан вывод [3] о контаминации магмой рудоносных интрузий тяжелой серы гипсов и ангидритов, широко распространенных среди палеозойских отложений северо-запада Сибирской платформы (тунгусская серия). Проведенные позднее исследования других изотопных систем во многом подтвердили это заключение. Подтвердились различия между продуктивными и непродуктивными интрузиями по ряду изотопных параметров, которые могут использоваться в качестве региональных критериев рудоносности. В частности, продуктивные массивы отличаются преобладанием более тяжелого изотопа серы и большей величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 6).

В то же время изотопия свинца указывает на мантийный источник рудного вещества [8]. Составы изученных свинцов в основном отвечают модельным составам, претерпевшим естественную эволюцию – одностадийную или двухстадийную, т.е. металлическая составляющая руд месторождений норильского типа имеет глубинное происхождение [5,6, 8]. Такие особенности месторождений позволили А. Налдретту [12,13], развивая уже существующие представления, сформулировать гипотезу, рассматривающую норильские интрузии как части единой вулcano-плуто-

нической системы, а руды как продукт сульфуризации колонн вулканической магмы. В концепции А. Налдретта и его соавторов постулируется прямая связь интрузивных и эффузивных образований. Важное значение справедливо придается количественным соотношениям рудной массы и массы вмещающей интрузии (фактор R) и делается вывод, что объемы руд Талнахских месторождений не могли образоваться путем отделения от интрузии. Предполагается, что руда является результатом своего рода очистки очень больших объемов расплавленных вулканитов, играющих роль доноров рудного вещества. В качестве «очистителя» предполагаются флюиды, насыщенные серой, заимствованной из осадочных сульфатоносных отложений.

Весьма важным аргументом в подтверждение гипотезы А. Налдретта явился факт наличия в базальтах надеждинской свиты четко выраженной отрицательной аномалии по Ni (рис. 7).

Таким образом, по А. Налдретту, процессы контаминации и последующее отделение сульфидного расплава осуществились в коре где-то на уровне тунгусской серии. В последнее время полученные данные по изотопии гелия, в рудах Талнахских месторождений показали, что он имеет в основном космогенное происхождение, а это, по мнению ряда исследователей (Э. М. Прасолов и др.), указывает на большую роль поверхностных флюидов в образовании руд.

Однако еще ранее многие исследователи привели соображения в пользу более глубинного и даже мантийного характерного контаминационных процессов (Д.А. Додин, Л.А. Тарновецкий, Д.И. Мусатов, В.С. Голубков, Э.А. Ланда, Ю.Д. Пушкарев и др.). Еще более существенным оказалось то, что

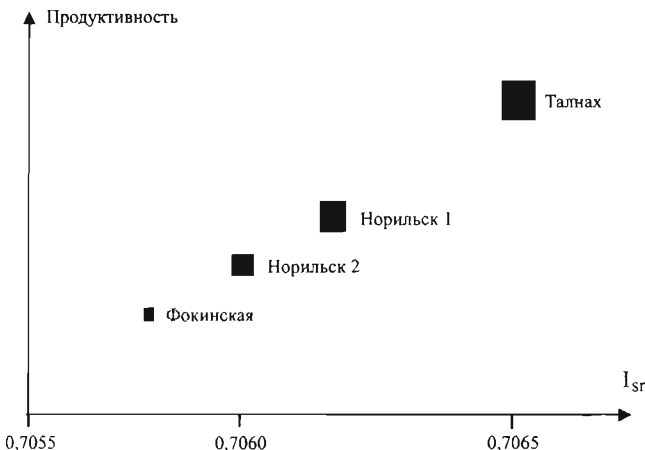


Рис. 6. Связь продуктивности интрузий норильского региона с величиной I_{Sr}

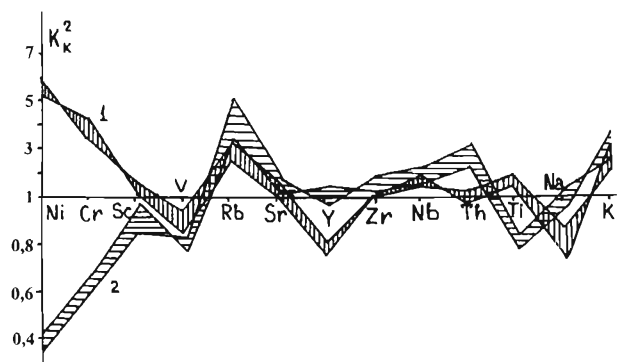


Рис. 7. Спайдерграмма, указывающая на отрицательную аномалию содержания никеля в породах надеждинской свиты (2) 1- породы моронговской и мокулаевской свит с обычным для толеитов региона уровнем накопления Ni

результаты изучения всех изотопных систем и, в частности, Sm-Nd и Re-Os в породах Норильского региона засвидетельствовали, что приведенные выше факты и соответствующие интерпретационные схемы нуждаются в переосмыслении.

Изучение Sm-Nd и Rb-Sr систем показало, что наиболее контаминированными образованиями норильского региона являются базальты надеждинской свиты и что, особенно важно, породы безрудной Нижнеталнахской интрузии [22]. О деплетированности надеждинской свиты Ni уже упоминалось. Особенности оливинов Нижнеталнахской интрузии, их высокая магнезиальность и относительно низкое содержание Ni также свидетельствуют, что Ni из исходного расплава был частично удален. Кроме того, породы надеждинской свиты и Нижнеталнахской интрузии по сравнению с прочими образованиями региона особо насыщены SiO₂. Соответственно сделан вывод о том, что основным контаминантом базитовых расплавов в регионе, были породы фундамента платформы типа Болгоктокского гранодиорита [22]. Таким образом, во-первых, контаминация осуществлялась значительно глубже уровня тунгусской серии и, во-вторых, отделение рудного вещества из магматического расплава было обусловлено не столько за счет добавления в него осадочной серы, сколько за счет его раскисления, которое существенно понижало растворимость сульфидной компоненты магмы. При этом наиболее контаминированные образования (Нижнеталнахской интрузия) оказывались безрудными, и магма, шедшая на их становление, выполняла роль донора рудного вещества, которое из них уходило. В результате образовывалась относительно автономная рудная система, при определенных условиях интродуцировавшая совместно с выплавками, умеренно насыщенными серой.

Как же в этом варианте решается вопрос о тяжелой осадочной сере, с повышенной величиной ⁸⁷Sr/ ⁸⁶Sr и поверхностным гелием? Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо обратиться к особенностям метасоматитов, связанных с интрузиями норильского типа, подробно охарактеризованными в работах Д.А. Додина, Б.А. Батуева, С.А. Гулина и др. [4, 5, 6]. Эти породы, частично возникавшие еще в магматическую стадию, соответствуют обычным образованиям такого рода (магнезиальным и известковым скарнам и т.п.) с одним весьма важным отличием. В их составе нередко присутствует ангидрит. Несомненно, что внедрение в гипсоносную толщу больших

масс основных расплавов и ассоциирующих с ним рудных должна приводить к мобилизации части подвижного эвапоритового вещества и его участию в последующих магматических и метасоматических процессах. Т.е., вероятная реальная связь между тяжелой сульфатной серой и рудообразованием прямо противоположна той, что предполагается в большинстве генетических построений. Не влияние серы приводит к появлению рудного вещества, а влияние рудного вещества обуславливает подключение к процессу коровых растворов, обогащенных в том числе серой. Подобная модель достаточно широко осуществляется в целом ряде магматических систем. Естественно, чем крупнее рудно-магматическая система, тем интенсивнее ее влияние на коровое вещество, тем эффективнее участие последнего в процессе, тем более широко развиты сульфатоносные метасоматиты, тем больше активность иона SO₄²⁻. Отсюда максимальное утяжеление в Норильском регионе серы наиболее крупных месторождений, их большая насыщенность радиогенным стронцием. Обязательное в таких случаях подключение к процессу поверхностных вод [1] объясняет и парадоксальную насыщенность рудных сегрегаций космогенным гелием и некоторыми типично коровыми элементами (ртуть и др.). Заметим, что присутствие такого гелия зафиксировано и в эндогенных месторождениях других типов (лопаритовые месторождения Ловозерского массива) [24].

Предложенные выше гипотезы подразумевают, что образование части магматогенных руд в интрузивных комплексах может быть связано с поступлением рудного вещества в камеру интрузии извне. Подобного рода позиция обосновывается как геологическими, так и геохимическими данными. В частности, несмотря на некоторое обогащение исходных магм рудными элементами (Mn, никелем и др.), количество последних в интрузивной камере часто недостаточно для образования наблюдаемых крупных рудных сегрегаций. Это доказывается: 1) меньшими согласно соответствующим расчетам объемами интрузивных тел (например, Талнахской интрузии, Норильска-1, массива Войсиз-Бей и др.), 2) отсутствием зачастую истощения рудоносных интрузии рудными элементами на породном и минеральном уровнях и истощением такими элементами в интрузивах, в которых нет крупных рудных тел. Следовательно, определяющий масштаб месторождения процесс зачастую протекал вне интрузивной камеры и откликнувшийся или иным образом обособившийся рудный расплав (флюид)

добавочно поступал в нее. Прямым доказательством этого вывода является строение рудоносной интрузии Войсиз-Бей (Канада), где обнаружены проводники, по которым рудная масса попала в интрузивную камеру (рис. 8).

Совокупность подобных фактов потребовала признания того, что рудообразование осуществляется в более сложной и обширной системе, чем камера интрузии. Соответственно в употребление введен термин «dynamic magmatic conduit» (динамический магматический проводник), подразумевающий, что возможная промежуточная камера или магматическая колонна образуют через проводники единое целое с интрузивной камерой.

Подобная схема объясняет и особенности количественных соотношений между силикатной и рудной составляющими в интрузиях, которые потребовали к дополнению к коэффициенту распределения металлов в системе силикатной магма – руда (D) введения коэффициента, или фактора R , представляющего собой отношение массы руды и необходимой для ее получения с учетом D массы силикатного расплава [18]. В этом варианте масса последнего определяется не только объемом интрузии, рассматривается объем магмы в системе в целом.

Схема однако не объясняет всех особенностей рудных, в частности, медно-никелевых и платиновых месторождений, в частности, их неоднородность по уровню накопления МПГ. Обсуждая этот вопрос, следует обратить внимание на такой факт. В массивах, где есть богатые МПГ медно-никелевой руды, часто фиксируются и горизон-

ты малосульфидных руд (Норильск-1, Талнах, Мончегорск). В массивах же с рудами, бедными МПГ, таких горизонтов часто нет (Войсиз-Бей, Печенга, Садбери, Шануч и др.). Это обстоятельство не связано с формационным типом массивов. Так, в пикрит-габбро-долеритовой формации во многих массивах, где есть малосульфидные месторождения, нет медно-никелевых.

Малосульфидные и медно-никелевые месторождения принято связывать с ликвационным процессом разделения исходной магмы на силикатную и сульфидную (оксидно-сульфидную) и последующим участием рудной выплавки в формировании и тех, и других. При этом не вполне учитываются заметные различия месторождений. В малосульфидных месторождениях обычны более высокие отношения содержаний МПГ (г/т) и серы (%). Так, в месторождении Норильск-1 в малосульфидных рудах это отношение составляет от 5 до 40, а в медно-никелевых – от 1 до 3,5. Неодинакова также величина отношения $Rh+Ir+Ru/S$ [15]. В целом насыщенность малосульфидных руд МПГ в пересчете на сульфидную массу (100% сульфидов) значительно выше, чем медно-никелевых. Значительная часть МПГ связывается в арсенидах и сульфоарсенидах. Существуют различия и в составе флюидов, сопровождающих отложение двух сравниваемых типов руд.

Отмеченные различия приводят к естественному выводу о разной природе МПГ – содержащих малосульфидных и медно-никелевых месторождений. В работе Д.А. Додина [4] образование двух типов руд в Норильско-Талнахском рудном узле объясняется различиями рудных расплавов и разными этапами формирования рудоносных интрузий – более ранним внедрением богатого серой сульфидоносного расплава (медно-никелевые руды) и более поздним поступлением в камеру расплава, давшего малосульфидные руды.

Однако возможен и несколько иной подход к проблеме [15] отводящий существенную роль в формировании малосульфидных горизонтов флюидам, на что указывают и другие авторы. Но, как свидетельствуют петрографические наблюдения и результаты изучения включений в минералах, малоплотная флюидная фаза играет важную роль и при образовании медно-никелевых руд. Об этом же говорят особенности геохимической зональности сульфидных тел. Так, в Октябрьском месторождении (Талнахский интрузив) при образовании рудных сегрегаций в распределении МПГ проявились как кристаллизационная, так и эма-

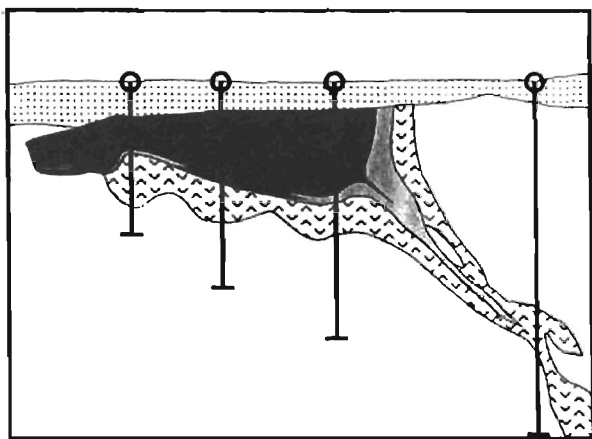


Рис. 8. Разрез через камеру «Овоид» – часть интрузии Войсиз-Бей – и ее питающий проводник [20]

Точки – перекрывающиеся отложения, птички – троктолиты и габбро с 10% сульфидов, черное и серое – массивные сульфидные руды. Все в гнейсах. Показаны буровые скважины

национная зональность [2]. Кристаллизационная достаточно хорошо изучена [12, 4, 5]. Она является следствием того, что последовательно выделяющиеся из рудного расплава сульфиды, в частности, более ранние типа MSS и более поздние, богатые медью, несколько по-разному концентрируют МПГ. Появление же эманационной зональности обусловлено тем, что значительная часть МПГ содержится во флюидной фазе, под действием которой фронтальная часть сульфидной залежи и верхний ее экзоконтакт обогащаются МПГ [2]. При этом эманационное распределение металлов вполне подобно кристаллизационному и соответственно величина коэффициентов распределения МПГ в системе сульфидный флюид - остаточный водный флюид близка единице. Таким образом, петрографические и геохимические данные свидетельствуют, что образование богатых медно-никелевых руд происходило при участии двух флюидов - плотного (сульфидная магма) и малоплотного. Судя по наблюдаемым минеральным парагенезисам, последний имел существенно водный состав, богатый Cl, F, S и другими минерализаторами. С учетом особенностей рассматриваемых месторождений МПГ могут быть предложены следующие модельные схемы рудообразования:

1. Рудообразование осуществляется при участии силикатного расплава, сульфидного расплава и богатого МПГ высокоподвижного малоплотного флюида. В этом случае в интрузивном комплексе образуются и богатые МПГ медно-никелевые руды, и (хотя это не обязательно) платиноносные малосульфидные руды (Талнах, Норильск-1).

2. Рудообразование осуществляется без участия (или с весьма малым участием) богатого МПГ флюида. В этом случае образуются месторождения медно-никелевых руд, бедных МПГ (Войсиз-Бей, Печенга).

3. Рудообразование осуществляется при участии такого флюида, но без участия (или с малым участием) сульфидного расплава. Такой вариант предполагает образование только малосульфидных руд.

Реализация той или иной схемы зависит от условий в динамической магматической системе, в особенности от режима летучих, отражающих в самом первом приближении разнообразие особенностей движения и взаимодействия глубинного вещества с литосферной мантией, корой и т.п. Реализуемые при этом рудогенные процессы могут быть охарактеризованы с помощью диаграммы

(рис.9), на которой различные начальные состояния магматической системы выражены через соотношение между силикатной, рудной и флюидной составляющими [14]. Последняя рассматривается в качестве аналога т.н. «особого компонента», участвующего согласно [14] в магматическом процессе в составе малоплотной флюидной фазы, богатой изначально как элементами минерализаторами, так и МПГ. Естественно, что это достаточно нестрогий подход. Тем не менее, в его рамках могут быть предложены варианты, соответствующие приведенным выше трем типовым эмпирическим схемам развития рудно-магматической системы.

Первый вариант. При кристаллизации состава 1 из расплава первыми выделяются силикаты, затем при насыщении исходной выплавки серой имеет место ликвидация с последующей кристаллизацией сульфидов из плотного рудного флюида. Процесс заканчивается в точке 1', что обуславливает появление медно-никелевых руд, бедных МПГ.

Второй вариант. Процесс для состава 2 поначалу идет как и в рассмотренном выше случае, но относительная обогащенность летучей фазой ведет к тому, что он заканчивается в точке 2' и появляются медно-никелевые руды, богатые МПГ.

Третий вариант. Обедненность состава 3 компонентом и обогащенность летучим приводят к выделению минералов из малоплотного флюида к появлению малосульфидных руд, богатых МПГ.

Приближение реального исходного состава к

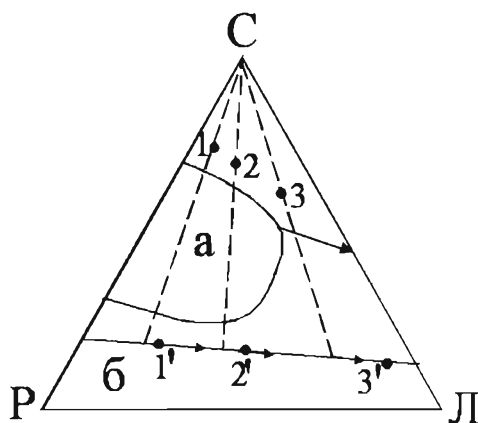


Рис. 9. Диаграмма силикат (С) - рудный минерал (Р) – летучий (Л), показывающая возможные пути эволюции некоторых рудогенных магматических систем.

Использована с изменениями соответствующая диаграмма В.А. Николаева [14].

а – область сульфидно-силикатной несмесимости, б – область малоплотного флюида. Пояснения в тексте

одному из приведенных модельных зависит и от степени открытости-закрытости рудно-магматической системы. Открытая вулканическая система соответствует случаю, когда малоплотный флюид легко уходил из системы и не влиял на состав руды, так что последняя была бедна МПГ (Камбалда). В крупных массивах перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации типа Бушвельда и в массивах габбро-долеритовой форма-

ции условия благоприятствовали эффективному участию летучей фазы в процессе и формированию богатых МПГ малосульфидных рифов. В то же время массивы той же формации, но с развитой системой проводников типа Войсиз-Бей вмещают месторождения, бедные МПГ. Таким образом, предлагаемая концепция постулирует более важную роль подвижной флюидной фазы при формировании МПГ-содержащих месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Басков Е.И. Гидрогеохимия и палеогидрология типовых структурно-металлогенетических зон (с осадочными и вулканогенно-осадочными формациями) СПб. 1993. 252с.
2. Горбачев Н.С. Поведение рудных элементов в процессах кристаллизационной и эманационной дифференциации сульфидных магм по геохимическим и экспериментальным данным / Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М. 2002. С. 31-34.
3. Гриненко ЛЛ. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса // Геология рудных месторождений. 1966. №1. С.15-30.
4. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб. Наука. 820с.
5. Додин Д.А., Додина Т.С., Дюзиков О.А., Неручев С.С. Норильско-Талнахский рудный гигант / Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб. 2002. С.664-682.
6. Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М. 2003. 409 с.
7. Кратц К.О. О генезисе титаномагнетитовых месторождений // Тр. ЛАГЕД, АН СССР, М-Л. вып7, 1957, с 5-21
8. Ланда Э.А. Особенности пермско-триасовой мантии и источники рудного вещества платиносодержащих месторождений севера Сибири и Таймыра (по изотопно-геохимическим данным). // Плагина России. Т.2. Кн.1 1995. С.107 - 113.
9. Ланда Э.А. О природе сложных (мультистадийных и многоисточниковых) интрузий. / Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. М.2009. С.233-236
10. Ланда Э.А., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геохимические особенности рудообразования Пудожгорского месторождения. Магматизм и рудообразование. М. ИГЕМ. 2009. С. 211-215.
11. Металогения Карелии, 1999, Петрозаводск, 337с
12. Налдретт А. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб. СПбГУ. 2003. 487с.
13. Налдретт А., Федоренко В.А., Лайтфут П. и др. Месторождения Ni-Cu-МПГ Норильского района, Сибирь: их формирование в подводящих каналах платобазальтового вулканизма. // Abstracts VII Int. Platinum Symp. М. 1994. С. 78.
14. Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы процессов магматизма и метаморфизма. М. Госгеолтехиздат. 1961. 331с.
15. Стуженикин С.Ф., Дистлер В.В., Туровцев Д.В. Малосульфидные платиновые руды в верхнем эндоконтакте интрузивного массива Норильск-1 / Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М. 2002. С.229 - 233
16. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское платинометалльное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск. 2008. 120с.
17. Шарков Е.В., Богатилов О.А. Петрологические аспекты механизмов концентрирования платиноидов в магматическом процессе (на примере расплоенных интрузивов). / Платина России. Т. IV. Геоинформмарк. 1999. С. 152-168.
18. Campbell J., Naldrett A. The influence of silicate sulphide ratio on the geochemistry of magmatic sulphides // Econ. Geol. Vol. 74. 1979. P. 1503 - 1505.
19. Condie K. High field element ratio in archean basalts: a window to exolving sources of mantle plumes? Lithos. 2005. V.79. № 3-4. P. 491-516.
20. Evans-Lamswood et al. Physical controls associated with distribution of sulfides in the Voiseys Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador / Geol. №4. 2000. P.749-769.
21. Hart S. Heterogeneous mantle domains : signatures, genesis and mixing chronologies. // Earth Planct. Sci. Lett. V. 90. № 3. 1988. P. 273-296.
22. Hawkesworth et al. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts. Lithos. V. 34. № 1-3. 1995. P. 61-88.
23. Irvine T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2, petrologic application. / Can. Journ. Earth. Sci. 1967. V. 4. P. 71-103. №1. 1990. P. 51 - 98.
24. Vivin V., Ikorsky S. Some genetic features of the Lovozero rare-metal deposits (NW Russia) as it follows from noble gas (He, Ar) isotope abundances // Deep seated magmatic sources and the problem of plumes. Vladivostok. 2002. P.230 - 252
25. Osborn E. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma. // Amer J. Sci. V. 257. 1959. P. 609-647

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ: ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И РУДОГЕНЕЗ

Л.И. Гурская

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, 199106, Средний пр. 74.

Газово-флюидный режим становится в настоящее время приоритетным направлением в изучении платинометалльного рудогенеза.

Однако, мало кто знает, что основоположником этого научного направления является А.П. Карпинский.

Когда в 20-х годах прошедшего столетия в России возникла потребность в новых источниках платины (богатейшие уральские россыпи были к тому времени уже отработаны), А.П. Карпинский, будучи Президентом Российской Академии наук, возглавил эти работы.

В Москве при Государственной Комиссии по изучению производительных сил (КЕПС) был создан специальный отдел, а потом Институт Платины, в работе которого приняли участие наши крупные ученые - А.П. Карпинский, В.И. Вернадский, Н.С. Курнаков, а в Ленинграде - А.Н. Заварицкий, Н.К. Высоцкий, А.Г. Бетехтин и др.

Большая часть ученых того времени придерживалась магматической концепции образования коренных месторождений платины из глубинной ультраосновной магмы, причем в самые начальные стадии застывания, в связи с чем искать платину предлагалось в подошве ультраосновных массивов.

В то же время А.П. Карпинский высказал другую, необычную для платины пневматолитовую концепцию образования коренных платинометалльных руд. В своей работе 1926 года «О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа» он развивает идею ведущей роли летучих компонентов в концентрировании платины [10]. Образование её концентраций ученый связал с поздне- и постмагматическим влиянием летучих (иногда взрывного действия), участвующих в сегрегации первично-рассеянных выделений платины. В таком случае наиболее перспективными становились не нижние, а верхние уровни ультраосновных массивов и поиски платины должны были быть ориентированы на выявление участков флюидной переработки пород в кровле интрузий.

Эта идея А.П. Карпинского, отличающаяся смелостью и широтой обобщений, вызвала немало горячих споров и дискуссий.

Сам Александр Петрович Карпинский писал об этом так: «Почти все выдающиеся исследователи коренных уральских месторождений платины и хрома высказывают полное убеждение в их магматическом происхождении, рассматривая их за выделения дунит-пироксенитовой магмы и притом делают это с такой определенной уверенностью, что выражать иные взгляды - значит обречь себя в этом вопросе на полное и вероятно пожизненное недоверие. Тем не менее я хочу высказать свои соображения не для того чтобы оставаться правым, в чем я уверен, а чтобы вызвать их проверку при исследованиях на местах и при сборе соответствующих материалов для их дальнейшего лабораторного и кабинетного изучения».

И такая проверка подтвердила блестящие прогнозы ученого!

На горе Соловьева в Нижне-Тагильском ультраосновном массиве Урала было открыто богатое месторождение платины - «Госшахта», которое разрабатывалось в 30-е годы (рис. 1). Наиболее значительные концентрации платины со средними содержаниями от 50 до 350 г/т (местами до 1-2 кг/т) были связаны не с глубинными протодунитами, как предсказывали многие геологи, а с крупнозернистыми перекристаллизованными дунитами верхней части массива, где широко развиты зоны трещиноватости и высокотемпературного метаморфизма [9].

Это был несомненный успех газово-флюидной концепции.

Поиски богатых участков платины в этом массиве не прекращались многие годы. В результате было обнаружено до 200 точек с богатой платиновой минерализацией: из них 65% (125 гнезд) со средним содержанием 10-20 г/т, 60 гнезд до 20-40 г/т, 5 гнезд порядка 200 г/т и 2 гнезда с содержанием 520-570 г/т [18].

Созданная для этого массива современная генетическая модель [12] предполагает рудогене-

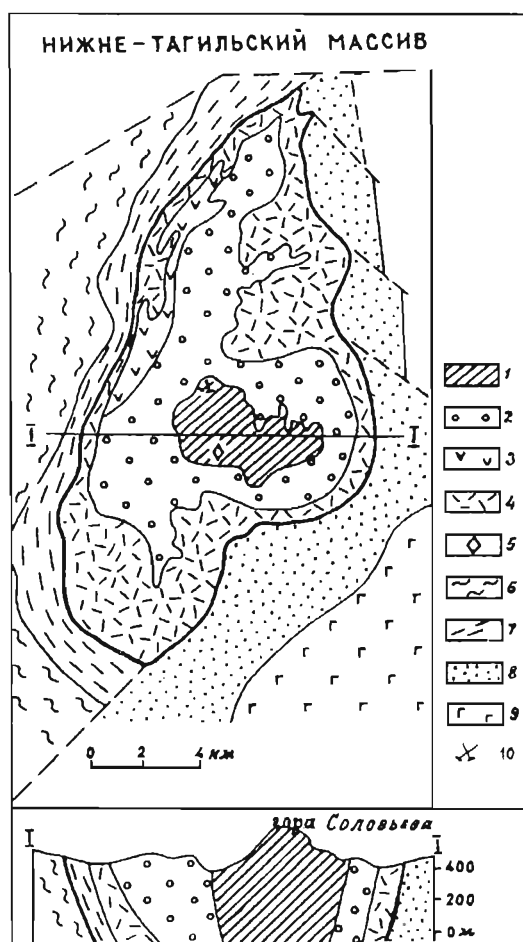


Рис. 1. Схема геологического строения и распределения металлов платиновой группы в породах Нижне-Тагильского массива Урала (с использованием данных О.К. Иванова и др., 1980, [9])

1 - крупнозернистые перекристаллизованные дуниты с богатой хромитовой и платиновой минерализацией; 2 - среднезернистые перекристаллизованные дуниты с бедной хромитовой и платиновой минерализацией; 3 - протодуниты мелкозернистые с редкими выделениями хромшпинелида; 4 - верлиты, клинопироксениты; 5 - дунит-пегматиты; 6 - терригенные сланцы (O_2); 7 - зеленые сланцы (O_2); 8 - роговики (кытлымиты); 9 - габброиды; 10 - Госшахта

рирующее влияние сквозьдунитовых высокотемпературных потоков летучих с выносом из глубинных зон рассеянных платиноидов и сбросом по периферии областей перекристаллизации.

Это научное направление стало особенно активно развиваться в наши дни. Современные ученые пришли к выводу об исключительной роли флюидно-газовых потоков в рудогенезе многих платинометалльных месторождений. Так установлены связи между флюидно-газовыми потоками и тектоническими процессами: наиболее значительные потоки глубинных флюидов при-

урочены к тектонически активным структурам с высокой проницаемостью коры. Рифтогенные структуры и глубинные разломы являются крупнейшими поставщиками газов из глубоких недр Земли, контролируя, таким образом, «газовое дыхание» нашей планеты.

Процессы дегазации сопровождаются селективной эволюцией состава флюидных потоков с постепенным замещением легких газообразных соединений, в основном соединений углерода (CO , CO_2 , CH_4) на более тяжелые, содержащие серу (H_2S , SO , SO_2 , S_2). Присутствие углерода (чаще всего в форме графита) отмечается во многих древних платиновых интрузиях – в Бушвельде, Великой Дайке, Стиллуотере.

Имеется точка зрения [24], что иридийсодержащие золотосные породы докембрийского месторождения Витватерсранд связаны с мощными флюидными потоками, содержащими окись и двуокись углерода.

В ходе дегазации «второго эшелона» происходил масштабный вынос газообразных соединений серы, когда стали формироваться многие платиносодержащие сульфидные месторождения.

Активное изучение газово-флюидных процессов по включениям в минералах показывает присутствие в недрах не только углекислотных и сероводородных флюидов, но также высокобарических галогеноводородных соединений (HF , HCl), особенно характерных для стабильных блоков.

Таким образом, важнейшим условием возникновения крупномасштабных месторождений является длительное сохранение транслитосферной проницаемости в зонах платинометалльного рудогенеза. Такими зонами являются области растяжения и раздвига земной коры, глубинные разломы и региональные структуры сдвиговых деформаций [20, 21].

В настоящее время большая часть геологов, изучающих платинометалльные месторождения, признает исключительную роль флюидных компонентов в формировании руд. В ряде работ показано [16, 17], что в трансмагматических флюидных потоках, содержащих соединения водорода и углерода, могут возникать водосодержащие флюиды: $H_2 + CO = C + H_2O$, $H_2 + 3CO = 2C + H_2CO_3$. Обогащенность флюидов водой и углекислотой повышает их экстракционную способность.

Экспериментальные работы свидетельствуют о высокой растворимости платиновых металлов во флюидонасыщенном расплаве [2]. При этом растворимость платины возрастает от 50 мг/кг при $t=1350^\circ C$.

до 750 мг/кг при $t=1100^{\circ}\text{C}$. Различия в подвижности платиновых металлов во флюидно-магматических системах могут приводить к их фракционированию уже на стадиях раннего рудогенеза.

Кроме того установлено, что сера, даже в незначительном количестве, способна извлекать из кристаллизующихся силикатов (в процессе сульфуризации) содержащиеся в них железо, никель, платиновые и другие металлы, обладающие халькофильными свойствами [15].

Крайне важным для понимания механизмов формирования платинометалльных месторождений является выяснение форм переноса металлов. Получены убедительные доказательства многообразия этих форм для металлов платиновой группы. При этом сульфидные массы в ультраосновных интрузиях не являются единственными концентраторами этих металлов. Присутствие в платиноносных интрузиях углерода, газо-жидких хлоридов, водо- и фторсодержащих комплексов указывает на их активное участие в рудогенезе.

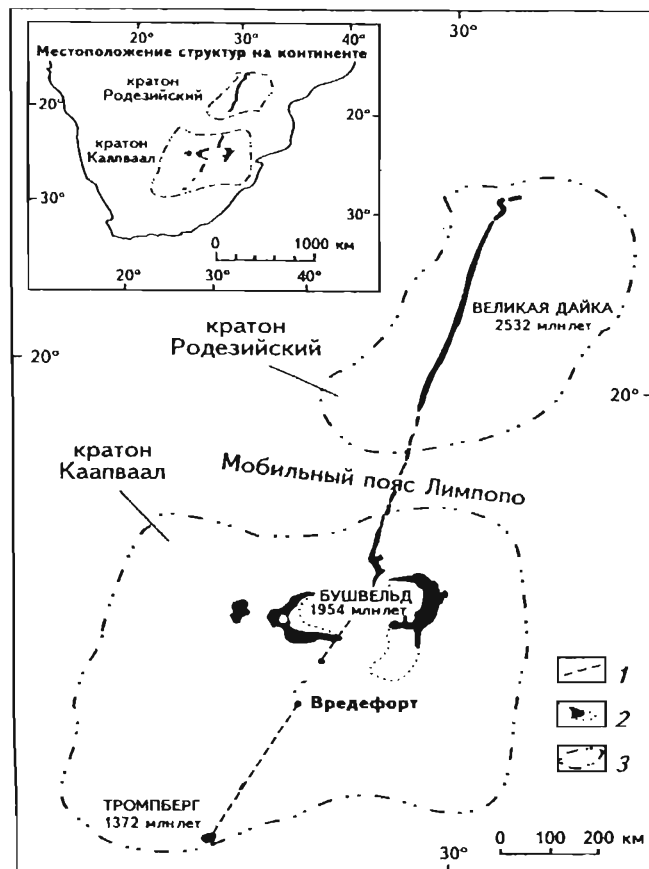


Рис. 2. Схематическая карта основных структур, контролирующих размещение платиноносных комплексов Бушвельда и Великой Дайки
1 – глубинные разломы; 2 – Бушвельдский комплекс; 3 – границы древних кратонов (2500 млн лет)

Примеры активного притока мантийных газов наблюдаются по всей системе Великих Африканских разломов, где известны такие рудонасыщенные платиновые уникалы как Бушвельд и Великая Дайка (рис. 2).

То же самое можно сказать и о гиганских платинометалльных месторождениях Норильского региона, находящегося в мобильной области земной коры: на сочленении крупных планетарных геоплит - Западно-Сибирской, Таймырской и Восточно-Сибирской [8].

Платинометалльные руды месторождений Южной Африки (Бушвельд, Великая Дайка) и Норильского региона, в которых сосредоточены почти все мировые запасы платиновых металлов, генетически связаны с глубинными мафит-ультрамафитовыми магмами, обогащенными газо-флюидными компонентами. При этом для Восточно-Африканского рифта, где локализованы Бушвельд и Великая Дайка, характерна «углеродная» специализация, которая находит выражение в вулканических выбросах углекислого состава и газовых струях глубинных разломов [11]. В Норильском же регионе повышена галогенная составляющая флюидных потоков [7].

Бушвельд (ЮАР, рис. 3, 4), самый крупный из платиноносных массивов (пл. 66000 кв.км при длине 430 км, ширине 260 км и мощности 9 км), расположен в пределах древнего (2 500 млн лет) Капваальского кратона Южно-Африканского щита и локализован на пересечении субсридионального глубинного разлома с системой субширотных нарушений пояса Лимпопо (см. рис. 2). Существенно платиновое оруденение ($Pt/Pd=2,5$), со средним содержанием суммы платиноидов 6,5 г/т, сконцентрировано в верхах Критической норитовой зоны и связано с протяженным (более 350 км) платиноносным горизонтом - Меренским рифом (мощностью 2-3 м), а также с платиноидно-хромитовым горизонтом UG-2 в Нижней Ультрамафитовой зоне. Добыча платиновых металлов осуществляется в настоящее время на ряде рудников Западного и Восточного секторов Бушвельдского комплекса.

Специфика флюидного воздействия на рудную зону определяется его восстановительным характером, признаком чего служит широкое развитие минералов, образованных на основе самородного железа (ферроплатина) (см рис. 4).

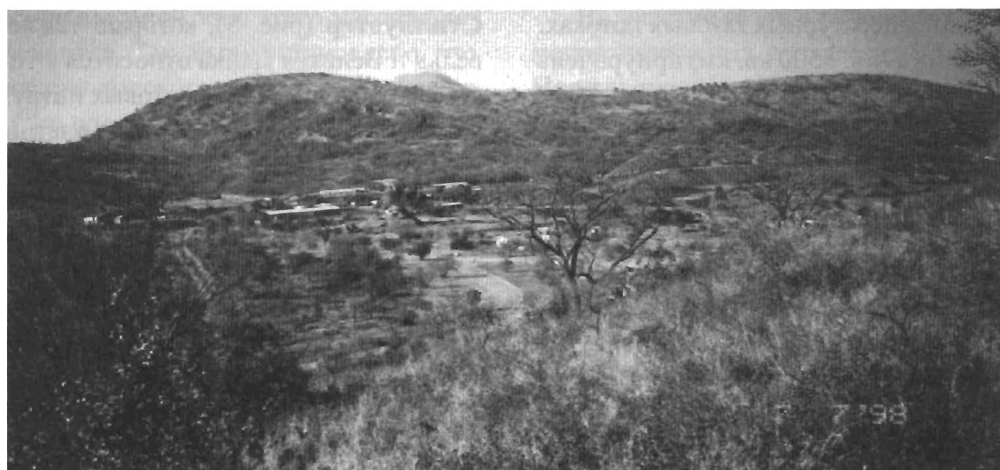


Рис. 3. Бушвельд. Общий вид

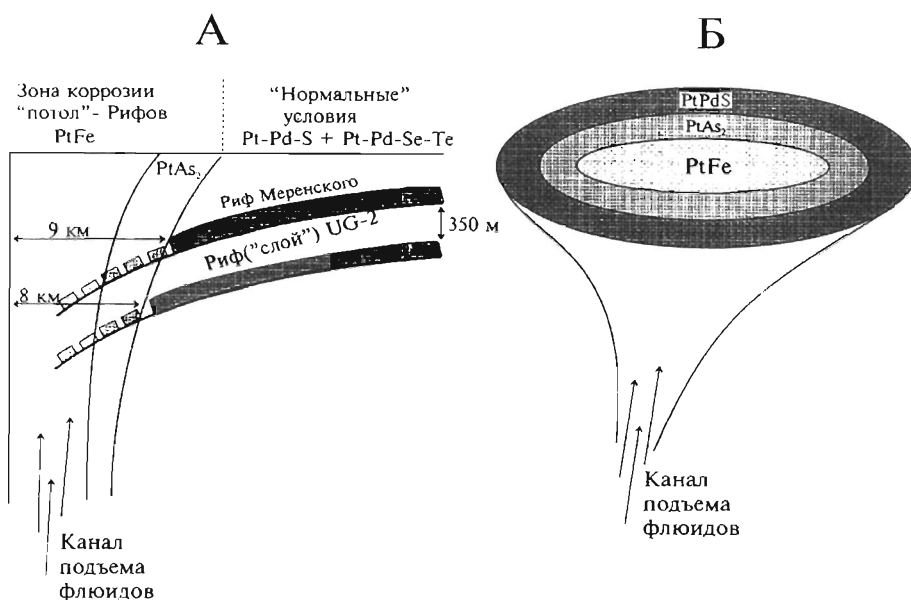


Рис. 4. Схематический разрез (А) и объемный вид (Б) восстающих воронкообразных структур, контролирующих парагенезисы минералов платиновых металлов в рудоносных рифах Бушвельского массива. По [15]

Геологи, изучающие Бушвельд, считают, что необычное строение Меренского рифа (МР), обладающего пегматоидной структурой и обилием вторичных минералов (амфиболы, слюды), объясняется результатом позднемагматических процессов с повторной кристаллизацией, вызванной воздействием высокотемпературных флюидов [25]. В состав флюидов входят сера, селен, теллур, мышьяк. О чем свидетельствует присутствие в рудах платиновых минералов таких как сперрилит $PtAs_2$, куперит PtS , меренскит $(Pd, Pt)(Te, Bi)_2$, мончеит $PtTe_2$, платарсит $PtAsS$.

Данные по жидким включениям в породах

риффа указывают на постоянное присутствие окислов углерода [26]. Графит повсеместно ассоциирует с вторичными минералами, при этом часто наблюдается прорастание графита фторсодержащими слюдами [27].

В дунитовых (гортонолитовых) трубках Бушвельда, Онвервах, Мойхоук, Драйкоп, где содержания платиноидов достигали очень высоких концентраций до 1-2 кг/т, наблюдались обширные поля хлор-графитовых комплексов. Предполагается [31], что в этих трубках транспортировка платиновых металлов осуществлялась в виде углеводородных и платино-хлоридных соединений в вос-

ходящих высокотемпературных газовых потоках.

Великая Дайка (пл. 3500 кв. км) приурочена к тому же что и Бушвельд Восточно-Африканскому глубинному разлому, пересекающему Родезийский кратон Южно-Африканского щита (см. рис. 2). Это один из уникалов, который представлен гиганским дайкообразным телом ультраосновного состава, протягивающимся почти на 600 км в виде довольно узкой (4-8 км) субвертикальной интрузии (мощностью 2 км).

Из недавно открытых здесь платиновых рудников наиболее богаты платиноидами (4,6 г/т при Pt/Pd=2/1) сульфидоносные пироксениты (плагноклазовые бронзититы) месторождений Хартли и Нгези Северного сектора массива, а с 2010 г. начал действовать рудник Мимоза в Южном секторе.

В пределах этих месторождений наиболее широко развита хлоритовая минеральная фаза. Платинорудная хлорит-сперрилитовая ассоциация является, как показали специальные исследования [30], следствием постмагматических условий рудообразования с участием серы и мышьяка.

Поведение газовой-флюидной фазы довольно детально изучено на платиноносном массиве

Стиллуотер (рис. 5), который также как Бушвельд и Великая Дайка относится к типу расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий докембрия (2 700 млн лет) с богатым платинометалльным оруденением [6]. По своим размерам Стиллуотер принадлежит к интрузиям среднего масштаба (300 кв. км), однако он заметно богаче платиноидами (14,6-21,5 г/т при Pd/Pt=3/1). Расположен массив в краевой части Северо-Американской платформы, в области её сочленения со складчатой системой Кордильер.

Платиноносный горизонт (J-M риф), представленный троктолитом, локализован в 130-метровом троктолит-анортозитовом ритме норитовой пачки Полосчатой зоны [3]. В настоящее время здесь работают два подземных рудника, где средние содержания платиноидов в рудах составляет 11-14 г/т (при ведущей роли палладия Pd/Pt=5/1). На действующем руднике «Стиллуотер» (участок Миннеаполис) породы отличаются крупнозернистым строением и пегматоидными структурами, которые характеризуются повышением количества платиноидов до 140 г/т.

Нескольким ученым [27-29] удалось просле-

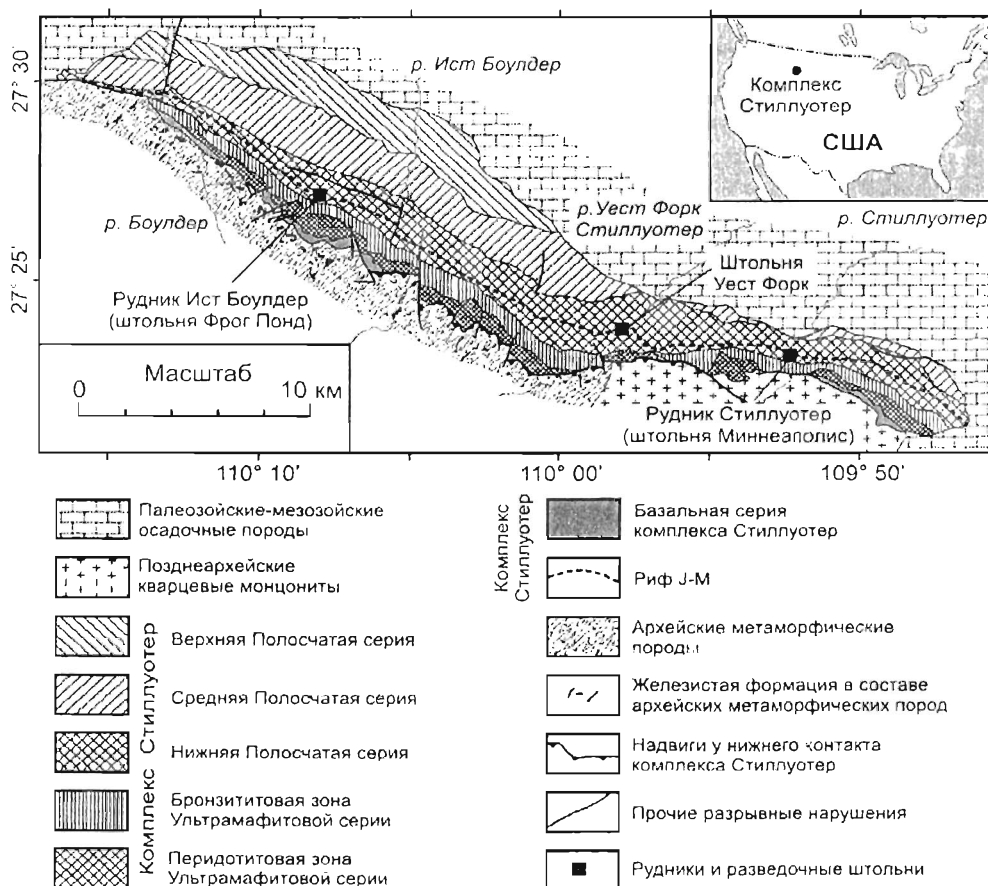


Рис. 5. Схематическая геологическая карта комплекса Стиллуотер. По [27-29]

дуть поведение в рудной зоне этого массива летучих компонентов. Так, было установлено, что в магматическую высокотемпературную стадию (t 700-800°С) в платиноносном рифе доминировала фаза, обогащенная хлором. В пегматоидную позднемагматическую стадию (t 480-640°С, p 4,3-5,6 кбар) появлялась окись углерода, в постмагматическую низкотемпературную стадию (t 300-250°С) преобладающей является флюидная водосодержащая фаза состава $NaCl-CO_2-H_2O$.

Особый тип платинометалльных проявлений Стиллуотерского массива, выявленных американскими геологами [33], связан с высокоуглеродистыми трубкообразными телами пегматоидного строения. Они сложены бронзитом (60%), оливином (25%) и графит-сульфидной ассоциацией (15%) с примесью магнетита и железистого хромита. Парагенезисы минералов характеризуются удивительно редким сочетанием графита разнообразных модификаций (от тонкозернистых агрегатов до глобулярных сферул и прожилков) с мелкими зернами сульфидов меди и рения, теллуридов палладия и серебра, что позволяет говорить о важной роли флюидной фазы, содержащий углерод и серу.

На участие газов в рудогенезе платиноидно-медно-никелевых сульфидных месторождений **Норильского региона** геологи обратили внимание давно. Высокая проницаемость коры этого региона способствовала активному проникновению флюидно-магматических масс.

Месторождения района локализованы на крайнем северо-западе Сибирской платформы в месте ее сопряжения с Енисей-Хатангским прогибом и Западно-Сибирской низменностью (рис. 6). Длительное мантийное возбуждение области соприкосновения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты обусловило интенсивный рифтогенез на рубеже позднего палеозоя и раннего мезозоя.

Уникальные по промышленной значимости Норильско-Талнахские месторождения, связанные с пикрит-габбро-долеритовыми интрузиями триаса, испытали в ходе длительной эволюции интенсивное воздействие флюидов. Многообразие процессов, контролирующих становление норильских интрузий, привело к образованию широкого спектра пород от такситовых и пикритовых долеритов в подошве до лейкократовых габбро-долеритов в кровле (рис. 7). К приподошвенным частям массивов приурочены, как пра-

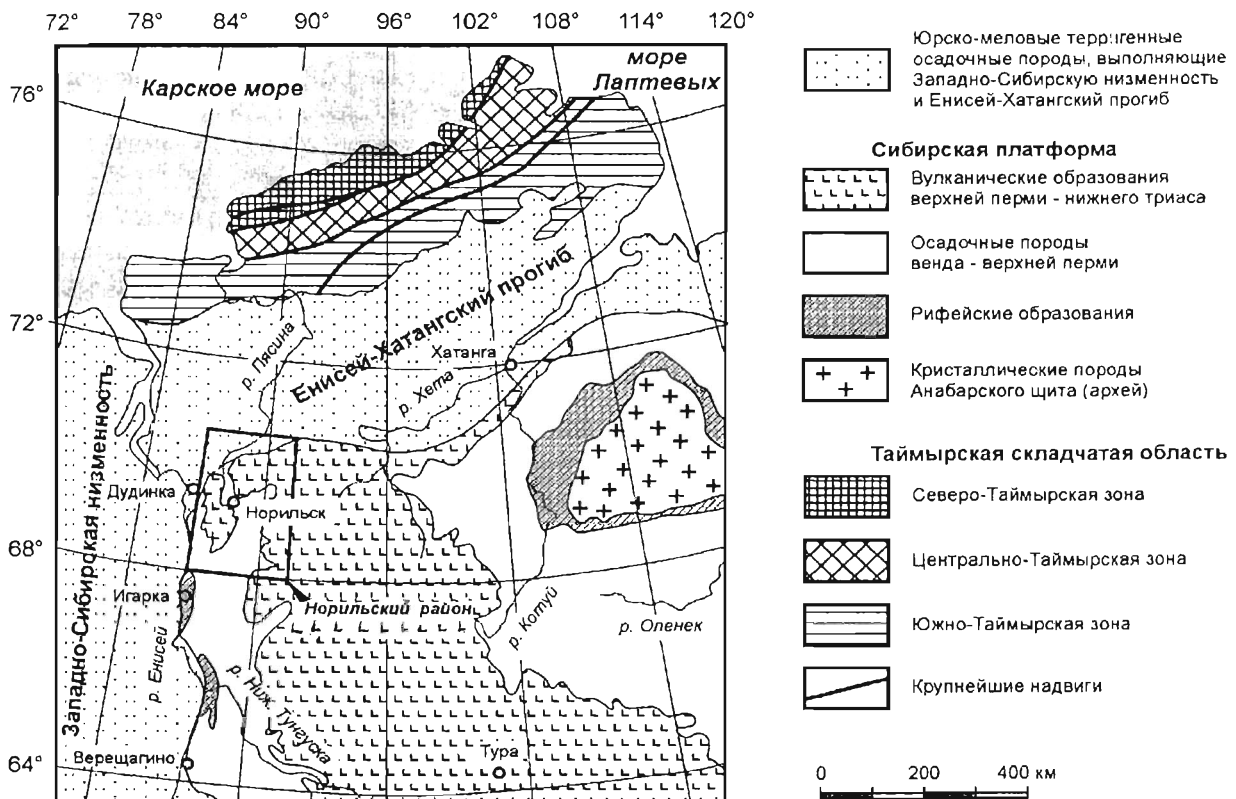


Рис. 6. Схематическая геологическая карта севера Сибирской платформы и прилегающих территорий, где показано положение Норильского района в региональной геологической структуре

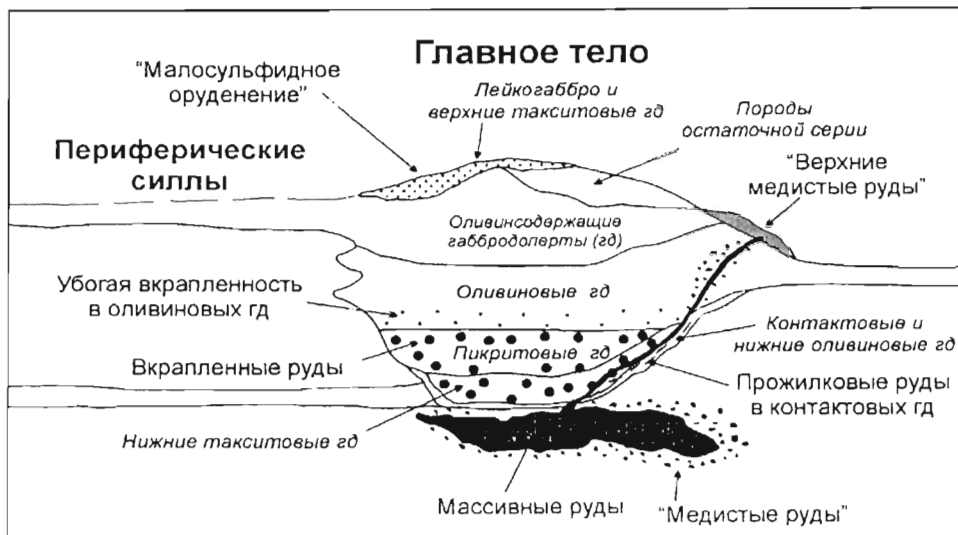


Рис. 7. Схематический обобщенный разрез рудоносной интрузии норильского типа, показывающий её внутреннюю структуру и ассоциирующие типы руд. По [15]

вило, наиболее богатые сульфидные руды с суммой платиноидов порядка 10 г/т (при ведущей роли палладия Pd/Pt=3-6).

Сравнительно недавно в верхних горизонтах этих интрузий обнаружено собственно платинометалльное малосульфидное оруденение с содержаниями МПГ, превышающими местами их количество в нижних горизонтах [22]. Ведущая роль при формировании малосульфидных норильских руд принадлежит эволюционирующим по составу флюидам - Cl, F, CH₄, CO, CO₂, H₂S, H₂O, которые на магматической стадии рудообразования способствовали экстракции МПГ из расплава и переносу их в верхние горизонты с переотложением металлов в поздне- и постмагматические стадии рудогенеза [22].

Зоны повышенной флюидно-магматической проницаемости, с которыми связаны потоки флюидов установлены в пределах всех рудных полей Норильско-Хараелахского региона (рис. 8).

Концентрация МПГ на нижних уровнях интрузий сопровождается широким развитием хлор-, фтор-, водосодержащих вторичных минералов, таких как -амфибол, флогопит, биотит, пренит, карбонаты. Находки в рудах флюорита, датолита, фтор-хлорапатита говорят о хлоридно-фторидной специализации флюидов норильских родоначальных магм. Существует предположение и о дополнительном источнике галогенов, серы и воды из океанических осадков, затянутых в мантию в ходе коллизии Таймырской плиты с Сибирской платформой и поддвига океанической коры в северные участки Таймырско-Хараелахской провинции [7].

Альпинотипные хромитоносные ультрабазиты, также как и рассмотренные выше расслоен-

ные мафит-ультрамафитовые массивы, несут следы преобразований восстановленными флюидами. Увеличение содержаний МПГ происходит не во всех хромитовых рудах, а лишь на отдельных участках, где проявлены процессы метаморфизма. Повышенные содержания платиновых металлов (в том числе таких редких как иридий и осмий) наблюдаются в крупнозернистых перекристаллизованных дунитах Полярного Урала, обогащенных сульфидами [4].

На массиве Рай-Из они сконцентрированы в центральной его части, подвергшейся активной переработке (рис. 9). Существование в этой части массива зоны флюидных изменений показал микроструктурный анализ, проведенный В.Р. Шмелевым [23]. По этим данным интенсивно измененная субширотная центральная зона массива Рай-Из, представленная наложенной оливин-энстатитовой ассоциацией (с крупными порфиробластами позднего энстатита), содержит тела многочисленных крупнозернистых амфиболитов. Именно к этой зоне приурочены богатые хромитовые платиносодержащие руды месторождения Центральное I, которые обрабатываются. Среди минералов платиновых металлов преобладают самородные и самородно-сульфидные парагенезисы, что по мнению академика А.А. Маракушева [13] сопряжено с восходящими флюидными потоками восстановленного характера (преимущественно сероводородного).

Наряду с традиционными магматическими типами платинометаллических руд в последние годы появились новые, нетрадиционные типы руд, связанные с углеродсодержащей *черносланцевой* формацией осадочных пород [19]. Углеродистые осадки, несущие повышенные концентрации

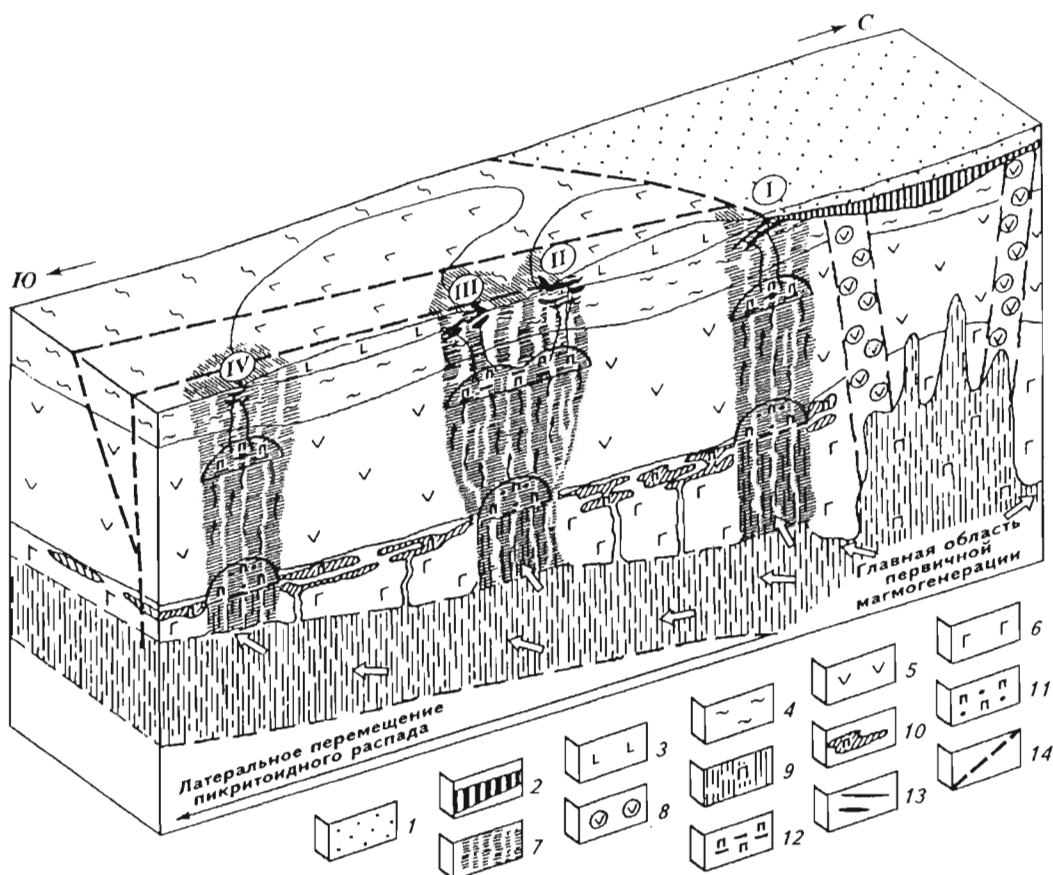


Рис. 8. Принципиальная схема формирования Норильско-Харалахской региональной рудообразующей системы [по 8]

1 – мезозойско-кайнозойские отложения Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба; 2,3 – вулканогенные образования пермо-триаса: 2 – погребенные, 3 – наземные; 4 – осадочные отложения; 5 – породы консолидированной коры; 6 – перидотиты верхней мантии; 7 – зоны повышенной флюидно-магматической проницаемости; 8 – ствольные рифтогенные зоны базификации коры; 9 – области зарождения и латерального перемещения сульфидоносного пикритоидного расплава; 10 – глубинные силы пикритов в подошве консолидированной коры; 11, 12 – нижний (11) и верхний (12) уровни концентрирования сульфидов в промежуточных очагах магматических колонн; 13 – сульфидоносные расслоенные интрузивы и рудные залежи; 14 – разломные рудоконтролирующие структуры. Рудные поля: I – Тальминское, II – Талнахское, III – Норильское, IV – Южно-Норильское

МПГ и их спутников (Ni, Cu, V, U и др.) накапливаются в условиях морских бассейнов, приуроченных к рифтогенным окраинам континентов, либо к внутриконтинентальным рифтам.

Месторождения этого формационного типа обнаружены сейчас почти на всех континентах [5].

В России поисковые работы привели в настоящее время к выявлению промышленных содержаний платиновых металлов в черносланцевых толщах Карелии (Онежский прогиб), Южной Сибири (Сухой Лог), Центральной России (Тим), отдельных рудопроявлений в Якутии, Забайкалье, Кузнецком Алатау, на Таймыре, Енисейском крае и Северо-Востоке РФ.

Как свидетельствуют имеющиеся данные, формирование металллоносных сланцев началось уже в раннем докембрии и с разной интенсивностью продолжалось на протяжении всего фанеро-

зоя, но наиболее активно оно проявилось на рубеже докембрийского и палеозойского времени.

Режим охлаждения восходящих флюидных потоков, содержащих соединения углерода, сопровождался выделением свободного углерода, углеводородов и воды: $H_2 + CO = C + H_2O$, $3H_2 + CO = CH_4 + H_2O$.

Этот процесс является основой формирования в осадочной оболочке Земли черносланцевых и углеводородных формаций. Выявление особенностей газовой-флюидного режима может служить критерием специализации отдельных регионов на металллоносное черносланцевое или углеводородное сырье.

Как показывают экспериментальные исследования [32] наиболее распространенными формами переноса металлов платиновой группы в рудах черносланцевого типа являются кластерные

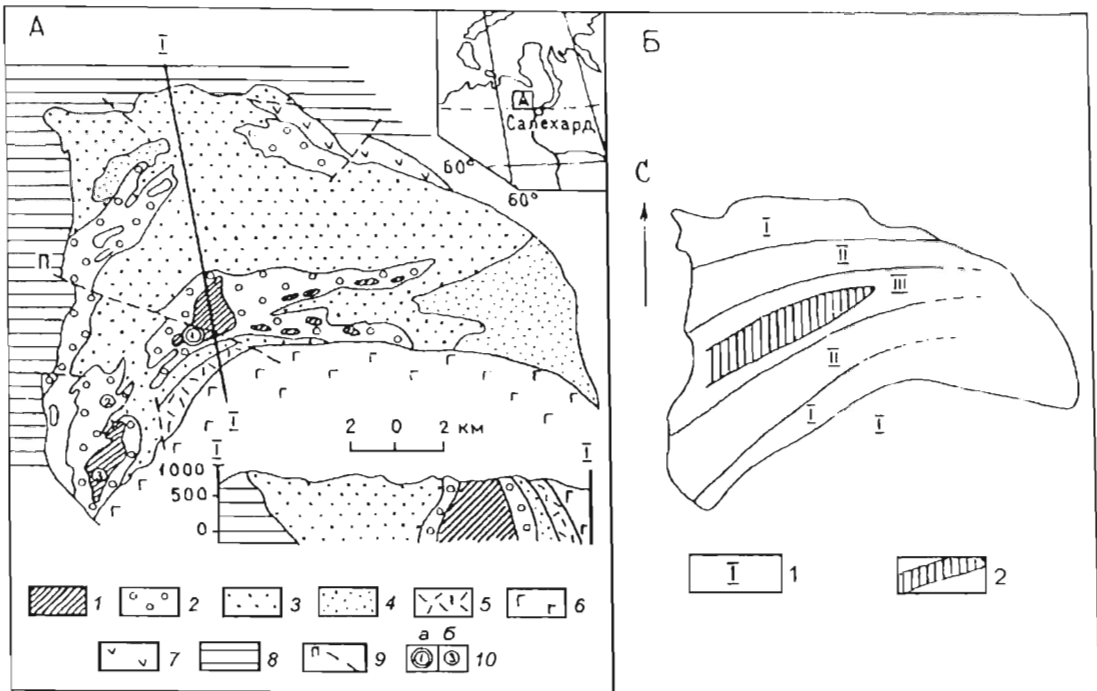


Рис. 9. Геологическая карта (А) и схема внутреннего строения (Б) дунит-гарцбургитового платиноносного хромитового массива Рай-Из, Полярный Урал. По [4]

А. 1 – крупнозернистые платиноносные дуниты, содержащие хромитовые тела; 2 – дунит-гарцбургитовый крупнозернистый комплекс; 3 – дунит-гарцбургитовый комплекс (средне- и мелкозернистый); 4 – гарцбургитовый комплекс с блоками лерцолитов; 5 – пироксениты; 6 – габброиды; 7 – серпентиниты зоны меланжа; 8 – палеозойские осадочные отложения; 9 – Полойшорский разлом; 10 – месторождения (а) и рудопроявления (б) хромитовых руд (1 – Центральное, 2 – Западное, 3 – Юго-Западное); Б. 1 – зоны разновидностей пород дунит-гарцбургитового комплекса: I – м/з, II – с/з, III – к/з. 2 – зона высокотемпературного метаморфизма с полями развития энстатизированных пород и амфиболитов.

соединения, где в качестве лиганд выступают СО-группы. Наложенные процессы перераспределения вещества углеродистых сланцев под воздействием флюидно-гидротермальных систем можно отнести к рудоконцентрирующим, приводящим к образованию богатых типов платиносодержащих осадочно-метаморфогенных руд.

В заключение этого очерка хочется подчеркнуть, что наблюдаемые на платинометалльных месторождениях особенности флюидно-газового режима, отражая общую эволюцию нашей планеты, имеют металлогеническую значимость. В соответствии с геофизическими данными [1] поверхность мантии характеризуется неравномерностью разогрева. Этот факт подразумевает два типа строения флюидосферы – аномальную высокотемпературную и низкотемпературную. Первый тип характерен для мобильных зон и рифтогенных структур, второй развит на щитах и платформах. Продуктами аномальных зон являются трансмагматические высоконапорные потоки, содержащие восстановленные газы. С ними связаны процессы метасоматоза и высокотемпературного рудообразования, в том числе платинометалльного. В низ-

котемпературном типе глубинные газовые потоки преобразуются в постмагматические, обеспечивающие образование гидротермальных руд.

Металлогеническая специализация флюидных потоков в значительной степени зависит от состава генерированной в мантии магмы. В производных магм мафит-ультрамафитового состава главную роль играют образования дифференцированных серий, обладающих высоким химическим средством к халькофильным металлам – Ni, Cu, МПГ (особенно Pd). Как показывают многочисленные данные [13,32], МПГ способны переноситься в потоке восстановленных флюидов на значительные расстояния.

С подобными процессами связано образование крупных платинометалльных месторождений в расслоенных интрузиях, в сульфидных МПГ-Cu-Ni рудах Норильского и других регионов, в хромитовых рудах Полярного Урала и т.д.

С позиций проявлений флюидно-газового режима можно объяснить закономерности поведения не только платиновых, но и других металлов, что необходимо принимать во внимание при прогнозно-металлогенических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вартанян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли как ведущие факторы геологической эволюции. *Отечеств. геология*, 2000, №6, с.14-22.
2. Горбачев Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. Автореферат докторской диссертации. 1992, 43с.
3. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение стиллуотерского типа и критерии его прогнозирования. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1984,89 с.
4. Гурская Л.И. Платиноносность Полярного Урала. В кн. «Платина России» т.II, кн.2,М., АО «Геоинформмарк», 1995,с.83-89.
5. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2000, 208 с.
6. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В. и др. Платинометалльные месторождения мира. Т.1, кн.1: Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расчлененных комплексах. М.,АО «Геоинформмарк», 1994, 279с.
7. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб, Наука, 2002, 822с.
8. Додин Д.А., Дюжиков О.А. Крупные и уникальные платиносодержащие месторождения вулканогенно-плутогенных комплексов: геодинамика, металлогения, модели формирования. В кн. Платина России, т.VI, М., ООО «Геоинформмарк», 2005, с.150-165.
9. Иванов О.К., Шилов В.А., Шилова Т.А. Дуниты Нижне-Тагильского массива Урала. Изв. АН СССР, серия геол., 1980, №10, с.29-45.
10. Карпинский А.П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. Части 1 и 2. Известия АН СССР, 1926, сер.VI, т.20,№2, с.133-170.
11. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Остафийчук И.М. и др. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск, Наука, 1980, 142с.
12. Малахов И.А. Савахин И.В., Сычева Г.А. О генезисе платинового оруденения в массивах Платиноносного пояса Урала (на примере Нижне-Тагильского массива). Изв. Ур.-Горного ин-та, серия геол. и геофиз., 1993, вып.2, с.104-115.
13. Маракушев А.А. Происхождение месторождений платиновых металлов и их экспериментальное моделирование. Платина России, т.11, кн.1, 1995, с.49-63.
14. Маракушев А.А. Флюидный режим обновления коры Земли и других планет солнечной системы. В кн. «Планета Земля», 2004, с.268-282.
15. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб: СПбГУ, 2003, 487с. (перевод с англ.яз.).
16. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. Магматические летучие и их участие в формировании рудообразующих флюидов. Геология рудных м-ний, 1997, т.39, №6, с.520-530.
17. Орлова Г.П., Рябчиков И.Д., Дистер В.В. и др. Флюидная миграция платины при магматическом сульфидообразовании. Геология рудных м-ний, 1987, т.29, №1, с.106-109.
18. Разин Л.В. Промышленно-перспективный минерально-сырьевой потенциал Уральского Платиноносного пояса. М., Изд-во «Университетская книга», 2008, 172 с.
19. Рундквист Д.В., Гурская Л.И. Новые перспективные типы платинометалльного оруденения. Очерки металлогении, Тбилиси: Изд-во «Мецниереба», 1986, с.119-138.
20. Рундквист Д.В. (ред.) Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия формирования. М., ИГЕМ РАН, 2004, 430с.
21. Русинов В.Л. Взаимодействие флюидных потоков и сдвиговых деформаций в литосфере: механизмы и геологические следствия. В кн. Флюиды и геодинамика, М., Наука, 2006, с.105-120.
22. Служеникин С.Ф., Дюжиков О.Н., Кравцов В.Ф., Туровцев Д.М. Малосульфидная платиновая рудная формация - новый источник благороднометалльного сырья в Норильском районе. Сб. научн. трудов «Платина России» М., АО «Геоинформмарк», 1994, с.115-127.
23. Шмелев В.Р. О внутреннем строении массива Рай-Из. Ежегодник ИГ и Г УНЦ АН, 1981, с.77-80.
24. Щеглов А.Д. О металлогении ЮАР, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранд и возможности открытия их аналогов в России. СПб, Картофабрика ВСЕГЕИ, 1994, 45 с.
25. Ballhaus C.G., Cornelius M., Stumpfl E.F. The Upper critical zone of the Bushveld complex and origin of Merensky-type ores: a discussion. *Econ.geology*, 1988, vol. 83, №5, pp.1082-1085.
26. Barnes.S.Y, Campbell J.H. Role of late magmatic fluids in Merensky-type platinum deposits. *Geology*, 1988,v.16, №6, p.488-492.
27. Boudreau A. Fluid fluxing of cumulates: the y-m reef and associated rocks of the Stillwater complex. *J. of Petrology*, 1999, vol.40, №5, pp.755-772.
28. Godel B., Sarah-Jane Barnes. Platinum-group elements in sulfide mineral and the whole rocks of the j-m reef (Stillwater complex): implication for the formation of the reef. *Chemical Geology*, 2008, vol.248, pp.272-294.
29. Hanley J.J., Mungall J.E., Petke T., Spooner E.T.C. Fluid and Halide melt Inclusions of magmatic origin in the Ultramafic and Lower Banded series, Stillwater complex, Montana,USA.*J. of Petrology*, 2008, vol.49,№6 pp.1133-1160.
30. Locmelis M., Melcher F., Overthur Th. Platinum-group element distribution in the oxidized Main sulfide zone, Great Dyke, Zimbabwe.*Mineralium Deposita*, 2010, vol 45, №1, pp.93-109.
31. Stumpfl E.F., Rucklidge J.C. The platiniferous dunite pipes of the eastern Bushveld. *Econ. Geology*, 1982, vol 77, №6, pp.1419-1432.
32. Thomas G.H. Organic ligands and metal-organic complexing in ore fluids of sedimentary origin. *US Geol.Surv. circ.*, 1990, №1058, pp.31-41.
33. Volborth A, Housley R.M. A preliminary Description of complex graphite, sulphide, arsenide and platinum Group element mineralization in a pegmatoid pyroxenite of the Stillwater complex, Montana. USA. *TMPM*,1984,№33, p.213-230.

ПЛАТИНОИДЫ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Л.И. Аникеева, С.И. Андреев, В.Е. Казакова, П.А. Александров.
ФГУП «ВНИИОкеангеология» им. И.С. Грамберга

В последние годы активизировались и приобрели прагматический характер геологоразведочные работы в Международном Районе Мирового океана на железомарганцевые конкреции (ЖМК) в поле Кларифон-Клиппертон (Тихий океан), на кобальтмарганцевые корки (КМК) в пределах Магеллановых гор (северо-западная часть Тихого океана), на глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС) в Срединно-Атлантическом хребте (САХ, 10°-40°с.ш.). Современное состояние проблемы минеральных ресурсов океана может быть охарактеризовано как прошедшее «точку невозврата»: на российском Заявочном Участке ЖМК уже десять лет ведутся планомерные разведочные работы. Срок их завершения, согласно контракта с Международным Органом по морскому дну (МОМД ООН), 2016 г. Аналогичное положение дел на Заявочном Участке ЖМК СО «ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ», в изучении которого Россия принимает долевое участие (20%). По линии КМК полностью подготовлены заявочные материалы на шесть гайотов Магеллановых гор. Страна может подать Заявку, как только будут утверждены МОМД ООН правила этой

процедуры. После утверждения в мае 2010 г. Правил поиска и разведки полиметаллических сульфидов, во ВНИИОкеангеология подготовлена и подана Заявка на Участок ГПС в районе Срединно-Атлантического хребта. Ее рассмотрение и утверждение МОМД ООН ожидается в июле 2011 г.

Перечисленные виды океанических полезных ископаемых являются комплексным минеральным сырьем [1]. В составе ЖМК главные – Ni, Cu, Co и Mn, сопутствующие – Mo, PЗЭ, V, в т.ч. МПГ; в КМК главные – Co, Ni и Mn, сопутствующие – Mo, Cu, PЗЭ+Y, в т.ч. МПГ; в составе ГПС – главные Cu, Zn (в транзиталах Pb), попутные – Au, Ag, Se, Te, In, Cd, Tl, Bi. Pt отмечается практически в незначительных концентрациях – сотые доли г/т; Pd – тысячные доли г/т. Средние содержания главных полезных компонентов и МПГ в железомарганцевых образованиях для Тихого, Индийского и Атлантического океанов приводятся по данным Л.И. Аникеевой и др. (1997, 2002) в таблице 1.

Фактологической основой приведенных сведений является банк данных, сформированный в отделе геологии и минеральных ресурсов океана

Таблица 1

Средние содержания элементов платиновой группы в ЖМО Тихого,
Индийского и Атлантического океанов

Тип руд, МПГ	Тихий океан			Индийский океан			Атлантический океан		
	n	X	S	n	X	S	n	X	S
Корки									
Pt	449	0,4596	0,4767	10	0,1580	0,040	15	0,1974	0,0864
Pd	145	0,0146	0,0135	-	-	-	14	0,0032	0,0019
Ir	29	0,0077	0,0180	-	-	-	2	0,0019	0,0002
Os	21	0,0596	0,1139	-	-	-	2	0,0088	0,0074
Ru	76	0,0138	0,0181	-	-	-	2	0,0070	0,0014
Rh	119	0,0157	0,0148	-	-	-	12	0,0078	0,0068
Конкреции									
Pt	383	0,0964	0,0709	43	0,1078	0,0516	22	0,1457	0,1036
Pd	258	0,0506	0,1140	41	0,0103	0,0125	21	0,0059	0,0024
Ir	56	0,0041	0,0045	9	0,0038	0,0009	12	0,0065	0,0049
Os	28	0,0130	0,0160	-	-	-	4	0,0364	0,0381
Ru	27	0,0054	0,0066	-	-	-	4	0,0203	0,0193
Rh	3	0,0243	0,0248	-	-	-	10	0,0058	0,0066

Примечания: n – количество определений; X – среднее содержание; S – стандартное отклонение.

ВНИИОкеангеология. Он включает в себя отечественные и зарубежные опубликованные и фондовые источники информации, содержащие оригинальные материалы отчетов по рейсам и тематическим работам, выполненным во ВНИИОкеангеология, Южморгеология, Дальморгеология, ВИМС и Институте Океанологии РАН.

Аналитические определения содержаний МПП производились с использованием пробирно-спектрального и химико-спектрального методов, в ограниченном количестве нестабильного вольтамперного метода. Совокупность данных представляет Pt, Pd, Ir, Os, Ru и Rh, содержания которых существенно различны в кобальтмарганцевых корках и железомарганцевых конкрециях. Особенно контрастны средние значения для Тихого океана, где в КМК Pt – 0,46 г/т, а в ЖМК – 0,10 г/т.

Специфичен сам характер изменений содержания МП. Pd повсеместно установлен в подчиненном количестве относительно Pt. Вторым по значимости, как в КМК, так и в ЖМК, чаще всего бывает Os. Коэффициенты парной корреляции (табл. 2) указывают, что в корках Pt положительно связана с Mn, Ni и Co; а в конкрециях с Fe и Co. Отсюда намечается зависимость Pt в железомарганцевых образованиях от поведения Co, средние содержания которого в КМК в 2.5 раза выше средних концентраций в ЖМК. Прямым подтверждением сказанного является реаль-

ное соотношение средних содержаний Pt в корках и конкрециях Тихого океана, равное 4.5 (см. табл. 1).

Кобальт, с которым по нашему мнению ассоциирует Pt, не образует индивидуальных минеральных форм. Он экстрагируется из водной толщи океана Fe-Mn гидроксидной матрицей, следуя своему родству с Fe и Mn, что опосредованно влияет на связанную с ним Pt. В ЖМК корреляция Co с Fe положительная, с Mn отрицательная (см. табл. 2). В КМК Co с Fe имеют положительную связь, но она слабее чем в ЖМК, с Mn связь сильная положительная.

Таким образом, в конкрециях фактор влияния Fe-Mn матрицы на накопление Pt через Co выражен умеренно, т.к. вариации содержаний Fe незначительны, в среднем 5-7%. В корках положительное влияние на накопление Pt оказывает как Fe (14,3-27,0%), так и Mn (9,1-28,0%), что приводит к образованию ее заметных повышенных концентраций в сравнении с ЖМК. Отметим, что максимальные содержания Pt могут достигать в составе КМК 4.5 г/т [2, 4].

Если корреляционные соотношения между главными и сопутствующими элементами в железомарганцевых образованиях океана можно считать 1-ым фактором влияния на их платиносность, то 2-ой фактор отражает вертикальную геохимическую зональность в расположении про-

Таблица 2

Значения коэффициентов парной корреляции рудных элементов в железомарганцевых конкрециях и корках

Корки						
Mn	Fe	Ni	Cu	Co	Pt	
1,000 (412)	0,045 (410)	0,661 (380)	0,036 (360)	0,654 (380)	0,340 (412)	Mn
	1,000 (410)	-0,441 (378)	0,016 (360)	0,148 (378)	-0,252 (410)	Fe
		1,000 (384)	0,289 (329)	0,278 (384)	0,347 (383)	Ni
			1,000 (361)	-0,227 (329)	-0,115 (360)	Cu
				1,000 (384)	0,159 (383)	Co
Конкреции						
Mn	Fe	Ni	Cu	Co	Pt	
1,000 (286)	-0,296 (286)	0,806 (245)	0,646 (285)	-0,004 (234)	-0,003 (267)	Mn
	1,000 (301)	-0,629 (260)	-0,607 (300)	0,501 (249)	0,173 (273)	Fe
		1,000 (339)	0,787 (335)	-0,244 (328)	-0,092 (310)	Ni
			1,000 (375)	-0,331 (324)	-0,186 (345)	Cu
				1,000 (329)	0,124 (300)	Co

дуктов железомарганцевого рудогенеза океана внутри водной толщи. В результате, в разрезе водной толщи формируются гидрохимические разделы (сверху вниз): слой кислородного минимума, критическая глубина карбонатакопления и критическая глубина кремненакопления [3].

Процесс океанского Fe-Mn рудогенеза находится в полной зависимости от вертикальной геохимической зональности, что выражается в образовании на разных геохимических разделах свойственных только им геохимических типов конкреций и корок. В слое кислородного минимума отлагаются кобальт-марганцевые корки (Co-Mn – Гавайский тип) гидрогенные образования, в которых идет накопление платины (0,46 г/т) и осмия (0,06 г/т).

В продуктивном интервале непосредственно выше критической глубины карбонатакопления отлагаются конкреции гидрогенно-седиментационной природы (Ni-Cu-Co – Центрально-Тихоокеанский тип) с невысокими содержаниями Ni (0,76%), Cu (0,70%) и Mn (24%). Кобальт повышен до 0,25-0,30%. Ниже критической глубины карбонатакопления образуются гидрогенно-седиментационно-диагенетические конкреции (Ni-Cu – тип Кларион-Клиппертон), рассматриваемые как современное промышленно значимое минеральное сырье: Ni – 1,2-1,4%; Cu – 1,0-1,3%; Co – 0,15-0,20%; Mn – 27-33% [4]. Именно этот геохимический тип конкреций распространен в пределах российского Заявочного Участка в поле Кларион-Клиппертон (Тихий океан), где ведется разведка. Такой же тип ЖМК слагает рудные залежи на совместном с восточноевропейскими странами Заявочном Участке СО «ИНТЕРОКЕ-АНМЕТАЛ» в том же регионе. На уровне глубины критического карбонатакопления вблизи срединного хребта образуется особый вид конкреций – Перуанский тип, с высоким содержанием Mn (33-39%), Ni (1,25-1,50%) и незначительно Co (0,02-0,08%). Самый низкий батиметрический продуктивный интервал связан с глубиной критического кремненакопления. В его пределах образуются своеобразные по составу ЖМК (Co – Южно-Тихоокеанский тип). При незначительных содержаниях Ni (0,34-0,47%), Cu (0,21-0,30%) и Mn (15,1-21,0%) в них присутствуют стабильные концентрации Co (0,3-0,4%) и высокие Fe (15-20%), а весовая плотность залегания этих конкреций самая высокая – в среднем достигает 25-30 кг/м². Темп осадконакопления предельно низкий, механизм формирования стяжений в этих условиях, скорее всего, гидрогенно-диагенетический [5].

Таким образом, в океане выделяются пять геохимических типов железомарганцевых конкреций и корок: 1. Гавайский (Co-Mn), 2. Центрально-Тихоокеанский (Ni-Cu-Co), 3. тип Кларион-Клиппертон (Ni-Cu), 4. Перуанский (Ni-Mn) и 5. Южно-Тихоокеанский (Co). Шестой тип железомарганцевые корки и конкреции гидротермального генезиса, формируется вне связи с вертикальной зональностью. Для него характерны невыдержанные содержания Mn и Fe при очень низких концентрациях Ni, Cu и Co (сотые и тысячные доли %).

Из перечисленных практически значимы две разновидности железомарганцевых образований. Первая представлена скоплениями ЖМК типа Кларион-Клиппертон в пределах российского Заявочного Участка и участка СО «ИНТЕРОКЕ-АНМЕТАЛ» в одноименном поле, вторая – кобальтмарганцевыми корками, материалы изучения которых составят основу Заявки в районе Магеллановых гор, как только будут утверждены правила ее оформления.

Освоение упомянутых типов ЖМК и КМК предполагает безотходную технологическую переработку сырья с извлечением как главных, так и попутных компонентов. В число последних входят платиноиды. Их концентрации для железомарганцевых образований океана, в целом, приведены в таблице 3.

Наиболее значительные средние содержания Pt отмечаются в кобальтмарганцевых корках (КМК) 0,49 г/т. Второе место занимают ЖМК типа Кларион-Клиппертон – 0,1 г/т. Pd не характерен для железомарганцевых образований океана. Его концентрации в разы, а нередко и на порядок ниже концентраций Pt. Os содержится в сотых долях, Ir в тысячных долях г/т. Ru достигает сотых долей г/т только в КМК. Rh в ЖМК типа Кларион-Клиппертон и в КМК достигает 0,012-0,014 г/т.

Выше отмечалось, что Pt геохимически тесно связана с Co. С определенной оговоркой, к ним может примыкать Pd, но поскольку его концентрации мизерны, он исключается из числа практически значимых и далее не рассматривается. Что касается Co, то в слое кислородного минимума этот химический элемент обладает высокой химической активностью. В условиях осаждения органического вещества, сопутствующего выделением аммиака (NH₃), Co дает комплексные легкорастворимые соединения типа [Co(NH₃)₆]²⁺ и [Co(NH₃)₆]³⁺ [6], которые и вовлекаются в процесс железомарганцевого рудогенеза океана.

Аналогичные комплексные соединения даст

Таблица 3

Содержания МПГв гидрооксидных Fe-Mn образованиях океана

Типы оксидных руд	Pt (г/т)				Pd (г/т)				Os (г/т)			
	n	X	X _{max}	S	n	X	X _{max}	S	n	X	X _{max}	S
Mn	8	0,047	0,087	0,024	7	0,062	0,010	0,0022	5	0,0074	0,029	0,012
Ni-Cu богатые	48	0,074	0,210	0,044	5	0,0182			8	0,0191	0,076	0,027
Ni-Cu бедные	136	0,102	0,800	0,092	15	0,0207			-	-	-	-
Co	49	0,084	0,250	0,056	34	0,0082			1	0,002	0,002	-
Co-Mn богатые	189	0,620	4,500	0,585	46	0,0082			3	0,0828	0,229	-
Co-Mn рядовые	91	0,226	1,600	0,286	66	0,0122			3	0,0417	0,090	-
Гидротермальные корки	26	0,028	0,110	0,050	29	0,0036			-	-	-	-
Содержания в среднем хондрите CI*		1,020				0,545				0,524		
Кларк земной коры**		0,020				0,014				0,014		
Глубоководные осадки***		0,005				0,0035				0,0002		
Океанская вода, %о***	1 x 10 ⁻¹¹				2 x 10 ⁻¹²							
Типы оксидных руд	Ir (г/т)				Ru (г/т)				Rh (г/т)			
	n	X	X _{max}	S	n	X	X _{max}	S	n	X	X _{max}	S
Mn	6	0,00098	0,01	0,00004	6	0,0028	0,009	0,0031	4	0,027	0,053	0,018
Ni-Cu богатые	22	0,0056	0,015	0,0039	6	0,0073	0,019	0,0076	1	0,010	0,010	-
Ni-Cu бедные	4	0,0005	0,015	0,0060	-	-	-	-	2	0,0125	0,020	-
Co	1	0,001	0,001	-	1	0,002	0,002	-	2	0,005	0,005	-
Co-Mn богатые	2	0,001	0,001	-	2	0,030	0,059	-	44	0,020	0,095	0,020
Co-Mn рядовые	5	0,007	0,028	0,012	16	0,0173	0,080	0,023	58	0,010	0,030	0,0862
Гидротермальные корки	-	-	-	-	-	-	-	-	8	0,0010	0,001	-
Содержания в среднем хондрите CI*		0,540				0,690				0,200		
Кларк земной коры**		0,005				0,009				0,003		
Глубоководные осадки***		0,0003				0,0002				0,0004		
Океанская вода, %о***	1,5 x 10 ⁻¹³				2 x 10 ⁻¹³							

Примечание: * - [7]; ** - [8]; *** - [9].

и Pt. Рисунок 1 наглядно показывает, как связано распределение Pt в железомарганцевых образованиях и аммиака в разрезе водной толщи океана в зависимости от глубины. Аммиакаты Pt обладают крайне малой растворимостью [6], но, следуя тесной геохимической связи с Mn, имеют тенденцию накапливаться в кобальтмарганцевых корках, формирующихся в слое кислородного минимума, на подводных горах и гайотах, в интервале глубин от 600-800 м до 3000 м.

Вторая, можно сказать, универсальная форма нахождения в океанской водной толще Co и Pt (PtCl₄) представлена хлоридными соединениями

[6]. Они присутствуют как в слое кислородного минимума, так и в продуктивных интервалах выше и ниже уровня критической глубины карбоната накопления. При этом процесс вхождения как Co, так и тесно связанной с ним Pt, определяется геохимическим средством с железом. Однако, поскольку содержания Fe в абиссальных конкрециях Ni-Cu-Co (Центрально-Тихоокеанского) и Ni-Co (Кларион-Клиппертон) типов низкое (6,5-11,0%), то и накопление Pt в них идет менее интенсивно, чем в КМК и ограничено концентрациями не выше 0,1-0,2 г/т.

Основной механизм накопления платины –

адсорбция ее комплексных соединений с аммиаком и хлором на границе железистых марганцевых минералов (агрегатов) и океанской воды, возможно включение агрегативно- и седиментационно-неустойчивых минералов платины за счет процессов окклюзии в ходе роста и формирования структуры железомарганцевых образований.

На рисунке 1 показан характер распределения платины в железомарганцевых образованиях в разрезе водной толщи океана, в зависимости от глубины и положения гидрохимических разделов: слоя кислородного минимума и глубины критического карбонатакопления. Этот график не требует особых комментариев. Он четко иллюстрирует область влияния слоя кислородного минимума, в пределах которой железомарганцевые образования (корки) характеризуются повышенными содержаниями платины, и область влияния глубины критического карбонатакопления, где концентрации платины варьируют незначительно, на уровне 0,1 г/т. Характер распределения содержаний платины в кобальтмарганцевых корках и железомарганцевых конкрециях отображен в виде гистограмм на рисунке 2. На первой из них видно, что диапазон изменения концентраций платины варьирует от 0,1-0,2 г/т до 2,0 г/т. Известно, что в отдельных случаях содержание платины может достигать своего максимума в районе о. Уэйк 4,5 г/т [2, 4]. В конкреционных образованиях содержания платины заметно ниже - от 0,1 г/т до 0,5-0,6 г/т в единичных пробах.

С практической точки зрения интерес к платине и, отчасти, платиноидам в целом, определяется рамками российского Заявочного Участка ЖМК в поле Клариион-Клиппертон (Тихий оке-

ан) и потенциального российского Заявочного Участка КМК в поле Магеллановых гор (Северо-западная часть Тихого океана). Гистограммы распределения платины для указанных регионов приведены на рисунке 2. Из первого графика видно, что содержания платины в поле Клариион-Клиппертон, где расположен Заявочный Участок ЖМК, варьируют в пределах не выше 0,2 г/т, редко достигают 0,5 г/т. На гистограмме распространения платины в поле Магеллановых гор диапазон содержаний достаточно широкий, может достигать 1,0 г/т, в единичных случаях - 1,4 г/т и выше. Конкретные данные о концентрациях платины в КМК следуют из исследования технологической пробы, отобранной в пределах гайоты МЖ-37 (Грамберга). Эта величина не превосходит 0,3 г/т. Будем считать ее, с учетом гистограммы (рис. 2), отправной при экспертной оценке прогнозных ресурсов на потенциальном российском Заявочном Участке КМК в Магеллановых горах, включающем гайоты Паллада, Федорова, Грамберга, Ита-Май-Таи, Геленджик, Бутакова (рис. 3). Общий объем корок этих объектов составляет 700 млн тонн сухой рудной массы. Ресурсы по отдельным гайотам варьируют от 60 до 180 млн тонн (Южморгеология, 2011 г.). Общий ресурсный потенциал платины для указанных гайот, в целом, при среднем содержании 0,3 г/т, превышает 200 тонн металла. На отдельных гайотах сосредоточено от 18 до 54 тонн металла, в недрах. Глубина залегания платиносодержащих залежей корок от 600 до 3000 метров.

Для ЖМК экспертная оценка прогнозных ресурсов платины может быть произведена с более высокой достоверностью. Для этого объекта кон-

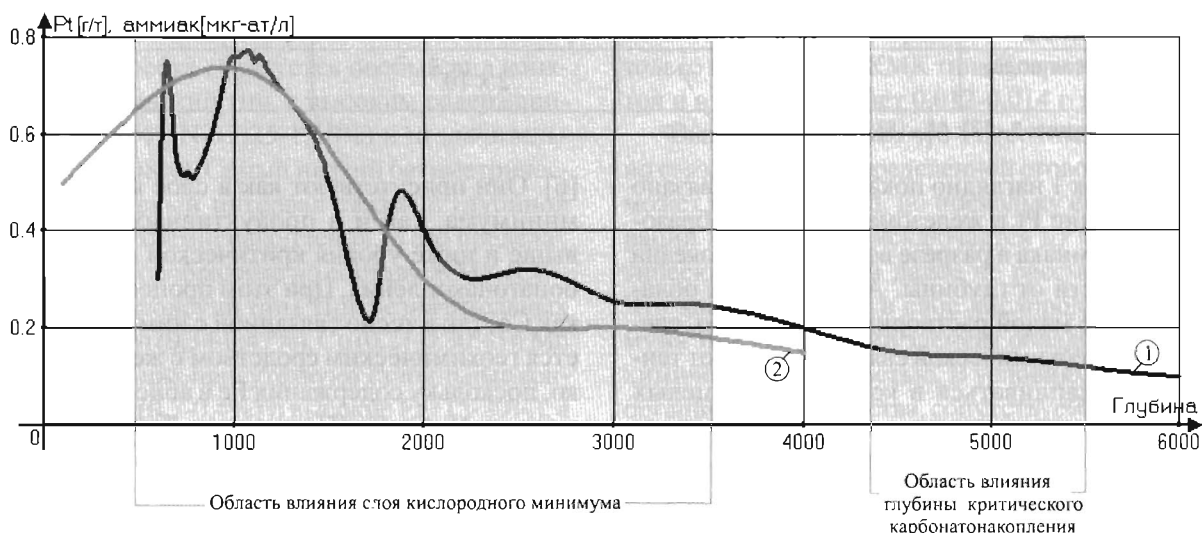


Рис. 1. Содержание платины (1) в железомарганцевых образованиях и аммиака (2) в водной толще, в зависимости от глубины океана

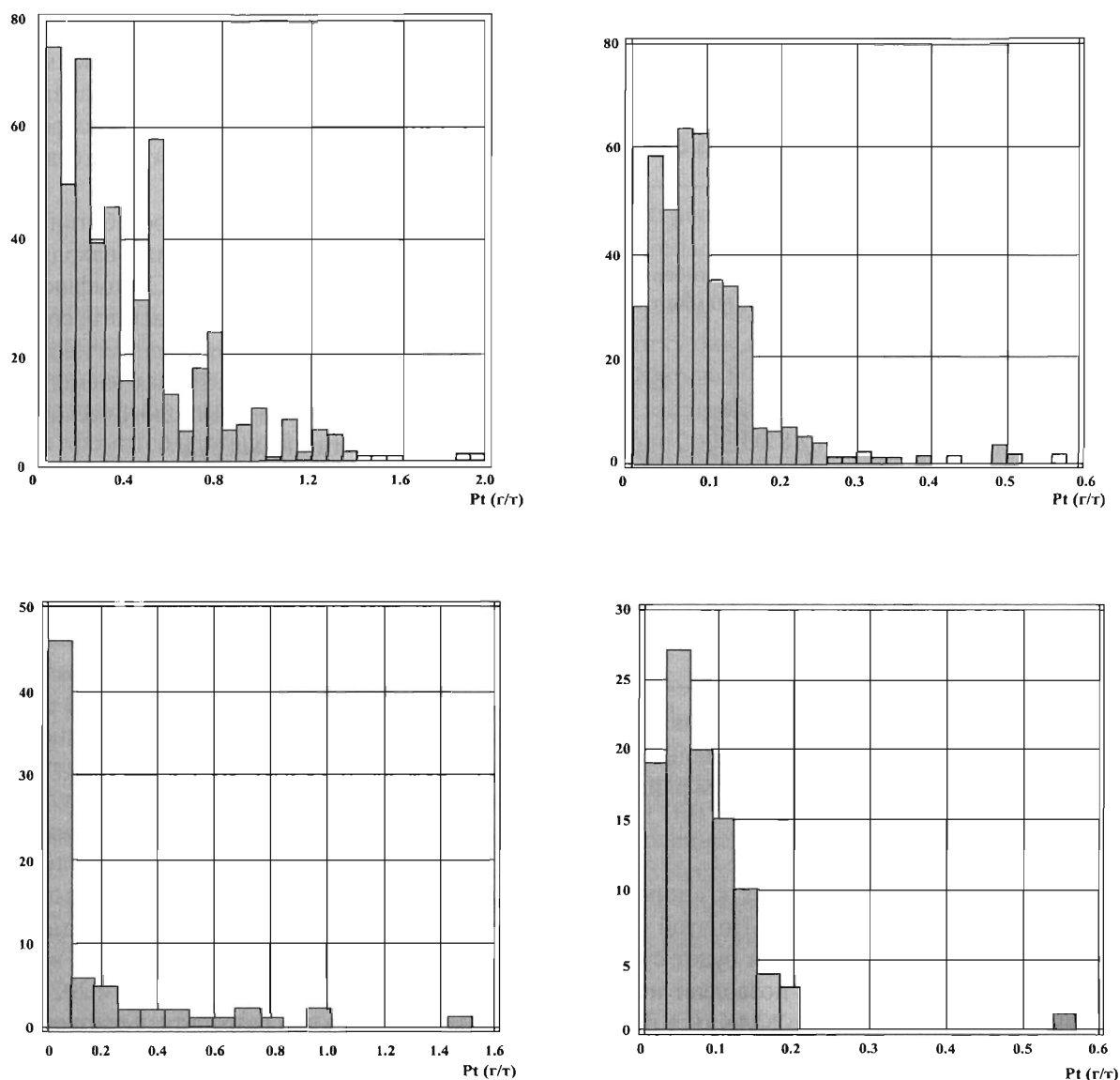


Рис. 2. Гистограммы распределения Pt

1 - КМК, Мировой океан; 2 - ЖМК, Мировой океан; 3 - КМК, Магеллановы горы (Тихий океан); 4 - ЖМК, поле Кларитн-Клиппертон (Тихий океан)

кретизирован район будущей добычи ЖМК. Это Российский Разведочный Район (РРР) площадью 41,4 тыс. км², прогнозные ресурсы которого по ЖМК, согласно данным Южморгеология (2011 г.) составляют 579,1 млн тонн сухой рудной массы. При среднем содержании в конкреционных рудах 0,1 г/т Pt, ее прогнозные ресурсы могут составить около 60 тонн металла.

Таким образом, присутствие Pt отмечается в кобальтмарганцевых корках в масштабах, представляющих практическое значение. По существующей классификации [10], платиносодержащие кобальтмарганцевые корки в пределах потенциального российского Заявочного Участка в Магеллановых горах, по своим прогнозным ресурсам могут быть отнесены к числу крупных

месторождений (более 130 тонн). В поле Кларитн-Клиппертон (Тихий океан), в пределах Российского Разведочного Района, ресурсный потенциал Pt по той же классификации отвечает рангу рядового объекта (130-10 тонн). Подчеркнем при этом, что Pt рассматривается сугубо как попутный полезный компонент, содержащийся в высококачественных гидроокисных железомарганцевых рудах (Mn - 30%; Ni - 1,41%; Cu - 1,13%; Co - 0,23%) с низким содержанием P (меньше 0,2%).

Указанные стратегические металлы являются главными продуктами технологической переработки океанических конкреционных руд, и весь комплекс затратных статей обычно отнесен на их счет. Попутные компоненты в этом случае можно рассматривать как дополнительно извлекаемые

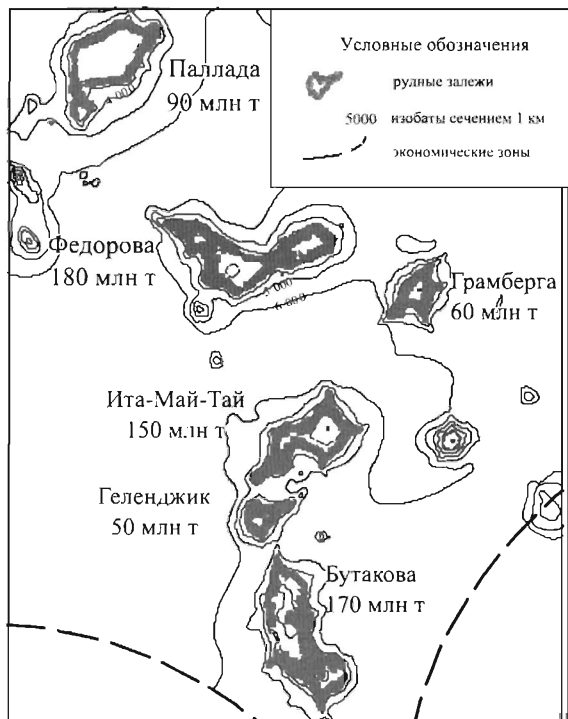


Рис. 3. Схема расположения перспективных гайотов Магеллановых гор – потенциальных объектов Заявки РФ в Международном районе Мирового океана

из рудных масс, уже доставленных к «порогу» перерабатывающего предприятия. По этой причине себестоимость их извлечения будет существенно ниже, что естественно позволяет невысокие концентрации платины в ЖМК (0,1 г/т) и КМК (0,3 г/т), учитывая солидные общие ресурсы, считать вполне промышленно значимыми. Сказанное в полном объеме относится практичес-

ки ко всему спектру сопутствующих компонентов, как в ЖМК, так и в КМК и, вероятно, может вызвать интерес к другим элементам платиновой группы (таблица 3), к осмию и, возможно, родию, содержание которых в корках, соответственно, 0,04-0,09 г/т и 0,02-0,10 г/т.

Вопросы технологической переработки КМК и ЖМК с целью извлечения платины находятся в начальной стадии изучения [11]. Специфика этого процесса, принципиально решаемого, состоит в предварительном обогащении рудных масс, требующем создания дополнительных элементов в структуре обычной схемы технологического передела железомарганцевых руд.

Таким образом, железомарганцевые образования Мирового океана, в первую очередь кобальт-марганцевые корки, представляют собой новую платиноносную формацию. При средних содержаниях платины в корках порядка 0,3 г/т, нередко отмечаются концентрации в 0,5-1,0 г/т, максимально до 4,5 г/т [2]. В конкрециях поля Кларрион-Клиппертон (Тихий океан) средние содержания платины варьируют в пределах 0,1-0,2 г/т. Общие прогнозные ресурсы в пределах потенциального российского Заявочного Участка КМК в Магеллановых горах (Тихий океан) и российского Заявочного Участка ЖМК в поле Кларрион-Клиппертон, соответственно, могут оцениваться в 200 тонн и в 60 тонн. Принимая во внимание реальность освоения океанических месторождений ЖМК и КМК в обозримом будущем сразу за рубежом 2020 года [12], рекомендуется при разработке технологии их металлургического передела, наравне с главными полезными компонентами, в составе попутных учитывать возможность извлечения платины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И., Аникеева Л.И., Петухов С.И. Состояние изученности и проблемы освоения минерально-сырьевого потенциала Мирового океана / Горный журнал, 2009, № 3, с. 48-56.
2. Atlas: Mineral resource of sea floor. Cobalt-rich manganese crust. Editor H. Aoku. Japan Geological Survey, 1990, 124 p.
3. Андреев С.И., Аникеева Л.И. Минерально-сырьевой потенциал Мирового океана и его роль в развитии человеческой цивилизации / Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Минералогия». Ред.: Б.А. Блюман, Л.И. Красный, О.В. Петров, А.Ф. Морозов. Книга 1, раздел 1. Земля. Минеральные ресурсы Мира и их экономика. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, с. 333-341.
4. Кобальтбогатые руды Мирового океана. Отв. редактор С.И. Андреев. Авторы: Л.И. Аникеева, С.И. Андреев, В.Е. Казакова и др. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002, 167 с.
5. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994, 190 с.
6. Александров П.А., Аникеева Л.И., Андреев С.И., Петухов С.И. Талассохимия рудогенеза Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2009, 218 с.
7. Кабри Л., Налдретт А. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах / 27 МГК, Минералогия, т. 10. М.: 1984, с. 10-27.
8. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: 1975. 248 с.
9. Батуриш Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993, 303 с.
10. Орлов В.П. Справочник «Минеральное сырье». М.: 1999, 301 с.
11. Минералого-геохимические методы изучения железомарганцевых руд Мирового океана / Труды совещания «Совершенствование минералого-геохимических методов изучения и подготовки к освоению железомарганцевых руд Мирового океана», 20-21 марта 2007 г. М.: ВИМС, 2009, 324 с.
12. Андреев С.И., Аникеева Л.И., Алексеев А.М. Минеральные ресурсы Мирового океана. Концепция изучения и освоения (на период до 2020 г.). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2007, 82 с.

УДК 669.21/23:662.349.18

ПРОИЗВОДСТВО И ДОБЫЧА ПЛАТИНОИДОВ В ГЛАВНЫХ СТРАНАХ-ПРОДУЦЕНТАХ

Г.С. Забродский, Л.В. Игневская

ИАЦ «Минерал» ФГУНПП «Аэрогеология», г. Москва

Основными источниками металлов платиновой группы (МПГ) в мире являются месторождения трех геолого-промышленных типов. Два из них: малосульфидный платиноидный и платиноидный хромитсодержащий - относятся к группе собственно платиноидных; сульфидный медно-никелевый содержит МПГ попутно. Остальные типы руд, в которых эти металлы концентрируются в виде примесей, а также россыпные месторождения принципиального значения для промышленности не имеют.

Главнейшую роль в мировой минерально-сырьевой базе МПГ играют собственно платиноидные месторождения, распространенные в ЮАР, Зимбабве, США. Более трети МПГ добывается из таких месторождений в Канаде. В России, напротив, более 95% платиноидов извлекается из руд комплексных сульфидных медно-никелевых месторождений, остальные 5% приходятся на долю россыпей. В стране выявлены

и объекты малосульфидного типа, однако в разработку они пока не вовлечены.

Мировые **выявленные ресурсы**¹ платиноидов, заключенные в недрах, оценивались нами на начало 2009 г. в 82,3 тыс. т (табл. 1). Основная их часть – около 70% – сосредоточена в ЮАР. Значительными ресурсами платиноидов располагают также Россия (13,5 тыс. т) и Зимбабве (7,3 тыс. т). В сумме на долю этих трех стран приходится 96% мирового сырьевого потенциала МПГ.

Сравнительно крупные расслоенные интрузивные комплексы основного -ультраосновного состава, перспективные на обнаружение промышленных платиноидных руд, выявлены также в США, Канаде, Финляндии, Австралии и Гренландии. Ресурсы МПГ на территории каждого из перечисленных государств составляют от 280 до 850 т. Небольшие месторождения и проявления МПГ с оцененными ресурсами известны в пределах еще пяти стран мира.

Таблица 1

Подтвержденные запасы и выявленные ресурсы МПГ в мире по состоянию на 01.01.2009 г.

	Подтвержденные запасы, тонн	Доля в мире, %	Выявленные ресурсы, тонн	Доля в мире, %
Австралия	19	0,1	314	0,4
Ботсвана	46	0,3	75	0,1
Бразилия	11	0,07	49	0,06
Гренландия	0	0	283	0,3
Замбия	5	0,03	9	0,01
Зимбабве	1017	6,1	7274	8,8
Канада	414	2,5	832	1,0
Китай	291	1,7	291	0,4
Россия	2518	15,1	13470	16,4
США	722	4,3	849	1,0
Танзания	0	0	23	0,03
Финляндия	33	0,2	518	0,6
ЮАР	11633	69,6	58274	70,9
Итого	16709	100	82261	100

¹ Выявленные ресурсы (identified resources) – разведанные и оцененные запасы сырья в недрах, по степени геологической изученности подразделяющиеся на измеренные (measured), установленные (indicated) и предполагаемые (inferred) ресурсы; по мнению авторов, соответствуют сумме балансовых и забалансовых запасов категорий A+B+C₁+C₂ с некоторой частью ресурсов категории P₁. Включают подтвержденные запасы.

Подтвержденные запасы³ платиноидов в мире по состоянию на 1.01.2009 г. составляли 16,7 тыс.т. Структура их распределения по странам мира не претерпевает существенных изменений на протяжении уже нескольких десятилетий. Большая часть запасов (70% мировых) подсчитана по крупным месторождениям ЮАР. Существенной сырьевой базой обладают также Россия, Зимбабве, США и Канада (см. табл. 1).

Коренные месторождения обеспечивают около 80% поступления платиноидов на мировой рынок. Подчиненное значение имеет производство вторичных МПГ (в 2008-2009 гг. – 95-115 т в год) при переработке лома ювелирных изделий, отработанных катализаторов выхлопных газов и т.д. Относительно небольшое количество металлов (менее 10 т ежегодно) получают из россыпей.

Львиная доля объема выпуска платиноидов из руд и концентратов приходится на две страны – ЮАР и Россию (рис. 1). Ежегодно они суммарно производят от 85 до 90% всех МПГ мира.

ЮАР является безусловным лидером по добыче металлов платиновой группы (на протяжении последних пяти лет – свыше 60% мировой). К началу 2010 г. в стране действовало 25 рудников, ведущих разработку месторождений платиноидов. За исключением предприятия Нкомати (Nkomati), все они эксплуатировали объекты, связанные с крупнейшим в мире, уникальным по своим разме-

рам Бушвельдским расслоенным массивом [1; 2; 5]. Он расположен в северо-восточной части ЮАР, протягивается с востока на запад на 430 км, с севера на юг – на 260 км и имеет мощность более 8 км. Выходы его пород на поверхность занимают территорию в 66 тыс.кв.км, причем еще около 60% площади комплекса перекрыто иными геологическими образованиями. Массив образовался около 2,1 млрд лет назад; представляет собой межформационный лополит, подстилаемый позднеархейскими гранитами и породами Трансваальской серии раннего протерозоя и перекрываемый фельзитами серии Ройберг (Roiberg) и красными гранитами с возрастом 1,8-1,9 млрд лет. На поверхности массив подразделяют на три части, или сектора: Западный, протяженностью по поверхности с севера на юг 230 км при ширине от 5 до 33 км, Восточный, прослеженный на 160 км при ширине от 7 до 38 км, и Северный, который протягивается на 70 км к северу от г. Мокопане в виде полосы субмеридионального простирания.

Платиноидные месторождения Бушвельдского комплекса приурочены к так называемой Критической зоне, располагающейся в нижней части лополита, – расслоенной серии ультраосновных пород и подчиненных габброидов, максимальная мощность которой достигает 1 км. В Западном и Восточном секторах в ее пределах выделяют два продуктивных в отношении МПГ пласта: верх-

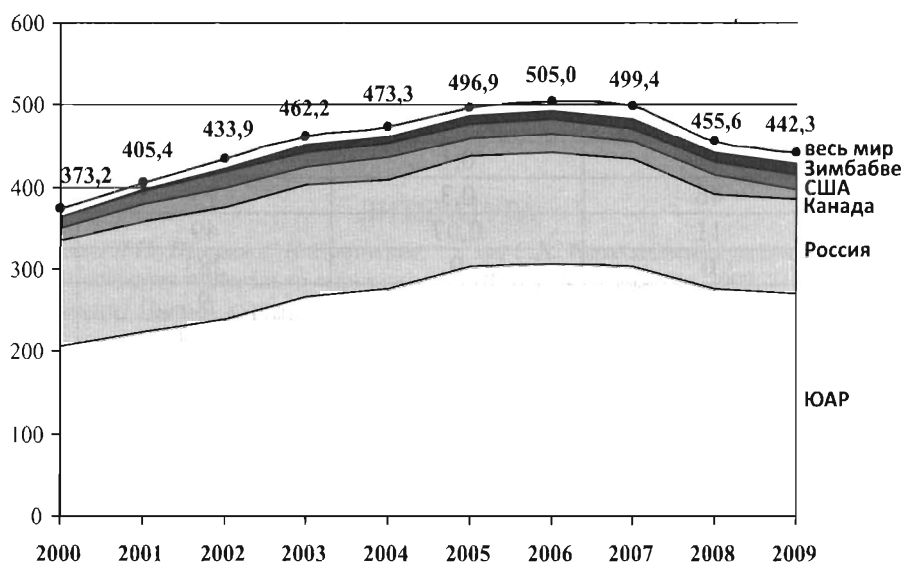


Рис. 1. Динамика производства МПГ из руд и концентратов основными странами-производителями в 2000-2009 гг., тонн

³ Подтвержденные запасы: доказанные (proved) + вероятные (probable) запасы – часть measured + indicated (иногда inferred) resources, подсчитанная для эксплуатируемых месторождений или объектов, относительно которых принято решение об отработке; соответствуют эксплуатационным запасам категорий A+B+C₁; учитывают потери и разубоживание.

ний, называемый рифом Меренского, и залегающий под ним риф UG-2.

Риф Меренского представляет собой прослой, сложенный бронзититами и содержащий платиноносные нодулы хромита, сульфиды и сульфоарсениды железа, меди и никеля. Он прослежен непрерывно на всей протяженности Западного сектора Бушвельдского массива и на 130 км – в Восточном при мощности от 0,2 до 5 м. Минерализация рифа относится к малосульфидному платиноидному типу; руды характеризуются средним содержанием суммы МПГ 5,95 г/т при соотношении концентраций платины и палладия, равном 2,3 : 1. Руды содержат 0,21-0,29% никеля и 0,07-0,14% меди.

Риф UG-2, мощность которого колеблется от 0,6 до 1,5 м, залегает в 15-370 м ниже рифа Меренского, сложен преимущественно хромититами и обогащен платиноидами (в первую очередь – платиной) в промышленных концентрациях, которые в ряде случаев превышают содержания МПГ в рудах пласта Меренского. В частности, это отмечается на месторождениях Импала-Платинум (Impala Platinum) и Марула (Marula). Руды рифа UG-2 относятся к платиноидному хромитсодержащему геолого-промышленному типу. Содержание никеля в них колеблется около 0,1%, меди – 0,01-0,02%.

В связи с тем, что оруденение этих двух продуктивных пластов Бушвельдского комплекса прослежено практически непрерывно на большие расстояния, выделение месторождений МПГ в пределах Западного и Восточного секторов массива носит условный характер. По сути, они представляют собой те или иные участки рифов Меренского и UG-2, ограниченные пределами отводов горнодобывающих предприятий. Отрабатываются, как правило, совместно. Наиболее крупными из таких объектов в Западном секторе являются разрабатываемые месторождения Аманделбалт (Amandelbult), Импала-Платинум, Рюстенбург (Rustenburg), а также группа объектов Марикана (Marikana) – Истерн-Платинум (Eastern Platinum), Уэстерн-Платинум (Western Platinum) и Кари (Karee). Подтвержденные запасы трех первых месторождений колеблются от 1,23 до 2,15 тыс.т суммы МПГ и золота при среднем содержании этих металлов в рудах от 3,92 до 4,97 г/т. Суммарные запасы группы месторождений Марикана равны 1,63 тыс.т. В Восточном секторе Бушвельда выделяются эксплуатируемые мес-

торождения Твикенхем (Twickenham), Бокони (Bokoni), Лимпопо (Limpopo) и Модиква (Modikwa) с подтвержденными запасами от 270 до 365 т МПГ и золота при их среднем содержании в рудах 3,2-5,1 г/т [10, с. 126; 14, с. 48; 20, с. 12; 19].

В пределах Северного сектора Бушвельдского массива платиноидное оруденение связано с сульфидными медно-никелевыми рудами пласта Платриф, который не имеет четких геологических границ, существенно менее выдержан по простиранию относительно рифов Меренского и UG-2 и характеризуется относительно невысоким средним содержанием МПГ (около 3 г/т и менее) при небольшом преобладании Pd над Pt. Однако он выгодно отличается значительной мощностью (20-25 м) и может отрабатываться открытым способом. Пока здесь действует единственный карьер Могалаквена (Mogalakwena), сырьевая база которого составляет 1,28 тыс.т платиноидов при содержании их в руде 3,31 г/т. Среднее содержание никеля – 0,19%, меди – 0,11% [10, с. 126].

Выявленные ресурсы МПГ в ЮАР (оценка сделана нами по данным действующих здесь компаний *Anglo Platinum Ltd.*, *Impala Platinum Holdings Ltd.*, *Lonmin plc.* и других) на начало 2009 г. составляли около 58,3 тыс. т, в том числе подтвержденные запасы превышали 11,6 тыс.т.

В 2009 г. в стране было произведено 271,4 т МПГ; из них 140,8 т платины и 75,1 т палладия [38, с. 12]. За период 2000-2009 гг. выпуск платиноидов здесь увеличился более, чем на 31% (см. рис. 1). Рост показателей ЮАР обусловлен исключительно удачным сочетанием целого ряда факторов: обширной сырьевой базой; наличием неосвоенных объектов, не требующих значительных затрат на дополнительное изучение; особенностями руд, в которых основным компонентом является платина, неуклонно и быстро дорожавшая все последние годы, вплоть до лета 2008 г.; законодательством, создающим благоприятный инвестиционный климат, в том числе для юниорных компаний.

Действующие в ЮАР компании уделяют большое внимание геологоразведочным работам, которые ведутся в пределах всех секторов Бушвельдского массива. Наиболее привлекательным из них, благодаря значительному количеству перспективных неосвоенных участков, является Восточный сектор (рис. 2). Здесь активно действуют такие крупные компании, как южноафриканские *Anglo Platinum Ltd.* и *Impala Platinum Holdings Ltd. (Implats)*, швейцарская *Xstrata plc.*, а

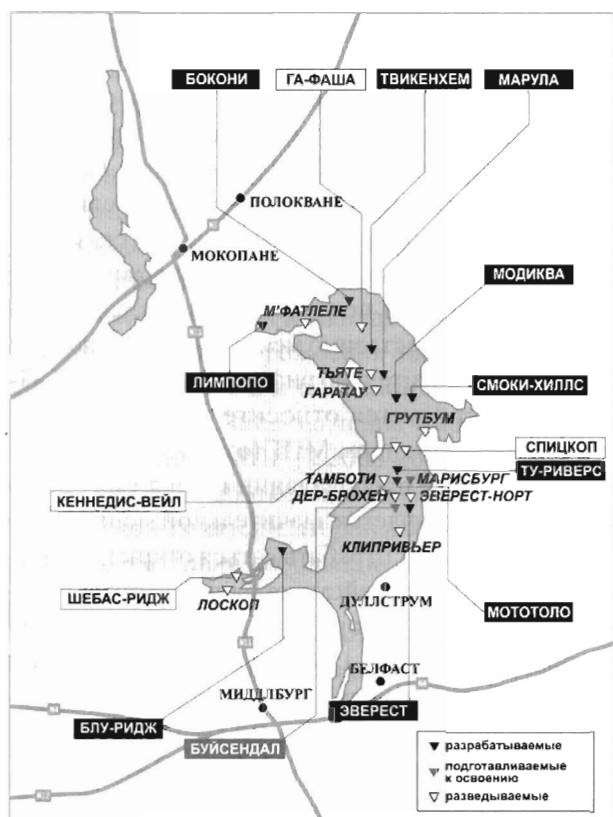


Рис. 2. Основные месторождения платиноидов в Восточном секторе Бушвельдского комплекса

также ряд других мелких и средних фирм.

Краткая характеристика геологоразведочных работ последних лет на месторождениях Бушвельда и их результатов приведена ниже.

В **Восточном секторе** корпорация *Anglo Platinum Ltd.* приступила к разведке платиноидного месторождения Твикенхем в начале 2000-х годов, а в 2006 г. здесь уже была начата добыча руды в контурах пласта UG-2. В начале 2008 г. компания утвердила проект строительства на базе месторождения полноценного горно-обогатительного комбината (ГОК) производительностью 5,6 т платины в концентрате в год. Предполагаемая стоимость работ оценивалась в 960 млн дол. по курсу 2009 г., что в условиях кризиса и сокращения затрат оказалось для *Anglo Platinum Ltd.* чрезмерной суммой. В итоге реализация проекта была отложена на два года. Ожидается, что коммерческая добыча руды на мощностях рудника начнется в 2015 г. На начало 2010 г. подтвержденные запасы месторождения составляли 74,5 млн т руды со средним содержанием МПГ 4,96 г/т [11].

В центральной части Восточного сектора разведано и разрабатывается месторождение Мото-

толо (Mototolo). Этот проект реализован *Anglo Platinum Ltd.* в рамках совместного предприятия с дочерней структурой швейцарской корпорации *Xstrata plc – Xstrata SA (Pty) Ltd.*, а также с фирмой *Kagiso Platinum Venture (Pty) Ltd.*, представляющей интересы коренных жителей ЮАР. С момента объявления о создании этого СП в августе 2005 г. до начала работ по сооружению на базе месторождения горно-обогатительного комплекса прошло всего три месяца, а уже в четвертом квартале 2006 г. предприятие вошло в строй. Его строительство обошлось компаниям-партнерам в 200 млн дол., срок службы составляет примерно 20 лет. Добыча руды ведется в пределах только одного из двух продуктивных на МПП пластов Бушвельдского массива – рифа UG-2. Выход рудника на полную мощность в 2,4 млн т руды, 4,1 т платины и 2,55 т палладия в концентрате в год, состоялся в 2009 г. [8; 9, с. 46; 48; 11, с. 75].

Компания *Implats*, основной конкурент *Anglo Platinum Ltd.* в ЮАР, в середине 2005 г. вместе со своим южноафриканским партнером *African Rainbow Minerals Ltd. (ARM)* приступила к сооружению рудника и обогатительной фабрики на месторождении Ту-Риверс (Two Rivers), прилегающем к Мототоло с севера и сопоставимом с ним по масштабу. В 2006 г. ГОК Ту-Риверс был введен в эксплуатацию. Добыча осуществляется из продуктивного пласта UG-2 с помощью двух уклонов. Риф Меренского в границах объекта Ту-Риверс разведан, но в разработку не вовлекается [16, с. 1; 2]. Выявленные ресурсы месторождения на середину 2010 г. составляли 80 млн т руды со средним содержанием суммы МПГ и золота 4,37 г/т [15].

Помимо крупнейших южноафриканских производителей платиноидов, освоение объектов Восточного Бушвельда ведет и ряд юниорных компаний.

В конце 2007 г. австралийская *Platinum Australia Ltd.* приступила к строительству горно-обогатительного предприятия на базе среднего по масштабу месторождения Смоки-Хиллс (Smokey Hills), расположенного в провинции Лимпопо, в 300 км к северу от г.Йоханнесбург. Его подтвержденные запасы, которые были подсчитаны по результатам подготовки ТЭО освоения годом ранее, составляли 4,64 млн т руды, содержащей в среднем 5,11 г/т суммы МПГ и Au (23,7 т металлов) [29, с. 7]. Добыча руды карьером, а затем и подземным способом на Смоки-Хиллс началась в 2008 г., а еще через год *Platinum Australia Ltd.* ввела здесь в строй обо-

гатительную фабрику. Предполагается, что рудник достигнет проектной мощности (2,9 т МПГ в год) в середине 2011 г. [30, с. 7-9].

Практически одновременно со Смоки-Хиллс в Восточном секторе Бушвельда после нескольких лет подготовки началась разработка еще одного месторождения Блу-Ридж (Blue Ridge), которое с июня 2007 г. в равных долях принадлежало британской *Ridge Mining plc* и южноафриканской *Imbani Platinum (Pty) Ltd.* Его детальная разведка завершилась в декабре 2003 г. Проектом предусмотрены ежегодная добыча и переработка 1,44 млн т руды со средним содержанием суммы МПГ и Au 3,3 г/т. Выявленные ресурсы месторождения Блу-Ридж были оценены в 51,1 млн т руды, содержащей в среднем 3,2 г/т суммы МПГ и Au, включая подтвержденные запасы в количестве 21,7 млн т руды с 3,3 г/т МПГ и Au [37]. Строительство рудника началось в январе 2007 г., спустя 10 месяцев горные выработки вскрыли продуктивный риф UG-2. Летом 2009 г. акции британской компании были приобретены зарегистрированной на Бермудских островах *Aquarius Platinum Ltd.* Новый владелец счел неэффективной организацию работ на месторождении и в августе 2010 г. принял решение приостановить рудник с целью оптимизации процесса добычи. Возобновление эксплуатации ГОК Блу-Ридж намечено на конец 2011 г., а выход его на полную проектную мощность – на 2013 г. [12, с. 70; 13].

Крупнейшим из неосвоенных месторождений Восточного сектора Бушвельдского массива остается объект Буйсендал (Booyesendal), находящийся на границе провинций Лимпопо и Мпумаланга, близ г.Лайденбург (Lydenburg), и принадлежащий южноафриканской *Northam Platinum Ltd.*, которая приобрела его в августе 2008 г. При небольших подтвержденных запасах, подсчитанных по итогам разведки в конце 2009 г. в количестве 31,1 млн т руды со средним содержанием суммы МПГ и Au 2,99 г/т, месторождение располагает крупными ресурсами, оцененными в 836 млн т руды с 3,84 г/т МПГ+Au [28]. Оработка месторождения будет вестись подземным способом; выпуск концентратов из добытых здесь руд начнется в мае 2013 г., а выход шахты на проектную мощность (7,62 т благородных металлов ежегодно) намечен на 2015 г. [26, с. 15; 27].

В начале 2010 г. австралийская *Nkwe Platinum Ltd.* завершила подготовку ТЭО освоения платиноидного месторождения Гаратау (Garatau). Его измеренные и предполагаемые

ресурсы по обоим главным продуктивным бушвельдским рифам, имеющим здесь среднюю рабочую мощность 1,2 м каждый, составили в сумме 148,2 млн т руды с 4,9 г/т МПГ. Оработка месторождения начнется в 2012 г. В перспективе компания намерена вовлечь в эксплуатацию прилегающее к Гаратау с юга месторождение Тубатсе (Tubatse), ГРП на котором продолжают. К середине 2009 г. его предполагаемые ресурсы оценивались в 259 млн т руды со средним содержанием платиноидов 5,56 г/т. По продуктивном пласту Меренского оценка была выполнена до глубины 700 м, по рифу UG-2 – 1100 м от поверхности [23, с. 7; 8; 10; 24; 25].

Севернее месторождения Гаратау, примерно в 60 км к северо-западу от г.Стилпурт (Steelport), расположено месторождение Тъяте (Tjate), на котором ГРП ведется силами британской *Jubilee Platinum plc.* Компания является оператором проекта с долей в 63%; остальные 37% принадлежат южноафриканской *Matuba Holdings (Pty) Ltd.* [18, с. 13; 17]. Риф Меренского прослежен здесь на глубинах от 600 до 1000 м, риф UG-2 – от 960 до 1400 м от поверхности [18, с.28; 32]. Результаты выполненных работ позволили впервые оценить установленные и предполагаемые ресурсы месторождения, которые составили в общей сложности 132,5 млн т руды со средним содержанием 5,92 г/т суммы шести платиноидов и золота, а также 0,11% никеля и 0,06% меди. На этой основе было предварительно определено, что только за счет разработки пласта Меренского здесь можно ежегодно добывать 2,4 млн т руды и выпускать по 9,95 т МПГ в год на протяжении 20 лет [19].

ГРП на платиноиды в **Западном секторе** Бушвельдского массива носили менее масштабный характер, что объяснялось высокой степенью вовлечения его в эксплуатацию и, соответственно, наличием здесь меньшего числа неосвоенных участков.

В июле 2007 г. южноафриканская *Platmin Ltd.* завершила детальную разведку месторождения Пиланесберг (Pilanesberg), находящегося примерно в 60 км к северо-западу от г.Рюстенбург. По итогам этих работ его подтвержденные запасы подсчитаны в количестве 67,43 млн т руды со средним содержанием МПГ 1,96 г/т, в том числе платины – 1,24 г/т (83,6 т металла), палладия – 0,57 г/т (38,4 т), родия – 0,14 г/т (9,4 т), а также золота – 0,08 г/т, никеля – 0,09%, меди – 0,02%. Выявленные ресурсы месторождения всех категорий оценены в 118 млн т руды с 3 г/т МПГ [35, с. 3; 4].

Характерной особенностью объекта Пиланесберг является то, что в его пределах промышленные концентрации МПГ связаны не только с рифами Меренского и UG-2, имеющими здесь средние мощности 1,1 и 1,2 м, но и двумя горизонтами (0,76 и 1,3 м) залегающего между ними так называемого Псевдо-рифа (Pseudo Reef), который сложен преимущественно гарцбургитами, ограниченными по кровле и подошве хромитами и пироксенитами. На других бушвельдских объектах этот риф на платиноиды не продуктивен. Общая вертикальная мощность «пачки», содержащей платиноносные пласты, на месторождении колеблется от 20 до 30 м [34, с. 23; 25; 26; 36, с. 24]. В соответствии с ТЭО, подготовленным по результатам детальной разведки объекта, его разработку предполагается вести с помощью двух карьеров мощностью 5 и 0,6 млн т руды в год. Отрабатываться будут все три продуктивных рифа [36, с. 54]. Добычные работы на месторождении Пиланесберг начались в декабре 2008 г. Проектная мощность ГОК – 7,78 т МПГ и золота в сумме, а также 3 тыс. т никеля и меди ежегодно. Предприятие выйдет на нее в 2012 г. [33; 36, с. 4; 5; 41].

Детальная разведка месторождения Уэстерн-Бушвельд (Western Bushveld), расположенного в нескольких километрах юго-восточнее рудника Пиланесберг, была выполнена к середине 2008 г. ГРР осуществляются совместными силами канадской *Platinum Group Metals Ltd.* (74%-ная доля) и южноафриканской *Wesizwe Platinum Ltd.* Первая из них, в частности, является оператором работ в пределах наиболее изученного и подготавливаемого к освоению участка Проект 1 [31]. Его выявленные ресурсы оценены в 44,6 млн т руды с 5,54 г/т МПГ, из них подтвержденные запасы, подсчитанные по рифам Меренского и UG-2, составили 31,5 млн т руды со средним содержанием трех МПГ 4,43 г/т, в том числе платины – 2,93 г/т, палладия – 1,23 г/т, родия – 0,27 г/т [32]. Участок предполагается разрабатывать серией уклонов, общая производительность которых после выхода на полную мощность составит 1,9 млн т руды в год.

Основной целью *Wesizwe Platinum Ltd.* является освоение прилегающего к Уэстерн-Бушвельд месторождения Уэсизве, носящего также название Фришгевагд-Ледиг (Frischgewaagd-Ledig). ГРР на месторождении компания ведет с октября 2004 г. В результате объект был детально разведан, а его выявленные ресурсы оценены в 79 млн т руды с содержанием 5,22 г/т суммы МПГ

и золота (всего МПГ – 412,4 т), а также 0,07% меди и 0,16% никеля [39, с. 11; 41; 42, с. 111; 138]. Оработку месторождения предполагается вести подземным способом, глубина главной шахты проектируется на уровне 980 м от поверхности. Полная мощность предприятия составит 1,8 млн т руды в год, из которых около 80% будет добываться в пределах рифа Меренского, остальное – из пласта UG-2. Намечено строительство собственной обогатительной фабрики средней производительностью 10,9 т платиноидов и золота в год. Выход комплекса Уэсизве на проектную мощность запланирован на октябрь 2019 г. [40; 41].

В Северном секторе Бушвельда наиболее крупным из неосвоенных платиноидных объектов является месторождение Аканани (Akanani). Работы здесь ведутся силами британской компании *Lonmin plc.*, которая получила контроль над этим активом в феврале 2007 г. в результате сделки по приобретению его владельца – южноафриканской *Afriore Ltd.* [22]. На месторождении обнаружено залегающее на значительной (1000–1500 м) глубине сульфидное Cu-Ni оруденение пласта Платриф, который в пределах лицензионной площади имеет ширину до 300 м, падает на запад под углами 35–45°, содержит несколько обогащенных МПГ зон мощностью до первых десятков метров каждая и прослежен по простиранию на 9 км. Выявленные ресурсы Аканани на середину 2010 г. составили 292 млн т руды, содержащей 3,84 г/т МПГ+Au, а также 0,25% никеля и 0,14% меди [21, с. 31–33]. Предварительные расчеты, выполненные *Lonmin plc.*, показали, что на объекте Аканани может добываться от 400 тыс. т до 1 млн т руды в год.

Некоторые сведения о подготавливаемых и введенных в последние годы в эксплуатацию месторождениях МПГ Бушвельдского массива приведены в таблице 2.

На долю **России** приходится более четверти мировой добычи и производства платиноидов. При этом объемы выпуска палладия* из руд российских месторождений (около 43% мировых) вплоть до 2010 г. превышали южноафриканские, в отношении платины значение России для мировой промышленности существенно скромнее (14% общего производства). В 2009 г. в стране за счет отработки коренных месторождений было получено 83,2 у.е. палладия и 19,8 у.е. платины

* Примечание гл. редактора. По опубликованным данным в 2011 г. Россия стала добывать Pd меньше, чем ЮАР.

Таблица 2

Основные подготавливаемые и введенные с 2006 г. в эксплуатацию месторождения платиноидов Бушвельдского массива

Месторождения	Выявленные ресурсы МПГ, тонн	Проектная мощность ГОК	Год ввода в строй	Компания-владелец
Восточный сектор				
Мототоло	233,4	4,1 т Pt, 2,55 т Pd	2006	Anglo Platinum Ltd.; Xstrata plc.
Ту-Риверс	349,6	6,8 т МПГ+Au	2006	African Rainbow Minerals Ltd.; Implats
Смоки-Хиллс	30,8	2,9 т МПГ	2008	Platinum Australia Ltd.
Блу-Ридж	314,4	4,4 т МПГ+Au	2009	Aquarius Platinum Ltd.; Imbani Platinum (Pty) Ltd.
Гаратау	726,2	12,4 т МПГ+Au	2012	Nkwe Platinum Ltd.
Буйсендал	3210,3	7,62 т МПГ+Au	2013	Northam Platinum Ltd.
Твикенхем	1800,1	5,6 т Pt	2015	Anglo Platinum Ltd.
Тьяте	785,6	9,95 т МПГ		Jubilee Platinum plc; Matuba Holdings (Pty) Ltd.
Западный сектор				
Пиланесберг	338,5	7,78 т МПГ+Au	2008	Platmin Ltd.
Уэстерн-Бушвельд	247,4	8,55 т МПГ	2011	Platinum Group Metals Ltd.; Wesizwe Platinum Ltd.
Уэсизве	412,4	10,9 т МПГ+Au	2013	Wesizwe Platinum Ltd.
Северный сектор				
Аканани	1121,3	1,5-3,8 т МПГ+Au		Lonmin plc.

в концентратах благородных металлов, из россыпей добыто еще немногим более 6 т платины. Мировое лидерство страны по добыче палладия объясняется характерными особенностями руд большинства российских коренных месторождений, содержание палладия в которых превышает содержание платины в среднем в 3,5 раза.

Хотя Россия находится на втором месте в мире по подтвержденным запасам МПГ, их объем почти в 5 раз ниже, чем в ЮАР – 2,52 у.е. (оценка по данным о запасах ОАО «ГМК «Норильский никель» [6], которые классифицированы согласно принципам Австралийского кодекса оценки запасов полезных ископаемых и руды (Кодекс JORC), разработанного Австралийскими Институтом горного дела и металлургии, Институтом геологов и Советом по полезным ископаемым; этот кодекс сходен с другими международными классификациями ресурсов и запасов и наиболее объективно отражает существующие реалии).

Основу минерально-сырьевой базы МПГ страны составляют сульфидные медно-никелевые месторождения, в которых заключено 96% запасов этих металлов. Подчиненное значение име-

ют объекты малосульфидного платиноидного типа и россыпи.

Российская минерально-сырьевая база МПГ характеризуется крайне высокой степенью концентрации: более 95% балансовых запасов и почти 60% прогнозных ресурсов страны сосредоточено в недрах севера Красноярского края, в Норильско-Хараелахской металлогенической зоне. Здесь находятся и крупнейшие российские месторождения платиноидов – разрабатываемые Октябрьское, Талнахское и Норильск-1, а также разведываемое Масловское – с комплексными платиносодержащими медно-никелевыми рудами. В северной части Норильска-1 (так называемый МС-горизонт) подсчитаны запасы руд малосульфидного платиноидного типа. Все месторождения Норильского района приурочены к полнодифференцированным интрузиям габбро-долеритов. Наиболее крупным из них является месторождение Октябрьское, в недрах которого заключено почти 40% российских запасов платиноидов при их среднем содержании в рудах 4,7 г/т; при этом в самых богатых «медистых» рудах концентрация МПГ превышает 12,8 г/т, а в наибо-

лее интенсивно разрабатываемых сплошных 8,8 г/т. Сопоставимыми запасами и содержаниями платиноидов характеризуется Талнахское месторождение. Руды меньших по масштабу месторождений Норильск-1 и Масловское содержат МПГ в более высоких средних концентрациях – 6,7 и 6,6 г/т соответственно. Соотношение содержания палладия и платины на норильских объектах составляет в среднем 3,4 : 1. Несмотря на то, что отработка этих месторождений ведется в течение уже нескольких десятилетий, их потенциал раскрыт не полностью: на флангах и глубоких горизонтах известных объектов Норильско-Харалахской зоны локализовано три четверти всех российских прогнозных ресурсов наиболее изученной категории P_1 (более 600 т МПГ).

Запасы месторождений Имандра-Варзугской металлогенической зоны в Мурманской области невелики – в сумме порядка 500 т МПГ. Месторождения сульфидного медно-никелевого типа, локализованные здесь (Печенгская группа), имеют подчиненное значение и отличаются весьма бедными рудами. Крупнейшим из них является разрабатываемое Ждановское месторождение с балансовыми запасами 35,3 у.е. МПГ при их содержании 0,06 г/т. Особенностью же зоны является преимущественное по сравнению с медно-никелевыми распространение руд малосульфидного платиноидного типа, на долю которых приходится 89% запасов МПГ региона. Запасы этих руд поставлены на государственный баланс в 2007-2008 гг. Содержание МПГ в них колеблется в широких пределах – от 1,4 до 6,7 г/т. Среди всех платиноидов здесь также заметно преобладает Pd, отношение концентраций которого к содержаниям Pt изменяется от 2:1 до 6,6:1.

Невысокое качество руд характерно и для других месторождений сульфидного медно-никелевого типа, выявленных и разведанных в различных регионах страны. Так, на юге Красноярского края, в пределах Канской металлогенической зоны, локализовано Верхнекингашское месторождение, запасы которого составляют 0,78% российских, концентрация МПГ в рудах – 0,5 г/т. Для Шанучского месторождения, расположенного на Камчатском полуострове и приуроченного к Срединно-Камчатской зоне, данные показатели фиксируются на уровне 0,004% и 0,7 г/т, соответственно. В северной части Амурской области (Джугджурская металлогеническая зона) выявлено месторождение Кун-Маньё с предварительно

оцененными запасами в количестве 12,5 т при содержании 0,4 г/т МПГ. Из трех этих металлогенических зон наиболее ясными перспективами обнаружения новых промышленно значимых объектов располагает Канская, по которой оценены прогнозныe ресурсы категории P_1 в количестве 25 т МПГ (3,1% российских).

Россыпные месторождения МПГ в России известны на Урале, в северной части Камчатского края, в Хабаровском крае и Республике Саха (Якутия), в пределах Средне-Уральской, Ватыно-Вывенской, Аяно-Майской и Центрально-Алданской металлогенических зон соответственно. Значимой роли для минерально-сырьевой базы страны в целом они не играют, и в дальнейшем, с учетом достаточно интенсивной эксплуатации этих объектов, изменение сложившегося положения маловероятно: возможности для наращивания запасов российских россыпей невелики.

И все же необходимо отметить, что в России, как и в ЮАР, в последние годы ГРР на платиноиды заметно активизировались. Если в первой половине 2000-х годов они были сосредоточены в основном в пределах разрабатываемых коренных месторождений (в первую очередь – Норильского рудного узла) и россыпных районов (Свердловская область, Камчатский и Хабаровский края) и проводились с целью восполнения выбывающих в ходе добычи запасов, то с середины первого десятилетия XXI века объектами пристального геологического изучения стали сразу несколько перспективных на МПГ районов, расположенных в разных регионах страны. Вместе с тем практически все те месторождения, запасы которых поставлены на государственный баланс в последние годы, были выявлены десятки лет назад, исследованы и рекомендовались в качестве перспективных источников МПГ ведущими российскими геологами [3].

В 2006 г. ЗАО «Федорово Рисорсес», подконтрольное канадской *Barrick Gold Corp.*, завершило оценку участка Большой Ихтегипахк малосульфидного платиноидного месторождения Федорова Тундра, расположенного в центральной части Кольского полуострова, в 80 км к востоку от г.Апатиты. По итогам работ общие запасы участка превысили 170 у.е. МПГ при среднем содержании в рудах 1,94 г/т. В 2007-2008 гг. месторождение было доразведано, в результате чего на государственный учет принят второй его участок – Пахкварак с балансовыми запасами более 100 у.е.

Суммарные разведанные запасы месторождения Федорова Гундра, по данным официальных источников, достигли почти 240 у.е. платиноидов, предварительно оцененные составили порядка 110 у.е. металлов. Месторождение можно отрабатывать карьерами до глубины 360 м [7; 17].

В январе 2007 г. государственная экспертиза утвердила запасы МПГ (около 8,5 т) малосульфидного платиноидного месторождения Восточное Чуарвы в Ловозерском районе Мурманской области. Его вкрапленные руды образуют основную залежь, прослеженную по простиранию на 1200 м, по падению более чем на 500 м, а также десять рудных линз. Разведку месторождения ведет ООО «Кольская ГТК».

Запасы еще двух месторождений малосульфидных платиноидных руд на территории Кольского полуострова были подсчитаны в 2008 г. Одним из них стал объект Вуручуайвенч, изучаемый ОАО «Кольская горно-металлургическая компания», который находится близ г. Мончегорск, локализован в габбро-норитах краевой части интрузивного массива Нюд-Поаз и представлен пластообразными залежами и уплощенными рудными линзами. Главное рудное тело месторождения (№ 1) прослежено на 1200 м по простиранию и на 720 м по падению, а балансовые запасы превышают 30 у.е. МПГ. Разработку месторождения предполагается осуществлять открытым и подземным способами.

Месторождение Киевей, расположенное в 120 км к востоку от г.Апатиты, разведывается силами ООО «Малая Пана». Здесь выявлен выдержанный по простиранию и падению Северный платиноносный риф, который приурочен к нижнему расслоенному горизонту Западно-Панского интрузива. Месторождение включает в себя часть этого рифа, имеющую протяженность более 6 км, а его балансовые запасы, по официальным данным, в количестве почти 50 у.е. МПГ при их среднем содержании в руде 3,65 г/т, сконцентрированы в двух сближенных по вертикали пластообразных рудных телах - Основном и Верхнем, на долю которых приходится 88,5% и 11,5% всех запасов объекта.

Существенных успехов в ходе ГРП на территории Красноярского края добилось ООО «Кингашская ГРК». Весной 2008 г. ГКЗ РФ были утверждены предварительно оцененные запасы платиноидов (116 у.е., в том числе платины и палладия – по 58 у.е.) по двум участкам Верхнекин-

гашского месторождения, находящегося в южной части региона, в Саянском районе края. Вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды этого объекта, характеризующиеся достаточно низким качеством (концентрация МПГ 0,5 г/т), образуют две крупные рудные залежи, которые прослежены на 600 и 450 м по простиранию и на 500 м по падению без признаков выклинивания. Их предполагается отрабатывать двумя карьерами - Верхнекингашским и Куевским до глубин 450 и 400 м соответственно. Кроме того, компания завершила разведку медно-никелевого месторождения Кингашское и защитила в ГКЗ Роснедра разведочные кондиции и горнотехнические условия его обработки. Подсчет запасов месторождения (ожидаемый прирост – 108 у.е. МПГ) и их государственная экспертиза были намечены на 2010 г.

Главным достижением основного российского производителя платиноидов - ОАО «ГМК «Норильский никель» - стала постанова на государственный баланс в сентябре 2009 г. сульфидного медно-никелевого месторождения Масловское на севере Красноярского края, в Норильском промышленном районе. ГРП на этом объекте велась с середины 1970-х годов. Его балансовые запасы составили 1003 у.е. палладия и 388 у.е. платины при содержании этих металлов во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах 4,61 г/т и 1,8 г/т соответственно, а также никеля и 1122 тыс. т меди.

Масловское месторождение локализовано в Восточно-Норильской ветви интрузива Норильск-1 и расположено в 5 км к югу от его разрабатываемой части. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды приурочены к нижней расслоенной серии габбро-долеритов, где образуют крупную пластообразную залежь (Основное рудное тело), повторяющую контуры массива, имеющую субгоризонтальное залегание и мощность от 2-10 м в краевых частях до 27,6-45,6 м в центральных. Глубина залегания рудоносного горизонта меняется от нескольких сот метров до 1100-1150 м в северо-западной части месторождения. Богатые прожилково-вкрапленные руды (со средней концентрацией 14,5 г/т Pd и 5,1 г/т Pt) локализуются внутри контура вкрапленных сульфидных руд. Они развиты вдоль осевой части интрузива в пределах Северного и Южного участков месторождения. На удалении 2,5-28,5 м от верхней и нижней границы Основного рудного тела наблюдаются 7 уплощенных линз мощностью от

2,5 до 6 м и протяженностью 400-950 м, суммарные запасы которых составляют 2-3% от общих по месторождению [4].

Общим результатом геологоразведочных работ, выполненных на Масловском и других месторождениях МПГ, стал тот факт, что на исходе 2000-х гг., впервые в новейшей истории России, минерально-сырьевая база платиноидов страны стала расширяться: величины полученных приростов запасов неизменно превосходили объемы добычи. Вместе с тем с учетом дальнейших перспектив, а также имея в виду пример ЮАР - главного мирового продуцента МПГ, следует признать, что этот успех достаточно локален. Позиции России на мировом рынке платиноидов по-прежнему остаются второстепенными, и причины этого имеют не только геологический характер.

Действительно, уникальный Бушвельдский комплекс заведомо ставит Южную Африку в выигрышное положение по сравнению со всеми другими государствами – держателями запасов и ресурсов МПГ, в том числе и нашей страной: выявленные ресурсы платиноидов в ЮАР превышают российские балансовые запасы почти вчетверо, а подтвержденные запасы, подготовленные к отработке, - в 4,6 раза. Ясных перспектив существенного изменения этой ситуации на сегодняшний день практически не имеется, поскольку суммарные прогнозные ресурсы МПГ всех категорий в России оцениваются только в 3,8 тыс.т, что не превышает 5% мирового ресурсного потенциала, а ближайший резерв для наращивания запасов – ресурсы категории P_1 – составляет всего 0,8 тыс.т.

Однако помимо этого объективного обстоятельства существуют и другие факторы, препятствующие укреплению позиций страны в мировой промышленности платиноидов, и в первую очередь в их числе необходимо назвать крайне высокую степень монополизации отрасли. Практически вся российская минерально-сырьевая база и производство МПГ (за исключением россыпных), а также значительная часть геологоразведочных работ сосредоточены в руках одной компании - *ОАО «ГМК «Норильский никель»*. Контролируя значительные запасы, она не имеет должных стимулов к проведению интенсивного геологического изучения на новых площадях, в результате чего темпы этих работ в целом по стра-

не невелики. Даже с учетом активизации геологоразведки на платиноиды, наблюдавшейся в последние годы, ее результаты не идут в сравнение с успехами, достигнутыми в ЮАР, где работает множество компаний, как крупных, так и юниорных, как местных, так и иностранных, а следовательно размер инвестиций в ГРР безусловно превышает их финансирование в России. Не случайно в Южной Африке один за другим появляются новые проекты освоения платиноидных месторождений Бушвельда, которые, как правило, сравнительно быстро реализуются.

Немаловажным также является тот факт, что многие компании, работающие в ЮАР, начинают изучение своих участков Бушвельдского комплекса с самых ранних стадий, что, как правило, не мешает им впоследствии доводить дело до ввода этих объектов в эксплуатацию. В России же даже те месторождения, которые были разведаны в конце 2000-х гг., в основном опойсковывались в предыдущие годы, а вероятность вовлечения этих объектов в разработку пока выглядит скорее гипотетической.

Последнее в том числе способствует и сохранению Южной Африкой лидирующей позиции в производстве МПГ, по объему которого она превосходит Россию в 2,2-2,4 раза. Главный отечественный продуцент «Норильский никель» не заинтересован в наращивании выпуска платиноидов, которого можно было бы добиться за счет более интенсивного включения в эксплуатацию сравнительно бедных вкрапленных руд норильских месторождений (в то время как в той же ЮАР руды с содержаниями МПГ 3,3-4,4 г/т успешно добываются многими рудниками), а достойные конкуренты компании в стране полностью отсутствуют.

Таким образом именно слабая, а иногда и дополнительно снижаемая государственными органами, конкуренция во всех сферах промышленности платиноидов, от геологоразведки до производства товарной продукции, принципиально отличает Россию от другого ведущего мирового производителя МПГ - ЮАР. Ее усиление, в отличие от устранения неблагоприятных геологических факторов, является разрешимой задачей, которая с точки зрения перспектив нашей страны на мировом рынке платиноидов переходит в разряд первоочередных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платинометалльные месторождения мира: В 2 т. М.: ООО "Геоинформцентр", 2003. Т.2: Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. 410 с.
2. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В. и др. Платинометалльные месторождения мира. М.: Геоинформмарк, 1994. Т.1. 279 с.
3. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
4. Ерыкалов С.П., Ковальчук К.К., Снисар С.Г. Геология и строение Масловского платино-медно-никелевого месторождения // Разведка и охрана недр. 2010. №9. С. 31-34.
5. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2003.
6. Норильский никель. Годовой отчет 2009. <http://www.nornik.ru>. 2010.
7. Хибини.ru. Новости. Месторождение «Федорова Тундра» могут «заморозить»? <http://www.hibiny.ru/news/ru/archive/12599>. 2.03.2009.
8. Anglo American Platinum Corp. Ltd. Media Releases. Anglo Platinum and Xstrata form Mototolo JV. <http://www.angloplatinum.com>. 3.08.2005.
9. Anglo Platinum Ltd. 2007 Annual Report. <http://angloplatinum.investoreports.com>. 2008.
10. Anglo Platinum Ltd. Annual Report 2008. <http://www.investis.com>. 2009.
11. Anglo Platinum Ltd. Annual Report 2009. <http://angloplatinum.investoreports.com>. 2010.
12. Aquarius Platinum Ltd. Annual report 2010. <http://www.aquariusplatinum.com>. 2010, December.
13. Aquarius Platinum Ltd. Our Operations. Blue Ridge. <http://www.aquariusplatinum.com>. 2011.
14. Implats. Annual Report 2008. <http://www.implats.co.za>. 2008, August.
15. Implats. Annual Report 2010. <http://financialresults.co.za>. 2010.
16. Implats. Our Business. Two Rivers fact sheet. <http://www.implats.co.za>. 2010, November.
17. Infogeo.ru/metalls. Новости цветной и черной металлургии. Barrick Gold удвоила ресурсы платиноидов месторождения Федорова Тундра. <http://www.infogeo.ru>. 2.04.2009.
18. Jubilee Platinum plc. News Releases. Competent Persons' Report (CPR) and Valuation of the Tjate Platinum Project. <http://www.jubileeplatinum.com>. 1.07.2009.
19. Jubilee Platinum plc. News Releases. Jubilee Announces Completion of an Independent SAMREC Compliant Mineral Resource Statement on its Flagship Tjate Project in South Africa. <http://www.jubileeplatinum.com>. 4.06.2009.
20. Lonmin plc. Mineral Resources and Reserves as at 30 September 2008. <http://www.lonmin.com>. 2008, November.
21. Lonmin plc. Mineral Resources and Reserves statement as at 30 September 2010. <http://www.lonmin.com>. 2010.
22. Lonmin plc. News. Acquisition of AfriOre - completion of compulsory redemption. <http://www.lonmin.com>. 16.02.2007.
23. Nkwe Platinum Ltd. Annual Report 2010. <http://www.nkweplatinum.com>. 2010.
24. Nkwe Platinum Ltd. ASX Announcements. Company Update – Appendix 3B. <http://www.nkweplatinum.com>. 27.05.2010.
25. Nkwe Platinum Ltd. ASX Announcements. Resource Upgrade. <http://www.nkweplatinum.com>. 31.07.2009.
26. Northam Platinum Ltd. Annual Report 2010. <http://www.northam.co.za>. 2010, November.
27. Northam Platinum Ltd. Media releases. Northam concludes Booyendal feasibility study. <http://www.northam.co.za>. 8.10.2009.
28. Northam Platinum Ltd. Our Business. Booyendal. Reserves and Resources as at 30 June 2010. <http://www.northam.co.za>. 2010.
29. Platinum Australia Ltd. Annual Report 2007. <http://www.gtp.com.au>. 2007.
30. Platinum Australia Ltd. Annual Report 2010. <http://www.gtp.com.au>. 2010.
31. Platinum Group Metals Ltd. News Releases. Platinum Group Closes 74% Ownership Transaction Western Bushveld Joint Venture. http://www.platinumgroupmetals.net/news_releases/index.php?&content_id=250. 22.04.2010.
32. Platinum Group Metals Ltd. News Releases. Updated Feasibility Study Project 1 Platinum Mine: - Reserves and Production Rate Increased - Capital Cost Decreased. <http://www.platinumgroupmetals.net>. 8.10.2009.
33. Platmin Ltd. Fact Sheet. <http://www.platmin.com>. 2011, January.
34. Platmin Ltd. Press Releases. Pilanesberg Independent Technical Report. <http://www.platmin.com>. 31.08.2007.
35. Platmin Ltd. Press Releases. Platmin posts positive feasibility study results and development go-ahead for Pilanesberg project. <http://www.platmin.com>. 16.07.2007.
36. Platmin Ltd. The Update 2009. NI 43-101 Technical Report for the Pilanesberg Platinum Mines. North West Province, South Africa. <http://www.platmin.com>. 4.05.2010.
37. Ridge Mining plc. Press Releases. Go-ahead for Blue Ridge Mine. <http://www.ridgemining.com>. 17.11.2005.
38. USGS. 2009 Minerals Yearbook. Platinum-Group Metals (advance release). <http://minerals.usgs.gov>. 2011, March.
39. Wesizwe Platinum Ltd. Annual Report 2009. <http://www.wesizwe.co.za>. 2010.
40. Wesizwe Platinum Ltd. Investor Presentations. Bankable. Feasibility Study on the Exploitation of the Frischgewaagd-Ledig Core Project Area. <http://www.wesizwe.co.za>. 31.03.2008.
41. Wesizwe Platinum Ltd. Investor Presentations. Strategic Overview of Wesizwe Platinum Limited. June 2010. <http://www.wesizwe.co.za>. 2010, June.
42. Wesizwe Platinum Ltd. JSE/SENS Releases. Competent Person's Report Executive Summary on the Mineral Reserves Held by Wesizwe Platinum Limited for Their Pilanesberg Project. <http://www.wesizwe.co.za>. 2.03.2009.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ РОССИИ

УДК 553.491.8:522.3

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ САЯНО-ЕНИСЕЙСКОГО РЕГИОНА

Т.Я. Корнев*, А.Г. Еханин**

* Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья
(ГПКК «КНИИГиМС»)

** Управление по недропользованию по Красноярскому краю (Красноярскнедра)

На площади Саяно-Енисейского региона, включающего Енисейский кряж, Западный и Восточный Саяны, расположенные в юго-западной части Сибирской платформы, платиноиды (МПГ) пользуются сравнительно широким распространением. Находки их в золотоносных россыпях и в коренном залегании известны были здесь давно и упоминаются в работах И.А. Молчанова (1929), Н.К. Высоцкого (1933), В.Ф. Донцова (1926), Н.Г. Дубинина (1958) и других исследователей. С 80-х гг. XX века и по настоящее время на площади региона эпизодически и попутно проводятся поисковые и тематические работы на платиноиды (О.М. Глазунов, А.Г. Еханин, А.П. Кривенко, В.А. Макаров, А.С. Мехоношин, В.В. Некос, А.М. Сазонов, А.П. Романов, М.Ю. Цыпуков, Г.И. Шведов, А.Ф. Коробейников, А.И. Чернышев и другие). Выявлено большое количество проявлений и точек минерализации МПГ в россыпях и в коренном залегании в интрузивных магматитах основного и ультраосновного состава, в углерод-содержащих сульфидно-кремнистых сланцах, кварцитах, в колчеданных и сульфидных медно-никелевых рудах. Большая часть МПГ установлена на площадях проявления золотого и медно-никелевого оруденения, в породах дунит-гарцбургитовой, дунит-пироксенит-габбровой и риолит-коматиит-базальтовой формаций.

В 1981-2010 гг. авторами на рассматриваемой площади Саяно-Енисейского региона проводились целенаправленные тематические, научно-исследовательские и поисковые работы на золото, платиноиды и сульфидное медно-никелевое оруденение с платиноидами. Получен достаточ-

но большой объем новой информации по распространению и закономерностям распределения платинового оруденения в коренном залегании. В результате выявлено много новых рудопроявлений и точек минерализации платиноидов, проведена типизация платинового оруденения, его распространения, формационный и металлогенический анализ, металлогеническое районирование и определение перспектив выявления рудных месторождений и новых платиноносных площадей. Все это послужило основой для составления прогнозно-металлогенических карт на золото, платиноиды и медно-никелевые руды с платиноидами разного масштаба от 50 000 до 1:1 000 000 с картами-врезками более крупного масштаба [9, 10, 13]. Для всей рассматриваемой площади региона установлено, что россыпное и коренное платиновое оруденение Саяно-Енисейского региона приурочено к выделенным авторами зеленокаменным поясам (ЗКП) трех возрастов: архейского, раннепротерозойского и средне-позднерифейского возраста, занимающих на площади не более 15-20% его территории. Выделенные ЗКП контролируются глубинными зонами разломов и оперяющими их дизъюнктивами. Для них характерно широкое развитие магматитов основного и ультраосновного состава, в том числе метакоматиитов, характерных для этих структур.

Площадь региона, относящаяся к юго-западной окраине Сибирской платформы, по геологическому строению, набору и возрасту одинаковых или близких геологических и рудных формаций, в геологическом плане едина и сложена в основном метаморфизованными вулканогенно-

осадочными отложениями архейского, раннепротерозойского и рифейского возраста (фундамент платформы) и перекрывающими докембрий с несогласием к его чехлу, сложенному нематаморфизованными осадочными толщами палеозоя и мезо-кайнозоя (табл. 1, рис. 1). Коренные проявления платиноидов установлены только в отложениях докембрия и в россыпях современного речного аллювия [9, 11, 13]. На площади докембрия платиноиды установлены в пределах выделенных авторами зеленокаменных поясов архейского (Кузеевский), раннепротерозойского (Канский, Нагатинский) и средне-позднерифейского (Приенисейский, Устьангарский, Татарский, Ишимбинский, Манский, Кизирский, Казырский, Кандатский, Борусский и Куртушибинский) возраста [10, 13]. В их пределах широко развиты основные и ультраосновные породы мантийного происхождения, и с ними в основном пространственно и генетически связаны все известные в регионе проявления платиноидов и золота.

Выделенные в пределах Саяно-Енисейского региона ЗКП неоднозначно воспринимаются геологами, работающими на его территории. Если Канский ЗКП раннепротерозойского возраста и Кузеевский архейского не вызывают особых возражений, то на счет рифейских у ряда исследователей возникают сомнения: и то, что они не раннедокембрийские, и то, что в них не везде развиты в большом объеме ультраосновные лавы со структурами спинифекс, и то, что ранее их никто здесь не выделял и другие подобные факты. Конечно, эти структуры новы для региона. Прежде их выделяли как обычные протяженные зоны глубинных разломов с опоряющими дизъюнктивами, вдоль которых прослеживается большое количество вулканогенных толщ и интрузивов основного и ультраосновного состава. В последние годы в ультраосновных вулканитах пикритоидного состава в ряде таких поясов установлены закалочные структуры спинифекс (Канский, Ишимбинский, Приенисейский, Куртушибинский и другие), что дает возможность выделять их как зеленокаменные пояса [9, 10, 13]. К тому же они распространены в жестких структурах докембрия, развитого на территории краевой юго-западной части Сибирской платформы. Весьма характерным для этих структур является широкое проявление золотого, платинового и сульфидного медно-никелевого оруденения (рис. 1), представленных крупными промышленными объек-

тами золота, платины и никеля. Все это как раз и характерно для зеленокаменных поясов [8, 15]. Полученные за последние годы новые материалы по ЗКП все более подтверждают это положение.

При решении вопросов об источнике рудного вещества золоторудных платиновых месторождений всегда возникает много проблем. Особенно это касается золота. Модель генетической связи золота с коровым гранитоидным магматизмом на сегодня не считается обоснованной.

Сейчас внимание исследователей в этом отношении устремлено к более глубинным подкоровым мантийным источникам. Кларки содержания в них золота нередко в разы превышают коровые. Полученные за последние годы новые данные по подобным золотоносным провинциям, связанным с ЗКП, отчетливо указывают на то, что зачастую золото пространственно и генетически связано с конечными дифференциатами мантийного пикрит-базальтового вещества, обычно обогащенного золотом. Руды золота, платиноидов, меди и никеля являются закономерным конечным продуктом эволюции подкорового мантийного вещества, формировавшегося вдоль глубинных разломов, проникающих глубоко в мантию. В этих разломах при подъеме в верхние части земной коры под действием флюидов и водных растворов происходит дифференциация мантийного вещества с образованием собственно базитов (преобладают) и значительно меньше андезитов, ультраосновных (пикриты, коматииты, пироксениты, перидотиты и др.) и кислых (дациты, риолиты) пород, в которых формируются собственно руды золота, платиноидов, никеля и других металлов.

Зеленокаменные пояса являются важнейшим источником благородных металлов, в том числе и платиноидов, в Австралии, Индии, Южной Африке, Канаде. Месторождения платиноидов в них связаны с базит-ультрабазитовыми комплексами и ассоциирующими с ними железистыми кварцитами и углеродистыми сланцами. Проявления и месторождения платиноидов известны в комплексных рудах, связанных с дунит-гарцбургитовой, дунит-пироксенит-габбровой формациями. Рудопроявления и месторождения МПГ в ЗКП располагаются в сульфидизированных коматиитах и метапикробазальтах, интрузивных ультрабазитах и габброидах. Они известны в титаноносных и хромитиноносных расслоенных габброидных интрузиях. Выделенные авторами ЗКП близки таковым Австралии и других континен-

Схема корреляции вулканогенных и ассоциирующих с ними интрузивных формаций (комплексов) докембрия Енисейского кряжа, Восточного и Западного Саян

Формация, абсолютный возраст, в млн лет, комплекс	Формация, абсолютный возраст, в млн лет, комплекс	Формация, абсолютный возраст, в млн лет, комплекс
Енисейский кряж	Восточный Саян	Западный Саян
Архей		
Риолит-коматиит-базальтовая (>2600), кузеевский Дунит-пироксенит-габбровая (>2600), кимбирский Чернокитовая (2600, 2730), богунайский	Архейские коматиит-базальтовые, риолитовые, базитовые и ультрабазитовые комплексы и прорывающие их чернокитоиды Шарыжапгайского срединного массива, (2600-2700)	
Нижний протерозой		
Риолит-коматиит-базальтовая (1870-2530), шумихинский Долерит-базальтовая (1900), бобровский Риолит-базальтовая (1900), луговской Долерит-базальтовая (2300), индыглинский Гранитовая (1837-1950), таракский, гаревский	Риолит-коматиитовая-базальтовая (2100-2300), кингашский Дунит-гарцбургитовая (>1900), идарский Дунит-пироксенит-габбровая (>1900), кулибинский, малоагульский, кунгусский Риолит-базальтовая (2270), кузьинский Мигматит-гранитовая (1750-1920), тукшинский, саянский	
Верхний протерозой (средний-верхний рифей)		
Риолит-коматиит-базальтовая (1051±22), попутнинский, торжихинский, юдинский Риолит-базальтовая (970-1050), каменский, фирсовский, предивинский Дунит-гарцбургитовая, глубокинский Дунит-пироксенит-габбровая, борисихинский (1262), шиверский Риолит-андезит-базальтовая (915-1000), орловский Перидотит-пироксенит-габбровая, лендахский Мигматит-гранитовая (850-865), тейский Гранитовая (850±50), татарско-аяхтинский, глушихинский (720-760)	Риолит-коматиит-базальтовая (900-1020), кувайский Риолит-базальтовая (775), бахтинский Дунит-гарцбургитовая, слизневский, акшепский Дунит-пироксенит-габбровая, лысанский, нижнедербинский, талажинский, запевалихинский Гранитовая (670-900), дербинский, устькузьинский Гранитовая (554), ольховский, буюдзульский	Риолит-коматиит-базальтовая амыльский Риолит-базальтовая нижнемонокский Дунит-гарцбургитовая борусский, калнинский Анортозит-перидотит-габбровая, булкинский Гранитовая (575, 536) маинский

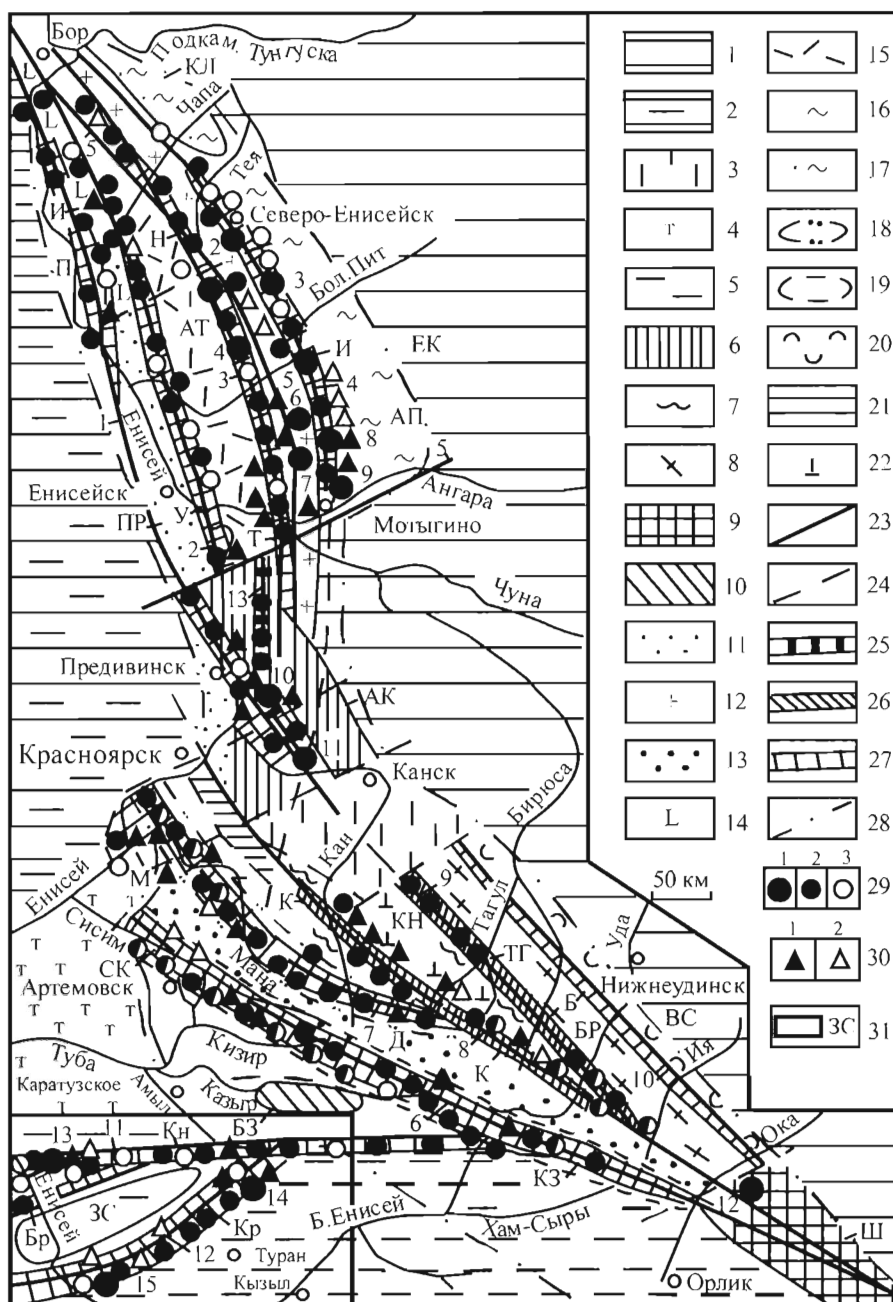


Рис. 1. Тектоническая схема юго-западной части Сибирской платформы и положения в ней зеленокаменных поясов и связанного с ними платинового и золотого оруденения.

1-4 - платформенные отложения палеозоя и мезозоя Сибирской платформы (1), Западно-Сибирской плиты (2), Рыбинской (3) и Минусинской (4) впадин; 5 - осадочно-вулканогенные и метаморфические отложения и магматиты палеозоя; 6-10 - срединные массивы (глыбы): 6 - Ангаро-Канская (АК), 7 - Канская (КН), 8 - Бирюсинская (БР), 9 - Шарыжагайская (Ш), 10 - Базыбайская (БЗ); 11-13 - антиклинории: 11 - Приенисейский (ПР), 12 - Татарский (Т), 13 - Дербинский (Д), 14-19 - синклинории: 14 - Исаковский (И), 15 - Ангаро-Тисский (АТ), 16 - Ангаро-Питский (АП), 17 - Кордо-Лебяжинский (КЛ), 18 - Манский (М), 19 - Сисимо-Казырский (СК); 20-22 - прогибы: 20 - Присяянский, 21 - Манский, 22 - Агульский; 23 - зоны глубинных разломов: 1 - Приенисейский, 2 - Устьангарский, 3 - Татарский, 4 - Ишимбинский, 5 - Ангаро-Виллоийский, 6 - Казырский, 7 - Манский, 8 - Канский, 9 - Тагульский, 10 - Бирюсинский, 11 - Кандатский, 12 - Куртушибинский, 13 - Кузевский; 24 - региональные зоны разломов; 25-27 - зеленокаменные пояса: 25 - архея (Кузевский), 26 - раннего протерозоя (К - Канский, ТГ - Тагульский, Н - Нагатинский), 27 - позднего протерозоя (П - Приенисейский, У - Устьангарский, Т - Татарский, И - Ишимбинский, КЗ - Кизырский, М - Манский, Б - Бирюсинский, Кн - Кандатский, Бр - Борусский, Кр - Куртушибинский); 28 - контур Енисейского края и Восточного Саяна; 29 - месторождения золота и их номера (1): 1 - Олимпиадинское, 2 - Советское, 3 - Эльдорадо, 4 - Ведугинское, 5 - Аятинское, 6 - Николаевское, 7 - Самсоновское, 8 - Васильевское, 9 - Попутинское, 10 - Кузевское, 11 - Богунайское, 12 - Зун-Халбинское, 13 - Малошущенское, 14 - Октябрьское, 15 - Андреевское; рудопроявления золота (2), россыпи золота (3); 30 - коренные (1) и россыпные (2) проявления платиноидов; 31 - контур Западного Саяна

тов, для которых, как и для рассматриваемого региона, характерно широкое развитие золота, платиноидов и медно-никелевых руд [5, 10, 15]. Ранее они уже были рекомендованы нами на поиски МПГ [9, 11, 12, 13]. Полученные за последние годы новые данные подтверждают их высокую перспективность и необходимость проведения в их пределах поисковых работ.

Необходимо отметить, что в процессе изучения связи золота и платиноидов с определенными разностями вулканитов мафитового и ультрамафитового профиля все время происходило уточнение состава и названия слабо изученных золотоносных, платиноносных вулканогенных формаций. Ведущими среди них являются базит-ультрабазитовые вулканогенные коматиит-базальтовые формации, в которых базальтоиды составляют основу (до 70%). Вместе с тем, изучение опорных геологических разрезов пород этих формаций в пределах многих ЗКП региона показало, что с базальтоидами тесно ассоциируют андезиты и средне-кислые вулканиты – дациты, риодациты, риолиты и их туфы. Эти средне-кислые вулканиты вместе с коматиитами и базальтами слагают единые ритмоциклы, переслаивающиеся с ними и имеющие постепенные переходы. Построенные по всем этим породам формации единые петрохимические диаграммы отчетливо показали, что средне-кислые породы, ассоциирующие с базальтами и коматиитами, образуют единые тренды с постепенными переходами между собой [9, 10, 12, 13]. При этом средне-кислые вулканиты зачастую являются золотоносными и платиноносными и вмещают в себе рудные залежи золота и платиноиды. С ультраосновными породами связаны никель, медь, платиноиды, со средне-кислыми золотом и платиноиды. Геологические, петрографические, геохимические и металлогенические данные показывают, что эти более кислые породы рассматриваемых формаций генетически связаны с базальтами, коматиитами, и их необходимо выделять в составе единых риолит-коматиит-базальтовых формаций. Поэтому в таблице 1 они показаны в составе риолит-коматиит-базальтовых формаций. Кислые вулканиты являются конечными дериватами дифференциации мантийных магм под действием механизма дебасиализа [13].

Большинство известных рудопроявлений и точек минерализации платиноидов, развитых в ЗКП региона, расположены в месторождениях золота, полиметаллов, титана, хрома, часто содер-

жащих и МПГ, в том числе на таких месторождениях и рудопроявлениях, как Олимпиадинское, Андреевское, Советское, Васильевское, Ведугинское, Кузеевское, Кингашское, Малошушенское, Октябрьское и другие [9, 10, 11, 12, 13, 14]. Анализ их геологического положения и взаимоотношения с платиноносными породами позволяет говорить о схожести их с известными в Мире месторождениями [5, 11]. Большая их часть, как и рассматриваемом регионе, сосредоточена в докембрии (исключая Норильский район) и представлена, как платинометалльными месторождениями, так и комплексными рудами [5]. Наиболее значимым примером платинометалльных месторождений является месторождение Стиллуотер (США), приуроченное к выступу докембрийского фундамента Северо-Американской платформы [8].

Характерной особенностью платинового оруденения в Саяно-Енисейском регионе является частая приуроченность его в пределах ЗКП к золотосульфидным проявлениям и месторождениям, связанным с метавулканитами риолит-коматиит-базальтовой формации, проявленной в архее (Кузеевское месторождение), раннем протерозое (Кингашское месторождение), среднем-позднем рифее (Попутнинское, Малошушенское, Андреевское месторождения). Они зачастую располагаются в их средне-кислых разностях. В них же располагаются проявления и месторождения золота, и с ними же в тесной ассоциации с золотой минерализацией развито платиновое оруденение. В отработанных золотоносных россыпях часто устанавливается МПГ с содержаниями нередко близкими к таковым золота. Это еще раз доказывает, что золотоносность ЗКП и тесно ассоциирующее с ними платиновое оруденение отчетливо связаны с глубинными подкоровыми очагами и расплавами мантийной пикрит-базальтовой магмы и образуются благодаря выносу металла магматическими расплавами и растворами в верхние этажи земной коры. На фоне такого наиболее распространенного типа платинового оруденения в них устанавливаются рудопроявления платиноидов собственно в сульфидизированных коматиитах и залегающих в них сульфидных медно-никелевых рудах с золотом и платиноидами, а также в средне-кислых дифференциатах совместно с золотом. Ниже приводится краткая характеристика проявлений платиноидов по ЗКП рассматриваемого региона.

Кузеевский ЗКП архейского возраста наиболее древний в регионе и находится в Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. Длина его свыше 180 км, ширина – 10-20 км. Приурочен он к ядру Ангаро-Канского антиклинория и контролируется Кузеевским глубинным разломом [12]. Основу его геологического строения составляют гнейсы и сланцы канской осадочно-вулканогенной толщи мощностью 4 км с большим объемом (до 70%) вулканитов риолит-коматиит-базальтовой формации и ассоциирующих с ними интрузиями кимбирского дунит-пироксенит-габбрового комплекса архейского возраста, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. С ЗКП связано большое количество рудопроявлений и два месторождения золота – Кузеевское и Богунайское – золотосульфидного типа архейского возраста. Оруденение располагается в сульфидизированных (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит) метавулканитах кислого состава, зачастую превращенных в полевошпат-кварцевые породы и кварциты с повышенным содержанием золота от 0,05 до 0,4 г/т. На лучше изученном Анненском участке Кузеевского месторождения золота установлено, что содержание золота в рудах варьирует от 0,1 до 40 г/т и более, среднее 3-5 г/т, серебра – от 1 до 100 г/т, платиноидов (преимущественно палладий) – от 0,4 до 2,1 г/т. Нами впервые в рудах золота установлены палладий до 2,1 г/т, платина – до 0,1 г/т, рутений – до 0,06 г/т, родий – до 0,1 г/т, осмий и иридий – до 1,01 г/т. Палладий является наиболее распространенным и содержится практически во всех проанализированных пробах. Повышенные содержания платиноидов в золотоносной залежи Кузеевского месторождения подтверждается находками их в аллювиальных золотоносных россыпях по р. Бол. Кузеевой, где они содержатся до 3% от массы золота [11, 12]. Совместно с золотом они служили объектом добычи платины и палладия. Площади Кузеевского ЗКП представляются перспективными в первую очередь на рудных золотоносных участках (Кузеевском, Богунайском, Кимбирском и Посольненском).

Канский ЗКП протягивается полосой вдоль центральной части Восточного Саяна. Основу его геологического строения составляют осадочно-вулканогенные отложения караганской серии раннепротерозойского возраста мощностью до 4 км. В этом ЗКП установлено наибольшее количество рудопроявлений и точек минерализации МПГ и два медно-никелевых месторождения – Кингашское и Верхнекингашское – в сульфидизирован-

ных метакоматиитах с золотом и платиноидами [9, 11, 13]. Оруденение установлено в сульфидизированных метакоматиитах и ассоциирующих с ними платиносодержащих золотосульфидных кварцитах и углеродисто-кремнистых сланцах, являющихся метаморфизованными эксгалитами риолит-коматиит-базальтовой формации, развитой в составе караганской серии раннепротерозойского возраста. Здесь установлено несколько протяженных рудных зон с МПГ оруденением с содержанием суммы платины и палладия от 0,1 до 3 г/т. Все они располагаются в нижней ритмично-построенной толще вулканитов (пикриты, коматииты, пикробазальты, базальты) мощностью до 1 км. Здесь выявлено свыше 20 локальных участков с платиноидами в метакоматиитах и связанных с ними железистых (сульфидизированных) кварцитах [9, 11]. Наибольшие содержания суммы платины и палладия установлены на Кингашском участке в медно-никелевых рудах Кингашского месторождения – от 0,1 до 5 г/т, а по отдельным пробам до 12 г/т. Часто их содержания варьируют в пределах 1-2 г/т. По отдельным участкам проведен расчет прогнозных ресурсов по категории P_3 . Он составил по Pt 417 т, по Pd – 390 т, а также по Au – 1104 т [9, 10, 11]. Все это указывает на значительную перспективность Канского ЗКП на поиски месторождений МПГ. Наиболее перспективными представляются Кингашское и Верхнекингашское месторождения, Кусканакский, Очагинский, Игильский, Демидовский, Малмынский, Караганский и Кахтарминский участки.

По всем другим выделенным ЗКП региона всех возрастов таких более детальных работ, как на Канском ЗКП, проведено не было, хотя в их пределах имеются подобные рудопроявления и точки минерализации платиноидов, и они в целом схожи с таковыми Кингашского ЗКП.

Нагатинский ЗКП раннепротерозойского возраста прослеживается узкой полосой от р. Чаны на севере до верховий р. Удерей на юге на расстоянии свыше 300 км при ширине до 30 км. Геологическую основу его составляют метаморфизованные вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения гейской серии раннепротерозойского возраста [10]. Большой интерес представляют метавулканиты пенченгинской свиты шумихинского риолит-коматиит-базальтового комплекса, средне-кислые метавулканиты которого являются золотоносными. С ними связаны рудопроявления и мелкие месторождения золотосульфидных руд (реки Нагата, Чингасан, Еруда, верховья

р. Удерей) со средним содержанием золота до 2-4 г/т. Рассматриваемый ЗКП представляется перспективным и на МПГ, которые связаны с сульфидизированными породами. В Шумихинском массиве, расположенном в верховье рек Кан и Шумиха в породах этой формации мощностью до 400 м, сложенном в основном метапикритоидами, метапикробазальтами и metabазальтами установлено повышенное содержание платиноидов. А.Э. Динером [4] в метапикритоидах установлено содержание родия от 0,005 до 0,04, среднее – 0,014 г/т, золота от 0,01 до 0,18 г/т, среднее – 0,05 г/т, серебра от 0,04 до 1 г/т, среднее 0,2 г/т. В metabазальтах содержание платины менее 0,04 г/т, палладия до 0,01 г/т, родия менее 0,03 г/т, содержание золота – 0,002 г/т.

Приенисейский ЗКП прослеживается узкой протяженной полосой по всей юго-западной части Енисейского кряжа вдоль долины р. Енисей общей длиной свыше 700 км при ширине от 10 до 20 км и контролируется Приенисейским глубинным разломом. Основу его геологического строения составляют метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения средней и верхней части сухопитской серии с широким проявлением метавулканитов риолит-коматиит-базальтовой формации среднерифейского возраста и ассоциирующие с ними массивы ультрабазитов хромитоносной дунит-гарцбургитовой и титаноносной дунит-пироксенит-габбровой формаций [10]. Как и в других ЗКП, здесь золотоносность связана в основном с метариолитами риолит-коматиит-базальтовой формации и представлена золотосульфидной формацией, с которой известен ряд перспективных, но не оцененных проявлений золота в Исаковском синклинии и Превинской синклинали.

В тесной пространственной связи с ними известны мелкие проявления и точки минерализации платиноидов. Одно из таких проявлений – Серпентинитовое – коренное рудопроявление золота с платиноидами на р. Ниж. Сурниха, в 60 км от устья, представлено интенсивной сульфидизацией (до 15%) в серпентинитах по коматиитам (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит) с содержанием золота до 1,5 г/т, платины – до 0,2 г/т, меди – до 1,7% и никеля – до 0,2%. Мощность оруденения до 2-3 м, протяженность более 100 м. Такое же рудопроявление – Самитовское – располагается на этой же реке, в 64 км от устья, в метавулканитах удерейской свиты кислого и основного состава, мощностью до 10 м и длиной

по простиранию до 1 км. Сульфиды представлены пиритом, пирротинном, сфалеритом, халькопиритом и арсенопиритом. В рудах установлено золото с содержанием 0,1 г/т, платина – 0,2 г/т, меди – 0,3% и цинка – 0,3%. По многим подобным перспективным золотосульфидным проявлениям определено содержание золота от 1 до 3 г/т, содержание платиноидов не определялось. Несомненно, они перспективны и на платиноиды.

Устьангарский ЗКП протягивается вдоль Енисейского кряжа от р. Чапы на севере до р. Нижней на юге на расстояние около 300 км. В пределах пояса известны золотосульфидные проявления золота и связанные с ними россыпи в современном аллювии (рр. Белокопытовка, Зырянка, Бол. Пит, Кия, Тис, Гаревка, Вороговка). Содержание золота в них в коренном залегании варьирует в пределах 1-17 г/т. Проявления его расположены в сульфидизированных метавулканитах риолит-коматиит-базальтовой формации и вмещающих их кремнистых и углеродистых сланцах удерейской свиты, являющейся наиболее золотоносной на Енисейском кряже. Устьангарский ЗКП на платиноносность практически не изучался и не опробован. По отдельным участкам были взяты лишь единичные пробы, которые показали присутствие платины в количестве до сотых г/т (рр. Нижняя и др.). Тем не менее, площадь ЗКП следует считать перспективной на поиски МПГ, особенно такие золоторудные участки, как Зыряновский, Кийский, Вороговский и другие [11]. В золотоносных россыпях отмечались платина и палладий.

Татарский ЗКП протягивается вдоль центральной части Енисейского кряжа от р. Осиновой на севере до р. Кан на юге [10]. На его площади известны многочисленные коренные и россыпные проявления и месторождения золота – Олимпиадинское, Ве дугинское, Панимбинское. В этих месторождениях и рудопроявлениях работами авторов и других исследователей [10, 11] установлено присутствие МПГ. В метавулканитах распространенного здесь попутнинского риолит-коматиит-базальтового комплекса, выявлены повышенные содержания платины до 0,01-0,5 г/т (реки Татарка, Бол. Мурожная, Ангара и др.). Развитие метавулканитов попутнинского комплекса и ассоциирующих с ними сульфидизированных метаэксгалитов позволяет определить этот ЗКП как перспективный на поиски МПГ, особенно на площадях проявления золота.

Ишимбинский ЗКП прослеживается вдоль восточной окраины Енисейского кряжа на рассто-

яние свыше 350 км [10]. В нем известно большое количество золоторудных месторождений и перспективных рудопроявлений золота золотосульфидного типа, генетически связанных с кислыми метавулканидами риолит-коматиит-базальтовой формации и их эксгалитами. Наибольший интерес в отношении платинового оруденения имеет площадь Попутнинского золотосульфидного месторождения, руды которого располагаются в метавулканидах с заметным объемом метакоматиитов. К сожалению, опробование руд золота на платиноиды не проводилось, а в русловом аллювии они постоянно отмечались.

Манский ЗКП протягивается полосой вдоль Манского глубинного разлома от устья р. Маны на северо-западе до р. Мал. Тагул на юго-востоке. Протяженность его на расстояние около 430 км при ширине от 10 до 40 км [10]. Магматические породы представлены кувайским риолит-коматиит-базальтовым комплексом и коагматичными ему акшепским дунит-гарцбургитовым, лысанским, нижнедербинским и талажинским дунит-пироксенит-габбровыми комплексами позднерифейского возраста, развитыми вдоль рассматриваемого ЗКП. На площади Манского ЗКП платиноиды обнаружены в россыпях долины рр. - Кувай, Сухой Лог, Жаймы, в верховье р. Маны в породах лысанского и дербинского комплексов. Во время эксплуатации рр. Бол. и Мал. Терел попутно с золотом велась добыча осмистого иридия (Рожков, 1947ф), который отмечается в россыпях р.р. Осиновка, Бол. Слизнева, Козырева и кл. Березового. Шведовым Г.И. обнаружен сперилит в россыпи р.р. Осиновка, Кувай, Лев. Жайма, Мана (ниже устья р. Мал. Захаржела), Бол. Синачага и россыпи прииска Юлинского.

В пределах Манского ЗКП известно несколько расслоенных базит-ультрабазитовых массивов дунит-пироксенит-габбровой формации позднерифейского возраста, коагматичных метавулканидам риолит-коматиит-базальтовой формации. С ними известны мелкие рудопроявления платиноидов. Одним из них является крупный Бурлацкий массив, сложенный серпентинизированными дунитами, перидотитами, пироксенитами и габбро-норитами. В его породах установлена тонкая вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин, пентландит) с содержанием в рудах никеля до 0,6%, меди - до 0,05%, отмечаются по единичным пробам платиноиды до 1,3 г/т [9, 10, 11]. Аналогичное проявление платиноидов (платина, палладий) установлено в запевалихинском

крупном расслоенном дунит-пироксенит-габбровом массиве в нижней его части в сульфидизированных (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит) перидотитах с содержанием их до 3 г/т. Перспективы открытия медно-никелевого месторождения с платиноидами в массивах нижнедербинского и запевалихинского комплекса имеются. То же относится к расслоенным массивам талажинского дунит-пироксенит-габбрового комплекса позднерифейского возраста, также являющихся коагматитами вулканидам позднерифейской риолит-коматиит-базальтовой формации. Они остаются слабо изученными и неопределенными на платиновое оруденение.

Кизирский ЗКП протягивается полосой северо-западного простирания от р. Сисим до верховий р. Казыр на расстояние свыше 500 км при ширине 5-30 км. Ведущими породами в нем являются метаморфизованные осадочно-вулканогенные золотоносные отложения кувайского риолит-коматиит-базальтового и бахтинского риолит-базальтового комплексов. С кислыми и меньше со средними и основными по составу вулканидами этих комплексов связаны широко развитые в поясе золотосульфидные рудопроявления Сисимского и Артемовского рудных районов. МПГ установлено в рудах Константиновского, Ольховского и Лысогорского золотосульфидных месторождений, в породах лысанского габбро-перидотитового комплекса [10, 11]. В полосе ЗКП по рекам в золотоносных россыпях постоянно отмечаются платиноиды (рр. Сисим, Джетка, Ко, Балахтисон, Чибижек, Шинда, Сейба и др.). Кроме того, здесь установлен осмистый иридий (Рожков, 1947 г.). Г.И. Шведовым установлены в золотоносных россыпях почти на всем протяжении ЗКП россыпные проявления МПГ (см. рис. 1). Поэтому этот пояс следует считать весьма перспективным на постановку поисковых работ на МПГ, особенно в золотоносных зонах.

Кандатский ЗКП прослеживается узкой полосой субширотного простирания вдоль северной окраины Западного Саяна. Он характеризуется золоторудным профилем. Оруденение золота - золотосульфидного типа, связано с кислыми метавулканидами риолит-коматиит-базальтовой формации [10, 13]. В нем известны Малошущенское месторождение с прогнозными ресурсами золота категории P_3 - 67 т - и большое количество перспективных рудопроявлений. Одним из них является Нижнеамыльское золотосульфидное стратиформное рудопроявление с прогнозными ресурсами

категории P_3 до 100 т золота. Платиноиды в этом ЗКП отмечены в золотоносной россыпи р. Мал. Шушь и по р. Рудной [13]. В россыпи по р. Средняя Шушь выявлен сперилит, а по р. Рудная - рутений-иридий-осминовая ассоциация [14].

В пределах Кандатского ЗКП платиноиды изучались на площади Малошущенского золоторудного месторождения. Они известны в золотой россыпи р. Мал. Шушь и в рудах золота самого месторождения. В.А. Макаровым [14] были опробованы отвалы (хвостохранилище) от переработки коренных руд золота. Материал проанализирован пробирным анализом на золото и МПГ. Выявлено, что в концентратах отработки руд платина содержится от 1 до 10,1 г/т, палладий – от 0,6 до 33,5 г/т, родий – от 0,4 до 1,8 г/т, иридий – 1,6 г/т, рутений – 1,0 г/т. Средние содержания платиноидов в рудах месторождения в целом предполагаются около 1,6-10,1 г/т, они близки к содержанию в этих же рудах золота (2,4 г/т).

Куртушибинский ЗКП прослеживается узкой протяженной полосой вдоль северной границы Западного Саяна на расстояние свыше 350 км при ширине 10-30 км. На его площади широко проявлено золотосульфидное оруденение. В его пределах известно два золоторудных месторождения (Октябрьское и Андреевское) и ряд перспективных рудопроявлений [10, 13]. Первые сведения о МПГ в пределах ЗКП даны в отчете Б.Н. Рожкова (1947 г.), отмечены знаки платины и осмий-иридия в золотоносных россыпях р. Кундус-Суг, знаки осмий-иридия в аллювии р. Кална и ключа Фроловского, по ручью Скалистому и другим притокам р. Калны (Крюков, 1954 г.).

В аллювии р. Амыл в интервале от устья р. Акулька до устья р. Кундус-Суг установлено присутствие зерен платины и осмий-иридия (Звягин, 1990 г.). В нижнем течении р. Изинзюль в концентрате тяжелых минералов определены рутениридосмин, изоферроплатина, лаурит и эрликманит (Кошкин, 1998 г.). Шведовым Г.И. (2006 г.) здесь обнаружены МПГ из россыпи р. Кундус-Суг. Среди МПГ преобладают рутений и осмий. Так же отмечаются сперилит, лаурит, эрликманит, бреггит и изоферроплатина. МПГ Г.И. Шведовым установлены в бассейне р. Кална, где преобладают Pt-Fe-Cu сплавы (48%) и Os-Ir-Ru сплавы (29%). Здесь установлены рутениридосмин, сперилит, самородный иридий.

МПГ установлены в отработанных золотоносных россыпях рр. Золотой и Бол. Хайлык, левого притока р. Урбун. Первые описания платиноидов

из этих россыпей приведены в работе Н.К. Высоцкого [1]. Сравнительно детально они описаны из россыпи р. Бол. Хайлык в работе Г.И. Шведова и В.В. Некоса [14] по отмытому старателями концентрату шлиха. Ими установлен широкий спектр платиноидов: платина, палладий, рутений, иридий, осмий, сперилит. В ассоциации и в сростании с ними установлено золото. Выделено платиновое золото. Осмий, иридий и рутений составляют основу шлиховой платины золотой россыпи р. Бол. Хайлык. В пробе установлено большое количество слабо окатанных зерен платиноидов, что указывает на богатый платиноидами источник. Размер зерен их до 1,5-2,0 мм. В ассоциации с платиноидами широко развиты хромшпинелиды, пироксены, указывающие на то, что источником их являлись ультраосновные породы. Нами здесь установлено широкое развитие метакоматиитов, содержащих повышенную вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит) вплоть до серноколчеданных золотоносных руд [13]. Несомненно, рассматриваемый участок верховий р. Бол. Хайлык и р. Золотой представляется перспективным на постановку поисковых работ на платиноиды.

В северо-восточной части Куртушибинского ЗКП, по данным А.В. Крюкова (1954 г.) и О.И. Домрачева (1990 г.), в русловом аллювии р. Кална (бассейн р. Амыл) была установлена россыпь платиноидов на интервале 2,6 км со средним содержанием в песках 0,9 г/т, с прогнозными ресурсами 23,7 кг по категории P_1 . Среди платиноидов преобладает осмистый иридий. В левых притоках р. Кална, размывающих Калнинский хромитоносный дунит-гарцбургитовый массив были установлены рутениридосмин, железистая платина, высоконикелевая платина и сперилит. Из всех платиноидов преобладает палладий. Платиноиды также были установлены в породах самого массива и в залегающих в нем хромитах. По данным Подлипского (2003 г.) в них были установлены осмий, рутений с содержанием их в породах до 0,66 г/т, а платины и палладия соответственно 1,95 и 0,86 г/т. Суммарное содержание достигает 3,07 и 1,76 г/т.

При поисковых работах на хромиты в Калнинском массиве были получены новые данные по МПГ (Катанов, 2003 г.), Еханин [6], (Курганьков и др., 2011 г.). Платиноиды установлены в дунитах и в приуроченных к ним хромитовых рудах по результатам свыше 540 анализов. Содержание их достигает 3-3,5 г/т и более. Ведущими в них являются платина и палладий. Геоло-

го-геохимические предпосылки указывают на возможность выявления в Калнинском массиве крупного промышленного месторождения платиноидов [6]. Выявлены две ассоциации платиноидов. Ассоциации иридий – рутений – родий распределены в породах равномерно, а платина и палладий – неравномерно. Содержание суммы платины и палладия достигает 3 г/т. Это последняя ассоциация рассматривается как самостоятельное оруденение и рекомендуется для поисков [6].

Таким образом, на площадях ЗКП Саяно-Енисейского региона платиноиды развиты широко, зачастую они отмечаются в золотоносных россыпях, в коренном залегании по отдельным участкам с проявлением золотосульфидного оруденения, а также в медно-никелевых и хромитовых рудах ультрабазитовых массивов. Очень часто они развиты среди сульфидизированных метакоматиитов, зачастую совместно с золотом. Платиноиды представлены собственно платиной, палладием, осмием, иридием, рутением и нередко в повышенных количествах до первых граммов на тонну. Повышенные содержания палладия и платины в ЗКП устанавливаются в зонах золотосульфидного оруденения.

Рудопроявления платиноидов в породах коматиитовой серии широко известны в зеленокаменных поясах России и Мира и представлены вулканогенными, субвулканическими и интрузивными фациями. Они характеризуются сравнительно выдержанными содержаниями платины, палладия, осмия, иридия, рутения и родия и постоянно ассоциирующегося с ними золота [15].

Изученность платиноносности в ЗКП слабая. Специальных поисковых работ не проводилось, хотя здесь вполне можно ожидать, как показывает мировой опыт, выявления как комплексных золото-платинометалльных месторождений в вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложениях, так и собственно платинометалльных в ультрабазитовых и базит-ультрабазитовых интрузивах. На данном этапе можно лишь констатировать наличие МПГ в рудах золота, никеля, полиметаллов, железистых кварцитов, хрома и титана. В некоторых случаях, как на Кузеевском месторождении, содержания Pt и Pd весьма высокие, их запасы могут быть не менее ценными, чем самого золота. Необходимо дальнейшее изучение платиноносности ЗКП региона. Опыт открытия комплексных золото-платинометалльных и других подобных гипов месторождений в ЗКП Бразилии, Индии, Южной Африки и других регионов подтверждает это положение.

Систематических поисков и оценки платинового оруденения в регионе по существу не проводилось. Имеются лишь единичные сведения о находках и о повышенных содержаниях МПГ в коренном залегании в тех или иных геологических формациях по некоторым площадям. Наиболее исследована коренная платиноносность Канского ЗКП в Кингашском сульфидном медно-никелевом месторождении с золотом. Руды его обладают ярко выраженной платино-палладиевой специализацией. На площади Канского ЗКП выявлен 21 участок с платиновым оруденением, связанным с сульфидной медно-никелевой и золотосульфидной формациями. Содержание платины и палладия по медно-никелевым рудам в среднем составляет 0,8 г/т, достигая 15 г/т. В золотосульфидных рудах содержание золота обычно порядка 0,1-0,2 г/т и редко до 2 г/т. Общие прогнозные ресурсы по категории $P_1+P_2+P_3$ по платине составляют 417 т, по палладию – 390 т [11]. Все это указывает на перспективность не только Канского, но Кузеевского и других ЗКП на выявление комплексных платиново-медно-никелевых и платиносодержащих золотосульфидных месторождений.

На площадях остальных ЗКП выявлены многочисленные мелкие рудопроявления и точки минерализации платиноидов в коренном залегании и в россыпях. Большинство их выявлено в сульфидизированных ультрабазит-базитовых интрузивах, в толщах метакоматиитов, метакриобазальтов, metabазальтов, метариолитов и метариодацитов, в сульфидизированных эксгальционно-осадочных отложениях, связанных с ультрабазит-базитовым вулканизмом, а также в связанных с ними углеродистых сланцах. Содержание Pt и Pd в них варьирует от 0,1 до 3 г/т. Мощность оруденелых зон изменяется от 1 до 15 м при протяженности до 1 км. Часто МПГ устанавливаются в золотоносных россыпях в пределах ЗКП Саяно-Енисейского региона. Все это указывает на необходимость проведения в их пределах работ по выявлению платиновых месторождений.

Таким образом, выделенные ЗКП Саяно-Енисейского региона по геологическому строению, набору магматических, осадочных и рудных формаций близки таковым многих других провинций. Для них характерно широкое развитие вулканитов и интрузий основного и ультраосновного состава, в том числе коматиитового. Они также характеризуются специфическим набором рудных формаций таких как сульфидная медно-никелевая, золотосульфидная и платиноидная, с которы-

ми связаны платиноиды, имеющие промышленную значимость. Собственно в вулканитах риолит-коматиит-базальтовой формации развито золотосульфидное оруденение с платиноидами, представляющее весьма перспективным на открытие золото-платиновых месторождений. В расчлененных массивах дунит-пироксенит-габбровой и дунит-гарцбургитовой формаций, являющихся

комагматами вулканогенных риолит-коматиит-базальтовых формаций, платиноиды развиты в сульфидных медно-никелевых рудах с золотом. Они в регионе имеют промышленное значение и также являются перспективными на выявление месторождений платиноидов в хромитовых рудах. Площади ЗКП рекомендуются для постановки поисковых работ на выявление месторождений МП.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. М.: Изд-во АН СССР, 1933, 240 с.
2. *Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г.* Кингашское платиноидное медно-никелевое месторождение. Иркутск: Институт геохимии АН РФ, 2003, 190 с.
3. *Гревс В.* Медно-никелевые сульфидные месторождения Западной Австралии // Минеральные месторождения докембрия. – Новосибирск: Мир, 1979, с. 73-79.
4. *Динер А.Э.* Новые данные по платиноносности раннедокембрийских мафит-ультрамафитов Енисейского кряжа / Платина в геологических формациях Сибири. Красноярск: КНИИГиМС, 2001, с. 157-158.
5. *Додин Д.А.* Мировой минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов // Платина России. – Т. V. – М.: ООО «Геоинформарк», 2000, с. 38-63.
6. *Еханин Д.А.* Особенности платиноносности пород Калнинского гипербазитового массива // Платина в геологических формациях Мира. – Красноярск: КНИИГиМС, 2010, с. 139-145.
7. *Еханин А.Г., Корнев Т.Я., Романов А.П.* Перспективы медно-никелевого оруденения в коматиитах зеленокаменных поясов Восточного Саяна // Проблемы геологии рудогенеза и минерации. – Новосибирск: СНИИГиМС, 2000, 65 с.
8. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. – М., 1983, 390 с.
9. *Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Романов А.П. и др.* Канский зеленокаменный пояс и его металлогения (Восточный Саян). – Красноярск: КНИИГиМС, 2003, 137 с.
10. *Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н. и др.* Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. – Красноярск, 2004, 177 с.
11. *Корнев Т.Я., Романов А.П., Еханин А.Г.* Платиноносность зеленокаменных поясов Восточного Саяна и Енисейского кряжа // Платина России. – Т. V. – «Геоинформарк», 2004, с. 358-380.
12. *Корнев Т.Я., Князев В.Н., Шарифулин С.К.* Эталон Кузевского риолит-коматиит-базальтового комплекса (Енисейский кряж). – Новосибирск: СНИИГиМС, 2007, 115 с.
13. *Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Зобов Н.Е. и др.* Металлогения золота зеленокаменных поясов Восточного и Западного Саяна. – Красноярск: КНИИГиМС, 2010, 228 с.
14. *Макаров В.А.* Металлы платиновой группы в хвостах обогащения Малошущенского золоторудного месторождения // Платина в геологических формациях Сибири. – Красноярск: КНИИГиМС, 2001, с. 151-152.
15. *Чернышов Н.М., Додин Д.А.* Типы коматиитассоциированных сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудномагматических систем и особенности распределения в них ЭПГ // Платина в геологических формациях Сибири. – Красноярск: КНИИГиМС, 2001, с. 27-29.
16. *Шведов Г.И., Некос В.В.* МПГ россыпи р. Бол. Хайлык (Западный Саян) // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 2008, вып. 9, с. 240-248.

УДК: 552.3:553.2 (235.223)

РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА

А.П. Романов¹, И.И. Курбатов², К.Н. Малич³,С.Г. Снисар⁴, Е.В. Бородина⁵, С.П. Ерыкалов⁴, Н.И. Кокорин⁴

1 - ГПКК «КНИИГиМС», г. Красноярск, пр. Мира, 55, romanov@kniigims.ru

2 - Красноярскнедра

3 - ФГУП «ВСЕИ'ЕИ», Санкт-Петербург, 199106, Средний пр. 74

4 - ООО «Норильскгеология», г. Талнах

5 - Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Западный Таймыр имеет высокие перспективы выявления месторождений медно-никелевых руд с МПГ, золота, молибдена; существуют предпосылки обнаружения алмазов и других полезных ископаемых. При этом степень изученности территории низкая, а геологоразведочные работы в последние годы сокращаются.

Месторождения сульфидных комплексных руд Норильского района, по оценкам специалистов, содержат порядка 12% мировых запасов Ni, Cu, Co и МПГ. Но и эти богатства имеют пределы. Многолетние попытки открыть аналоги этих месторождений на севере Сибири успехом не увенчались. И сырьевая проблема в обозримые для страны сроки оставит альтернативу: либо расширить спектр и географию разрабатываемого в пределах Таймырского района минерального сырья, либо проводить здесь сокращение горнорудного производства.

В этой ситуации важна объективная оценка запасов и качества минерального сырья Таймыра, доступного для рентабельной отработки. Учитывая особенности транспортных схем доставки грузов, вывоза сырья и продукции, наиболее доступны для отработки минеральные ресурсы, расположенные в западной части Таймырского полуострова, близ активной части Севморпути. Актуальна такая постановка вопроса в свете планирования строительства нефтепровода от Ванкорской группы месторождений в северном варианте и нефтяного терминала в п. Диксон. Так что же действительно можно в ближайшей перспективе предложить к промышленному освоению на Западном Таймыре?

Западно-Таймырская часть трапповой провинции давно считалась наиболее перспективной для поиска сульфидных Cu-Ni с МПГ месторождений. Благоприятный прогноз для этой территории давали многие исследователи – Н.Н. Ур-

ванцев, М.Н. Годлевский, Ю.Е. Погребницкий, Д.А. Додин, Н.С. Малич, Е.В. Туганова, О.А. Дюжиков и другие [1, 4, 6], выделяя Таймырскую металлогеническую никеленосную провинцию. Работами на стадии ГГС-200 частично подтверждена правомерность регионального прогноза. Были открыты Дюмталейский, Бинюдинский и ряд других рудоносных массивов гипербазит-базитового состава, вмещающих Cu-Ni с МПГ рудопроявления [5, 8]. Эти рудопроявления до сих пор практически не изучены, хотя и являются потенциально-перспективными на обнаружение здесь промышленно-значимых объектов.

Результаты работ позволяют выделить в пределах Западно-Таймырского никеленосного металлогенического пояса два перспективных рудных района – Луктахский и Бинюдинско-Тарейский (рис. 1). Геологическая характеристика этих рудных районов приводилась неоднократно [5, 7-10, 17], поэтому ниже освещены вопросы рудоносности и приведены новые полученные данные.

Геологическая позиция региона определяется приуроченностью к области тройного сочленения внутриконтинентальных рифтовых зон и расположением в зоне пересечения северного фланга внутриконтинентального Енисей-Хатангского рифта с Таймыро-Тунгусским трогом байкалит [1, 7, 9, 10]. В этой части Горного Таймыра предполагается наличие «стволовых» проницаемых зон, развивающихся в условиях действия мантийного плюма, одной из которых является Ладыгинская зона геофизических аномалий, интерпретируемая как раздвиговая зона линейной базификации коры. Это косвенно подтверждается наличием высокомагнезиальных базальтов, гипербазит-базитовых интрузий и Cu-Ni с МПГ проявлений [5], а также изотопными характеристиками пород комплекса малых интрузий [2]. Луктахский и Бинюдинско-Тарейский рудные

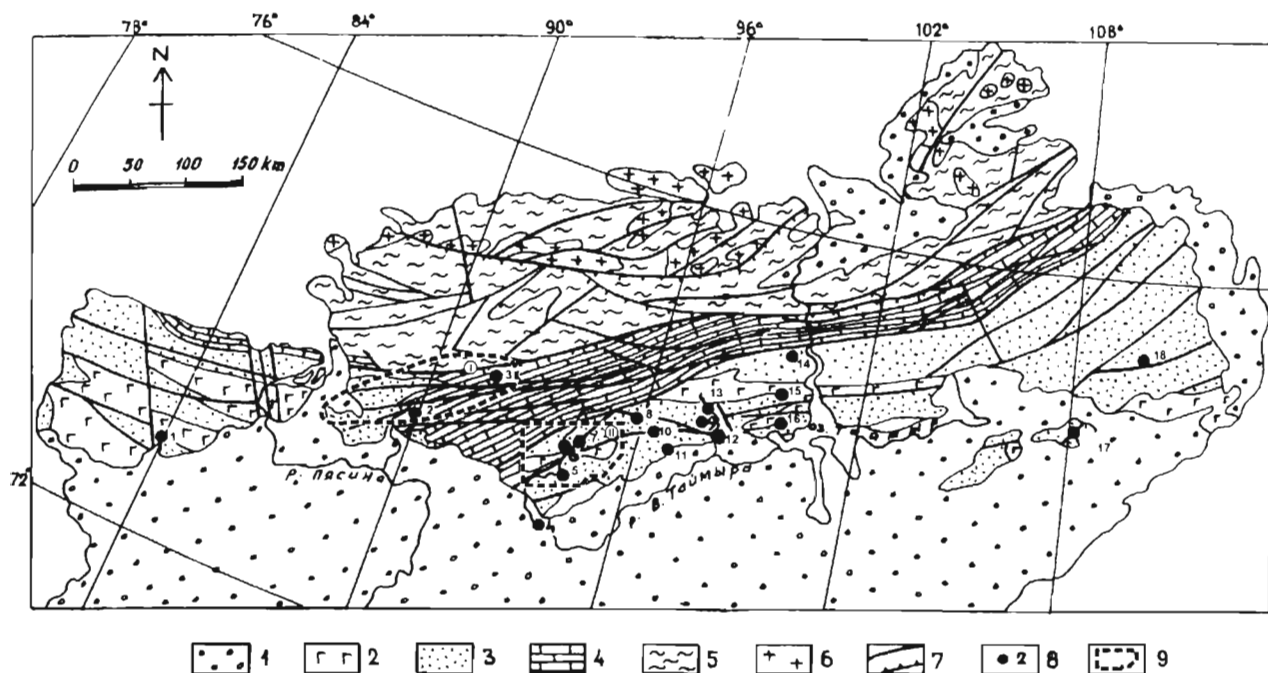


Рис. 1. Схема размещения Бинюдинско-Тарейского (I) и Луктахского (II) рудных районов

1 - мезокайнозойский комплекс рыхлых и слабо литифицированных отложений; 2 - верхнепермско-нижнетриасовый вулканогенный (базальтоидный) комплекс; 3 - верхнепалеозойский комплекс терригенных отложений; 4 - среднепалеозойский комплекс сланцево-карбонатных отложений; 5 - архейско-протерозойский метаморфический комплекс; 6 - гранитоидные массивы; 7 - зоны разломов и надвигов; 8 - платино-медно-никелевые рудопроявления (1 - Надудотурканское, 2 - Бинюдинское, 3 - Ленивенское, 4 - Дюмталинское, 5 - Нижнекайдинское, 6 - Верхнетаймырское, 7 - Тальниковское, 8 - р. Останцово, 9 - Левлинское, 10 - руч. Габбрового, 11 - Дябакагаринское, 12 - Боотанкагское, 13 - Горноозерское, 14 - оз. Травяного, 15 - оз. Энтузиастов, 16 - р. Неправильной, 17 - Тулай-Кирыкское, 18 - руч. Горного).

районы, расположены в зоне сочленения Енисей-Хатангского прогиба и Таймырской эпиплатформенной складчатой области. Они приурочены к фронтальной части Пясина-Таймырской линейной зоны базификации коры, осложняющей с севера структуру Янгодо-Горбитского поднятия, и контролируются зоной пересечения глубинных долгоживущих региональных разломов фундамента субширотного (Южно-Таймырский) и северо-западного (Тарейско-Котуйский) направлений и Ленивенской «стволовой» пронцаемой зоной.

Луктахский рудный район

Луктахский рудный район расположен в предгорье западной части Горного Таймыра в среднем течении р. Верх. Таймыра. На территории проведена ГДП и ГГС масштаба 1:200 000 с комплексом аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 (Салманов, Канунников, 1992), гравиметрическая съемка масштабов 1:200 000 (Уклеин, 1996); выполнен комплекс поисковых работ, включающий в себя бурение колонковых скважин и электроразведочные работы по редкой сети профилей (Кокорин, 1998, 2002). Вскрыт ряд гипербазит-базитовых массивов, в

том числе и рудоносный дифференцированный Дюмталейский основного-ультраосновного состава. Оруденение представлено сульфидными Cu-Ni с МПГ и оксидными титаномagnetитовыми рудами. Интрузив одиночными поисковыми скважинами прослежен до глубины 1689,3 м и по простиранию на 24 км, что подтверждает высокие перспективы района [8].

Металлогеническая характеристика Луктахского рудного района

Луктахский рудный район входит в состав Верхне-Таймырского никеленосного поля выделенного Н.Н. Урванцевым (1973) в Таймырской металлогенической никеленосной провинции. Район специализирован на Ni, Cu, МПГ, Ti, Fe. В геофизических полях он выражен областью высокоградиентного знакопеременного магнитного поля и расположен в пределах крупной (до 1600 км²) интенсивной (до 100 мГал) гравитационной аномалии (Луктахский гравиметрический максимум). Луктахский рудный район перекрыт мезокайнозойскими отложениями, мощностью от первых метров до 800 м. В геологическом строении площади принимают участие терригенные отло-

жения перми и вулканогенные образования верхней перми – нижнего триаса и интрузивные образования, представленные дифференцированными массивами руч. Дюмталей, р. Луктах, массивом пород среднего-основного состава дикарабигайского комплекса оз. Лынтанги и мало мощными телами долеритов. Массивы р. Луктах и оз. Лынтанги вскрыты поисковыми скважинами (ЛП-2 и ЛП-4) при заверке комплексных гравимангнитных аномалий.

Массив оз. Лынтаги в физических полях отражается изометричной крупной (200 км²) и интенсивной (до 2000 нТл) магнитной аномалией в плане совпадающей с гравиметрической аномалией на юго-западной периферии Луктахского максимума. Вскрытый скважиной ЛП-4 (инт. 912,4-1095,2 м) фрагмент массива представлен лейкогаббро-долеритами средне-крупнозернистой габбровой структуры с глубиной переходящие в пестроцветные сиениты мелко-крупнокристаллической структуры и атакситовой текстуры. Массив залегает среди крутопадающих ороговикованных терригенных отложений перми, фрагмент которых был вскрыт в его кровле. Перспективы рудоносности данного массива, исходя из-за слабой его изученности, неоднозначны.

Луктахский массив в физических полях отражается в виде высокоинтенсивной (1500 нТл) магнитной аномалии, имеющей аппендиксообразную форму в строении Дирингкягской аномальной зоны, совпадающей в плане с эпицентром Луктахского гравиметрического максимума. По данным ЗМПП он имеет штокообразную, изометричную в плане форму размером около 10х12 км, а по результатам пересчета поля силы тяжести на высоту 24 км прослеживается на глубину более 24 км (Уклеин, 1995).

В строении вскрытого скважиной ЛП-2 (инт. 384,7 – 1500,0 м) фрагмента массива выделяются макрозоны: верхняя - клинопироксенитовая (инт. 384,7-958,2 м), средняя - ультрабазит-базитовая (инт. 958,2-1365,0 м) и нижняя - базитовая (инт. 1365,0-1500 м).

Верхняя макрозоны сложена плагио-оливиновыми клинопироксенитами с прослоями вебстеритов. Они перемежаются с горизонтами плагиоверлит-пикритового состава, габбро-долеритов, габбро-норитов, габбро, верлитов, лерцолитов и линзами оливинитов.

Средняя макрозоны представлена верлитами с мало мощными горизонтами клинопироксенитов, вебстеритов, оливиновых, пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. Характерной особен-

ностью пород является кумулюсно-слоистая текстура. Центральная часть макрозоны сложена пикритовыми и троктолитовыми габбро-долеритами, норитами; присутствуют оливиниты и клинопироксениты. Нижняя часть макрозоны сложена безоливиновыми габбро-долеритами с мало мощными горизонтами габбро-норитов; отмечаются прослои клинопироксенитов, вебстеритов и верлитов, а также дайки долеритов, единичные зоны плагиооклазитов, метасоматитов и сиенитов.

Нижняя макрозоны представлена пикритовыми габбро-долеритами, оливиновыми габбро-норитами; отмечаются верлиты, слойки серпентинитов, шлировидные обособления лейкогаббро и троктолитовых габбро-долеритов и единичные зоны плагиооклазитов, лейкогаббро и метасоматитов.

Оруденение представлено вкрапленностью сульфидов и оксидов. Их максимальные концентрации приурочены к верхней половине разреза средней макрозоны. Сульфиды (пентландит, халькопирит, пирротин, кубанит, виоларит и валлерит, галенит, марказит) образуют вкрапленность до 10%, прожилки (до 0,1 м) и жилу мощностью 1 м халькопирит-пирротинового состава с пиритом. Содержания Cu - 0,417%, Ni - 0,12% и Co - 0,042%, суммы МПП - 0,3 г/т, Au - 0,2 г/т и Ag - 1,3 г/т. Содержания в прожилках: Cu - 0,39%, Ni - 0,091%, Co - 0,10%, S - 32,7%; а в жиле - Cu - 0,71%, Ni - 0,052%, Co - 0,192%, S - 34,4%, суммы МПП - 0,33 г/т, Au - 0,066 г/т, Ag - 2,22 г/т.

Породы нормального петрохимического ряда; в средней макрозоне отмечается повышенная их титанистость и щелочность. Перспективы никеленосности данного массива, исходя из петрохимических его особенностей и наличия прямых поисковых признаков Cu-Ni оруденения, можно оценивать как достаточно высокие.

Дюмталейский дифференцированный массив базит-гипербазитового состава расположен в бассейне притоков р. Верхняя Таймыра (р.р. Дюмталей и Луктах) и прослежен по простирающую скважинами на 24 км.

Массив расположен в пределах крупной (до 1600 км²) и интенсивной (до 100 мГал) гравиметрической аномалии. Он находит отчетливое отражение в магнитном поле в виде аномалии интенсивностью до 3500 нТл, имеющей серповидную форму размером 4х60 км, обрамляющей с юга и юго-востока Дирингкягскую аномальную магнитную зону.

Дюмталейский интрузив внедрился по контакту пологозалегающих пермских угленосно-терригенных отложений и вулканогенных обра-

зований верхней перми-нижнего триаса. Исследования абсолютного возраста сфена (скв. ТП-43, гл. 385,6 м - кварцевый монцодиорит) показали возраст 233-234 млн лет, а по соотношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в уранините 220 млн лет [8].

Мощность интрузива в его полных пересечениях 597,6-644,0 м. В массиве выделяются макрозоны: верхняя - монзонит-габбро-диорит-гидридная, средняя - клинопироксенит-габброидная и нижняя - оливинит-плаггиоверлит-пикритовая.

Верхняя макрозона мощностью 13,9-67,7 м содержит кварцевые монцодиориты, субщелочные диориты, метасоматические брекчии, основные пегматоиды и изменённые лейкократовые субщелочные габбро-долериты.

Средняя макрозона мощностью 297,8-436,0 м представлена субщелочными габброидами; отмечаются безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые и, реже, пикритовые габбро-долериты, феррогаббро-долериты, анкарамитоподобные габбро-долериты и клинопироксениты; присутствуют зоны основных пегматоидов. В её разрезе выделяется три расчленённых мезоритма характеризующиеся накоплением в приподожвенных частях вкрапленного и сплошного титаномагнетитового оруденения и темноцветных минералов, с появлением в их составе оливина. Все это позволяет предполагать о сложном процессе становления интрузива и внутрикамерной кристаллизационной дифференциации.

Нижняя макрозона мощностью 93,4-292,5 м имеет сложное строение, что обусловлено многочисленными ксенолитами вмещающих пород интрузива. Ведущими породами являются пикритовые и троктолитовые габбро-долериты; отмечаются плаггиоверлиты, клинопироксениты, оливиниты, габбро-нориты и габбро-долериты.

Характерной особенностью основных пегматоидов является приуроченность к ним максимальной концентрации сульфидов, вплоть до появления прожилков и жил сплошных сульфидных Cu-Ni руд, мощностью от 10 см до 3,35 м.

Породы относятся преимущественно к субщелочной серии; в незначительном объеме отмечаются разности щелочного и нормального петрохимического рядов.

Оруденение в Дюмталейском дифференцированном массиве представлено последовательной сменой сверху вниз пиритовой минерализации на титаномагнетитовую и сульфидную медно-никелевую.

Пиритовое оруденение характеризуется не-

равномерным распределением: максимальные концентрации (до 20%) приурочены к зонам перекристаллизации. Оруденение представлено ксеноморфно-интерстиционной вкрапленностью пирита иногда с халькопиритом, сфалеритом, полидимитом и миллеритом. По генезису является эпигенетическим.

Титаномагнетитовое оруденение отмечено по всему разрезу интрузива в виде интерстиционной, гнездовидной, послойно-гнездовидной и сидеронитовой вкрапленности, а также прожилков сплошных оксидных руд. Его максимальные концентрации приурочены к основаниям мезоритмов средней макрозоны, где имеются рудные горизонты с промышленно-значимыми содержаниями TiO_2 и FeO.

Сульфидное медно-никелевое оруденение в разрезе интрузива имеет повсеместное развитие. Максимальные концентрации сульфидов приурочены к породам нижней макрозоны массива, где они образуют рудную зону.

Рудная зона прослежена в разрезах всех поисковых скважин и увеличивается в мощности по падению от 28,2 м до 89,5 м и по простиранию в Ю-З направлении до 97,5 м. В строении рудной зоны выделяется две подзоны: смешанная оксидно-сульфидная и сульфидная.

Смешанная оксидно-сульфидная подзона по содержанию в ней полезных компонентов в разрезе скважин ТП-43 (инт. 855,1-872,7 м) и ТП-52 (инт. 1078,5-1097,6 м) является слаборудоносной. В разрезе скважины ТП-53 (инт. 60,1-63,2 м) она рудоносная. По скв. ЛП-1 отмечается ее расщепление на два обособленных друг от друга рудных тела (инт. 1385,3-1395,0 м и 1458,3-1472,6 м). Верхнее тело мощностью 8,1 м с содержанием условного Ni 0,41% имеет промышленное значение. Нижнее тело мощностью 14,3 м промышленного значения не имеет, но в отдельной пробе (0,5 м) содержания Ni достигают 0,38% и Cu - 1,0%. Характерно увеличение мощности подзоны по падению от 3,1 м (скв. ТП-53) до 17,6 м (скв. ТП-43) и относительная выдержанность ее по простиранию - скв. ТП-43 (17,6 м), скв. ТП-52 (18,1 м) и скв. ЛП-1 (14,3 и 8,1 м).

Сульфидное Cu-Ni оруденение в смешанной подзоне составляет 1-5%, в единичных случаях (скв. ЛП-1) достигает 15% (верхнее рудное тело) и до 35% (нижнее тело). По скв. ТП-43 и ТП-52 Cu-Ni оруденение характеризуется пентландит (до 15%) - халькопирит (до 30%) - пирротин (до 80%) и, в меньшей мере, пентландит (до 10%) - пирротин (до 20%) - халькопиритовым (до 65%)

и пирротин (до 25%) - пирит (до 30%) - халькопиритовым (до 40%) составом. По скв. ТП-52 в составе сульфидов также отмечается кубанит (до 45% в верхней части рудной подзоны), валлерит, халькозин, макинавит, виоларит, валлерит, сфалерит, реже галенит, в единичных случаях минералы МПГ. В разрезе скважины ТП-53 в его составе преобладает пирротин (40%), а халькопирит (20%) - пиритовое (85%) оруденение здесь является наложенным на пирротинное. По скв. ЛП-1 оно представлено кубанит (0-10%) - пентландит (5-20%) - халькопирит (5-40%) - пирротинным составом с валлеритом и сфалеритом; отмечены галенит, борнит, виоларит и троилит (верхнее тело), галенит, ковелин, халькозин, полидимит, миллерит, валлерит и минералы МПГ (нижнее тело).

В распределении полезных компонентов по скв. ТП-43 и ТП-53 наблюдается повышение по восставию содержаний Ni (от 0,18 до 0,28%) и Cu (от 0,24 до 2,42%) и снижение суммы МПГ (от 0,5 до <0,45 г/т). В Ю-З направлении от скважины ТП-43 содержание Cu и МПГ повышается, достигая в скв. ЛП-1, соответственно, 1,00% и 1,53 г/т, а максимальные содержания Ni - 0,43% отмечены в скв. ТП-52.

Сульфидная подзона локализована в приподошвенной части интрузива в интервалах 872,7-944,6 м (скв. ТП-43), 1097,6-1170,2 м (скв. ТП-52) и 63,3-88,3 м (скв. ТП-53); мощность подзоны по скважинам составляет, соответственно, 71,9 м, 72,6 м, 25,0 м и 58,6 м. По скважине ЛП-1 рудная подзона расщепляется на три рудных тела (инт. 1574,0-1594,4 м, 1634,0-1640,0 и 1645,6-1677,8 м); мощность составляет, соответственно, 20,4 м, 6,0 м, 32,2 м. Это свидетельствует о ее выдержанности на значительном расстоянии, что также подтверждается результатами электроразведочных работ - наличием зон высокой электропроводности в приподошвенной части интрузива.

Оруденение представлено интерстиционной, ксеноморфной и гнездовидной вкрапленностью, реже отмечаются массивные руды.

Массивное и прожилковое оруденение в разрезе интрузии проявлено преимущественно в зоне максимальной концентрации сульфидной медно-никелевой минерализации скважин ЛП-1, ТП-43 и ТП-52 и представлено нитевидными и тонкими прожилками (до 10 см) халькопирит-пирротинного или пирротинного состава.

В скважине ЛП-1 инт. 1579,95-1583,3 м среди пегматоидных лейкократовых габбро отмечена жила сплошных сульфидных руд мощностью 3,35 м. Вещественный состав оруденения: пент-

ландит (до 10%) - халькопирит (до 30%) пирротин (до 88%) с присутствием сфалерита и валлерита; отмечается (до 8%) магнетит-ильменитовая минерализация. В зоне верхнего экзоконтакта жилы отмечена самородная медь, золото и МПГ.

В распределении оруденения наблюдается увеличение его концентрации по падению от 10 до 15% (скв. ТП-53) и по простиранию от скв. ТП-52 в С-В и Ю-З направлениях от 10% до 40% с появлением сплошных сульфидных руд (скв. ТП-43 и ЛП-1).

Состав оруденения сульфидной подзоны аналогичен составу смешанной подзоны и отличается промышленно-значимыми концентрациями рудных минералов и содержаниями полезных компонентов. Ведущим типом оруденения по скв. ТП-43, ТП-52 и ЛП-1 является пентландит (до 20%) - халькопирит (до 40%) - пирротинная минерализация. На отдельных участках (скв. ТП-43 и ТП-52) повышается доля халькопирита (до 80%) и пентландита (30%). По скв. ТП-53 оруденение представлено пирротин (до 25%) - пентландит (до 25%) - халькопирит (до 40%) - пиритовой ассоциацией. Распределение кубанита неравномерное. По скважине ТП-53 он отмечен в нижней части разреза, по скв. ТП-43 - в верхней (до 28%) и в нижней (до 40%) части разреза, по скв. ТП-52 - в верхней (до 20-40%) половине разреза, а по скв. ЛП-1 - в кровле (до 30%) и в подошве (до 6%) разреза. Повсеместное развитие сфалерита отмечено по скв. ТП-43, 53 и ЛП-1, а виоларита по скв. ТП-43. Спорадическое проявление минералов МПГ и валлерита отмечено по всем скважинам. Галенит, борнит, халькозин и кобальтин отмечены в скв. ТП-52 и ТП-53, а самородная медь в скв. ЛП-1. Самородное серебро, аргентит, аргентопентландит, медистый пентландит, троилит, блеклые руды, герсдорфит, миллерит, никелин, сафлорит и маухерит встречены только в разрезе скв. ТП-52. Оксидная минерализация представлена магнетит - ильменитовой и магнетит - ильменит - титаномагнетитовой ассоциацией.

По результатам опробования в разрезе нижней макрозоны отмечается повышение максимальных содержаний Ni (от 0,28 до 0,74%), Cu (от 0,48 до 1,41%), Co (от 0,019 до 0,044%) и суммы МПГ (от 0,20 до 1,58 г/т) во вкрапленных рудах - по падению от скв. ТП-53 к скв. ТП-43; Cu (0,53-0,74-1,41%), и суммы МПГ (0,22-0,83-1,58 г/т), а также по простиранию от скв. ЛП-1 в направлении к скв. ТП-52, -43; Ni (0,63-0,43-0,74%) и Co (0,050-0,035-0,044%). Содержания

полезных компонентов в сплошных рудах в скв. ЛП-1 и ТП-43 сопоставимы между собой, соответственно Cu: до 1,68% и 1,63%, Ni: до 1,47% и 1,34%, МПГ: до 0,45 г/т и 2,23 г/т.

Оценка прогнозных ресурсов Луктахского рудного района. Перспективы района связаны с Дюмталейским дифференцированным рудоносным массивом и с Луктахским массивом, в разрезе которого одиночной скважиной ЛП-2 вскрыт горизонт вкрапленных и жила сплошных сульфидных руд, а также с россыпями ильменита и, возможно, минералов МПГ.

При проведении поисковых работ выявлено по скв. ТП-43, ТП-52, ТП-53 и ЛП-1 в междуречье руч. Дюмталей и Митыринирку (левых притоков р. Верх. Таймыра) сульфидное Cu-Ni с МПГ оруденение представленное кубанит-пентландит-халькопирит-пирротиновыми интерстиционными вкрапленными рудами, локализованными, главным образом, в неотчетливо расслоенных горизонтах Дюмталейской интрузии. Повсеместно развито гнездовидное скопление сульфидов, связанное с зонами перекристаллизации, разви-

тых как по породам интрузии, так и по роговикам, слагающим ксенолиты. Прожилковое оруденение имеет локальное развитие. По данным электроразведочных работ в пределах Дюмталейского участка (наличие аномально проводящих зон в подошве интрузива) предполагается широкое развитие жильных тел сплошных сульфидов, что подтверждается по скв. ЛП-1, вскрывшей жилу сплошных руд мощностью 3,35 м.

Сульфидное Cu-Ni с МПГ оруденение по данным бурения и электроразведочных работ образует сравнительно выдержанную в разрезе и по площади рудоносную зону, в плане совпадающую с контурами интрузии. Соотношение Ni к Cu соответствует 1:1,4, а Co к Ni 1:12.

Оценка прогнозных ресурсов сульфидных Cu-Ni с МПГ и титаномагнетитовых руд, проводилась на двух участках: на Дюмталейском и на Луктахском (рис. 2). Прогнозные ресурсы, оцененные методом прямого расчета, оксидных и сульфидных медно-никелевых руд следующие. Cu-Ni руд по категории P_2+P_3 : руды – 6 839 298 тыс.т; Cu – 23880 тыс.т, Ni – 17369 тыс.т, Co – 1335 тыс.т, МПГ – 1,879 тыс.т; в том числе по

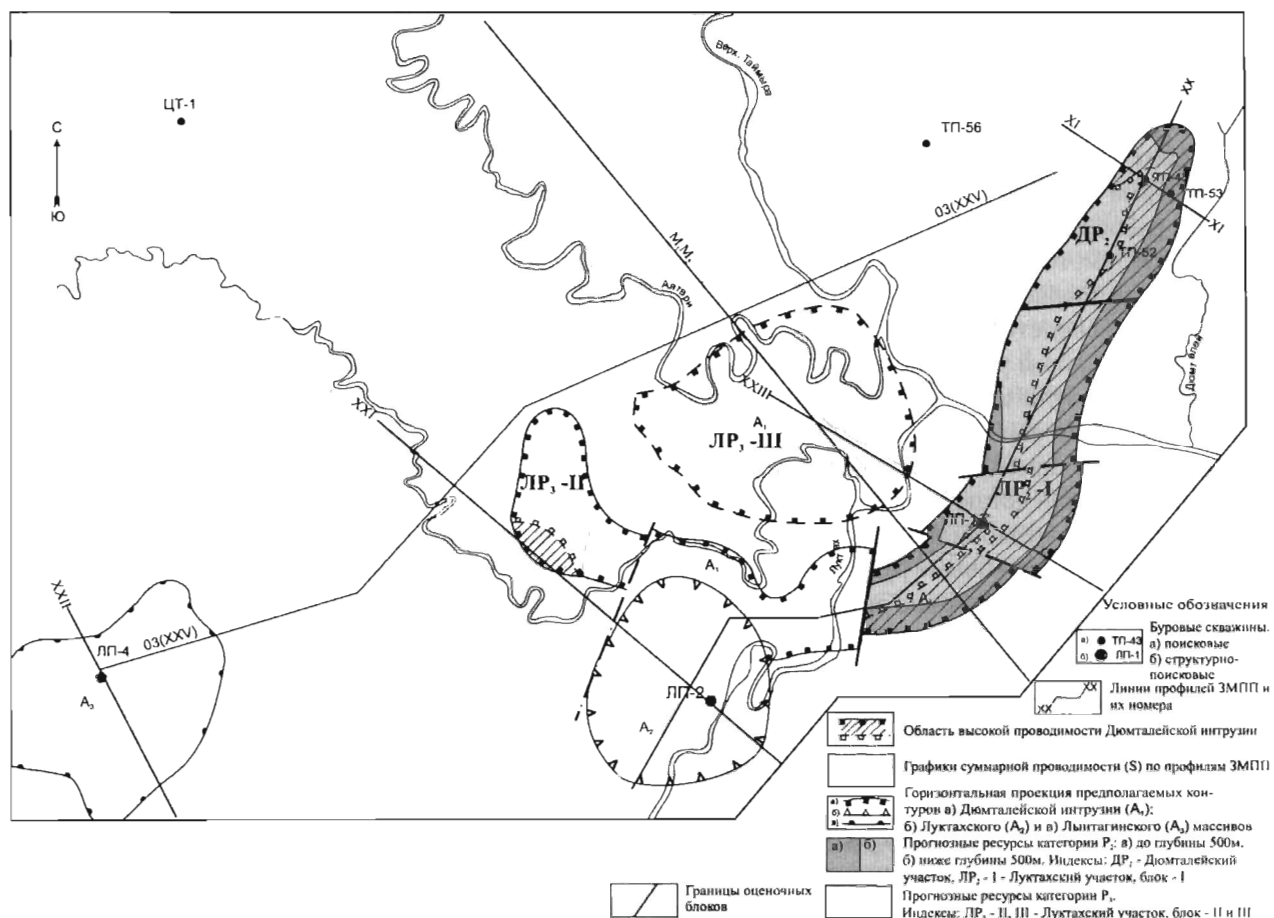


Рис. 2. Схема подсчета прогнозных ресурсов Луктахского рудного района

категории P_2 до гл. 500 м - руды – 637 113 тыс. т; Cu – 2189 тыс. т, Ni – 1529 тыс. т, Co – 132 тыс. т, МПГ – 0,303 тыс. т. Оксидных руд по категории P_2+P_3 : руды – 8 659 504 тыс. т; $Fe_{\text{общ}}$ – 2 117 803,678 тыс. т, TiO_2 – 619 256,581 тыс. т; в том числе по категории P_2 до гл. 500 м: руды – 1 828 663 тыс. т; $Fe_{\text{сбл}}$ – 457 530,194 тыс. т, TiO_2 – 132 594,515 тыс. т.

Ресурсная оценка сульфидных Cu-Ni с МПГ и титаномагнетитовых руд по категориям P_2 и P_3 позволяет заключить, что их суммарные значения в предполагаемом рудном районе сопоставимы с запасами месторождений Новой Каледонии, Канады (Седбери) и Качканарского, Гусеворского месторождений Урала.

Оценка прогнозных ресурсов по Луктахскому рудному району, основанная на комплексе поисковых работ, позволяет оценить его, как объект, перспективный на обнаружение крупного комплексного месторождения Ni, Cu, Co, МПГ, $Fe_{\text{общ}}$, Ti_2O и V_2O_5 . Горнотехнические условия благоприятны для отработки сульфидных Cu-Ni руд открытым способом.

Даже незначительные объемы выполненных работ позволили выявить достаточно мощные горизонты вкрапленных и маломощные тела сплошных сульфидных и оксидных руд. Полученные при изучении Дюмталейского массива оценочные параметры основаны на фактическом материале бурения одиночных поисковых скважин и результатах геофизических работ. По результатам проведенных электроразведочных работ в пределах Дюмталейского интрузива предполагается присутствие залежей богатых сплошных сульфидных руд, которые фиксируются зонами высокой электропроводимости, что в значительной степени повышает его перспективы. Учитывая параметры установленных зон высокой электропроводимости можно предполагать о наличии значительных по размерам (до 5 км по простиранию и до 3 км в плане) залежей вкрапленных и сплошных сульфидных руд с богатыми содержаниями полезных компонентов.

Исходя из комплексности оруденения, относительно простого строения рудных залежей и их выдержанности в разрезе и по площади, сходства состава и условий залегания сульфидных Cu-Ni руд с рудами месторождений Норильского промышленного района, что не требует разработки новых технологий добычи и обогащения руд, а также переработки их концентратов, выхода продуктивных залежей под четвертичные отложения (7,3 м), что позволяет начать их отработку открытым способом, уникальных прогнозных

ресурсов сульфидных Cu-Ni с МПГ и титаномагнетитовых руд, следует признать целесообразность продолжения изучения наиболее перспективного С-В фланга Дюмталейской дифференцированной рудоносной интрузии.

Бинюдинско-Тарейский рудный район

Рудный район охватывает бассейны среднего течения рек Бинюда и Тарая. Важнейшей особенностью ультрабазит-базитового магматизма района является наличие высокомагнезиальных раннетриасовых интрузий бинюдинского комплекса, содержащих сульфиды Cu и Ni и МПГ. В Бинюдинско-Тарейском рудном районе выявлено комплексное рудопроявление Чулюю, связанное с породами бинюдинского комплекса; на нем прогнозируется среднее по запасам месторождение сульфидных Cu-Ni с МПГ руд. На рудопроявлении Чулюю локализованы горизонты вкрапленных руд, обнаружены признаки богатого малосульфидного платинового оруденения с содержаниями МПГ до 16,1 г/т [5, 7, 9, 16].

По составу и возрасту слагающих формаций, а также геоструктурной позиции рудный район имеет черты сходства с рифтогенной зоной Шонгда (Вьетнам), где известен ряд месторождений и рудопроявлений комплексных Cu-Ni с МПГ руд в триасовых коматитах (Г.В. Поляков и др., 2002; [13]).

Район сложен средне-верхнепалеозойскими осадочными и нижнетриасовыми вулканогенными отложениями, дислоцированными в складки и осложненные дизъюнктивами. Из магматических образований здесь преобладают раннетриасовые интрузии быррангского (силлы и дайки оливинсодержащих и оливиновых долеритов) и боотанкагского (дифференцированные пластообразные интрузии, дайки и силлы пикритов, оливиновых и троктолитовых габбродолеритов с повышенными содержаниями Cu, Ni, Cr) комплексов; менее развиты интрузии бинюдинского гипербазит-базитового комплекса. Перспективы района на Cu-Ni с МПГ оруденение связаны с интрузиями боотанкагского и бинюдинского комплексов. Выявление платиноносного высокомагнезиального Бинюдинского массива, содержащего сульфиды Cu и Ni и МПГ на северном борту Сэрэгэнской синклинали, определяет значение этой структуры как рудовмещающей. На ее южном борту имеются выходы сульфидоносных интрузий боотанкагского комплекса (р. Дюрасиму). В южной части района расположен ореол рассеяния (площадью 20x30 км) рудных валунов аналогичных ультрамафитам Бинюдинской интрузии с

содержанием сульфидов до 20% (0,2% Ni и 0,4% Cr). В совокупности с региональными геофизическими материалами это позволяет предполагать наличие здесь погребенных никеленосных интрузий бинюдинского комплекса ультрамафитов и связанного с ними сульфидного оруденения [5].

В пределах рудного района выделяется Бинюдинский рудный узел (15x25 км) специализированный на Ni, Cu, МПГ. В геофизических полях рудный узел выражен областью высокоградиентного знакопеременного магнитного поля, локальной гравитационной аномалией и повышенным тепловым полем, что проявилось в образовании на восточном погружении Бинюдинского массива крупного Сэрэгэнского месторождения графита и термоантрацита, не имеющего аналогов в Таймырском угольном бассейне. Повышенная флюидонасыщенность гипербазит-базитового магматического источника подчеркивается наличием (до 5%) в породах Бинюдинского массива высокотитанистого флогопита, характерного по составу для глубинных пород типа лампроитов; это свидетельствует о значительной флюидонасыщенности исходной магмы и, следовательно, высоком рудном потенциале интрузий бинюдинского комплекса. Рудный узел отчетливо проявлен в геохимических полях. Повышенные содержания Ni и Cr отмечаются в донных осадках рек Хутолань, Бинюда, Дюйхока. Контрастный ореол Ni (до 0,08%), Cr (до 0,2%) и Cu (до 0,01%) приурочен к ареалу развития интрузий бинюдинского и боотанкагского комплексов.

В рудном районе выявлено четыре проявления Cu-Ni с МПГ: Среднетарейское, Водораздельное, Дюрасиму и Чулюю. Первые три являются Cu-Ni в породах гипербазит-базитового состава; последнее, Cu-Ni с МПГ связано с ультрабазитами бинюдинского комплекса коматиитовой формации. Кроме рудопроявлений в районе отмечены литохимические аномалии Cu и Ni в оливиновых долеритах [5].

Наиболее перспективное в районе Cu-Ni с МПГ рудопроявление Чулюю приурочено к Бинюдинскому массиву. Оно расположено на левобережье р. Бинюда, в приустьевой части правобережья р. Чулюю (правый приток р. Бинюды). В 1991-95 гг. с целью изучения Бинюдинского массива проведен комплекс геолого-геофизических исследований [5, 10]. Массив оконтурен по площади, получены данные о его строении, химизме, металлогенической специализации. Установлено, что этот крупный ультрабазитовый интрузив имеет существенные минералогические и

петрохимические отличия от обнаруженных в пределах Горного Таймыра интрузий трапповой формации.

На уровне эрозионного среза интрузия представляет собой пластообразное тело, линзовидное в плане вытянутое в широтном направлении на 6,1 км при ширине выхода от 200 до 650 м, мощностью 250-350 м, полого секущее терригенно-угленосные отложения нижней перми и силлы пермо-триасовых долеритов; она погружается на юг под углом 40°. В кровельной и в донной частях обнаружены ксенолиты ороговикованных и метасоматически измененных вмещающих пород. Мощность экзоконтактных изменений не менее 20 м, породы превращены в апоалевролитовые и апоаргиллитовые альбит-андалузитовые, альбит-кордиеритовые роговики. Улырамафиты в гравитационном поле дают положительную аномалию, а в магнитном поле выражаются линейной магнитной аномалией интенсивностью до 1740 нТл, ограниченной по контактам высокоградиентными зонами.

Возраст бинюдинского комплекса принимается по геологическим данным раннетриасовый. Прорыв массивом убойнинской свиты нижней перми определяет нижнюю границу возрастного диапазона; массив сечет раннетриасовые долеритовые силлы быррангского комплекса [5]. Концепция генезиса ультрамафитов позволяет связать их во времени с базитовым комплексом и ограничить возраст как раннетриасовый.

Бинюдинский массив отчетливо выражается в геохимических полях: он отражается контрастными вторичными ореолами Cu (до 1510 г/т), Ni (до 8100 г/т) и Cr (до 10100 г/т). В пределах контура массива отмечаются геофизические аномалии, которые могут быть вызваны сульфидными телами. Так предположительно перспективен на сульфидное оруденение северный фланг тела, где наблюдаются локальные аномалии УЕП $\Delta E = -250$ мВ, аномалия $ик = 10\%$ и понижение $ск = 500-1000$ Ом.м (при фоне $ск = 6000$ Ом.м).

Бинюдинский массив сложен флогопитсодержащими плагиооливинитами (60-70% объема), клинопироксеновыми и флогопит пироксеновыми плагиопикритами, меланократовыми габброноритами, плагиоверлитами. В строении по составу и распределению сульфидной минерализации выделяются четыре горизонта (снизу вверх):

1. Такситовые субщелочные меланогаббронориты (мощность 8-25 м) со шлирами плагиоверлитов в соотношении. Содержит вкрапленные и прожилково-вкрапленные сульфидные руды в

количестве 5-20% пирротин-пентландит-халькопиритового состава с незначительным количеством виоларита, валлереита, борнита, ковелина.

2. Клинопироксеновые субщелочные плагиопикриты (20-50 м). Оруденение аналогично горизонту 1 по составу и текстурам руд, но более бедное по содержанию (2-5%).

3. Плагиооливиниты и плагиоперидотиты составляют основной объем интрузии (50-150 м). Присутствуют линзы сложенные длиннопризматическими субпараллельно ориентированными кристаллами оливина (крескумулаты). Сульфидная вкрапленность (1-3%) аналогична нижним горизонтам. В подошве и кровле горизонта повышенные (до 16 г/т) содержания МПГ палладиевой специализации.

4. Флогопит-пироксеновые плагиопикриты (100 м). Сульфидная вкрапленность незначительная (1-3%).

Повышенные содержания Cu, Ni, Cr и МПГ определяют металлогеническую специализацию бинюдинского комплекса - малосульфидный никеленосный перспективный на МПГ. Это подчеркивается также петрогеохимическими особенностями пород комплекса [5, 10, 17].

Рудная минерализация массива р. Бинюда

Для характеристики рудной минерализации использованы данные изучения руд при проведении ГГС-200 [5, 16], результаты исследования в АО «Институт Гипроникель» М.З. Комаровой и С.М. Козырева (1999) сульфидной минерализации в разрезе скв. С-2. В лаборатории ИГЕМ РАН (О.А. Дюжиков, И.П. Лапутина, С.Ф. Служеникин и др., 1994) были выполнены микрозондовые анализы минералов и небольшое количество определений содержаний МПГ, микрорентгеноспектральные исследования сульфидных и оксидных минералов из рудной зоны скв. С-3, что позволило уточнить особенности вещественного состава пород и руд.

С бинюдинским комплексом связано сульфидное оруденение вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа, локализованное в интрузивных породах, частично в нижнем экзоконтакте и в ксенолитах вмещающих пород. Сульфидные минералы встречаются практически по всему разрезу интрузива. Это в основном рассеянно-интерстиционная вкрапленность (до 3%) при размере рудных выделений до 3 мм с редкими изометричными вкраплениями до 8 мм; реже сульфидами сложены нитевидные прожилки до 4 см сплошных руд. Наибольшая насыщенность суль-

фидными минералами характерна для нижнего эндоконтактового горизонта, сложенного габбро-норитами, перемежающимися с плагиопикритами, перидотитами, троктолитами и другими разновидностями. Мощность рудной зоны оценивается нами в 40 м. Здесь выделяются участки, обогащенные сульфидами до 20%. В основном это также интерстиционная вкрапленность (с участками сидеронитовой), на фоне которой часто присутствуют каплевидные вкрапленники до 25 мм в поперечнике. Обычно в каплевидных вкрапленниках центральные части сложены пентландитом, а периферия – халькопиритом, что подчеркивает стадийность минералообразования. Об этом же свидетельствует и наличие в нижнем экзоконтакте секущих прожилков (до 1,5 см) халькопиритового состава, наличие которых свидетельствует о существовании сульфидного расплава после кристаллизации пород и предполагает возможность формирования сульфидных залежей в участках выполаживаний и флексурных перегибов подошвы массива.

Сульфидное оруденение интерстиционного типа имеет повсеместное распространение во всех разновидностях пород. Редкое прожилково-вкрапленное, как правило, приурочено к такситовым горизонтам.

В профиле опробования по поверхности массива в штуфных пробах отмечены повышенные количества Ni (0.07-0.59%), при незначительной доли Cu (0.02-0.14%). Эти же пробы характеризуются высокими содержаниями МПГ при сумме Pt+Pd+Rh+Ir+Ru от 0.63 до 1.1 г/т, а в двух образцах установлено 2.59 г/т и 16.1 г/т Pd при 0.03-0.06 г/т Pt (табл. 1).

Полученные материалы позволяют выделить два наиболее насыщенных сульфидами горизонта – нижний и верхний. Наибольшие концентрации сульфидов приурочены к нижнему эндоконтакту массива (горизонту такситов) при мощности зоны вкрапленного, прожилково-вкрапленного типа оруденения 20-40 м. Главными рудными минералами являются пентландит, пирротин, халькопирит. Содержание металлов во вкрапленных рудах, по данным опробования нижней рудной зоны в скв. С-1, С-2 и С-3 варьирует в среднем (в %): Ni – 0,3-0,5; Cu – 0,1; Co – 0,02, а МПГ по сумме Pt+Pd+Rh+Ir – от 0.07 до 0.61 г/т, в том числе Pt 0.01-0.1 г/т, Pd 0.02-0.5 г/т при отношении Pt:Pd в пределах 0.1-0.6; в сплошных рудах: 0.34% Cu, 1% Ni и 0.048% Co.

По данным анализа керновых проб, содержания Ni от 0,1 до 1,5%, Cu до 0,3%. Оруденение

Содержание МПГ в штучных пробах вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения рудопроявления Чулыо

№№ проб	содержание, г/г						Сумма МПГ
	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Pt:Pd	
51058	0.07	0.49	0.011	0.022	0.025	0.14	0.618
510305	0.046	0.84	0.005	0.014	0.031	0.05	0.936
510313	0.021	0.37	0.002	0.009	0.025	0.06	0.427
510501	0.068	0.52	0.002	0.006	0.039	0.13	0.635
510503	0.04	0.59	0.009	0.018	0.05	0.07	0.707
510505	0.029	16.0	0.005	0.017	0.033	0.002	16.086
510510	0.058	2.59	0.011	0.035	0.062	0.024	2.756
510512	0.047	0.98	0.009	0.035	0.036	0.048	1.107
511201	0.095	0.73	0.013	0.03	0.067	0.13	0.935
511202	0.055	0.51	0.009	0.008	0.046	0.11	0.628

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории СибцветметНИИПроект, по пробам, отобранным в 1991 г. Диксонской партией ГП «Красноярскгеолсъёмка» [5].

характеризуется преобладанием минералов никеля среди сульфидов и отношением Ni к Cu 5:1; Ni и Cu по разрезу распределены относительно равномерно.

В прожилково-вкрапленных рудах из нижнего горизонта массива установлено до 1% Ni, 0.34% Cu и 0.048% Co. В скважине С-2 прожилковые руды с подобными содержаниями рудных компонентов встречены в интервале 201,8 м, на который трассируются по простиранию выходы прожилково-вкрапленных руд.

Минеральный состав руд массива р. Бинюда. Выделяются две группы минеральных ассоциаций. Первичные: оксидная - хромит, магнетит, ильменит и сульфидная - пентландит-пирротин-халькопиритовая. Вторичные ассоциации - валлериит-виоларит-бравоитовая и борнит-халькозин-ковеллиновая. Сульфидные минералы образуют последовательность - пентландит, пирротин, халькопирит; характеристика рудных минералов приводится по результатам изучения руд С.М. Козыревым, М.З. Комаровой, Н.С. Курбатовой [5, 10, 16].

Главные рудные минералы: пентландит, медистый пентландит, троилит, пирротин, халькопирит, иногда талнахит; второстепенные - макинавит, валлериит, виоларит, бравоит, халькозин, кубанит, пирит, марказит; редкие - борнит, галенит, сфалерит, бисмутинит. Во вкрапленном оруденении обнаружены саффиорит, леллингит, паркерит, алтаит и самородные металлы: медь и ее твердые сплавы с оловом и цинком (латунь), висмут, свинец, сурьма, олово и их сплавы. Из оксидов присутствуют магнетит, хромит, иногда гематит и оксиды олова. Впервые в 1999 г. С.М. Козы-

ревым, М.З. Комаровой методом гравитационного концентрирования минералов выделены и определены минералы благородных металлов - сперилит с примесью Rh и Ir, ферроплатина с примесью Rh, а также шендит, содержащий 0,2% Ir.

В состав первичных ассоциаций из главных входят минералы группы пирротина, пентландит, халькопирит (и талнахит), кубанит. Для вторичных ассоциаций характерны парагенезисы макинавит-валлериит, виоларит-бравоит, халькозин-борнит; спорадически проявлена пиритовая минерализация.

Выделяются три первичных минеральных разновидности руд - пентландитовая, пирротиновая и халькопиритовая, а также серии переходных между ними. Наиболее распространены первые две. При этом чаще встречается вкрапленность с преобладанием пентландита над пирротином или с соизмеримыми их количествами. Оруденение халькопиритового состава приурочено в основном к зоне нижнего экзоконтакта.

Характеристика благороднометалльного оруденения массива р. Бинюда

Аналитические исследования благороднометалльного оруденения проводились лабораториями ПГП «Красноярскгеология», СибЦветметНИИПроект, института ИГЕМ АН РФ, в АО «Институт Гипроникель и ОМЭ «Севзапгеология».

Обнаруженные в штучных пробах вкрапленных руд высокие содержания МПГ (см. табл. I) вызвали необходимость поисков и изучения минеральных форм их нахождения [5]. Частично эти данные подтвердились при исследовании руд в ИГЕМ где, кроме того, микрорентгеноспектральным анализом установлены примеси Pt, Rh и Ir в

пентландите, пирротине и троилите.

На проявлении Чулыо повышенные содержания МПГ отмечаются по всему разрезу Бинюдинского массива и достигают значимых величин в подошве и кровле горизонта флогопитсодержащих плагиооливинитов (табл. 2).

Содержания МПГ колеблются: Pt от 0,017-0,52 г/т, Pd от 0,02 до 16,1 г/т, Rh от 0,002 до 0,11 г/т, Ir от 0,001 до 0,035 г/т, Ru от 0,018 до 0,067 г/т; содержания Au - 0,005-0,04 г/т. Намечается положительная корреляция МПГ с ранними генерациями хромшпинелидов. Пределы колебаний суммы МПГ от 0,03 до 16,1 г/т. Исключая "ураганные" значения, полученные в единичных штучных пробах, среднее содержание суммы МПГ по разрезу Бинюдинского массива (по 40 пробам) - 0,42 г/т, а с учетом всех проб повышается до 1,5 г/т. Основное число проб (70%) содержат 0,2-0,4 г/т МПГ. Отношение Pd/Pt от 15:1 до 4:1. Превышение суммы Pd+Pt над Os+Ir+Ru+Rh типично для малосульфидных пла-

тинометальных проявлений в коматиитах [5, 16].

Позднее (Е.В. Туганова, 2000) были обнаружены тугоплавкие платиноиды и Au в плагиооливинитах бинюдинского комплекса (в г/т): Ru 0.02-0.043, Os 0.014-0.021, Ir 0.009-0.01, Au 0.24, в габброидах: Ru 0.053-0.071, Os 0.045, Ir 0.012-0.016, Au 0.12. (табл. 3).

Минераграфическим изучением вкрапленного оруденения в скв. С-2 в обогащенной сульфидами зоне обнаружены мельчайшие (сотые доли мм) зерна, диагностированные по оптическим свойствам как минералы МПГ. Встреченный по этой же скважине серебро- и висмутсодержащий алтаит на Cu-Ni месторождениях является спутником минералов МПГ. Эти факты указали на возможность нахождения минеральных фаз МПГ в сульфидном оруденении.

В АО «Институт Гипроникель» проведены технологические опыты по концентрированию минералов МПГ из руд методом «ррт-минералогия», разработанный АО «НАТИ» для выделе-

Таблица 2

Содержание МПГ в породах Бинюдинского массива по скв. С-1, С-3

Скважина	Интервал, м	Содержания, г/т					
		Pt	Pd	Rh	Ir	Pt:Pd	Сумма МПГ
С-1	21.5-22.0	0,1	0,4	0,008	0,002	0,25	0,51
	28.0-28.5	0,05	0,3	0,007	0,002	0,17	0,359
	81.0-81.5	0,04	0,15	0,004	0,003	0,27	0,197
	127.0-127.5	0,06	0,2	0,005	0,003	0,3	0,268
	140.0-140.5	0,03	0,1	0,003	н.о.	0,3	0,133
С-3	12	0,03	0,05	0,002	0,001	0,6	0,083
	74,5	0,1	0,35	0,005	0,003	0,29	0,458
	92	0,1	0,4	0,003	н.о.	0,25	0,503
	110.0-111.0	0,07	0,35	0,004	0,001	0,2	0,425
	175.0-176.0	0,1	0,5	0,004	0,002	0,2	0,606
	119.0-120.0	0,01	0,05	0,005	0,002	0,2	0,067
	220	0,02	0,08	0,004	0,002	0,25	0,106
	250.0-251.0	0,06	0,2	0,008	0,002	0,3	0,27
	265.0-266.0	0,05	0,25	0,006	0,002	0,2	0,308
317	0,01	0,06	0,002	н.о.	0,17	0,072	

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ (Дюжиков О.А. и др., 1994), по пробам, отобраным Диксонской партией ГП «Красноярскгеолсъемка» [5].

Таблица 3

Содержание платиноидов и Au в породах Бинюдинского массива (по данным К.Н. Малича, Е.В. Тугановой, 2000 г.)

№ обр.	Массовая доля элементов, в г/т							
	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Os	Сумма МПГ	Au
Б-2	0,03	0,12-0,14	0,03-0,009	0,010-0,012	0,043	0,021	0,241	0,24
Б-4	0,07-0,11	0,14-0,20	0,015-0,02	0,012-0,016	0,053-0,071	0,045	0,462	0,12
Б-5	0,03	0,05	0,004	0,009	0,020	0,014	0,1177	0,1

Примечания. Анализы выполнены в лаборатории ЛАИК ВНИПИ «Механообр» пробирно-химикоспектральным и кинетическим методами. Аналитики А.Е. Аладышкина, Н.В. Новацкая, И.А. Соловьева, А.М. Тихонова, Ю.Г. Швырков.

ния из руд гравитационного продукта.

Материалом исследований послужили пробы по скв. С-2: С-2-1 (инт. 132-206 м) и С-2-2 (инт. 216-238.5 м). В тяжелом концентрате пробы С-2-1 были обнаружены и диагностированы сперрилит, ферроплатина и иридийсодержащий шэндит (табл. 4).

Сперрилит представлен кристаллами таблитчатого и изометричного габитуса со слегка закругленными краями. Размер выделений 15-50 мкм. Минерал содержит 56.1-57.6% Pt, 41.2-43.2 % As, примеси Rh и Ir до 0.1%.

Ферроплатина находится в виде изометричных ксеноморфных зерен, неровных кайм и прерывистых прожилков в ассоциации вероятно с нерудными минералами. Размер выделений 0.5-5 мкм. Состав минерала: Pt 81%, Fe 18.5%, Rh 0.1%.

Шэндит встречен в виде прихотливого по форме зерна размером 10x10 мкм, содержащим микровключения иных минералов и окруженного тонкой каймой недиагностируемой фазы. Состав минерала - 57.6% Pb, 31% Ni, 9.1% S, 0.4% Fe, 0.4% Sb, 0.2% Ir - не вполне отвечает стехиометрии.

В пробе С-2-2 диагностированы арсенид кобальта - саффорит и самородное олово. Комплекс самородных элементов, редких арсенидов и сульфидов висмута, никеля, кобальта является характерным для парагенезиса с минералами МПГ.

Впервые установленные для Бинюдинского массива минеральные формы МПГ, факты изоморфного вхождения Ir в шэндит и результаты химических анализов немногочисленных проб можно расценивать как прямой признак его потенциальной промышленной платиноносности. Вероятно часть МПГ содержится в виде изоморфных примесей в сульфидах.

Высокие концентрации Pd в штучных пробах при ничтожных (на два-три порядка ниже) количествах Pt пока не нашли вещественного объяснения. При содержании Ni в изученных образцах на уровне 0.2-0.5% с пентландитом может быть увязана не вся масса Pd; резонно ожидать (по мнению С.М. Козырева, 1999), что оставшаяся часть этого металла должна быть реа-

лизована в виде собственных минеральных фаз.

Анализ материала позволяет сделать вывод о существовании в связи с Бинюдинской интрузией МПГ оруденения двух типов - с преобладанием минеральных форм Pt в одном случае и с преобладанием Pd в другом. Эти разновидности МПГ минерализации могут быть разобщены в пространстве или образовывать совместные парагенезисы. Величина отношения Pt:Pd варьирует от 0.2 до 0.98, отражая тем самым повсеместное преобладание Pd над Pt. Этот параметр, имеет принципиальное значение для оценки минерагенической специализации, типа платиноидного рудопроявления и его промышленного потенциала.

Две штучных пробы из коренного обнажения обнаружили высокие концентрации МПГ: соответственно 2.59 г/т и 16 г/т Pd при 0.06, и 0.03 г/т Pt, а отношения Pt:Pd в этих пробах намного меньше единицы. В двух пробах (скв. С-2, глубина 132-206 м и 208-209 м), проанализированных в лаборатории ОМЭ «Севзапгеология», содержание суммы МПГ также больше (в 2-10 раз) относительно общего фона за счет высоких количеств Pt в 3-9 раз выше таковых Pd. Результаты можно объяснить нахождением в минеральных формах Pt, в то время как собственных соединений Pd не установлено.

Аналогичные результаты получены при определении содержаний МПГ в породах Бинюдинской интрузии по данным химической аналитической лаборатории (ХАЛ) ФГУП «ВСЕГЕИ» (табл. 5).

По всему массиву содержание во вкрапленных рудах суммы МПГ варьирует от 0.07 до 0.6 г/т иногда до 1 г/т, а в единичных пробах достигает 2.7 г/т и 16,1 г/т. Обычно Pd больше Pt при величине отношения Pt:Pd от 0.2 до 0.5, в редких случаях установлены обратные отношения этих металлов.

Присутствие обогащенных МПГ зон, минеральных форм Pt, Ir, указание на изоморфное вхождение их в некоторые сульфиды предполагает возможность выявления в Бинюдинском массиве горизонтов с высокими концентрациями МПГ.

Таблица 4

Химический состав минералов МПГ рудопроявления Чулыо

Элемент \ Минерал	Pt	Rh	Ir	Fe	Ni	Sb	Pb	As	S	Сумма
Сперрилит	57,6	0,1	0,1	н.о.	-	-	-	41,2	-	99,0
Сперрилит	56,1	0,1	н.о.	н.о.	-	-	-	43,2	-	99,4
Ферроплатина	81,0	0,1	н.о.	18,51	-	-	-	-	-	99,6
Шэндит	-	-	0,2	0,4	31,0	0,4	57,6	-	9,1	98,7

Примечание: по материалам АО «Институт Гипроникель» (М.З. Комарова, С.М. Козырев, 1999)

Таблица 5

Содержания элементов платиновой группы в породах Бинюдинского массива по данным контрольного опробования керн скважин (в г/т)

Шифр пробы	Au, ppm	Pt, ppm	Pd, ppm	S, %
C-1-1.2	0,16	<.040	0,17	0,42
C-1(3-3.5)	<.002	<.040	0,043	0,15
C-1-5.5	<.002	<.040	0,19	0,48
C-1(7-7.5)	<.002	<.040	0,042	0,026
C-1-12.0	0,017	0,088	0,61	1,86
C-1-33.0	0,006	<.040	0,32	0,69
C-1-38.0	<.002	<.040	0,2	0,95
C-1-48.0	<.002	<.040	<.030	0,019
C-1-53.2	<.002	<.040	<.030	0,12
C-1-58.0	<.002	<.040	0,033	0,13
C-1-63.2	0,051	<.040	<.030	0,013
C-1-123.0	0,0071	<.040	0,14	0,54
C-1-128.0	<.002	<.040	0,091	0,19
Б-4	0,042	<.040	0,21	0,43
Б-5	0,05	<.040	0,048	0,13
C-3-18.0	<.002	<.040	0,077	0,27
C-3-65.0	0,0054	<.040	0,18	0,78
Б-52	0,0046	<.040	0,1	0,31
Нижние пределы	0,002	0,04	0,03	0,005

Примечание: метод атомно-абсорбционный с полным кислотным вскрытием, ХАЛ ФГУП «ВСЕГФИ» (2006 г.).

Формационная принадлежность пород бинюдинского комплекса

Исходя из количественных соотношений пород в строении петротипического Бинюдинского массива данный комплекс следует рассматривать в составе субплатформенной формации перидотитовых коматиитов.

Ультрамафиты бинюдинского комплекса – по составу субщелочные флогопитсодержащие плагиооливиниты. Известные на Таймыре находки высокомагнезиальных пород рассматривались [1, 4, 12 и др.] в составе трапповой формации. Бинюдинская интрузия ультрамафитов имеет существенные минеральные и петрохимические отличия от всех известных в пределах Таймыра интрузий трапповой формации и резко отличается большими размерами, анхимономинеральным составом и высокой магнезиальностью при субщелочном характере.

Мощность относительно изотропной по составу части флогопитсодержащих плагиооливинитов (150 м) превышает известные на Таймыре фанерозойские тела ультрамафитов.

Флогопитсодержащие плагиооливиниты сложены на 75-80% идиоморфным оливином (Fe_{9-11}); промежутки между зернами заполнены рудным минералом или интеркумулусом, состоящим (в %) из: плагиоклаза (Ap_{65-75}) 5-10, клинопироксена ($Fs_{6-8} Wo_{11-44} En_{30-51}$) 0-5, ортопироксена 0-2, хро-

мита, реже магнетита и ильменита 1-3, флогопита до 1, сульфидов (пентландит, троилит, халькопирит, валлериит, виоларит, бравоит, кубанит, пирит, галенит, сфалерит) 1-2, редко - самородная медь; вторичные минералы - серпентин, реже - хлорит до 10; весьма характерна необычайная “свежесть” пород, редкая для ультрабазитов этого возраста. Среди оливинитов встречаются линзы крескумулатов с длиннопризматическим оливином (до 5 мм при удлинении 1:20-30), слагающим закономерно ориентированные субпараллельные агрегаты, что свидетельствует о быстрой кристаллизации ультрамафитовых магм в стабильных гипабиссальных условиях [7, 9].

Микрондовый анализ ряда минералов показал следующие их особенности.

Оливин - преимущественно высокомагнезиальный хризолит (Fe_{10-17}), реже Fe_{20-30} . По высокой магнезиальности и величинам SiO_2 , TiO_2 , Cr_2O_3 оливины отличаются от гипербазит-базитовых и сопоставимы с оливинами перидотитов, мантийных включений в кимберлитах, меймечитов и лампроитов. Содержания NiO в оливинах (0,45-0,17%) значительно выше, чем в рудоносных норильских интрузиях и сопоставимо с оливинами гипабиссальных интрузий коматиитовой формации [10, 15, 16]; Cr_2O_3 (0,03-0,14%), MnO - 0,17-0,46%; постоянно примесь CaO (от 0,15 до 0,48%). В разрезе с изменением состава пород происхо-

дит и изменение состава оливина. В породах центральной части массива он является самым магнезиальным Fo_{85} и содержит до 0,45 мас.% NiO.

Плагиоклаз - неявно зональный лабрадорбитовнит. Клинопироксен - энстатит-диопсид $Fs_{6-9}Wo_{40-47}En_{50-52}$; содержания Cr_2O_3 в нем варьируют от 0,63 до 1,39 мас.%; содержания TiO_2 от 0,32 до 0,83 мас.%. Ортопироксен высокомагнезиальный - $Mg:Ca:Fe=(80-85):(3-4):(12-16)$, содержание Cr_2O_3 до 0,38%, NiO 0,08 0,1%, CaO 1,72 2,04%.

Флогопит из плагиооливинита (обр. С3/176), содержит (в мас.%): SiO_2 40,19-40,30; TiO_2 8,29-7,49; Al_2O_3 15,29-12,63; Cr_2O_3 1,11; FeO 5,34-5,52; MnO 0,66; MgO 18,32-19,20; CaO 0,14-0,08; Na_2O 0,74-0,65; K_2O 8,50-8,99; V_2O_5 0,16-0,27; ZnO 0,05; общая железистость $f^*=27-29$.

Хромшпинелиды встречаются в виде тонкой рассеянной вкрапленности, реже прожилков до 1 см. Содержания в них Cr_2O_3 45-56,72%, MgO 1,53%, Al_2O_3 от 0 до 27,35, обычно 8-16%; характерны содержания ZnO (0,30-1,03 мас.%), V_2O_5 (0,23-2,18 мас.%). Хромшпинелиды по составу существенно отличаются от трапповых.

Вариации составов пород массива приведены в таблицах 6, 7.

Породы Бинюдинской интрузии близки к гипабиссальным ультрамафитовым интрузиям коматиитовой формации Олоднинского пояса, Забайкалья, (Пухтель, Симон, 1988), зоны Шонг-

да, Вьетнама [13], коматиитам комплекса Камбалда, Австралии, продуцирующим платиновые алмазосодержащие россыпи. Высокое содержание Ni в оливине свидетельствует, что глубинная магма не испытала экстрагирования никеля серосодержащими флюидами. По вещественному составу, петрохимии и особенностям пороодообразующих и аксессуарных минералов интрузия не имеет аналогов в трапповой (гипербазит-базитовой) формации Сибирской платформы. Породы интрузии по химизму практически тождественны мантийным флогопитсодержащим плагиоперидотитам и близки составу пиролита по А.Е. Рингвуду (1981) и мантии по Е. Ягуцу.

Результаты моделирования по Бинюдинской интрузии позволили оценить (табл. 8, рис. 3) предполагаемый состав родоначального расплава с помощью программы КОМАТ-3,5 (на графиках рис. 3. показан чёрными квадратами).

По приведенным параметрами он может отвечать остаточным расплавам. Для сравнения с породами Бинюдинского массива на графике (см. рис. 3) приведен модельный тренд формирования расслоенного интрузива за счет фракционной дифференциации при давлении 1 кбар при содержании воды в расплаве 0,1%. Этот модельный тренд кристаллизации практически полностью совпадает с трендом реальных пород массива. Низкие содержания SiO_2 и более высокое со-

Таблица 6

Химические составы пород Бинюдинского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	36,73	37,67	39,78	38,81	39,64	39,41	37,54	39,47	40,01	38,91	42,55	43,41	44,23	37,98	45,1
TiO_2	0,29	0,24	0,15	0,24	0,41	0,29	0,28	0,31	0,39	0,15	0,51	0,43	0,57	0,19	0,2
Al_2O_3	3,50	3,05	2,28	1,86	4,47	4,17	4,16	4,44	5,28	6,23	9,94	8,63	8,33	2,66	3,30
Cr_2O_3	0,47	0,80	0,43	0,68	0,51	0,66	0,59	0,51	0,39	0,49	0,75	0,23	0,49	-	-
Fe_2O_3	5,57	3,95	3,69	3,42	4,96	4,30	4,47	4,01	4,41	4,04	3,75	3,24	3,64	4,37	-
FeO	7,61	8,33	8,26	9,12	7,50	8,47	7,47	7,75	8,69	8,01	8,76	8,22	9,12	8,46	8,0
MnO	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14	0,12	0,13	0,13	0,10	0,13	0,12	0,14	0,13	0,15
MgO	36,09	40,67	39,46	40,98	32,80	35,46	35,07	34,66	31,01	31,21	24,98	24,28	24,91	39,14	38,1
CaO	2,70	2,26	2,02	1,74	2,93	2,64	2,95	3,86	4,86	4,36	5,32	6,53	4,56	2,11	3,1
Na_2O	0,53	0,65	0,55	0,52	0,66	0,68	0,25	0,79	0,93	0,65	1,18	0,35	0,65	0,38	0,4
K_2O	0,16	0,22	0,09	0,20	0,35	0,28	0,26	0,20	0,27	0,12	0,34	0,38	0,59	0,18	0,03
NiO	0,25	0,17	0,29	0,34	0,23	0,32	0,20	0,21	0,14	0,36	-	0,12	0,16	0,33	0,20
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	0,60	0,40
ппп	6,68	3,25	3,64	3,62	5,77	4,41	6,39	4,58	3,84	4,35	2,63	3,25	2,92	4,25	-
Сумма	100,72	101,40	100,74	101,66	100,36	101,23	99,75	100,92	100,35	99,98	100,34	99,19	100,38	99,85	99,0
A	6,89	6,18	4,94	4,32	8,41	7,77	7,62	9,29	7,73	11,36	16,28	15,89	14,13		
S	-12,97	-15,66	-11,92	-15,08	-6,16	-9,25	-9,87	-7,39	-4,62	-5,60	4,42	7,12	5,85		
M/F	1,7	2,4	2,4	2,5	1,8	1,9	1,9	2,1	1,5	1,9	-	1,1	1,0		
Na_2O+K_2O	0,69	0,87	0,64	0,72	1,01	0,96	0,51	0,99	1,20	0,77	1,52	0,73	1,24		

Примечания. A= $Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$; S= $SiO_2-(FeO+Fe_2O_3+TiO_2+MnO+MgO)$; M/F= $(MgO+Al_2O_3)/(2Fe_2O_3+FeO+Cr_2O_3+MnO+NiO)$. 1-4 - плагиооливиниты; 5-7 - клинопироксеновые плагиопикриты; 8-10 - флогопит-пироксеновые плагиопикриты; 11, 12 - плагиоверлиты; 13 - меланогаббронориты; 14 - средний состав флогопитсодержащих плагиооливинитов бинюдинского комплекса (по 20 анализам); 15 - пиролит (по А.Е. Рингвуду, 1981).

Таблица 7

Химические составы пород Бинюдинского массива (мас.%) и элементы-примеси

№№ проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O _{3общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ	V*	Cr*	Ba*	Fe ₂ O _{3*}	FeO*	Co**	Cu**	Mo**	Ni**	Pb**	Zn**	Cd**	Bi**	V**	Cr**
C-1-1.2	38,7	3,72	0,21	12,4	0,14	37,1	2,28	0,38	0,21	<.05	3,96	99,2	<.005	0,49	0,015	2,29	9,1	144	539	<.05	2970	14	91	<.1	<.5	26	4520
C-1(3-3.5)	38,7	3,08	0,15	12,2	0,15	40,3	1,79	0,35	0,19	<.05	2,03	99	<.005	0,49	0,0081	3,87	7,48	126	264	<.05	2550	54	77	<.1	<.5	19	4850
C-1-5.5	39	3,48	0,21	12,9	0,15	37,2	2,35	0,34	0,22	<.05	3,42	99,2	0,0052	0,52	0,015	2,68	9,18	153	650	<.05	3380	17	89	<.1	<.5	26	4750
C-1(7-7.5)	42,3	7,26	0,45	11,7	0,15	28,7	4,88	0,98	0,45	0,058	2,32	99,2	0,009	0,39	0,019	2,29	8,44	91	44	<.05	1090	26	76	<.1	<.5	65	3640
C-1-12.0	36,5	3,07	0,22	15,9	0,14	35,1	1,92	0,37	0,2	<.05	5,57	99	<.005	0,55	0,018	3,13	11,5	245	2400	<.05	9320	23	129	<.1	<.5	24	5120
C-1-33.0	38,6	3,62	0,24	14,4	0,15	36,3	2,5	0,41	0,23	<.05	2,66	99,1	0,0056	0,54	0,017	2,77	10,4	185	1130	<.05	4200	19	102	<.1	<.5	27	5180
C-1-38.0	37,8	3,71	0,22	13,6	0,14	35,9	2,35	0,34	0,2	<.05	4,79	99,1	<.005	0,52	0,014	2,51	9,99	171	941	<.05	3760	19	92	<.1	<.5	27	4540
C-1-48.0	40,1	4,02	0,25	11,9	0,15	37,2	2,79	0,42	0,26	<.05	2,18	99,2	0,0056	0,52	0,014	1,67	9,18	115	254	<.05	2060	14	90	<.1	<.5	32	5000
C-1-53.2	40	4,28	0,28	11,8	0,15	36,9	2,58	0,43	0,29	<.05	2,48	99,1	0,0063	0,54	0,016	2,27	8,59	113	158	<.05	1790	14	74	<.1	<.5	31	4920
C-1-58.0	39,7	4,26	0,27	12	0,15	36,5	2,68	0,46	0,29	<.05	2,75	99	0,0055	0,51	0,018	2,12	8,88	109	166	<.05	1760	14	123	<.1	<.5	30	4730
C-1-63.2	40,1	4,34	0,28	11,6	0,15	35,7	2,72	0,46	0,3	<.05	3,72	99,3	0,0056	0,51	0,017	2,39	8,29	106	78	<.05	1500	13	76	<.1	<.5	32	4900
C-1-123.0	41,9	7,63	0,5	13,5	0,16	26,7	4,6	0,98	0,49	0,065	2,53	99	0,0097	0,53	0,022	2,4	9,99	114	613	<.05	1400	16	91	<.1	<.5	72	4980
C-1-128.0	43,9	9,31	0,65	12,9	0,16	23,5	5,52	1,27	0,62	0,082	1,33	99,3	0,012	0,5	0,027	1,9	9,92	95	318	<.05	1000	17	88	<.1	<.5	87	4340
Б-4	43,2	9,78	0,66	14	0,16	20,6	5,61	1,34	0,7	0,088	2,19	98,4	0,014	0,9	0,032	3,11	9,84	104	657	<.05	1060	21	132	<.1	<.5	72	8570
Б-5	38,8	4,89	0,28	12,2	0,15	34,5	3,12	0,46	0,26	<.05	4,38	99	0,0061	0,52	0,019	3,3	7,99	103	117	<.05	1460	18	112	<.1	<.5	36	4440
С-3-18.0	39,2	3,84	0,44	11,5	0,14	34,2	2,9	0,37	0,38	0,057	6,06	99,1	0,012	0,44	0,021	3,16	7,55	120	355	<.05	2590	13	86	<.1	<.5	80	3640
С-3-65.0	38	3,87	0,21	12,8	0,14	36	2,79	0,34	0,21	<.05	4,6	99	0,0052	0,45	0,017	2,52	9,25	161	1100	<.05	4180	17	99	<.1	<.5	31	3750
Б-52	45	9,87	0,63	11,7	0,15	22,1	6,84	1,25	0,49	0,065	1,52	99,6	0,012	0,23	0,021	1,16	9,47	102	447	<.05	1970	12	86	<.1	<.5	131	2000
Нижн. предел	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,05	0,01	0,05	0,1		0,005	0,002	0,005	0,3	0,25	1	1	0,5	1	0,1	1	0,1	5	1	

Примечания: * - в %, ** - в ppm. Анализы выполнены в ХАЛ ФГУП «ВСЕГЕИ», 2006 г.

Таблица 8

Предполагаемый состав родоначального расплава для пород Бинюдинского массива

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	Ni	Cr
45	0,5	7,5	10	30	5,5	1	0,4	0,1	2000	4000

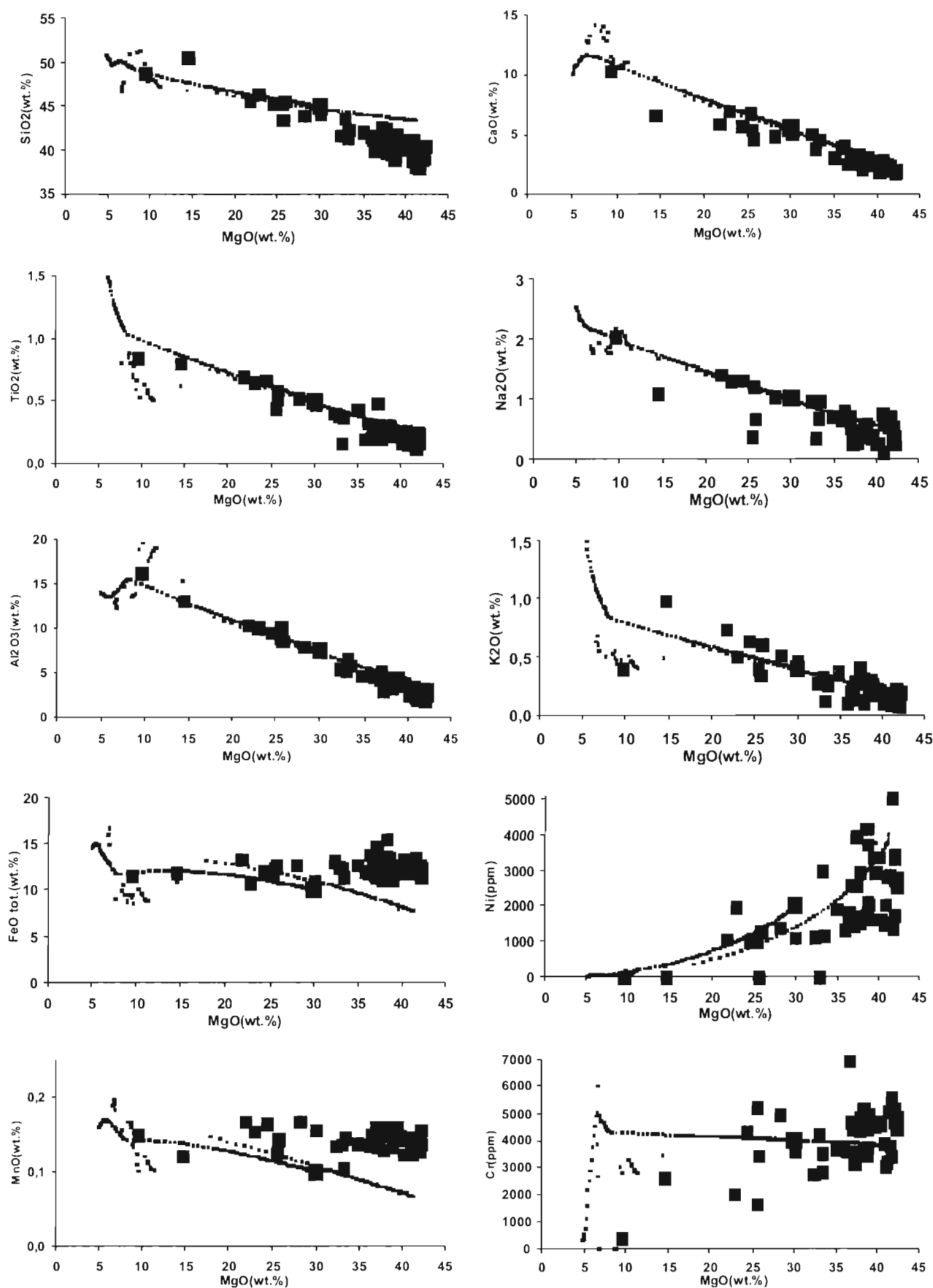


Рис. 3. Модельный тренд формирования Бинюдинского массива за счет фракционной дифференциации

держание FeO и MnO в наиболее меланократовых породах массива по сравнению с модельными дифференциатами, по-видимому, связано с серпентинизацией пород.

На петрохимических диаграммах положение образцов соответствуют полученному тренду фракционирования 42,1-9,5% MgO. Причем, предполагая что образцы пород, имеющие средние значения MgO – 21-25% и лейкократовые разности с минимальными MgO 14,5 и 9,5% принадлежат массиву, они вполне соответствуют тренду расслоенной серии массива и лежат на модельном тренде фракционирования.

Магнезиальность пород ($Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe)$) варьирует от 86,8 в меланократовых разностях (42,1 вес.% MgO) до 59,2 в лейкократовых (9,5 вес.% MgO).

Петрохимические особенности пород Бинюдинского массива согласуются с фракционной кристаллизацией родоначального расплава, соответствующего по составу пикриту (30 вес.% MgO, 10 вес.% FeO, $Mg\# = 84,3$). Составы модельных кумулятов, полученные в результате моделирования формирования расслоенного массива, близки к составам пород расслоенной серии. Моделирование проводилось по программе КОМАТМАТ 3.5 при следующих параметрах системы: давление 1 кбар, буфер QFM, содержание воды в расплаве 0,1 вес.%, мощность массива 300 м.

Породы Бинюдинского массива имеют однотипный фракционированный тренд распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (табл. 9, рис. 4.). Нормализованные по хондриту графики распределения РЗЭ обнаруживают субпараллельное увеличение суммарного содержания РЗЭ в ряду от наиболее меланократовых оливинитов (27 хондритовых единиц) до меланотроктолитов (162 хондритовых единиц). Содержание лёгких лантаноидов варьирует от 3,5 хондритовых единиц в оливинитах до 32 хондритовых единиц в меланотроктолитах, средних – от 1 до 15,8 хондритовых единиц и тяжёлых - от 1,2 до 7,6 хондритовых единиц.

Нормализованное по хондриту отношение $(La/Yb)_{ch}$ в породах расслоенной серии варьирует в пределах 3,6-5,9 (среднее 4,7). Отношение $(La/Eu)_{ch}$ изменяется от 2,1 до 3,2 (среднее 2,7), $(Eu/Yb)_{ch}$ - от 1,6 до 2,0 (среднее 1,8). Для пород расслоенной серии массива характерно наличие выраженного минимума по Sm.

Для графиков, нормированных по примитивной мантии (PM) и по базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB), также характерно фракционированное распределение РЗЭ в породах Биню-

динского массива. Содержание крупноионных литофильных элементов широко варьирует от 46 до 3 PM единиц. Содержание РЗЭ в породах массива превышает содержание РЗЭ в примитивной мантии в 1-15 раз для лёгких лантаноидов, в 1-6 раз для средних и в 0,5-4 раза для тяжёлых.

Нормированное по N-MORB содержание РЗЭ в породах массива составляет 0,2-4 для лёгких лантаноидов, 0,1-0,6 для средних и 0,1-0,6 для тяжёлых. Содержание крупноионных литофильных элементов в породах массива выше, чем содержание в N-MORB в 3-50 раз. Отношение $(La/Yb)_{N-MORB}$ меняется от 6,5 до 10,7 (среднее 8,5).

Особенностями спектра редких элементов для пород Бинюдинского массива является наличие минимумов по Rb и Sm, обеднение Th, U, Nb, Ta и, в то же время, некоторое обогащение Sr, Zr, Hf. Характерной особенностью пород массива является нефракционированный плоский тренд распределения тяжёлых лантаноидов. Такая геохимическая особенность может быть унаследована от состава источника и свидетельствует об отсутствии граната в системе на момент плавления и образования родоначального расплава Бинюдинского массива.

Для пород Бинюдинского массива в целом характерен фракционированный тренд распределения редких и редкоземельных элементов с обогащением легкими лантаноидами и крупноионными литофильными элементами. Выраженная в породах массива деплетированность Th, U, Nb, Ta, Sm и обогащение Sr, Zr, Hf могут быть связаны с влиянием на состав родоначального расплава процессов контаминации вещества гетерогенной континентальной литосферы (Kerrich & Wyman, 1997).

По поводу изотопных анализов следовало уточнить, что при условии соблюдения достаточно высокой точности, они дают нетривиальные выводы. Рассчитанные значения ϵ_{Nd} для настоящего времени (табл. 10, 4 колонка), так и для времени 250 млн лет, отрицательные и показывают, что родоначальный расплав Бинюдинского массива образовался при участии контаминации магмы материалом древних коровых пород.

Соотношение значений $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{87}Sr/^{86}Sr$ (табл. 11, 12) также свидетельствует о влиянии пород континентальной коры на состав родоначального расплава Бинюдинского массива. На диаграмме $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{87}Sr/^{86}Sr$ (Г. Фор, 1989), показывающей эволюцию Sr и Nd, точки составов пород Бинюдинского массива попадают в поле составов расплавов, образовавшихся путем

Таблица 9

Содержания редких и редкоземельных элементов в породах Бинюдинского массива (в ppm)

№№ проб	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
C-1-1.2	2,56	58,2	3,21	49,1	1,1	2,41	4,39	0,57	2,37	0,53	0,2	0,58	0,11	0,57	0,14	0,32	0,051	0,33	0,056	0,95	<.1	0,24	<.1
C-1(3-3.5)	1,82	35	2,29	19,8	1,54	1,43	2,82	0,33	1,47	0,2	0,14	0,42	0,077	0,46	0,11	0,27	0,033	0,24	0,04	0,4	<.1	0,16	<.1
C-1-5.5	2,69	49,4	3	20,8	0,79	1,63	3,58	0,44	1,88	0,4	0,17	0,44	0,069	0,55	0,11	0,27	0,049	0,24	0,042	0,51	<.1	0,19	<.1
C-1(7-7.5)	7,05	119	7,44	51,7	2,45	5,4	11,6	1,41	5,91	1,17	0,42	1,37	0,23	1,42	0,28	0,78	0,11	0,62	0,12	1,28	0,13	0,54	0,13
C-1-12.0	2,69	40,1	3,03	23	1,06	1,89	3,81	0,52	2,15	0,5	0,17	0,53	0,1	0,5	0,11	0,34	0,041	0,31	0,055	0,52	<.1	0,25	<.1
C-1-33.0	2,4	52,8	3,21	22,9	1	1,93	3,86	0,45	2,07	0,54	0,19	0,5	0,092	0,57	0,12	0,32	0,051	0,34	0,046	0,58	<.1	0,17	<.1
C-1-38.0	3,01	49,2	3,53	24,9	1,01	2,2	4,59	0,49	2,27	0,49	0,18	0,6	0,11	0,62	0,14	0,38	0,052	0,32	0,056	0,56	<.1	0,25	<.1
C-1-48.0	3,77	50,7	4,12	28,7	1,22	2,59	5,51	0,6	2,86	0,54	0,23	0,69	0,11	0,67	0,14	0,41	0,058	0,37	0,06	0,69	<.1	0,26	<.1
C-1-53.2	4,1	51	4,6	33,8	1,47	3,03	6,3	0,78	3,27	0,67	0,26	0,85	0,12	0,9	0,16	0,47	0,057	0,46	0,071	0,79	<.1	0,38	<.1
C-1-58.0	4,17	58,4	4,5	33,7	1,69	2,98	5,93	0,72	3,11	0,66	0,27	0,7	0,15	0,83	0,15	0,46	0,073	0,4	0,072	0,79	<.1	0,33	<.1
C-1-63.2	4,24	58,3	4,57	29,8	1,54	2,87	6,19	0,71	3,29	0,68	0,3	0,83	0,14	0,83	0,18	0,47	0,077	0,54	0,065	0,75	<.1	0,33	<.1
C-1-123.0	9,3	121	8	62,8	3,58	6,59	13,6	1,55	6,35	1,45	0,56	1,6	0,25	1,41	0,31	0,85	0,13	0,81	0,12	1,57	0,14	0,76	0,15
C-1-128.0	11,8	156	9,96	78	4,74	8,66	17,3	1,96	8,5	1,88	0,69	2,02	0,33	2,03	0,4	1,03	0,15	0,99	0,16	2,09	0,2	1,11	0,24
Б-4	14,4	144	10,7	84,5	5,03	9,95	19,7	2,23	9,45	2,06	0,74	2,26	0,36	2,12	0,43	1,23	0,16	1,19	0,16	2,08	0,22	1,38	0,3
Б-5	3,94	64,8	4,39	25,6	1,52	2,73	6,22	0,71	3,19	0,67	0,26	0,78	0,12	0,9	0,19	0,47	0,07	0,45	0,069	0,57	<.1	0,36	<.1
C-3-18.0	7,64	57,1	7,56	51,8	3,09	4,59	10,5	1,19	5,17	1,3	0,37	1,31	0,25	1,32	0,3	0,77	0,1	0,6	0,097	1,31	0,12	0,58	0,14
C-3-65.0	2,41	52,2	3,56	27,8	1,08	1,84	3,95	0,49	2,1	0,48	0,21	0,57	0,093	0,63	0,11	0,32	0,046	0,34	0,059	0,72	<.1	0,21	<.1
Б-52	7,62	130	11,3	62	3,73	7,19	14,9	1,74	7,25	1,93	0,67	1,83	0,33	1,97	0,4	1,09	0,18	1,08	0,15	1,65	0,18	0,86	0,21
Нижн. предел	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,05	0,1	0,1	0,1

Примечание: метод анализа - масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS). Анализы выполнены в ХАЛ ФГУП «ВСЕГЕИ» (2006 г.).

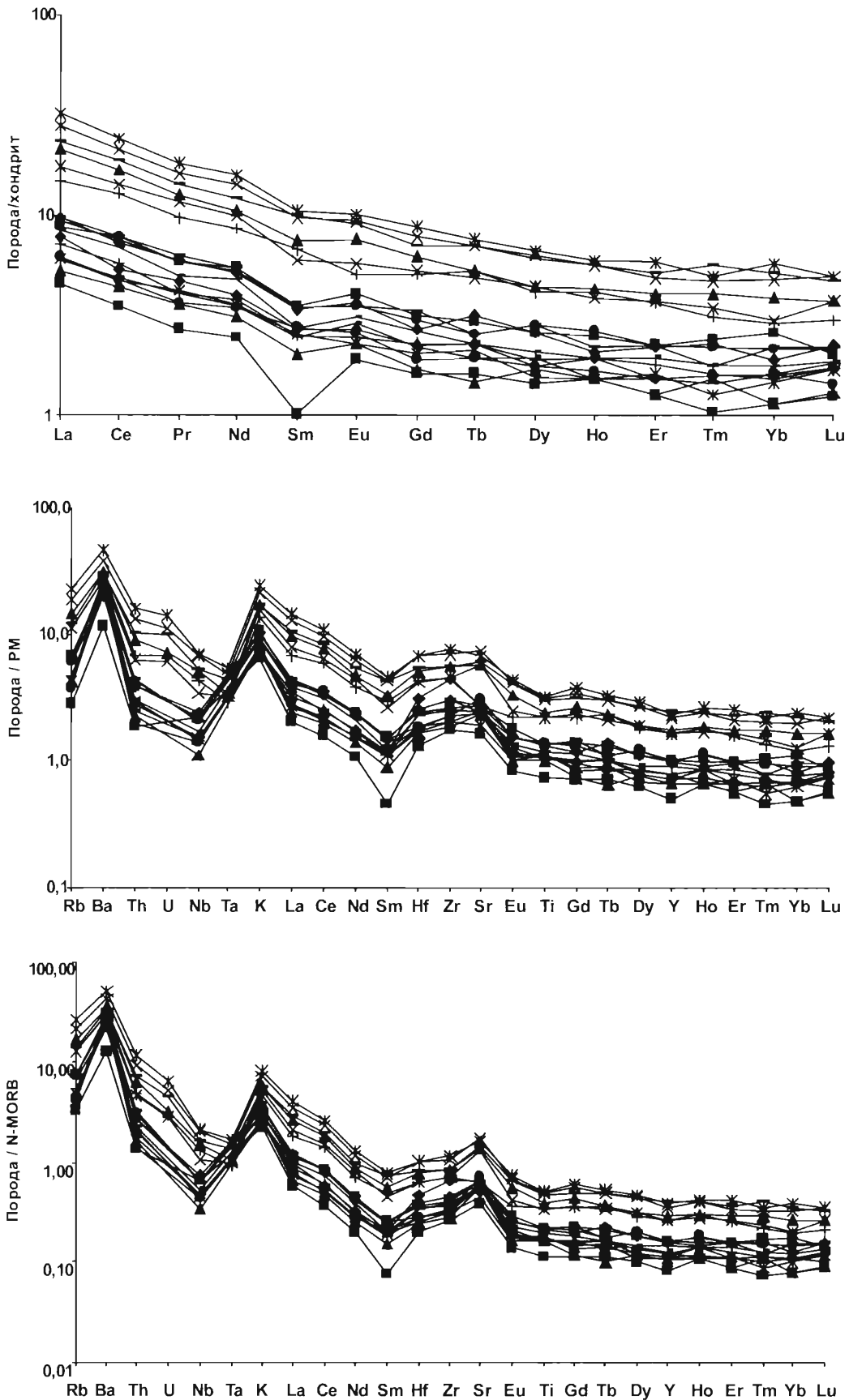


Рис. 4. Фракционированный тренд распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах Бинюдинского массива

Таблица 10

Значения ϵ_{Nd} для пород Бинюдинского массива

№ лаб.	Образец	ϵ_{Nd} (250)	ϵ_{Nd}
244-1669	С-1, 1.2	-2,60	-4,84
245-1670	С-1,3-3,5	-0,40	-2,20
246-1671	С-1,7-7,5	-4,20	-6,14
247-1672	С-1, 33.0	-4,00	-5,75
248-1673	С-1, 38.0	-3,70	-5,44
249-1674	С-1, 53.2	-3,20	-5,15
250-1675	С-1, 58.0	-3,80	-5,72
251-1676	С-1, 123	-4,40	-6,40
252-1677	С-1, 128	-4,10	-6,11
253-1678	С-3, 18.0	-2,80	-4,60
254-1679	С-3, 65.0	-2,60	-4,17
255-1680	Б-52	-3,30	-4,92
256-1681	Б-5	-4,10	-5,93

Примечание: Анализы выполнены в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», 2006 г.

контаминации магмы, возникшей при плавлении, вероятно, недеплетированного мантийного источника, с породами континентальной коры.

Результаты исследования составов газожидких включений приведены в таблицах 13, 14.

Изотопный состав серы в ультрамафит-мафитовых магматических породах считается одним из показателей степени контаминации исходной магмой вмещающего вещества. Однако рассматривать его как однозначный индикаторный показатель ассимиляционного процесса для изученных образований преждевременно.

Составы $\delta^{34}S, ‰$ в сульфидах Бинюдинского массива показали значительные вариации содержания тяжелого изотопа S, несколько повышенные для высокомагнезиальных магматических

Таблица 11

Результаты Sm-Nd изотопного анализа пород Бинюдинского массива

Образец	Порода	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{150}Nd/^{144}Nd$	ϵ_{Nd} (250 млн лет)
С-1, 1.2	оливинит	0.582	2.761	0.1273	0.512390±6	0.344066	-2.6
С-1,3-3,5	оливинит	0.404	1.723	0.1417	0.512525±23	0.434888	-0.4
С-1,7-7,5	плагиооливинит	1.385	6.112	0.1370	0.512323±3	0.313398	-4.2
С-1, 33.0	плагиооливинит	0.520	2.230	0.1411	0.512343±8	0.451567	-4.0
С-1, 38.0	плагиооливинит	0.577	2.457	0.1420	0.512359±6	0.417546	-3.7
С-1, 53.2	плагиоверлит	1.204	5.344	0.1363	0.512374±6	0.405476	-3.2
С-1, 58.0	плагиоверлит	0.804	3.540	0.1373	0.512345±5	0.419936	-3.8
С-1, 123	меланотроктолит	1.551	7.043	0.1331	0.51231±5	0.328386	-4.4
С-1, 128	меланотроктолит	2.006	9.146	0.1326	0.512325±3	0.305471	-4.1
С-3, 18.0	оливинит	1.400	6.065	0.1396	0.512402±5	0.317703	-2.8
С-3, 65.0	оливинит	0.573	2.365	0.1465	0.512424±5	0.369900	-2.6
Б-52	троктолит	1.930	8.042	0.1451	0.512386±7	0.275588	-3.3
Б-5	плагиооливинит	0.779	3.399	0.1386	0.512334±5	0.373220	-4.1

Примечание: Анализы выполнены методом ID-TIMS в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007 г.

Таблица 12

Результаты Rb-Sr изотопного анализа пород Бинюдинского массива

№№ образца	Порода	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	IR (250 млн лет)
С-1, 1.2	оливинит	2.541	62.58	0.1173	0.706077±9	0.705660
С-1,3-3,5	оливинит	0.936	18.63	0.1452	0.706353±15	0.705837
С-1,7-7,5	плагиооливинит	7.010	122.5	0.1653	0.706675±8	0.706087
С-1, 33.0	плагиооливинит	2.305	53.42	0.1247	0.706257±9	0.705814
С-1, 38.0	плагиооливинит	2.712	50.95	0.1538	0.706299±9	0.705752
С-1, 53.2	плагиоверлит	3.991	51.99	0.2218	0.706593±9	0.705804
С-1, 58.0	плагиоверлит	4.310	65.03	0.1915	0.706472±10	0.705791
С-1, 123	меланотроктолит	8.650	127.9	0.1954	0.706702±10	0.706007
С-1, 128	меланотроктолит	11.73	156.9	0.2162	0.706762±8	0.705993
С-3, 18.0	оливинит	7.729	60.48	0.3693	0.707673±8	0.706360
С-3, 65.0	оливинит	2.513	58.70	0.1237	0.706607±13	0.706167
Б-52	троктолит	7.355	141.4	0.1503	0.706311±8	0.705776
Б-5	плагиооливинит	3.735	70.74	0.1526	0.706486±8	0.705943

Примечание: Анализы выполнены методом ID-TIMS в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007 г.

Таблица 13

Результаты изучения Ar в газовой-жидких включениях пород Бинюдинского массива

№ п/п	№ пробы	Ar 10 ⁻⁶ , см ³ /г	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar измер.	³⁸ Ar/ ³⁶ Ar измер.	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar корр.	Ar _a /Ar %	Ar _r /Ar %	⁴⁰ Ar _{rad} 10 ⁻⁶ , см ³ /г
1	С 1-5 (№ 52)	1,21	314,0	0,1878	315	93,9	6,1	0,07
2	С 1 (5,5 м)	0,62	320,2	0,1879	321	92,2	7,8	0,05
3	С 1 (38 м)	0,41	324,2	0,1877	325	90,9	9,1	0,04
4	С 1 (58 м)	0,36	360,1	0,1876	362	81,7	18,3	0,07

Примечания. Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме. ⁴⁰Ar/³⁶Ar, корр. – значение изотопного отношения, скорректированное за фракционирование изотопов аргона, выявленное по отклонению измеренного отношения ³⁸Ar/³⁶Ar от воздушного. Ar_a – аргон атмосферного происхождения, Ar_r – радиогенный аргон. Анализы выполнены в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007 г.

Таблица 14

Результаты изучения гелия и неона в газовой-жидких включениях пород Бинюдинского массива

№ п/п	№ пробы	He 10 ⁻⁶ , см ³ /г	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁶ измер.	⁴ He/ ²⁰ Ne измер.	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁶ корр.	R _A корр.	He _m /He %	⁴ He/ ⁴⁰ Ar _{rad}
1	С 1-5 (№ 52)	0,068	0,489	33	0,48	0,343	3,8	0,9
2	С 1 (5,5 м)	0,035	0,408	31	0,40	0,286	3,2	0,7
3	С 1 (38 м)	0,028	0,669	19	0,66	0,471	5,3	0,8
4	С 1 (58 м)	0,032	0,232	23	0,22	0,157	1,6	0,5

Примечания Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме. ³He/⁴He*10⁻⁶ корр. – значение изотопного отношения, скорректированное на воздушную компоненту гелия, рассчитанную по соотношению ⁴He/²⁰Ne, т.е. изотопный состав «глубинного» гелия. R_A – скорректированное отношение изотопов гелия, деленное на таковое в атмосферном гелии (1,4x10⁻⁶), He_m/He – доля мантийного гелия, рассчитанная для значений ³He/⁴He в верхней мантии 1,2x10⁻⁵ и 2x10⁻⁸ в земной коре. Анализы выполнены в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007 г.

ких пород. Вариации δ³⁴S, ‰ в пределах от 0,7 до 4,7 ‰ (табл. 15), смещенные в сторону легкого изотопа относительно хондритовых содержаний, резко отличаются от значений δ³⁴S, ‰ в рудоносных образованиях Норильского района, имеющих характеристики δ³⁴S, ‰ в пределах от 1,9 до 16,8 ‰ (Лихачев, Стрижов, 1997; Туганова, 2000; и др.) при обычном 3,5-8,5 ‰. Отсутствие четкой зависимости соотношения изотопов S от её содержания в сульфидах массива указывают на незначительную роль ассимиляции серы из вмещающих пород при формировании Cu-Ni руд, для которых источником S была, видимо, сама коматиит-базальтовая магма.

Изотопные составы Ni и Cu в сульфидах Би-

нюдинского массива имеют достаточно оригинальные составы (табл. 15; 16, 17). Относительно изотопного состава Ni намечается некоторое сходство с изотопными составами Ni сульфидных руд норильской группы месторождений (Лихачев, 2006), но породы бинюдинского комплекса имеют достаточно большой разброс значений, что при небольшом числе данных не позволяет сделать однозначные выводы.

При рассмотрении геохимических особенностей ультрабазит-базитовых магматических образований Западного Таймыра отчетливо выделяется три основных фазы гипербазит-базитового магматизма – ранняя субщелочная (сырадасайская свита и тарисеймитаринский комплекс), средняя

Таблица 15

Изотопный состав Cu и S в сульфидах Бинюдинского массива

№ образца	δ ⁶⁵ Cu/ ⁶³ Cu относ. NIST SRM 976 ((R Samp/R Std)-1)*1000	δ ³⁴ S, ‰
C1-1 (5.5 м)	-0,54	2
C1-2 (38.0 - 48.0 м)	-	1,6
C1-3 (53.2 - 58.0 м)	-	1,7
C1-5 (№ 52)	-0,33	0,7
C2-1 (240.0 м)	-0,62	4,7
C2-2 (201.8 м)	-0,22	1,3
C3-2 (65.0 м)	-	3,0

Примечание. Аналитическая приборная погрешность (1 сигма) для отношения ⁶⁵Cu/⁶³Cu составляет ±0,1, для δ³⁴S составляет ±0,5. ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007 г.

Изотопный состав Ni в оливинах Бинюдинского массива

№ обр.	$\delta^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$	$\delta^{62}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$
C1-1 (5.5 м)	-0,13	0,04
C1-2 (38.0 - 48.0)	-0,03	0,03
C1-3 (53.2 - 58.0)	0,05	0,20

Примечание. Аналитическая приборная погрешность (1 сигма) для отношения $^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ составляет ± 0.15 , для отношения $^{62}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ составляет ± 0.2 . ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007 г.

Таблица 17

Изотопный состав Ni в сульфидах Бинюдинского массива

№ обр.	$\delta^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$	$\delta^{62}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$
C1-1 (5.5 м)	0,06	0,05
C1-5 (№ 52)	-0,36	-0,80

Примечание. Аналитическая приборная погрешность (1 сигма) для отношения $^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ составляет ± 0.15 , для отношения $^{62}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ составляет ± 0.15 . ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007 г.

–толеитовая (лабакская и вертамская свиты, бырангский комплекс) и поздняя – высокомагнезиальная (пикритоидная), включающая бинюдинский и возможно боотанкагский комплексы. Обращает на себя внимание контрастная смена магматизма при переходе от нижней к верхней частям разреза, свидетельствующая, вероятно о смене глубинности формирования родоначальных магм.

В составе ассоциирующих с бинюдинским вулканогенных комплексов пермско-триасовой вулканогенной серии преобладают вулканические образования бимодальной контрастной серии [1, 3, 5].

Высокомагнезиальные породы на Западном Таймыре отмечены в разрезе туфолаковой толщи (лабакская свита) и среди указанных боотан-

кагского и бинюдинского комплекса, причем последний [3], по результатам изучения изотопных систем, не имеет аналогов среди фанерозойских магматических образований Таймыра. Особенности их изотопных составов (рис. 5, рис 6) показывают своеобразие данного комплекса пород.

Внедрение интрузии вероятно произошло в результате быстрого проникновения недифференцированного высокомагнезиального мантийного вещества по открывающимся трещинам отрыва. Близкие по составу к субщелочным перидотитам породы бинюдинского комплекса служат индикатором трансоровой проницаемости магмоподводящих структур и однозначно указывают на наличие мантийных комплексов на Таймыре в условиях рифтогенной обстановки. Здесь

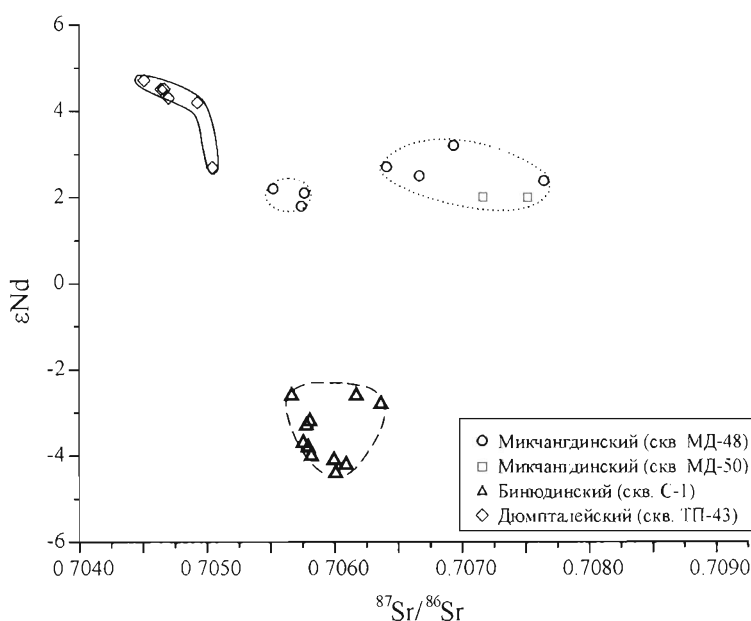


Рис. 5. Вариации начального изотопного состава в координатах $e\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($T=250$ млн лет) для пород потенциально рудоносных интрузивов Норильской и Таймырской провинций

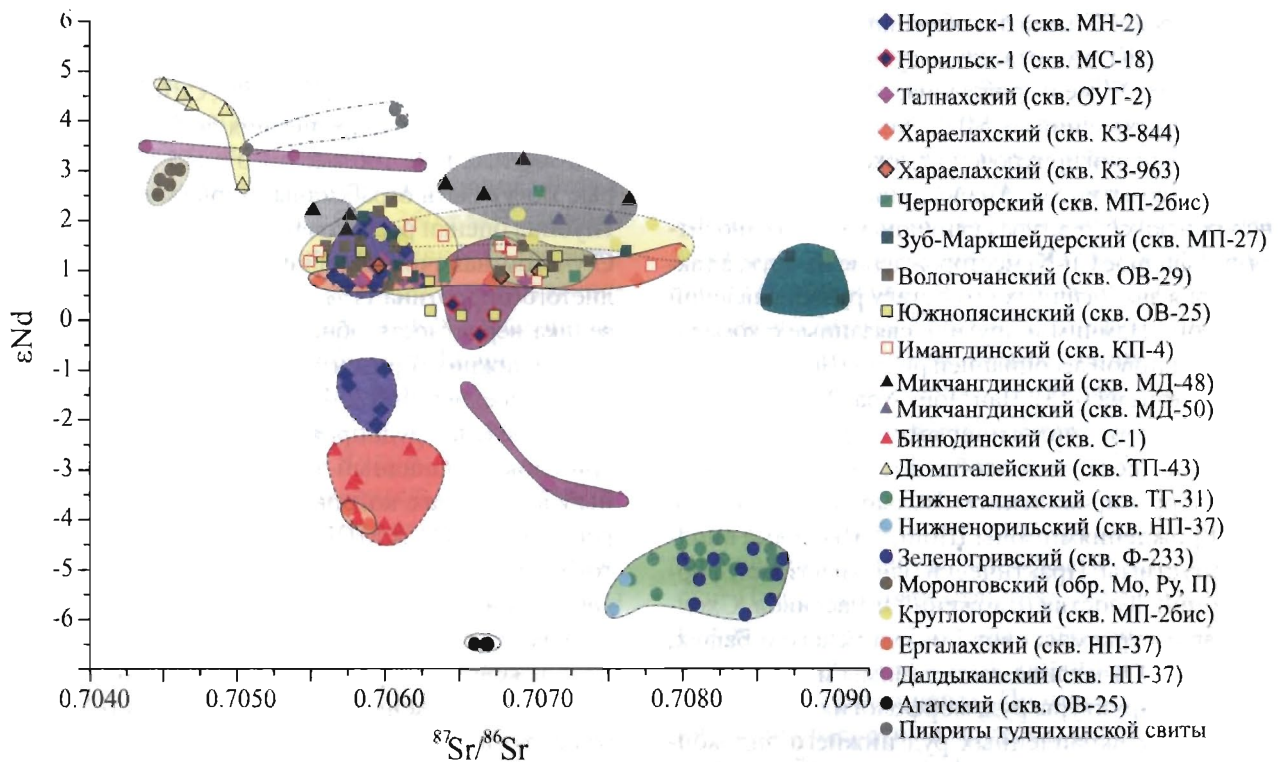


Рис. 6. $\epsilon Nd - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ ($T=250$ млн лет) изотопные систематики интрузивов Норильской и Таймырской провинций, обобщенные в виде полей начальных изотопных составов слагающих их пород

и в других участках при последующем изучении могут быть выявлены и субвулканические и покровные фации бинюдинского комплекса.

Оценка прогнозных ресурсов Бинюдинско-Тарейского рудного района

На Таймыре в металлогеническом отношении достаточно продуктивен пермо-триасовый этап развития. Особенности металлогении этой эпохи развития региона определяются спецификой развития производных пермо-триасового внутриплитного магматизма, составом сопряженных с ними структурно-вещественных комплексов и обстановками формирования эндогенного оруденения.

Выделенные в пермо-триасовом этапе стадии внутриплитного магматизма (P_2-T_1 , T_1 и $T_{1,2}$), связанные с суперплюмом, различаются по особенностям вещественного состава и металлогении. Ранние проявления пермо-триасового магматизма Таймыра создают С-З фланг трапповой провинции Сибирской платформы. Для Западного Таймыра характерно широкое проявления базитового магматизма и присутствие пикритов (коматииты и пикриты). Наличие пикритов указывает на то, что магматизм структуры связан с рифтогенными процессами, которые происходили в окраинно-кратонных условиях. Поздняя стадия вулканизма характеризуется бимодальными

вулканоплутоническими ассоциациями субщелочного и щелочного уклона; пикриты не выявлены. Для завершающих стадий пермо-триасового этапа магматизма характерно широкое развитие гранитоидного и щелочного магматизма, включая ультракалийевые высокомагнезиальные породы лампроитовой серии. Изотопно-геохимические особенности магматических ассоциаций пермо-триасового этапа свидетельствуют о гетерогенности литосферной мантии, участвующей в генерации мантийных расплавов [2, 11].

В пределах Таймыра проявлен широкий спектр рудопроявлений пермо-триасовой эпохи: магматические Cu-Ni с МПГ и титаномagnetитовые; гидротермальные золотосодержащие-медно-молибденовые, гидротермальные золото-сульфидные, золото-сурьмяно-ртутные, полиметаллические, редкоземельно-флюорит-баритовые. Они образуют рудные комплексы, связанные с магматическими ассоциациями разных стадий пермо-триасового этапа геологического развития региона. Анализ пространственно-временных и генетических взаимоотношений оруденения с магматизмом и данных изотопно-геохронологических исследований позволяет провести корреляцию магматических и рудных комплексов Западного Таймыра.

При выборе объектов-аналогов для рудопроявления Чулыо авторы столкнулись с определенным

трудностями. С коматиит-базальтовыми комплексами связаны, как известно, сульфидные Cu-Ni и собственно Ni месторождения, сопровождающиеся рудопроявлениями МПГ. Большинство таких месторождений приурочено к докембрийским комплексам коматиитов. Аналогичные примеры в фанерозойских структурах единичны. К ним относится сульфидное Cu-Ni месторождение Банфук, а также серия аналогичных по составу рудопроявлений (Банмонг, Намчим и другие), связанные с коматиит-базальтовой ассоциацией рифта Шонгда Северного Вьетнама ([13]; Чан Чонг Хоа, 2007).

Аналогии геологического строения, вещественного состава и особенности рудоносности между рудопоявлением Чулю на Таймыре и месторождениями зоны Шонгда Вьетнама вполне допустимы. Практически близки возраст, формационный состав отложений и массивов. Сходны параметры массивов Бинюдинского и Бафук, их состав. Отчетливо сопоставимы минеральный состав и структуры руд, морфология рудных тел; параметры вкрапленных руд нижнего эндоконтакта также достаточно близки по обоим массивам. Весьма показательно, что главное рудное тело месторождения Банфук локализовано за пределами массива – в его нижнем экзоконтакте. Аналогичные явления отмечены и в нижнем экзоконтакте рудопоявления Чулю в виде секущих прожилков пирротина и халькопирита.

По данным Чан Чонг Хоа (2007) титано-магнетитовое оруденение в структурах Северного Вьетнама связано с габброидными расслоенными ультрамафит-мафитовыми массивами (например – Нуйчуа), сложенном мелкозернистыми габбро, габбро-пегматитами, монцогаббро и габбро-диоритами. Аналогом подобного объекта на Западном Таймыре является рудопоявление титаномагнетитовых руд массива Дюмталей.

Бинюдинско-Тарейский рудный район перспективен в отношении Ni, Cu и МПГ и Au; территория имеет значительные ресурсы каменных углей, графита, строительных материалов и гипса. Оценка прогнозных ресурсов комплексных сульфидных Cu-Ni с МПГ руд проведена методом прямого расчета по измеренным параметрам.

Стадия работ ГГС-200 выявила перспективную рудоносную Бинюдинскую интрузию, к которой приурочено рудопоявление «Чулю» вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд с платиноидами, образующих залежь протяженностью 6100 м, шириной 200-650 м, мощностью 250-320. В подсчет принята мощность обогащенного сульфидами рудного горизонта мощностью 40 м, учитывая

наличие двух прогнозируемых рудных тел (верхнего и нижнего), мощностью по 20 м. При среднем содержании Ni в рудах 0,35-0,45%, Cu 0,23% и МПГ 1,5 г/т, ресурсы рудопоявления по P₂ оцениваются в 300 тыс. т Ni, 100 тыс. т Cu и 115 т МПГ которые могут быть отработаны открытым способом. Глубина оценки ресурсов 0-300 м от поверхности. С учетом наличия сплошных жильных руд никелистого пирротина (1% Ni) выявленных в скв. 2, велика вероятность обнаружения высокосортной руды в нижних горизонтах интрузии с содержанием Ni в среднем до 1,2%, Cu до 0,3%.

В пределах рудопоявления Чулю выделено три блока – Западный-1, Центральный, Восточный в границах которых оценены прогнозные ресурсы Ni, Cu и МПГ по категории P₂. Кроме того, установлено по отдельным выходам интрузии на поверхность, а также по геофизическим и геохимическим данным наличие на западном продолжении интрузии слабо прекрытого четвертичными отложениями блока Западный-2 с параметрами 1400x150x300 м. Геологические построения позволяют предполагать и далее к западу (по простиранию интрузии) на правобережье р. Бинюды наличие блока полностью прекрытого четвертичными отложениями; но для корректности оценки, эти данные не включены в подсчет ресурсов по рудопоявлению Чулю.

При подсчете средних содержаний МПГ учитывались содержания по пересечению нижнего платиноносного горизонта на выходе тела на поверхность и по его пересечениями скважинами; соответственно средние содержания суммы МПГ в нижнем платиноносном горизонте составляют 1,5 г/т.

Учитывая характерные для данного генетического типа параметры богатых рудных тел (мощность от первых см до первых м), можно предполагать наличие таковых и на участке Чулю [5, 7, 14, 16]. В частности интервал опробования поверхности массива, имеющий мощность порядка 15 м характеризуется «средним» (по трем пробам) содержанием суммы МПГ 6,65 г/т. В скважине С-2 интервал 209-216 м характеризуется (по 7 пробам) содержаниями 0,143-0,585 г/т МПГ (среднее – 0,3).

Кроме рудопоявления Чулю, повышенные содержания МПГ выявлены на проявлениях Cu-Ni руд Среднетарейском, Дюрасиму, где они приурочены к горизонтам сульфидной вкрапленности в оливиновых долеритах. В подошвенной части Среднетарейской интрузии содержания Pt - 0,03-0,05 г/т, Pd - 0,06-0,15 г/т. На проявлении

Дюрасиму содержания МПГ¹ составляют: Pt - 0,004-0,120 (среднее 0,06) г/т; Pd 0,017-0,330 (среднее 0,145) г/т. Оба проявления малосульфидного платинометалльного типа.

Прогнозируемые ресурсы металлов рудного района в целом по категории P₃ оцениваются в 1500 тыс. т Ni, 500 тыс. т Cu и 350 т МПГ, исходя из величины удельной продуктивности территории рудного района, а также с учетом вероятности обнаружения как минимум двух аналогичных рудопоявлениям Чулюю объектов. Один из объектов предполагается на недоизученном на стадии ГГС-200 рудопоявлении Дюрасимо, второй – на флангах рудопоявления Чулюю.

Важно, что при предварительной оценке Бинюдинско-Тарейского рудного района, уже на данной стадии изученности в отдельных пересечениях выявлены достаточно мощные горизонты вкрапленных руд, обнаружены признаки богатого малосульфидного платинового оруденения. Так на поверхности интрузии по результатам опробования выделен интервал мощность порядка 15 м с содержаниями суммы МПГ 1,107; 2,756 и 16,1 г/т и «средним» 6,65 г/т. В скважине С-2 интервал 209-216 м характеризуется (по 7 пробам) содержаниями 0,143-0,585 г/т МПГ (среднее - 0,3). По геохимическим и минералогическим критериям платиноносности вкрапленных руд объект сходен с эксплуатируемыми месторождениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поиск богатых Pt-Cu-Ni руд в массивах ультрамафит-мафитовых и гипербазит-базитовых комплексов, является одной из важнейших задач геологии севера Сибири. Решение этой задачи связано с разработкой общей теории рудообразования сульфидных магматических месторождений (Додин и др. 2000; Налдретт, 2003). Проблема включает широкий круг вопросов: от закономерностей пространственной структурной локализации рудоносных массивов, их места в общей системе магматизма до определения роли процессов контаминации в образовании руд в глубинных зонах земной коры и на уровне интрузивных камер, а также особенностей флюидного режима ультрамафит-мафитовых и гипербазит-базитовых магм и т.д. Особое значение при этом приобретает вопрос о составе исходных магм рудоносных комплексов. Необходимо определить место рудообразующего процесса в общей системе траппового магматизма Таймыра.

Считается, что магматические процессы на севере Сибири были инициированы благодаря

воздействию на литосферу суперплюма, активность которого достигала максимума на рубеже 250-3 млн лет (Н.Л. Добрецов, 2003). На основании возрастного датирования и изотопно-геохимических характеристик некоторых сиенит-гранитоидных интрузий в складчатом обрамлении Сибирского кратона рассматривается вероятность непосредственного участия плюма в генерации фельзических магм. Согласно данным проведенного Ar-Ar-, K-Ar- и Rb-Sr-изотопного датирования [2], с финальными стадиями траппового магматизма следует, по-видимому, синхронизировать образование грано-сиенитов, сиенитов и лампроитов Таймыра (230-225 млн лет).

Для ультрамафитов Западного Таймыра предполагается более позднее внедрение по сравнению с главной фазой плюмовой активности. При некоторых отличиях Nd-Sr-изотопного состава пород его параметры свидетельствуют о значительной доле корового компонента в производных расплавах. Поэтому, принимая во внимание расчетные модельные датировки для пород Таймыра (~ 1341-1368 млн лет), предполагается, что в данном случае наряду с обогащенной литосферной мантией в зону периферического теплового воздействия плюма и в процессы магмогенерации мог быть вовлечен материал континентальной коры рифейского возраста, сопоставимый по времени формирования с докембрийским цоколем Таймыра.

Обнаружение высокомагнезиальных пород коматитовой формации среди фанерозойских магматических образований Западного Таймыра имеет принципиальное значение как для понимания формирования всей трапповой системы в целом, так и места рудообразования в процессе ее развития.

Возрастным и формационным аналогом пород бинюдинского комплекса, близким по металлогенической специализации является комплекс коматитов зоны Шонгда Северного Вьетнама, где в последние годы выявлен ряд месторождений и рудопоявлений сульфидных комплексных руд.

В пределах южной – Быррангской части Таймыра имеются три субпровинции, перспективных на сульфидные Cu-Ni с МПГ руды: Западно-Таймырская, включающая Бинюдинский и Луктахский рудные районы, Центральнo-Таймырская, включающая Боотанкагский рудный район, Восточно-Таймырская, включающая Тулай-Киряка-Тасский потенциально перспективный рудный район.

Основные перспективы выявления Cu-Ni с МПГ месторождений на Западном Таймыре свя-

заны с Бинюдинско-Тарейским и Луктахским рудными районами.

На уровне ресурсной оценки по P_{2+3} они оцениваются как перспективные на открытие средних месторождений. В настоящее время для Бинюдинского рудопроявления по материалам ограниченного объема буровых работ можно говорить о ресурсных оценках Ni 500 тыс. т, МПГ -

50 т. Для всего Бинюдинского рудного района таковые цифры составят порядка 1500 тыс. т Ni , МПГ - 150 т. Предварительная геолого-экономическая оценка этого рудопроявления указывает на минимально рентабельную его разработку даже по подсчитанным ресурсам [16]. Имеются данные о продолжении рудоносных структур к западу, от среднего течения р. Бинюды к р. Пясине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безубцев В.В. Геология Горного Таймыра: Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.минер. наук. - Л., 1989. - 24 с.
2. Верниковский В.А., Пийс В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д. Дж., Травин А.В. Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. АН. - 2001. Т. 380. № 1. С. 87-93.
3. Владимиров А.Е., Могучева Н.К., Никулов Л.П., Романов А.П. О расчленении пермо-триасовых вулканогенных отложений Западного Таймыра // Тр. ИГиГ. - Новосибирск: Наука, 1990. Кн. 767. С. 4-13.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых // Т.4. Сибирская платформа. - Л.: Недра, 1987. - 448 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Таймырская. Листы S 45 XXIII-XXIV, S-46-XIX, XX. Объяснительная записка. / Составители: Романов А.П., Никулов Л.П., Владимиров А.Е., Колякин В.М., Курбатов И.И., Сахибгареев Ю.З., Сержантов Н.Ф. / - СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. - 140 с.
6. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского района (север Центральной Сибири) – СПб.: Наука, 2002. - 822 с.
7. Дюжиков О.А., Курбатов И.И., Лапутина И.П., Мкртычян А.К., Романов А.П., Служенкин С.Ф. Платиноносные плагиооливиниты - новая рудоносная магматическая формация Таймыра // Докл. АН. - 1995. Т. 340. № 2. С. 212-217.
8. Комарова М.З., Козырев С.М., Кокорин Н.И., Кнауф В.В. Расслоенная интрузия реки Дюмталей. Петрология и рудоносность // Недра Таймыра, вып. 3: сборник научных трудов. - Норильск, 1999. С. 42-67.
9. Курбатов И.И., Мкртычян А.К., Романов А.П., Дюжиков О.А. Платиноносные плагиооливиниты Таймыра // VII международный платиновый симпозиум: Тезисы докладов. - М.: Изд во "Московский контакт", 1994. С. 55.
10. Курбатов И.И. Петрология и петрохимия Бинюдинской интрузии (Западный Таймыр) // Недра Таймыра: сборник научных трудов. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. С. 56-66.
11. Малич К.Н., Туганова Е.В., Лушкарев Ю.Д. и др. Опыт-но-методические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель, кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край) // Известия ВСЕГЕИ. 2008 г. Т. 8 (56). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009 г. С. 248-262.
12. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области // Тр. НИИГА. - Л.: Недра, 1971. Т. 166. - 248 с.
13. Поляков Г.В., Балыкин П.А., Петрова Т.Е. Латеральная зональность и эволюция пермо триасового вулканизма зоны Шонгда Северо-Западного Вьетнама, реконструкция геодинамических условий его проявлений // Докл. АН СССР - 1995. Т. 340. № 1. С. 80-84.
14. Романов А.П., Курбатов И.И. Перспективы обнаружения новых генетических типов месторождений платиноидов на Севере Сибири // Проблемы геологии, рудогенеза и металлогении Сибири. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. С. 79-82.
15. Романов А.П., Курбатов И.И. Платиноносные оливиниты бинюдинского комплекса – фанерозойские коматииты Таймыра // Платина в геологических формациях Сибири: Общероссийский семинар. Тезисы докладов. – Красноярск, КНИИГГиМС, 2001. С. 79-80.
16. Романов А.П., Курбатов И.И., Сахибгареев Ю.З., Комарова М.З., Козырев С.М., Курбатова Н.А., Васин С. Ю., Сидоров Е.Г. Оценка ресурсного потенциала комплексных медно-никелевых руд Бинюдинско-Тарейского рудного района (Западный Таймыр) // Природные ресурсы Таймыра. Вып 2. Дудинка, 2004. с. 111-132.
17. Курбатов И.И. Металлогенетическая специализация и прогнозный потенциал Бинюдинской интрузии (Западный Таймыр) // Разведка и охрана недр. – М., 2010, № 9. С. 34-37.

УДК 553.491.8.04:551.311(47+53)

ПЛАТИНОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ИХ МЕСТО В ОБЩЕЙ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ РОССИЯ)

Н.М. Чернышов, М.Н. Чернышова

Воронежский государственный университет. г. Воронеж, Россия.

E-mail: petrology@list.ru petrology@geol.vsu.ru

На основе ранее разработанной модели длительной многоэтапной (ранний и поздний архей, палеопротерозой) эволюции литосферы и формирования её структурно-вещественных комплексов выявлена тесная взаимосвязь механизмов проявления геодинамических и разнотипных благородномегалловых рудообразующих процессов. Установлены время и место формирования золото-платиноносных формаций в общей эволюции литосферы. Выявлены наиболее важные в промышленном отношении многочисленные по геолого-генетической принадлежности типы комплексных полиэлементных золото-платинометалльных месторождений и проявлений, связанных с наиболее интенсивными процессами структурной дифференциации земной коры в палеопротерозое. Приведены краткие сведения о закономерностях их размещения, составе, ресурсах и возможных перспективах освоения в XXI столетии.

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) крупный (540x1000 км) сегмент Восточно-Европейской платформы (ВЕП), включающий ряд разнотипных по геодинамическим режимам структур (раннеархейские гранит-зеленокаменные пояса – ЗП, специфические структуры палеопротерозоя с различными сценариями развития Хопёрского и Курского мегаблоков и разделяющей их Лосевской шовной зоны (ЛШЗ) со сложным характером взаимодействия двух важнейших компонентов древнего основания ВЕП (Сарматия, Волго-Уралья; рис. 1,2), характеризуется высоким нераскрытым минералогическим потенциалом природных и техногенных источников благородных металлов.

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) выделен темным цветом

Пространственно и генетически связанные с разновозрастными и разнотипными породными ассоциациями разномасштабные платиноносные и платино-золотоносные месторождения и рудоп-

роявления в совокупности образуют специфические рудообразующие системы (РС) – целостные природные сообщества рудных формаций, являющихся производными единых неоднократно повторяющихся во времени и пространстве петрорудногеохимических процессов. Вместе с тем, совместно с другими типами рудообразующих систем, они являются, по-существу, лишь составными частями определенных структурно-вещественных комплексов (СВК), объединяющих сопряженные во времени и пространстве стратифицированные метаморфические и вулканогенно-интрузивные породные ассоциации, которые в совокупности наиболее полно отражают специфику геодинамических и эндогенных режимов длительного (более 3 млрд лет) формирования коры континентального типа [3, 6, 18, 20, 27, 37].

Пространственно-генетическая связь золото-платинометалльного оруденения с различными по составу и формационной принадлежности рудообразующими и рудоконтролирующими СВК, сформировавшимися в геодинамических режимах наиболее интенсивной эндогенной активности и структурной дифференциации земной коры, обуславливают в совокупности многообразие формационно-генетических типов платиноносных месторождений и рудопоявлений ВКМ (рис. 3, табл. 1), поливариантный характер распределения количественных содержаний металлов платиновой группы (МПГ) и Au, и соотношений их ассоциаций с сидерофильными и халькофильными элементами [3, 8, 18, 33, 35]. Эти же факторы, контролируемые закономерности размещения и термодинамическую обстановку рудообразующих систем, определяют минералогический облик, масштабы и степень продуктивности благороднометалльного оруденения [3, 6, 8, 24, 27, 31, 35, 37].

Подобно другим докембрийским структурам Земли [2, 3, 4, 6, 11, 27, 35, 37] наиболее харак-

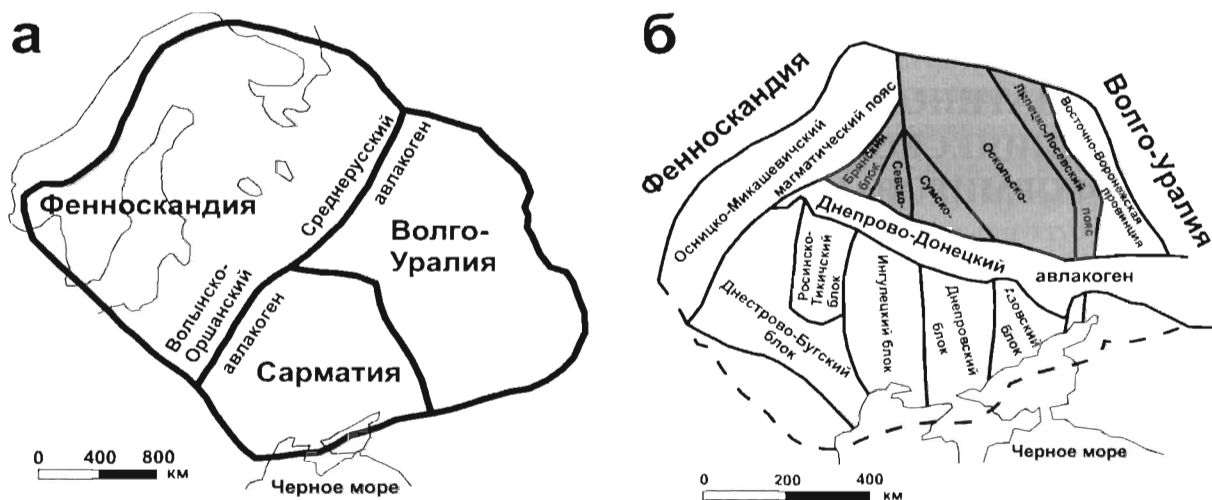


Рис. 1. а) три кристаллических сегмента Восточно-Европейского кратона [42]; б) кристаллические домены Сарматии [41]

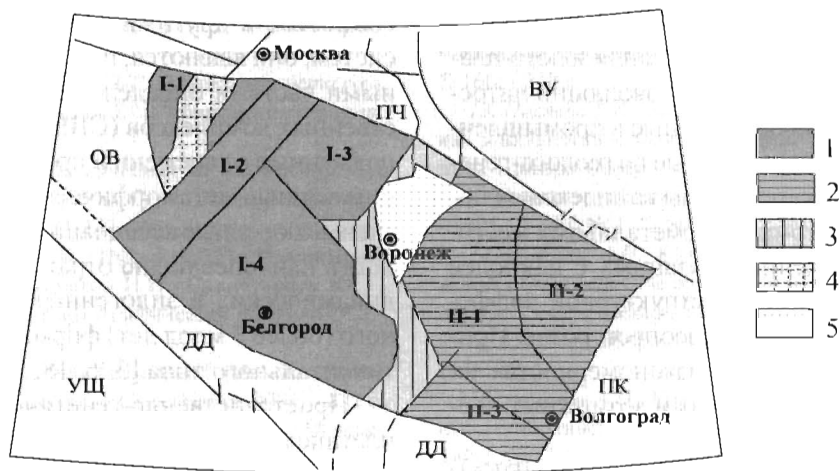


Рис. 2. Схема структурно-формационного районирования ВКМ [27,38]

ВУ - Волго-Уральский сегмент, ПЧ - Начелмский авлакоген, ПК - Прикаспийская впадина, ДД - Днепро-Донецкий авлакоген, УЩ - Украинский щит, ОВ - Оршанская впадина. 1 - мегаблок КМА (макроблоки: I-1 - Красногорско-Рославльский, I-2 - Брянский, I-3 - Ливенско-Ефремовский, I-4 - Курско-Белгородский), 2 - Хоперский мегаблок (макроблоки: II-1 - Калач-Эргильский, II-2 - Камышинский, II-3 - Варваринский), 3 - Лосевская шовная зона, 4 - Волынско-Двинский вулcano-плутонический пояс, 5 - Ольховско-Шукавская грабен-синклинальная структура

терной особенностью минерации ВКМ является тесная пространственно-временная связь, возрастание спектра рудных (в том числе платиновых) формаций и их продуктивности по мере последовательной смены механизмов геодинамических режимов формирования сравнительно мощной (43-50 км) слоисто-блоковой коры континентального типа и её длительной структурно-вещественной эволюции [9, 10, 21, 24, 27, 31, 36, 37].

Раннеархейская эпоха становления литосферы связана с механизмом формирования своеобразных доменов межплумового торошения и последующей многоэтапной их амальгамирования с образованием, в пределах ГЗО, континентальных

разномасштабных нуклеократонов (Курско-Бесединский, Шептуховский, Комаричский и др.) с кружевным характерным для ранних зеленокаменных поясов (ЗП-1) рисунком и высокой изменчивостью состава пород (рис. 4). Относительно слабая дифференцированность раннеархейской земной коры, преобладающий ареальный характер изотермических и изобарических условий проявления регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, сравнительно небольшое разнообразие формационных типов магматогенных пород, являющихся в основном вулcano-интрузивными дифференциатами примитивной коматит-базальтовой магмы, преобладающее разви-

тие в составе СВК плагиогранито-гнейсовых образований, которые совместно с вулкано-интрузивными магматитами принадлежат по существу к единому геодинамическому континенту, определяют в совокупности ограниченное развитие рудных формаций (в том числе платиноносных), не имеющих, как правило, промышленного значения. С этим этапом связаны: а) сульфидная платиноносная медно-никелевая в перидотитах, пироксенитах и рудных горнблендитах вулкано-интрузивной коматиит-базальтовой породной ассоциации (бесединский тип; см. табл. 1); б) золото-платинометалльная в графитизированных гнейсах (обоянский тип; [16, 27, 31, 37]).

С развитием рудообразования на сравнительно маломощной коре связано формирование позднеархейских (неоархейских) зеленокаменных поясов. Возрастание степени дифференцированности и латеральной неоднородности в процессе энциалического рифтогенеза и сопряженных с ним тер-

модинамических обстановок глубинного петрогенезиса обусловили [16, 18, 20, 27, 35, 37] появление заметно большего разнообразия СВК, усложнение состава и структуры слагающих их формационных рядов магматических и метаморфических породных ассоциаций, существенное расширение спектра и продуктивности рудных, в том числе благороднометаллоносных, формаций (см. рис. 5; табл. 1). В их числе: а) платиноносная сульфидно-медно-никелевая (син- и эпигенетического типов), ассоциирующая с коматиитами михайловской серии и комагматичными им интрузивными ультрамафитами, представляющими собой лишь отдельные члены единой РМС (олимпийский тип; см. табл. 1); б) золото- и палладийсодержащая колчеданная среди основных вулканитов михайловской серии (авильский тип); в) золоторудная сульфидно-кварцевая в средних и кислых вулканитах и железисто-кремнистых пород (южнореутецкий тип).

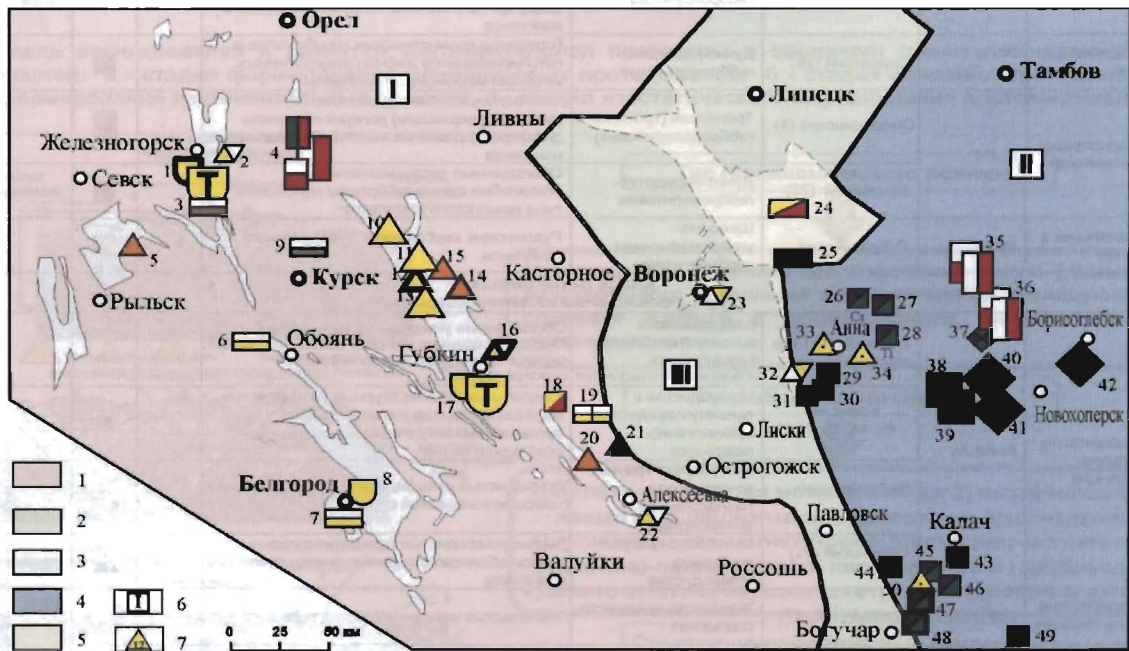


Рис. 3. Прогнозно-минерогенетическая карта размещения платинометалльного и золото-платинометалльного оруденения докембрия Воронежского кристаллического массива [27, 38]

1 – СВК архейского основания; 2 – СВК Losevской шовной зоны; 3–5 – Раннекарельские вулканогенно-терригенные комплексы этапа рифтогенеза (3); этапа эпикратонного прогибания пассивной континентальной окраины (4); вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы раннеплатформенного, тафрогенного этапа (5); 6 – мегаблоки ВКМ: I – КМА, II – Хоперский, III – Losevская шовная зона; 7 – Месторождения, рудопроявления и потенциально рудоносные участки (1- Железногорский рудный узел; 2- Гремячинский; 3- Жидеевский; 4- Смородинский; 5- Студеновский; 6- Косиновский; 7- Олимпийский; 8- Сев. Висловский; 9- Курско-Бесединский; 10- Сергиевский; 11- Луневский; 12- Тимской; 13- Погоженский; 14- Кшенский; 15- Луговской; 16- Коробковский; 17- Лебединско-Стойленский; 18- Дубравинский; 19- Авильский; 20- Волотовский; 21- Вост. Волотовский; 22- Алексеевский; 23- Воронежский; 24- Ольховский; 25- Шукавский; 26- Садовский; 27- Вост. Садовский; 28- Моховской; 29- Шишковский; 30- Астаховский; 31- Песковатский; 32- Икорский; 33- Рябиновско-Большемартыновский; 34- Анненский; 35- Новогольский; 36- Жердевский; 37- Троицкий; 38- Елань-Коленовский; 39- Центральный; 40- Еланский; 41- Елkinsкий; 42- Уваровский; 43- Ширяевский; 44- Нижнемамонский; 45- Артюховский; 46- Бычковский; 47- Юбилейный; 48- Подколдновский; 49- Пионерский (Липов Куст); 50- Сухой Яр.); условные знаки см. табл. 1

Ведущие типы промышленных и потенциально-промышленных платиноносных формаций ВКМ (Центральная Россия)

Платино- и золото-платиноносная формация	Тип ассоциации ЭПГ и Au	Типы (подтипы) месторождений (проявлений) и их номера на рис. 3.	Преобладающая геологическая формация	Рудовмещающие породы, условия локализации	Месторождения и проявления			
					Установленные		Прогнозируемые	
					Крупные	Средние и мелкие	Крупные	Средние и мелкие
Класс эндогенных								
Группа собственно магматогенных								
Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	Pt-Pd	Смординско-новогольский (35, 36)	Трапповая (троктолит-габбродолеритовая)	Нижние горизонты высокомагнезиальных пикрит-троктолит-габбродолеритовых (трапповых) дифференцированных интрузий смординского и новогольского комплексов				
		Шукавский (25)	Габбро-верлитовая	Ультрамафиты дифференцированных интрузий шукавского комплекса				
	Pt-Pd-Au	Еланский (37, 40-42)	Субвулканическая ортопироксенит-норит-диоритовая	Нориты, ортопироксениты еланского комплекса				
	Pt-Pd	Мамонский (27, 29-31, 44-48)	Дунит-перидотит-габброноритовая	Высоко- и умеренномагнезиальные ультрамафиты дифференцированных интрузий мамонского комплекса				
	Pd-Pt	Олимпийский (6, 7)	Коматиит-базальтовая	Коматииты михайловской серии и их интрузивные (субвулканические) тела сергиевского комплекса				
Малосульфидная платинометаллическая	Pt-Pd	Бесединский (3,9)	Перидотит-пироксенит-габбро-анортозитовая	Пироксениты, горнблендиты бесединского комплекса				
		Смординско-новогольский (4, 35, 36)	Трапповая (троктолит-габбродолеритовая)	Горизонты тахтитовых габбродолеритов дифференцированных массивов смординского и новогольского комплексов				
		Ольховский (24)	Габбронорит-кварц-монцит-гранитная	Габбронорит-кварцмонциты первой фазы ольховского комплекса				
Платиносодержащая хромитовая	Pt-Pd (Ru, Os)	Елань-вязовский (38, 39, 43, 49)	Дунит-перидотит-габброноритовая	Горизонты тонкоритмичного переслаивания пород зон переходов нижней ультрамафитовой и верхней габбронорит-габбровой серий дифференцированных интрузий мамонского комплекса				
		Садовый (26)	Дунит-перидотит-габброноритовая	Горизонты хромитосодержащих гарцбургитов и ортопироксенитов дифференцированных интрузий мамонского комплекса				
Платиносодержащая титаномангнетитовая	Pt-Pd	Смординский (4)	Трапповая (троктолит-габбродолеритовая)	Обогащенные титаномангнетитом (ванадийсодержащим) долерит-нептиты дифференцированных массивов смординского комплекса				
		Моховской (28)	Дунит-перидотит-габброноритовая	Обогащенные титаномангнетитом роговообманковые габброиды моховской типа мамонского комплекса				
Платинометаллическая в карбонатитах	Pt-Pd	Дубравинский	Щелочно-ультрамафитовая с карбонатитами	Рудоносные карбонатиты дубравинского комплекса				
Класс полигенных								
Группа флюидно-магматогенно-осадочных								
Золото-платиносодержащая полиметаллическая черных сланцев	Pt-Pd-Au	Тимской (10-13) и старооскольский	Углеродистая и высокоуглеродистая вулканогенно-осадочная и осадочная	Обогащенные углеродом и сульфидами горизонты сланцев тимской свиты оскольской серии и среди железистых кварцитов курской серии				
		Кшенский (5, 14, 15, 18)	Углеродистая и высокоуглеродистая вулканогенно-осадочная	Средне-низкотемпературные углеродистые метасоматиты по вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям оскольской серии				
		Воронцовский	Углеродисто-граувакко-сланцевая (молассоидно-флюидная)	Углеродистые сульфидизированные сланцы и гнейсы воронцовской серии				
		Обоянский (21)	Метабазит-гранулит-гнейсовая, углеродистая	Высокоуглеродистые (графитизированные) гнейсы обоянского структурно-вещественного комплекса				
Платиносодержащая золото-железорудная	Pt-Pd-Au	Курский (1, 8, 17)	Железисто-кремнисто-сланцевая	Железистые кварциты курской серии				
Золото-палладий-содержащая в колчеданных рудах	Au-Pd	Авильский (19)	Вулканогенно-осадочная, углеродистая зеленокаменных поясов	Графитизированные песчаниково-ортосланцевые горизонты александровской свиты михайловской серии				
Класс экзогенных								
Группа комплексных (Au- U-МПГ) проявлений								
Золото-уран-платиноносных конгломератов	Au-U-МПГ	Стойленский (2, 16, 22)	Карбонатно-метаргауважовая	Металлоносные конгломераты в основании курской серии (кпнагзевская и стайленская свита)				
Платино-золото-содержащих олиг-омиктовых конгломератов и гравелитов	МПГ-Au	Воронежский (23, 32)	Вулканогенно-осадочная	Конгломерат- и гравелитсодержащие отложения зон стратиграфических несогласий, включая горизонты перекрытия («спая») докембрийских и фанерозойских отложений				
Класс техногенных								
Золото-платино-содержащая	Au-Pt-Pd	Курско-белгородский (1, 17)	Хвостотвалы железорудных месторождений	Хвостохранилища Михайловского и Лебединского ГОКов КМА				

Геодинамика и минерогения платиноносных формаций в общей модели эволюции литосферы в раннем протерозое во многом определялось разноранговыми по своей тектонической природе структурами КМА, Хоперского мегаблока и Лосевской шовной зоны.

В формировании литосферы структуры КМА в раннем протерозое отчетливо выделяется [13] четыре этапа протоплатформенный, континентальный рифтогенез с рядом стадий, коллизионный и заключительный раннеплатформенный (рис. 4), каждый из которых отличается составом СВК и ассоциирующих с ними свыше 20 разнотипных рудообразующих систем. Среди них особый интерес представляет группа новых, полигенных по своей природе, нетрадиционных источников платинометалльного и золото-платинометалльного оруденения, ассоциирующего с железистыми кварцитами месторождений-гигантов КМА (курский тип) и разновозрастными черносланцевыми толщами (комплексные платиноид-

но-золоторудные) и их метасоматитами (тимской, старооскольский и кшенский типы; [16, 20, 27, 31, 33, 35-37, 40]). В наращивании благороднометалльного потенциала КМА важное значение представляет и ряд других мало исследованных рудных формаций: а) золото-платино-ураноносная в конгломератах (стойленский тип); б) платиноидно-золотосодержащая кор выветривания железистых кварцитов и сланцев; в) золото-платиносодержащие россыпи; г) золото-сульфидно-кварцевая (платиносодержащая); д) золото-платиносодержащая в сульфидизированных стратифицированных толщах глазуновской серии [4, 7, 10, 16, 20, 27, 31].

В эволюции литосферы ВКМ особая роль принадлежит Лосевской шовной зоне (ЛШЗ), которая сформировалась в результате коллизии Сарматии и Волго-Уралии. Её структура и вещественное наполнение свидетельствует о проявлении различных геодинамических обстановок (рис. 7), отвечающих деструкции Сарматии (лосевская

Модель возникновения и развития континентальной протокоры и эволюции гранит-зеленокаменных областей: а - стадия формирования межплюмовых протодоменов, б - стадия слипания протодоменов и формирования континентальных доменов, в - стадия изостатического выравнивания протоконтинентов

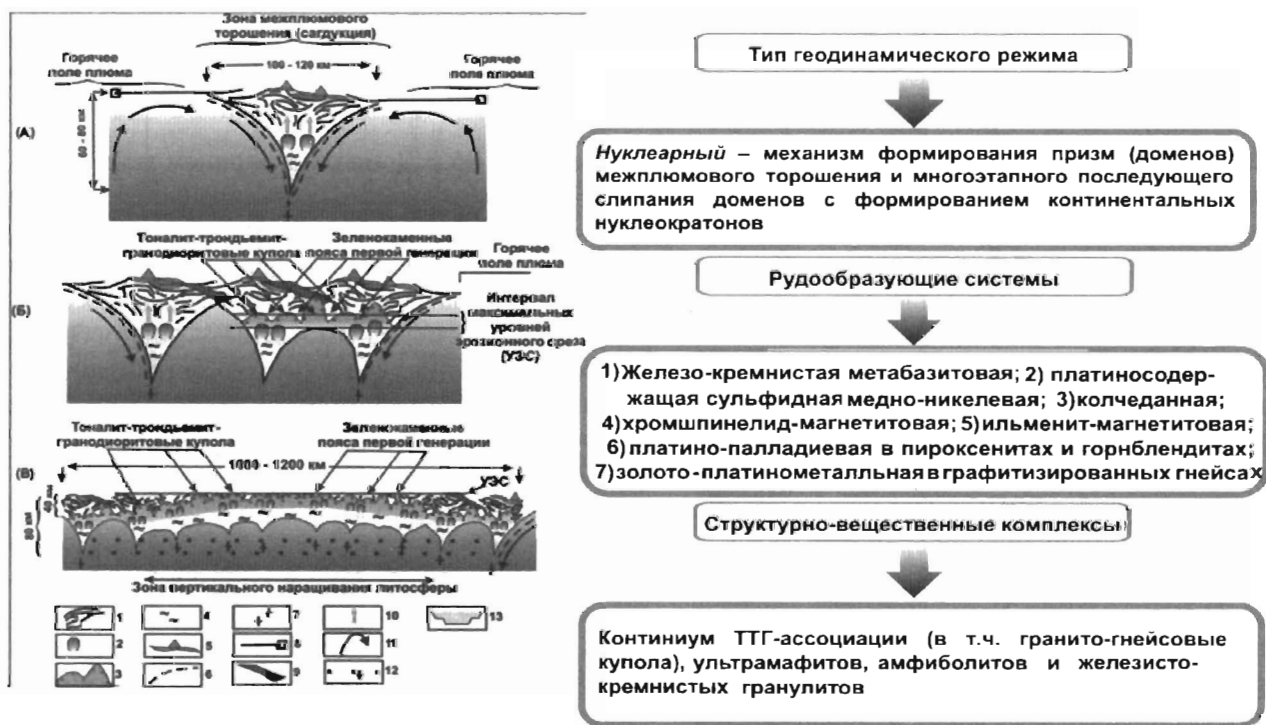


Рис. 4. Геодинамика и минерогения раннеархейского этапа (по [36,37])

1 - коматит-базитовая кора и ее деформированные фрагменты в зонах торшения; 2,3- тоналит-трондьемит-грано-диоритовые купола; 2 - ранней генерации (низкотемпературные эндрбиты), 3 - поздних генераций (калиевые эндрбиты); 4 - "базитовый" континентальный слой реститового происхождения; 5 - известково-щелочные магматические серии зеленокаменных поясов первого типа; 6 - фрагменты базитовой коры, затасенные на глубину нисходящими ветвями плюмов; 7 - эклогитизированные фрагменты базитовой протокоры; 8 - площадные спрединг-зоны надплюмового пространства; 9 - зоны протосу гур; 10 - пути подъема известково-щелочных магматических диапиров; 11 направление адвективного перемещения вещества в плюмах; 12 - литосферная мантия; 13 - бимодальные магматиты зеленокаменных поясов второго типа



Рис. 5. Геодинамика и минерация позднеархейского этапа (по [36])

1 - коматиит-базитовая кора и ее деформированные фрагменты в зонах торшения; 2,3- тоналит-гранодиоритовые купола; 2 - ранней генерации (низкокалиевые эндербиты), 3 - поздних генераций (калиевые эндербиты); 4 - "базитовый" континентальный слой реститового происхождения; 5 - известково-щелочные магматические серны зеленокаменных поясов первого типа; 6 - фрагменты базитовой коры, затасанные на глубину нисходящими ветвями плюмов; 7 - эклогитизированные фрагменты базитовой протокры; 8 - площадные спрединговые зоны надплюмового пространства; 9 - зоны протосутур; 10 - пути подъема известково-щелочных магматических диапиров; 11 направление адвективного перемещения вещества в плюмах; 12 - литосферная мантия; 13 - бимодальные магматиты зеленокаменных поясов второго типа

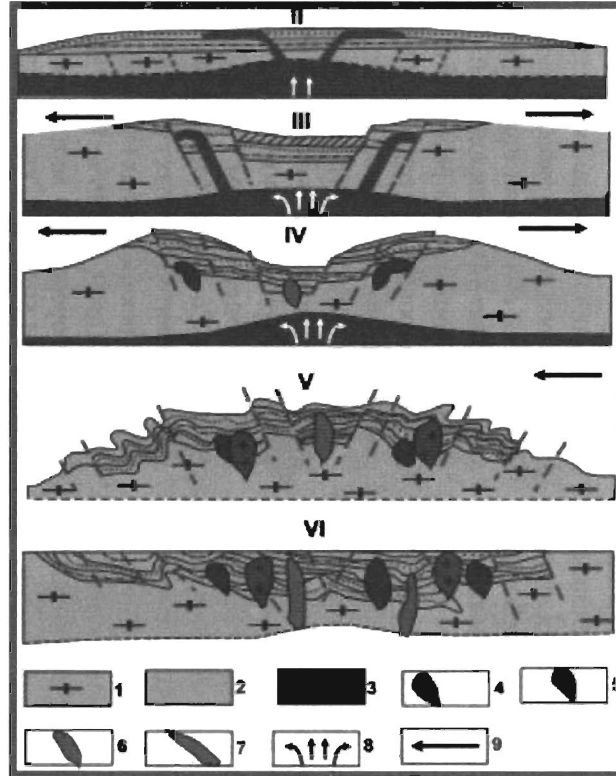
серия, стрелицкий тип и рождественский комплекс габброидов), субдукции под ее восточную в современных координатах границу (лосевская серия, подгоренский тип в ассоциации с усманским плагиогранитным комплексом, а также донская серия в ассоциации с павловским комплексом субщелочных гранитов) и коллизии Сарматии и Волго-Уралии (бобровский, лискинский гранитоидные комплексы, воронежская свита в ассоциации с Байгоровской вулканоплутонической структурой – БВПС и Ольховским платиносодержащим монзонит-габбронорит-гранитным комплексом; [9, 27, 35, 36]).

В секторе Волго-Уралии, участвующей в коллизии, бассейн седиментации (воронцовская серия) формировался на ее пассивной окраине в возрастном интервале 2220 - 2100 млн лет с проявлением внутриплитного периконтинентального магматизма на уровне <2100 - 2060 млн лет (мамонский и еланский мафит-ультрамафитовые комплексы), в связи с автономно развивающимся суперплюмом в условиях растяжения по механизму рассеянного спрединга, сопровождавшего процесс субдукции Хоперского и Курского геобло-

ков [9, 27, 35, 37]. На коллизионном этапе достаточно четко проявлены кульминационная стадия коллизии (~2050 млн лет), которой отвечают коллизионные гранитоиды бобровского комплекса и ее завершающая стадия (~2040 млн лет), в объеме воронежской свиты и БВПС. Многообразие геодинамических обстановок (реактивизация позднеархейских рифтогенных структур, сложные процессы субдукции, сопровождаемые рассеянным спредингом, коллизии и завершающего раннеплатформенного этапа с активным внутриплитным режимом) длительного формирования коры континентального типа и её структурно-вещественной эволюции определили широкий спектр рудных формаций и высокую степень их продуктивности (см. рис. 7). Среди них: а) сульфидная платиносодержащая медно-никелевая (мамонский тип); б) сульфидная платиносодержащая кобальт-медисто-никелевая (еланский тип) в ортопироксенит-норит-диоритовых интрузивах еланского комплекса; в) платиносодержащая хромитовая и титаномагнетитовая (садовский и моховской типы, см. табл. 1); г) малосульфидная платинометаллическая (елань-вязовский тип) в составе

Структура КМА

Геодинамические этапы формирования раннепротерозойской структуры КМА (по [13])



Тип геодинамического режима	Структурно-вещественные комплексы	Рудообразующие системы
Протоплатформенный	Курская железорудная серия, роговская и белгородская свиты оскольской серии	1) Золото-платино-ураноносная кварцевых конгломератов; 2) золото-платиноносная железисто-кремнисто-сланцевая; 3) платиноидно-золото-рудная; 4) золото-кварц-сульфидная (платиноносная); золотосодержащая кор выветривания железистых кварцитов сланцев
Континентальный рифтогенез (II - IV) а) предрифтовая стадия б) собственно рифтовая	а) базальтоиды нормальной щелочности; б) ранняя стадия - молассоидные отложения, высокотитанистые габброиды; поздняя стадия - породные ассоциации кремнисто-карбонатно-терригенных фаций, ограниченно - базальтоиды, пикриты; ультрамафит-мафитовые интрузии (золотухинский тип)	1) Золотоносных россыпей; 2) полигенная золото-платиноносная в сланцах; 3) титан-ванадиевая
Коллизионный (V)	Стойло-николаевский габбродиорит-гранитный (2085±5 млн. лет), шебекинский сиенитовый (2066±14 млн. лет), малинский гранитный; андезиты глазуновской свиты	1) Золото-сульфидно-кварцевая (платиносодержащая) и галенит-сфалеритовая; 2) грейзеновая касситерит-силикатная; 3) редкоземельная уран-ториевая; 4) полиметаллическая; 5) редкометалльная (в сподуменовых пегматитов); 6) золото-платинометаллическая колчеданная в метасоматитах; 7) золото-платиносодержащая в стратифицированных толщах (глазуновская свита)
Раннеплатформенный (VI)	Трапповая формация (смородинский комплекс; 2060±10 млн. лет); щелочные субультрамафитовы с карбонатитами (дубравинский комплекс)	1) Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием; 2) малосульфидная платинометаллическая; 3) сульфидная платиноидно-медно-никелевая; 4) апатит-магнетитовая платиносодержащая в карбонатитах и др.

Рис. 6. Геодинамика и минерагения раннепротерозойского этапа

1 – протокора серогнейсового состава; 2 – ассоциация пород стадии рифтогенеза; 3 – подкоровый слой верхней мантии; 4 – коллизионные гранитоиды; 5 – базальты повышенной щелочности; 6 – базальтоиды нормальной щелочности; 7 – траппы; 8 – векторы тепломассопереноса; 9 – векторы тектонического напряжения

мамонского ультрамафит-мафитового комплекса; д) колчеданная палладий-ртуть-золото-серебряная и платороднометалльно-содержащая в углеродистых сланцах и гнейсах (воронцовский тип) и др. [4, 8, 10, 14-17, 22, 24, 27, 35, 37].

Специфика металлогенического облика СВК раннеплатформенного этапа, состав и закономерности размещения золото-платинометалльного оруденения определяются глубиной подкорковых выделок магматических расплавов и локализацией ассоциирующих с ними РМС преимущественно в зонах глубинных, нередко реактивизированных разломах и “горячих точках” в условиях прогрессивно стабилизирующей мегаструктуры ВКМ как составной части Восточно-Европейской платформы. Среди РМС этого этапа выделяются: а) золото-сульфидно-кварцевая в вулканиках глазуновской серии; б) платиносодержащая сульфидная медно-никелевая и в) мало-сульфидная платинометалльная в дифференцированных троктолит-габбро-долеритовых (трапповых) интрузивах смородинского и новогольского комплексов (смородинско-новогольский тип); г) платиносодержащая апатит-магнетитовая в карбонатах дубравинского щелочно-ультрамафитового комплекса КМА [20, 27, 35, 37].

Таким образом, смена геодинамических и эндогенных режимов в процессе длительного ($AR_1 - PR_1^2$) формирования докембрийской литосферы ВКМ сопровождалось: 1) изменением типов СВК, составов и формационной принадлежности входящих в них магматических образований; 2) возрастающим разнообразием магматических и метаморфических формаций, увеличением мафитовых породных ассоциаций и роли ассимиляционных процессов, внутрикамерной дифференциации и флюидно-магматического расслоения, типов метаморфических преобразований; 3) возрастанием спектра золото- и золото-платиноносных РС и степени их продуктивности, при общем тренде увеличения в них роли Au и Pd относительно Pt.

Важно особо подчеркнуть пространственное совмещение разновозрастных и разноформационных благороднометалльных рудообразующих систем и многоярусный характер размещения разнотипных месторождений, проявлений и потенциально рудоносных комплексов и, как следствие, появление крупных и уникальных золото-платиносодержащих и платинометалльных рудоносных объектов, определяя, тем самым, их полиэлементный состав и высокий металлогенический потенциал отдельных рудных районов Центральной России.

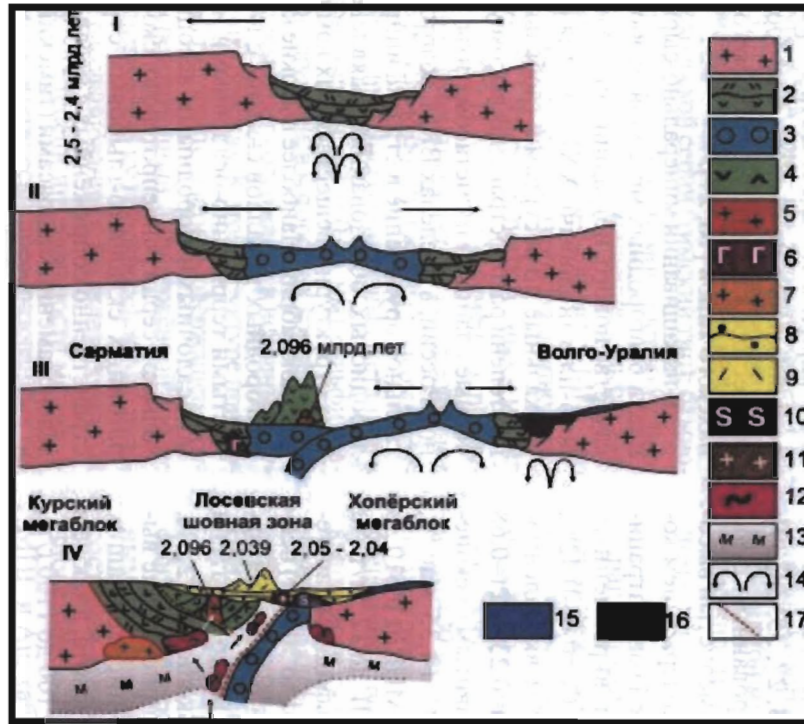
Полигенность условий формирования и пространственно-временная связь рудной минерализации с различными по составу и формационной принадлежности рудообразующими и рудоконтролирующими структурно-вещественными комплексами, сформировавшимися в геодинамических режимах наиболее интенсивной эндогенной активизации и структурной дифференциации земной коры, не только обуславливают в совокупности многообразие формационно-генетических типов платинометалльного оруденения ВКМ, но и определяют минералого-геохимический облик, масштабы и степень продуктивности рудообразующих систем [18, 20, 27, 31].

При значительном многообразии формационно-генетических типов платинометалльного оруденения, широко развитого в докембрийском фундаменте региона, с разной степенью разведаны и изучены, по существу, лишь три группы платинометалльных месторождений и проявлений: 1) сульфидные платиноидно-медно-никелевые [3, 4, 14, 15, 17, 22, 23, 27, 35, 37]; 2) комплексные золото-платинометалльные в железистых кварцитах и 3) в черносланцевых толщах [16, 19, 25-27, 29, 30, 31-35, 37, 40].

Из шести выделенных в докембрийском фундаменте типов сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения, связанных с различными геодинамическими обстановками (см. рис 3-7, табл. 1), наиболее важными в промышленном отношении являются два: а) мамонский (Нижнемамонское, Подколдновское, Юбилейное месторождения и свыше 30 разновысотных проявлений), ассоциирующий с дунит-перидотит-пироксенит-габброноритовой (возраст $2100-2080 \pm 14$ млн лет); б) еланский (Еланское, Ёлкинское месторождения и около 20 рудопроявлений), генетически связанный с субвулканической ортопироксенит-норит-диоритовой ($2065-2050 \pm 14$ млн лет) формациями рассеянного спрединга и реактивизированных структур Хопёрского мегаблока ВКМ (см. рис.3, табл.1)

Ведущая роль в интрузивных ультрамафитовых дифференциатах мамонской группы месторождений (рис. 8) принадлежит вкрапленным рудам с содержанием Ni до 0,5-0,7 мас.%, Cu=0,71%, Co=0,04%, МПГ=0,54 г/т, при ограниченном развитии богатых густовкрапленных, массивных и брекчиевидных (Ni=1,67-5,93 мас.%, Cu до 4,01%, Co=0,08-0,19%, МПГ до 1,5 г/т). В составе месторождений мамонского типа богатые (Ni=1,25-14,50 мас.%, Cu=0,44-10,0%, Co=0,13-

Посевская шовная зона и Хопёрский мегаблок



Тип геодинамического режима	Структурно-вещественные комплексы	Рудообразующие системы
Деструкция архейского блока Сарматии	Посевская вулканогенная и вулканогенно-осадочная серия (стрелицкий тип с контрастным вулканизмом)	
Субдукция а) Сектор Сарматии б) Сектор Волгоуралии	а) Непрерывно дифференцированный тип вулканитов (подгоренская толща посевской серии), плагиограниты усманского и мафиты рождественского комплексов; б) мафит ультрамафитовый мамонский и еланский комплексы в пределах Хоперского блока	(а)1) Палладий-ртуть-золото серебрянная колчеданная благороднометаллосодержащая и графитовая (в воронцовской серии); 2) титаномagnetитовая; 3) малосульфидная платинометаллическая; (б) 4) сульфидная платиноидно-медно-никелевая (мамонский тип); 5) платиносодержащая хромитовая; 6) сульфид-сульфоарсенидная кобальт-никелевая (в метасоматитах); 7) сульфидная кобальт-медистоникелевая (еланский тип); 8) золото-кварц-арсенидная
Коллизия (включая позднюю стадию орогенеза)	Гранитоиды бобровского и лискинского комплексов, вулканогенно-осадочные породы воронежской свиты, Байгоровская вулканоплутоническая структура, габбро-норит-монзонит-гранитовый ольховский комплекс	1) Редкометаллическая и оловомолибден-вольфрамовая; 2) золото-сульфидно-кварцевая; 3) урановая и германий-галлиевая; 4) малосульфидная платинометаллическая (ольховский тип); 5) сульфидная медно-никелевая; 6) золото-кварцевая; 7) золотоносных россыпей
Раннеплатформенный этап	Тралповая троктолит-габбродолеритовая (новогольский комплекс), щелочные сиениты артюшковского комплекса	1) Платиносодержащая титан-магнетитовая с ванадием; 2) малосульфидная платинометаллическая; 3) сульфидная платиноидно-медно-никелевая; 4) редкоземельно-уран-ториевая

Рис. 7. Геодинамика и минерогения раннепротерозойского этапа

1 – континентальная кора; 2 – стрелицкая толща посевской серии; 3 – океаническая кора; 4 – подгоренская толща посевской серии; 5 – усманский комплекс; 6 – рождественский комплекс; 7 – павловский комплекс; 8 – воронежская свита; 9 – Байгоровская вулканоплутоническая структура; 10 – шукавский комплекс; 11 – ольховский комплекс; 12 – магматический очаг; 14 – восходящий поток; 15 – воронцовская серия; 16 – мамонский и еланский комплексы; 16 – надви

2,2%, Au до 0,9 г/т, МПГ=0,6-2,7 г/т) платиноидно-медно-никелевые и никель-кобальтовые руды ассоциируют с широко развитым (до 10-12% объёма формации) разновозрастным дайковым комплексом [38, 39]. В целом, руды мамонского типа характеризуются невысокими содержаниями МПГ, среди которых на долю Pd, Pt и, отчасти, Rh и Ru приходится до 90-95% от всей суммы платиноидов. Установлено: а) повышенные концентрации МПГ в богатых по содержанию Ni, Cu, Co рудах; б) заметное преобладание Pt над Pd ($Pd/Pt < 0,9$) в ликвационных рудах и более чем двух-восьмикратное возрастание Pd (до 2,5 г/т), относительно Pt (до 0,30 г/т) в инъекционных; в) значительное увеличение концентраций МПГ в халькопирит-пентландит-пирротиновых рудах, содержащих обогащённые Pd (0,20-0,25 мас.%) и Pt (0,12-0,15 мас.%) минералы более позднего, пневматолит-гидротермального по своей природе, арсенид-сульфоарсенидного парагенезиса.

Специфические условия формирования пород и руд из гибридного кремнисто-магнезиального (бонинитоподобного) сульфидоносного расплава, возникшего в результате контаминации исходных мантийных (коматиитовых) магм коровым материалом, определяют уникальность структурно-вещественных, петролого-геохимических и рудно-формационных граничных признаков крупного по запасам и ресурсам еланского типа (рис. 9) платиноидно-медно-кобальт-никелевых месторождений [3, 4, 15, 17, 20, 22, 23, 27, 35, 38, 39]: а) присущий коматиит-ассоциированным сульфидно-никеленосным РМС маломедистый высоконикелистый (с повышенным содержанием кобальта) состав руд с возрастающей концентрацией МПГ по мере перехода от вкрапленных ($Ni=0,87-1,45$ мас.%, $Cu=0,11\%$, $Co=0,04-0,42\%$, МПГ=0,30 г/т) к более медистым вкрапленно-прожиковым ($Ni=6,66$ мас.%, $Cu=0,23\%$, $Pt=0,68$ г/т, $Pd=1,3$ г/т) и ограниченно развитым брекчиевидным и массивным ($Ni=8,01-14,35$ мас.%, $Cu=0,28-1,17\%$, $Co=0,25-0,32\%$, МПГ от 0,510 до 1,43 г/т, в отдельных случаях МПГ до 12,5 г/т, Au до 2,5 г/т); б) ведущая роль в сульфидном парагенезисе палладийсодержащего (Pd до 300 г/т) пентландита (до 30-50%) и палладий-родийсодержащего пирротина (Pd до 100 г/т, Rh до 200 г/т) и крайне низкие содержания халькопирита (2,5%, иногда до 10-15%), постоянное присутствие высокохромистых цинк- и рутенийсодержащих хромшпинелидов, самородного золота, а также в разной мере обогащённых Pt (от 100 до 1100 г/т),

Pd (200-3100 г/т), Rh (100-1900 г/т) и Au (100-2000 г/т) сульфоарсенидов при максимальных концентрациях МПГ (Pt, Pd, Rh, Ir до 19,0 кг/т) и Au (до 4,5 кг/т) в палладий-иридий-платиновой разновидности брейтгауптита; в) высокий уровень извлечения МПГ (64,3%, в том числе Pd до 94,3%) при содержании в концентрате Pt и Pd=2,13 г/т, Au=1,58 г/т, Ag=24,9 г/т. Установлена отчётливая корреляция Pt и Pd прежде всего с Ni и As (рис. 10).

По предварительным данным общий металлогенический потенциал этих типов месторождений и рудопоявлений составляет: Ni – около 4,0 млн т, Cu=1,2 млн т, Co=около 1000 т, платиноидов – порядка 250 т, Au=200 т. Кроме того, в пределах ВКМ и Хопёрского мегаблока, единичными скважинами, выявлен ряд крупных магматических тел с возрастом 2,06 и 1,8 млрд лет (смородинский и новогольский комплексы), которые обнаруживают значительную аналогию с Норильским никель-платиноносным районом. Предварительно, ресурсы оцениваются: Ni=4547,9 тыс. т, Cu=3317,8 тыс. т + Co=177,7 тыс. т, платиноидов ~ 980 т.

Широкое развитие в докембрийском фундаменте ВКМ крупных (свыше 200 км²) дифференцированных плутонов ультрамафит-мафитового и мафитового состава в мамонском и новогольском комплексах с горизонтами тонкоритмичного чередования контрастных по составу пород с малосульфидной платинометалльной минерализацией определяет вероятность открытия в регионе уникальных по запасам благородных металлов месторождений стиллуотерского и верхнеталнахского типов [16, 27].

В наращивании минерально-сырьевого потенциала благородных металлов особое значение в качестве нового, нетрадиционного источника золото-платинодобычи XXI столетия приобретают уникальные по ресурсам и глобальные [2, 5, 31] по степени распространения высокоуглеродистые чёрные сланцы и их метасоматиты. В Центральной России, в пределах ВКМ, золото-платинометалльное оруденение в стратифицированных углеродистых образованиях выявлено в составе всех структурно-вещественных комплексов раннего докембрия. Наиболее высокие концентрации благородных металлов связаны с высокоуглеродистыми терригенно-осадочными и вулканогенно-осадочными породными ассоциациями оскольской серии раннепротерозойских интракратонных складчато-глыбовых структур, пространственно сопряжённых с позднеархейскими зеленокаменными поясами (тимский и кшенский

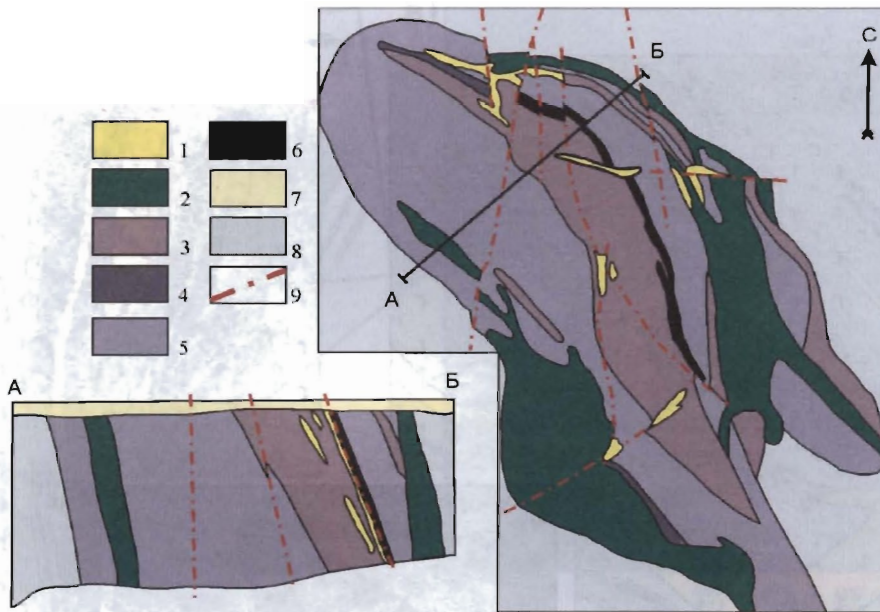


Рис. 8. Схематическая геологическая карта и разрез

Нижнемамонского месторождения сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд

1 — диориты; 2 — габбронориты; 3 — перидотиты и плагиоперидотиты; 4 — оливиновые пироксениты; 5 — серпентиниты (апоперидотитовые); 6 — аподунитовые серпентиниты (рудные) и рудные тела; 7 — породы осадочного чехла; 8 — вмещающие породы воронцовской серии; 9 — тектонические нарушения

типы; [19, 27, 31, 32, 35, 37]).

Золото-платинометалльное оруденение в раннепротерозойских стратифицированных черносланцевых структурно-вещественных комплексах, наиболее полно проявившееся в крупной (протяжённость 130 км при ширине 30-50 км) Тим-Ястребовской структуре КМА (рис. 11), характеризуется [3, 4, 5, 19, 31, 32]: а) локализацией в нижней углеродистой терригенно-осадочной части разреза тимской свиты оскольской серии (тимский тип); б) многоуровневым (5-7 горизонтов, мощностью от первых метров до 25-30 м) размещением, высокими концентрациями Au (до 2200-3500 мг/т), МПГ (до 2000 мг/т), РЗЭ; в) отчётливой корреляционной связью МПГ и Au с С, S и рядом петрогенных и малых (Ni, Cu, Co, Cr, Zn, Ti, V, P и др.) элементов, преимущественно базальтоидным типом распределения МПГ ($Pd(?) > Pt > Rh > Ru > Ir(?) > Os(?)$); г) высокой степенью концентрирования благородных металлов в наиболее тонкозернистой (<0,06 мм) сульфидно-углеродистой фракции, в которой их концентрации в 5-16 раз превышают содержания в исходных (рудовмещающих) породах. К этой структуре приурочен кшенский тип золото-платиносодержащего оруденения, сосредоточенный в протяжённой (более 100 км при ширине 2-8 км) Воскресеновской рудоносной зоне расланцованных, катаклазированных и различных по степени интенсивности метаморфически и метасоматически преобразованных ос-

новных и ультраосновных вулканитов и углеродсодержащих вулканогенно-осадочных пород верхней части разреза тимской свиты (рис. 12).

Характерными особенностями кшенского типа оруденения являются [27, 31, 32]: а) отчётливая пространственно-временная связь золото-платиносодержащих руд с зонами повышенной сульфидной минерализации, определяющая принадлежность оруденения к сульфидно-вкрапленному типу с ведущей ролью пирит-пирротинового и арсенопирит-пиритового минеральных парагенезисов при крайне ограниченном проявлении жильного сульфидно(пирит)-кварцевого типа; б) резкое преобладание Au (230-6500 мг/т, иногда до 20100 мг/т) над Pt (60-680 мг/т, в редких случаях до 18000 мг/т) и Pd (50-100 мг/т, иногда до 400 мг/т); в) значительная аналогия по геолого-структурному положению, характеру рудовмещающих пород, условиям локализации бескварцевого сульфидно-вкрапленного типа оруденения с рядом известных крупных месторождений (Калгури в Австралии, Гейта в Танзании, Вендерер в Южной Родезии [27, 31]).

Золото-платинометалльное оруденение тимского и кшенского типов характеризуется сложным многокомпонентным, полиминеральным составом (свыше 60 рудных минералов, в том числе более 20 собственных минеральных фаз МПГ и Au; табл. 2) и многообразием форм рас-

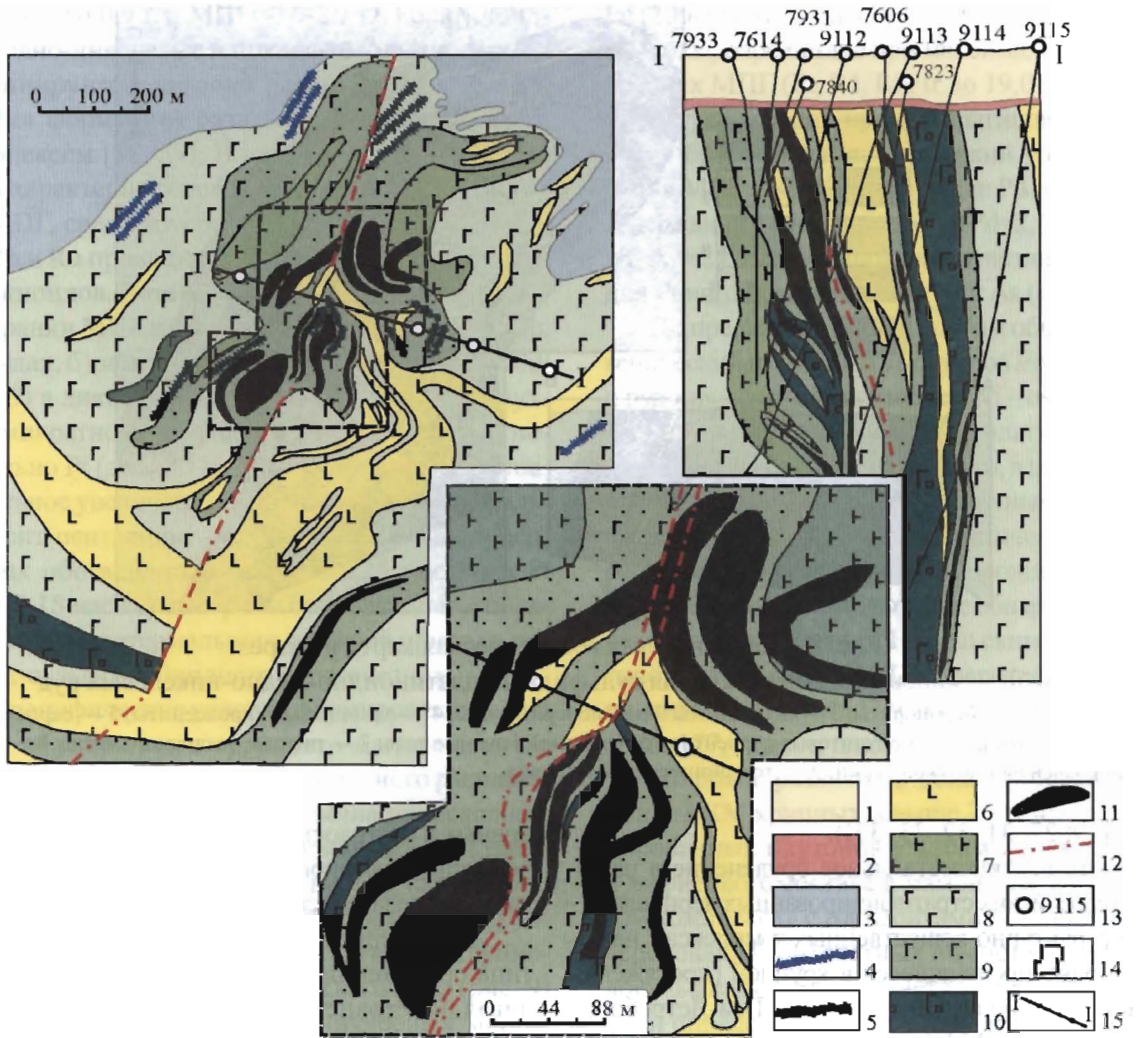


Рис. 9. Схематическая геологическая карта Еланского месторождения

1 — породы платформенного чехла (на разрезе); 2 — кора выветривания на кристаллическом фундаменте (на разрезе); 3 — песчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 4 — дайки порфиров, лампрофиров; 5 — диориты второй интрузивной фазы еланского комплекса; 6 — норит-порфиры жильные; 7 — нориты тонкозернистые (“фельзические”); 8-9 — нориты мелко-среднезернистые (8) и порфиридные нориты (9); 10 — габбро-нориты оливинные и безоливинные мамонского комплекса; 11 — рудные тела; 12 — тектонические нарушения; 13 — скважины и их номера; 14 — контур врезки; 15 — линия геологического разреза

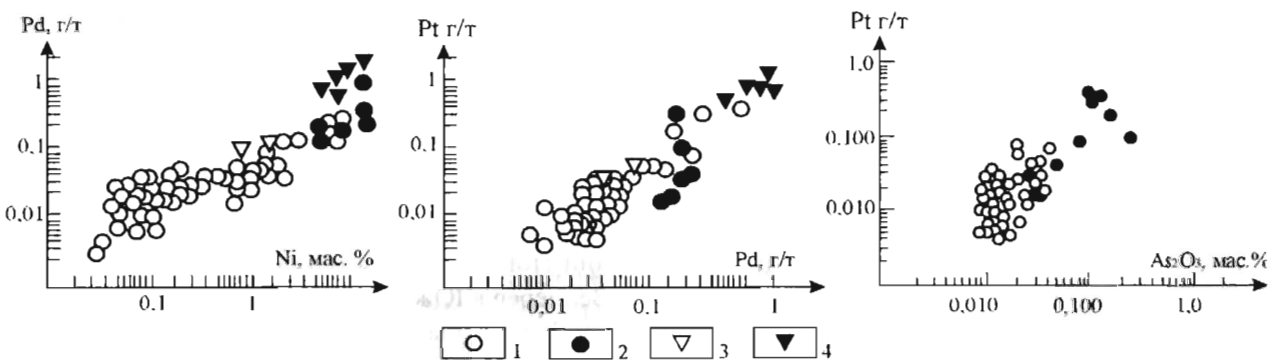


Рис. 10. Особенности распределения Pt, Pd, Ni и As_2O_3 , бинарные диаграммы зависимости Pt-Ni (а), Pt-Pd (б) и Pt- As_2O_3 в рудах Еланского месторождения (по [27,28,39])

1 — вкрапленные руды в норитах, 2 — массивные руды в норитах, 3 — вкрапленные и гнездово-шиповые руды в жильных ортопироксенитах, 4 — вкрапленные и гнездово-прожилков-вкрапленные массивные руды в жильных роговообманковых габбро и их пегматоидных разновидностях

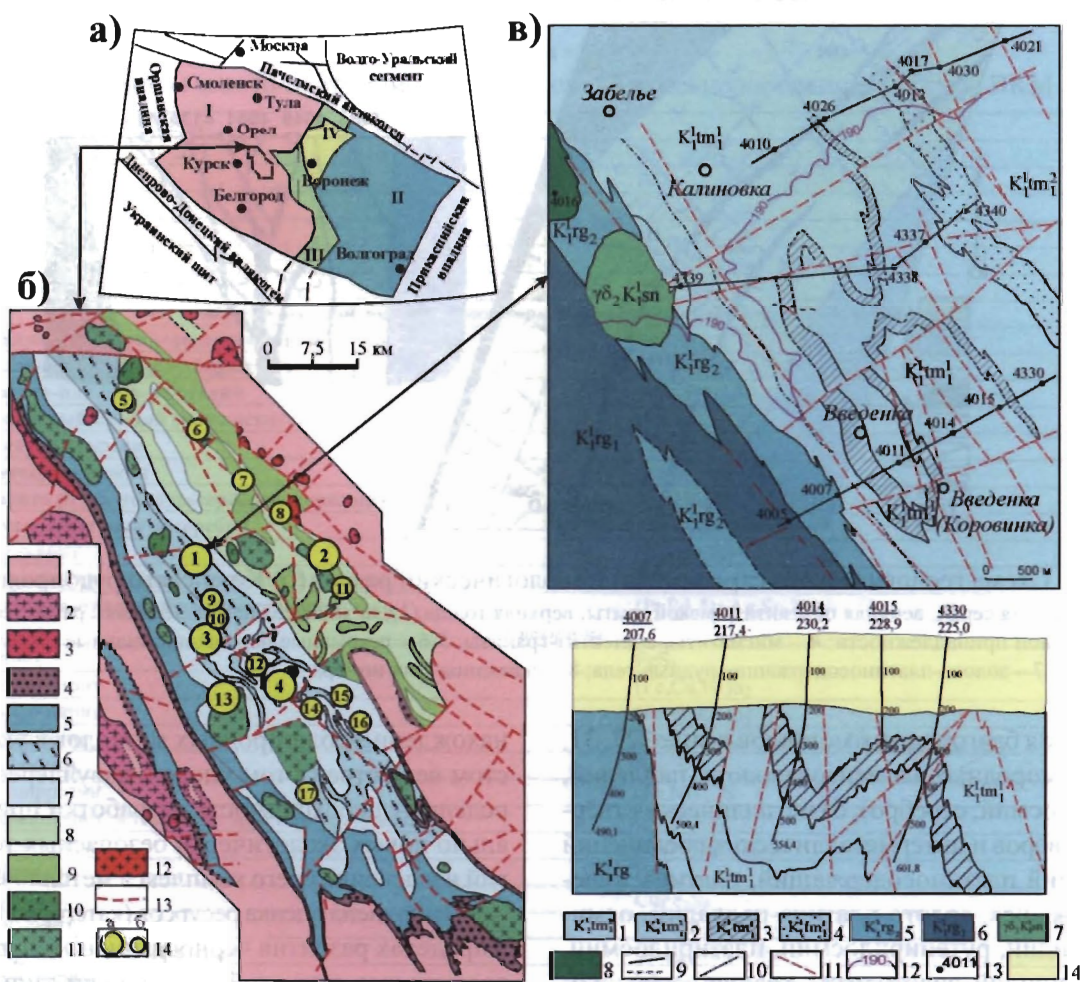


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Тим-Ястребовской золото-платиноносной структуры ВКМ (б), ее местоположение на ВКМ (а) и геологическая схема Луневско-Введенского участка центральной части Тим-Ястребовской структуры с разрезом (в)

а) I – мегаблок КМА; II – Хоперский мегаблок; III – Лосевская шовная зона; IV – Ольховско-Шукавская грабенсинклираль; много-утольником обозначено местоположение Тим-Ястребовской структуры; б) 1 – обоянский плутоно-метаморфический комплекс (AR_{ob} ; плагиогнейсы, прослои и линзы амфиболитов, прослои кварцитов); 2 – салтыковский комплекс мигматит-плагиогранитовый (AR_{sl} ; плагиограниты, тоналиты, гранодиориты); 3 – атамановский комплекс умеренно-щелочных гранитов (AR_a ; граниты умеренно щелочные плагиоклаз-микроклиновые); 4-12 – раннекарельские образования: 4 – курская серия (K_{ks} ; кварцито-песчаники, сланцы, железистые кварциты); 5-9 – оскольская серия: 5 – роговская свита (K_{rg} ; карбонатные сланцы, кварц-биотитовые сланцы, доломиты, известняки); 6-9 – тимская свита, нижняя и верхняя подсвиты: 6-7 – нижняя тимская подсвита (K_{tm_1}); 6 – существенно терригенная: углеродистые сланцы, метапесчаники, метаалевролиты; 7 – вулканогенно-терригенная: ортосланцы основного и среднего состава, амфиболиты, углеродистые сланцы; 8-9 – верхняя тимская подсвита (K_{tm_2}); 8 – нижняя терригенно-углеродистая толща (метапесчаники, сланцы, карбонатные сланцы, амфиболиты); 9 – верхняя вулканогенная толща (ортосланцы ультраосновного, основного и реже среднего состава, амфиболиты, метапесчаники); 10 – золотухинский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс (K_{z}); 11 – стойло-николаевский диорит-гранодиоритовый комплексе (K_{sn}); 12 – малиновский гранитный комплекс (K_m); 13 – тектонические нарушения; 14 – разномасштабные по ресурсам (а, б) благороднометалльные рудопоявления: 1 – Луневское, 2 – Кшенское, 3 – Погоженское, 4 – Прилепское, 5 – Сергиевское, 6 – Верхне-Березовское, 7 – Луговское, 8 – Панское-I, 9 – Северо-Тимское, 10 – Тимское, 11 – Рогозёцкое, 12 – Южно-Погоженское, 13 – Роговское, 14 – Зареченское, 15 – Петровское, 16 – Безленкинское, 17 – Крутоверховское; в) 1 – нижнетимская подсвита, верхняя толща: ортосланцы по породам основного состава (амфиболовые, актинолит-амфиболитовые сланцы) амфиболиты; 2-4 – нижнетимская подсвита: 2 – горизонт углеродсодержащих кварц-биотитовых сланцев с прослоями кварцито-видных песчаников, метапесчаников, карбонатных пород умеренно сульфидизированных, гранатсодержащих; 3 – горизонт углеродистых кварц-плагиоклаз-слодистых золото-платиноносных сланцев с широким развитием карбонатных, карбонат-амфиболовых пород, тремолититов, доломитов с повышенным содержанием сульфидов; 4 – горизонт черных, темно-серых углеродистых кварц-биотитовых сланцев, алевросланцев с прослоями метапесчаников умеренно сульфидизированных; 5 – роговская свита, верхняя подсвита: доломиты, амфибол-карбонатные породы, сланцы; 6 – роговская свита, нижняя подсвита; 7-8 – интрузивные образования: 7 – стойло-николаевский комплекс, вторая фаза: гранодиориты и кварцевые диориты; 8 – первая фаза: габбро, габбродииориты; 9 – геологические границы: достоверные и предполагаемые; 10 – границы разновозрастных образований (фациальные) внутри стратиграфических подразделений; 11 – разломы; 12 – абсолютная отметка кристаллического фундамента; 13 – местоположение и номера пробуренных скважин; 14 – породы осадочного чехла

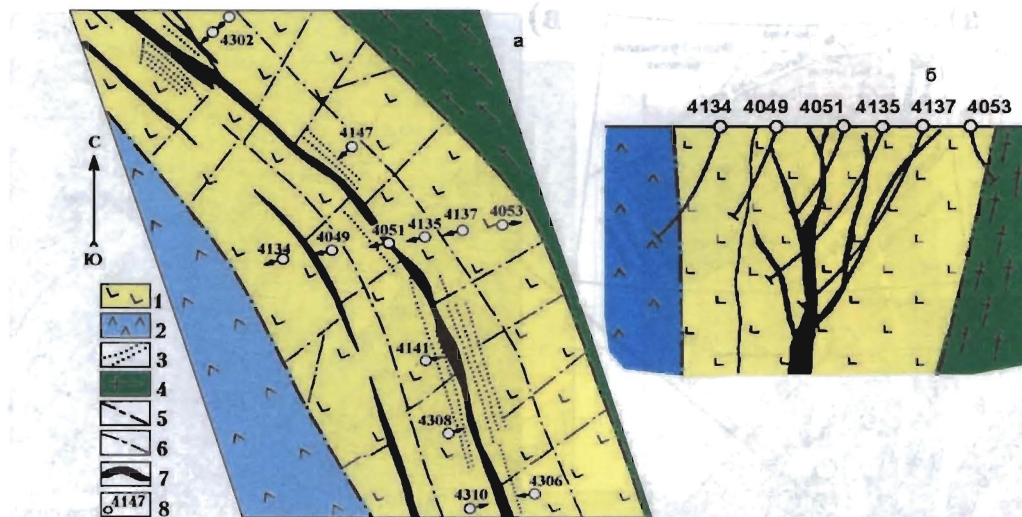


Рис. 12. Схема геологического строения (а) и геологический разрез (б) Кшенского рудопроявления 1-2 – оскольская серия, верхняя подсвита тимской свиты: верхняя толща (1), нижняя толща (2); 3 – дайки разного состава и формационной принадлежности; 4 – мигматиты, анатектит-граниты; 5-6 – разрывные нарушения: главные (5) и второстепенные (6); 7 – золото-платиносодержащие рудные тела; 8 – скважины и их номера

пределения благородных металлов в виде [27, 31, 32]: а) самородных элементов (золото, палладий, платина, осмий, серебро); б) металлических твёрдых растворов и интерметаллических соединений – палладий платиносодержащий, платина железосодержащая, золото-платина-палладий, осмистый иридий, рутениридосмин, платиридосмин, платосмиридий, золото ртуль-теллур-серебросодержащее, амальгама золота-серебра, аркверит, станнид палладия (неназванный минерал), платина-палладий-золото-серебро-олово; в) сульфидов, теллуридов антимонидов, селенидов и сульфосолей МПГ, Au и Ag – сперрилит, ирарсит, гёссит, селенид палладия и платины (неназванный минерал), тестибиопалладинит, антимонид палладия и золота (неназванный минерал) и др.; г) примесей в основных платино-палладий-золотосодержащих рудообразующих сульфидах (мас.%) – пирротине (Au до 0,27, Pt до 0,27 и Pd до 0,13), пирите (Pt до 0,18, Au до 0,17 и Pd до 0,03), халькопирите (Pt до 0,60, Au до 0,16 и Pd до 0,08), сфалерите (Pd до 0,06) и других спорадически развитых сульфидах, сульфидарсенидах, сульфоантимонидах и теллуридах – арсенопирите (Au до 0,32, Pt до 0,18), пентландите (Au=0,13, Pt до 0,07, Pd до 0,04), галените (Pt до 0,15, Au до 0,10), молибдените (Pd до 0,14, Au до 0,07), теллурувисмутите (Pt до 0,95, Au до 0,35, Pd до 0,08), ульманите (Pt до 0,17, Au до 0,11, Pd до 0,08), алабандине (Pd до 0,13, Pt до 0,10, Au до 0,10), герсдорфите (Pt до 0,22, Au до 0,31, Pd до 0,02), кобальтине (Pd до 0,03), которые в совокупности с

нахождением благородных металлов в углеродистом веществе (в том числе и в фуллеренах) определяют необходимость разработки принципиально новых экологически безопасных технологий извлечения всего комплекса металлов [30-32].

Выполнена оценка ресурсов (категории P_1 - P_2 - P_3) в пределах развития черносланцевых толщ и метасоматитов (тимской и кшенский типы) Тим-Ястребовской структуры (Au=1754 т, МПГ=763 т, сумма Au и МПГ=2517 т) и стратиформного черносланцевого старооскольского типа в пределах контура Михайловского железорудного узла (по категории P_2 + P_3 ; Au=520 т, Pt=275 т, Pd=561,6 т; сумма Au и МПГ составляет 1356,6 т).

Новым, нетрадиционным и одним из крупнейших источников МПГ и Au являются уникальные по запасам железные руды (курский тип) и продукты (курско-белгородский тип) горнорудных предприятий КМА. В мегаблоке КМА сосредоточен ряд супергигантских (Михайловское, Лебединское) и гигантских (Коробковское, Стойленское, Стойло-Лебединское) месторождений (рис. 13, 14), связанных с железисто-кремнисто-сланцевой формацией нижнего карелия (в объёме курской серии). Две трети разведанных запасов железистых руд России сосредоточено в этих пяти месторождениях [1, 3, 4, 7, 10, 12, 25-27, 29, 33, 37, 40].

Важнейшим компонентом железистых кварцитов, а также сформировавшихся за их счёт залежей богатых железных руд доверхневизейской коры выветривания являются благородные металлы, выступающие в качестве одного из крупней-

Таблица 2

Минералы золото-платинометалльного оруденения черносланцевого типа ВКМ

Самородные металлы	
Золото	Au
Палладий	Pd
Платина	Pt
Осмий	Os
Медь	Cu
Серебро	Ag
<i>Металлические твердые растворы и интерметаллические соединения</i>	
Палладий платиносодержащий	$Pd_{0,94}Pt_{0,06}$
Платина железосодержащая	$Pt_{0,96}Fe_{0,04}$
Золото-платина-палладий	$Pd_{0,86}Pt_{0,08}Au_{0,04}Fe_{0,02}$
Осмистый иридий (невьянскит?)	(Ir,Os)
Платиридосмин	(Os, Ir, Pt)
Ругениридосмин	(Os, Ir, Ru)
Золото ртуть-теллур-серебросодержащее	$Au_{0,53}Ag_{0,29}Te_{0,07}Hg_{0,02}$
Амальга золота-серебра	$Au_{6,95}Ag_{6,07}Hg_{3,14}$
Аркверит	(Ag,Hg,Pt)
Сганнид палладия (незванный минерал)	$PdSn_2$
Платина-палладий-золото-серебро-олово	(Pt,Pd,Au,Ag,Sn,Zn)
<i>Сульфиды</i>	
Пирит	FeS_2
Ni-Cu-пирит	$(Fe,Cu,Ni)_2S_2$
Ni-Co-пирит	$(Fe,Ni,Co)_2S_2$
Макинавит	$(Fe_{7,86}Ni_{0,89}Co_{0,04}Cu_{0,13}Zn_{0,02})_8S_{8,06}$
Пирротин	$Fe_{1-x}S$
Ni-пирротин	$(Fe,Ni)_{1-x}S$
Пенталандит, в том числе Ag-Pt-Pd-содержащий	$(Fe,Ni)_9S_8$
Халькопирит	$(CuFe)_2S_2$
Марказит	FeS_2
Кубанит	$CuFe_2S_3$
Виоларит	$FeNi_2S_4$
Марганцовистый сфалерит	$(Zn_{0,87}Mn_{0,13})S$
Селенистый галенит	$(Pb_{0,99}Fe_{0,03})_{1,02}(S_{0,77}Se_{0,21})_{0,98}$
Молибденит, в том числе Re-Pd-Au-содержащий	MoS_2
Киноварь	HgS
Дигенит	$Cu_{2-x}S$
Куприт	Cu_2O
<i>Сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, селениды, сульфосоли</i>	
Сперрилит	$PtAs_2$
Ирарсит	(Ir, Ru, Rh, Pt) AsS
Арсенопирит	$(Fe_{0,9}Ni_{0,1})AsS$
Алтаит	$(Pb_{0,95}Fe_{0,13})_{1,08}Te_{0,92}$
Гессит	$(Ag_{1,94}Cu_{0,04})_{1,98}Te_{1,02}$
Ульманит	$(Ni_{0,87}Co_{0,07}Fe_{0,07}Cu_{0,01})_{1,02}Sb_{1,01}S_{0,97}$
Теллурувисмутит	$(Bi_{1,69}Pb_{0,23}Fe_{0,11}Ag_{0,04})_{2,07}(Te_{2,89}Sb_{0,02}Se_{0,01})_{2,92}$
Буланжерит	$(Pb_{4,64}Cu_{0,57}Fe_{0,28})_{5,44}(Sb_{3,92}Sn_{0,02})_{3,49}(S_{10,4}Se_{0,10})_{10,59}$
Клаусталит	$(Pb_{0,98}Cu_{0,02})_{1,0}(Se_{0,78}S_{0,27})_{1,0}$
Цинкосодержащий станнин	$Cu_{1,95}(Fe_{0,97}Zn_{0,11})_{1,08}Sn_{1,02}S_{3,95}$
Станнин	$Cu_{1,98}(Fe_{1,08}Ni_{0,01})_{1,09}Sn_{1,00}S_{3,94}$
Селенид палладия и платины (незванный минерал)	$(Pd_{2,39}Pt_{0,53}Fe_{0,06})_{2,98}Se_{2,02}$
Тетраздрит	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$
Теллурантимонид палладия (тестибиопалладинит (?))	$(Pd_{0,88}Fe_{0,10}Ni_{0,08})_{1,06}(Te_{1,01}Sb_{0,89}Bi_{0,04})_{1,94}$
<i>Оксиды, вольфраматы, молибдаты, фосфаты и др.</i>	
Ильменит	$FeTiO_3$
Магнетит	Fe_3O_4
Рутил	TiO_2
Касситерит	SnO_2
Шеелит	$Ca(W,Mo)O_4$
Перовскит	$(Ca,Ba,Sr)TiO_3$
Титанат бария	$(Ba,Ca)(Ti,Zr)O_4$
Титанат бария и висмута	$(Ba,Bi)_{1-x}(Ti,Nb)O_3$
Бадделит	$(Zr,Hf,Sc)O_2$
Циркон	$Zr[SO_4]$
Барит	$Ba[SO_4]$
Монацит	$(Ce,La,Nd,Th,Y,Gd,Sm)PO_4$
Апатит	$Ca_5[PO_4]_3(F,Cl)$

ших нетрадиционных источников селективной и попутной золото-платинодобычи XXI столетия [3, 4, 7, 12, 26, 27, 29, 33, 35, 40]. Среди разнообразных по составу железных руд выделено [33] пять генетических типов золото-платинометалльного оруденения (табл. 3), каждый из которых характеризуется специфическими условиями локализации, морфологией и масштабами рудных залежей, типом минерализации, содержанием благородных металлов и практической значимостью.

Золото-платинометалльное оруденение железорудных месторождений, подобно рудам черносланцевого типа, КМА характеризуется сложным полиминеральным (более 60 минералов) и многокомпонентным составом [25-27, 29, 33, 35]. Определяющими особенностями благороднометалльного оруденения являются (табл. 4): а) многообразие форм концентрирования и широкое развитие (около 30) собственных минеральных фаз МПГ, Au и сопутствующих им элементов (Ag, Te, Bi) в виде самородных металлов (Au, Os, Ru, Ir, Bi), металлических твёрдых растворов и интерметаллических соединений (рутениридосмин, платрутеносмиридий, иридрутеносмид, электрум, кюстеллит, сплавы Pd-Ag-Cu, Bi-Te-Pd, Au-Cu-Ag, минералы ряда Ru, Ir, Os, Pt, Pd), сульфидов (прассоит, маккинстриит), сульфоарсенидов, теллуридов, висмутидов (мончеит, сперрилит, петцит, гессит, креннерит, цуманит, сильванит, вольтинит, мутманнит, мальдонит и др.); б) ведущая (85-90 об.%) роль в рудном парагенезисе сульфидов и их аналогов при резком преобладании среди них обогащённого Au и отчасти МПГ пирита и пирротина [30].

Отрабатываемые карьерами и шахтами благороднометалльносодержащие железные руды пяти месторождений (Михайловское, Лебединское, Стойленское, Стойло-Лебединское, Коробковское) перерабатываются тремя ГОКами с формированием в процессе обогащения огромной массы хвостотвалов.

Вместе с тем, промпродукты действующих горнорудных предприятий КМА, добывающих и перерабатывающих около 50% железных руд России, являются новым нетрадиционным и одним из крупнейших по ресурсам золота и платиноидов источника, выделяемого в особый курско-белгородский техногенный тип месторождений благороднометалльного сырья XXI века [4, 6, 7, 12, 27, 28, 34, 35, 40].

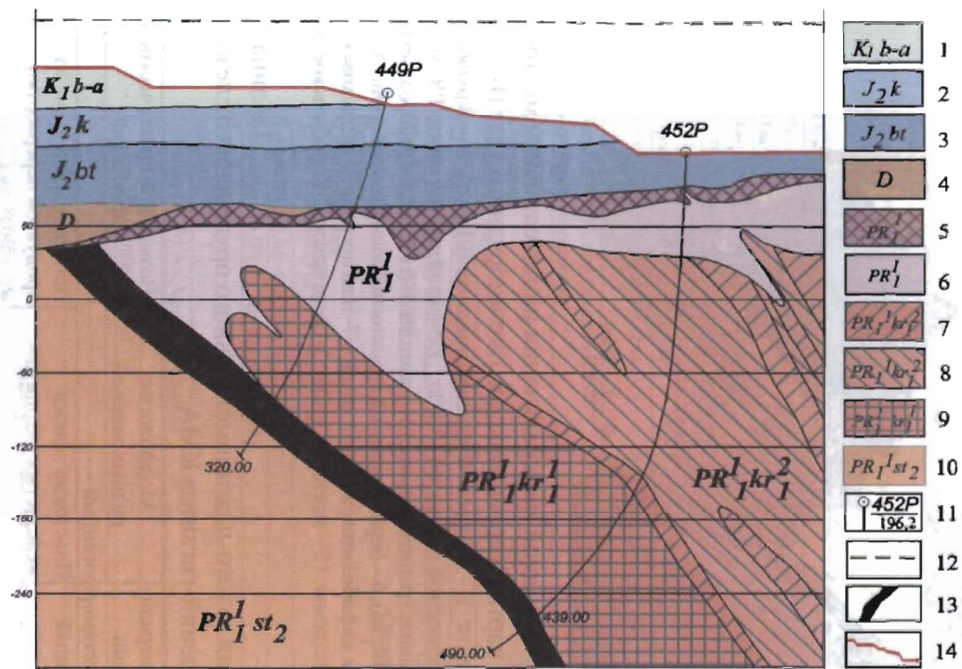
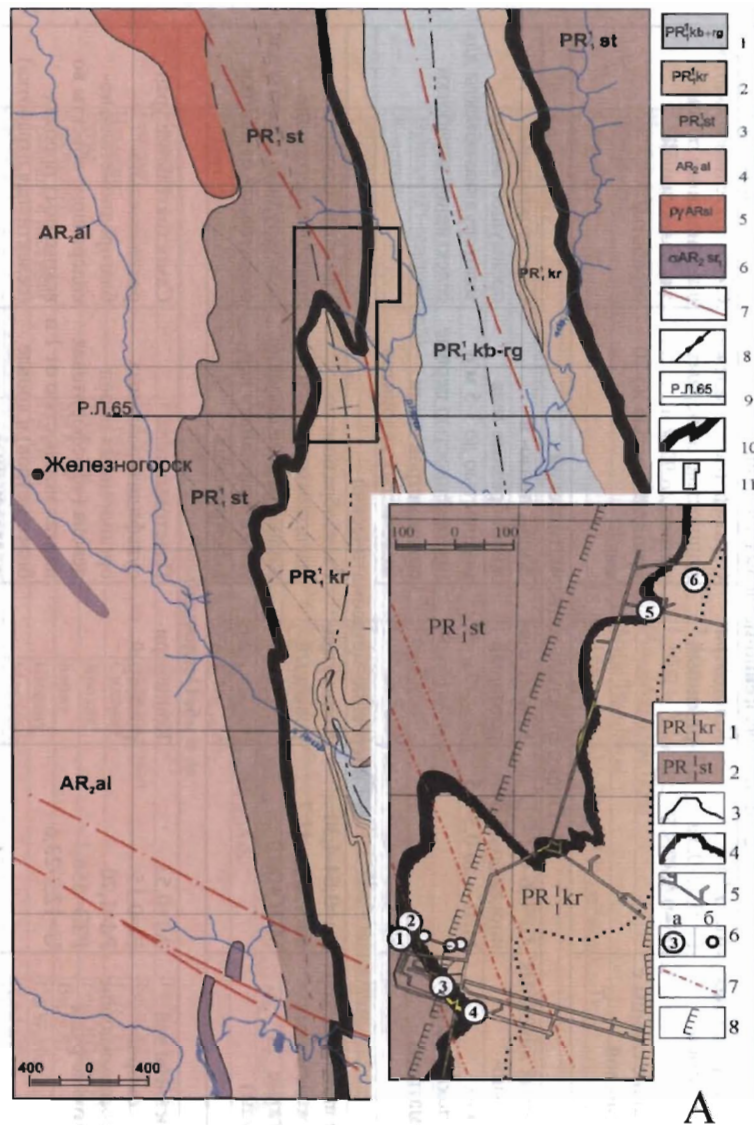
Результаты исследований по распределению благородных металлов в пробах концентратов,

хвостов и продуктах циклов измельчения железных руд на Михайловском и Лебединском ГОКах, обогащенных с использованием концентратора «Knelson 3,5», показывают, что максимальным концентрированием платиноидов и золота характеризуется гравитационный концентрат из песков гидроциклона (Ru=20 мг/т, Rh=80 мг/т, Pd=520 мг/т, Os=50 мг/т, Ir=100 мг/т, Pt=700 мг/т, Au=25200-43500 мг/т) и немагнитная фракция гравитационного концентрата (Pd=400 мг/т, Pt=200 мг/т, Au=15000 мг/т, Ag=9 г/т). Особенно эффективно пески гидроциклонов обогащаются золотом. Его содержание в черновом концентрате из песков гидроциклона на Михайловском и Лебединском ГОКах составило 43500 мг/т и 69300 мг/т при извлечении соответственно 46,3% и 58,4% и высокой степени концентрирования (табл. 5).

При годовом сбросе действующими ГОКами около 50 млн т, за более чем 40 лет накопилось свыше 1,3 млрд т твёрдой массы. При ежегодном поступлении в хвосты обогащения Лебединского и Михайловского ГОКов около 5 т извлекаемого золота и около 3 т платиноидов на базе хвостохранилищ за последние 40 лет создано два крупных техногенных объекта золото-платинодобычи с суммарным содержанием благородных металлов свыше 200 т [12, 27, 28, 34, 40].

Сосредоточенные в промышленных и потенциально-промышленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых типах месторождений (мамонский, еланский, смородинско-новогольский) Хоперского мегаблока значительные запасы и ресурсы цветных (Ni, Cu, Co) и благородных металлов в совокупности с новыми нетрадиционными крупнообъемными источниками МПГ и золота в черносланцевых стратифицированных комплексах, их метасоматитах (тимской, старооскольский и кшенский типы) и в уникальных по запасам железистых кварцитах и их техногенных продуктах (курсский и курско-белгородский типы) КМА являются надежной основой создания в текущем столетии новой Центрально-Европейской базы золото-платинодобычи с целью обеспечения минерально-сырьевой безопасности страны и долгосрочного устойчивого социально-экономического развития крупного Курско-Воронежского региона России.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента РФ «Ведущие научные школы РФ» (НШ-2211.2008.5), РФФИ и Госконтракта Роснаука №02.740.11.021.



Б

Рис. 13. А. Положение золото-платиноносной зоны стратиформного типа Михайловского рудного узла

1 – курбакинская и роговская свиты(PR¹ kb-rg); 2 – коробковская свита(PR¹ kr); 3 – стойленская свита(PR¹ st); 4 – верхний архей, александровская свита(AR₂ al); 5 – разрывные нарушения; 6 – оси складчатых структур; 7 – линия разреза; 8 – рудовмещающая зона стратиформного типа; 9 – контур карты-врезки.

Карта-врезка: Схематический план западного фланга Михайловского месторождения с результатами опробования горных выработок на благороднометалльное оруденение: 1 – коробковская свита; 2 – стойленская свита; 3 – геологические границы; 4 – геологические границы карбонатно-магнетитовых кварцитов; 5 – подземные горные выработки; 6 – благороднометалльные проявления: а) – (в г/т): 1-(Au=0,84; Pd=0,77; Pt=0,13); 2- (Au=0,50; Pd=0,63; Pt=0,12); 3- (Au=2,87; Pd=0,58; Pt=0,30); 4-(Au=4,83; Pd=0,60; Pt=0,21); 5-(Au=2,99; Pd=0,65); 6-(Au=0,86; Pd=0,61); б) - золота с содержанием не менее 0,5 г/т; 7 – разрывные нарушения; 8 – контуры карьера

Б. Положение золото-платиноносной рудовмещающей зоны стратиформного типа в разрезе P-65 Михайловского месторождения

1 – 10 – геолого-стратиграфические образования: 1 – нижнемеловые отложения; 2 – 3 – среднеюрские отложения, келловейский ярус (2), батский ярус (3); 4 – девонские отложения; нижний протерозой: 5 – богатые железные руды; 6 – окисленные железистые кварциты; 7 – 9 – нижняя железорудная подсвита коробковской свиты: вторая пачка, гематит-магнетитовые кварциты (7), магнетит-гематитовые кварциты (8); первая пачка, карбонатно-магнетитовые кварциты (9); 10 – верхнестойленская подсвита; 11 – скважины и их номера; 12 – дневная поверхность; 13 – рудовмещающая зона стратиформного типа золото-платинометалльного оруденения; 14 – контур карьера

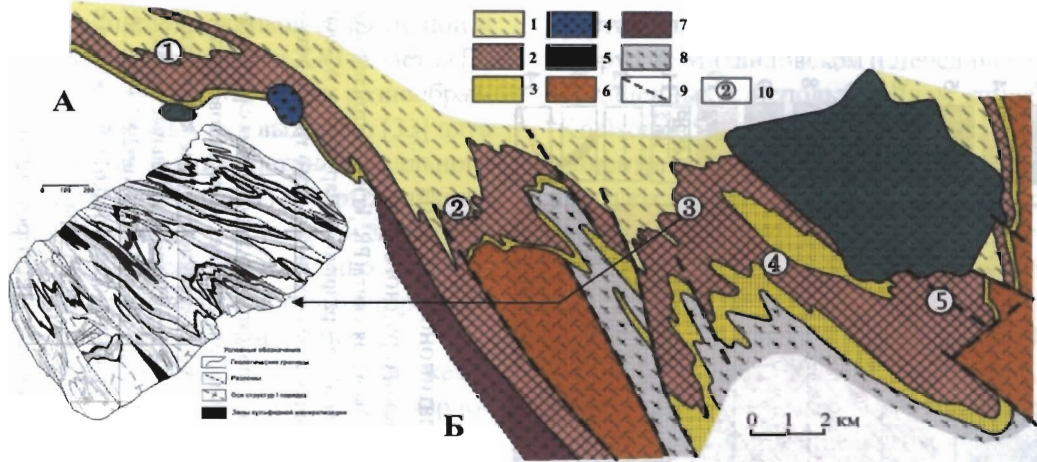


Рис. 14. Карта зон золото-платиносодержащей сульфидной минерализации на Лебединском месторождении (А) и схематическая геологическая карта Старооскольского железорудного узла (Б)
 Нижний протерозой – курская серия: 1-2 – коробковская свита: 1 – верхняя сланцевая подсвита (PR_1^{kr}), 2 – верхняя и нижняя железорудные подсвиты с внутрирудной (нижней) сланцевой подсвитой (PR_1^{kr-st}); 3 – стойленская свита (PR_1^{st}) – кварцитопесчаники, кварц-сланцевые сланцы; 4 – микроклиновые граниты агаманского комплекса ($гPR_1^a$); 5 – габбродиориты, кварцевые диориты стойло-николаевского комплекса ($гд?PR_1^{sn}$); 6 – нерасчлененный гранитогнейсовый комплекс ($пг(AR-PR_1^1)$) – гранитогнейсы, мигматиты, гнейсы, прослои и линзы амфиболитов; верхний архей – 7 – плагиограниты салтыковского комплекса ($гAR_2^{sl}$); 8 – михайловская серия (AR_{mh}); 9 – разломы; 10 – месторождения: 1-Панковское, 2-Коробковское, 3-Лебединское, 4-Стойло-Лебединское, 5-Стойленское.

Таблица 3

Генетические типы и закономерности размещения золото-платинометалльного оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА

Структурно-вещественный контроль оруденения.	Содержание Au, Pt, Pd (г/т).	Тип минерализации	Морфология рудных залежей	Возможное практическое применение
1. Осадочно-метаморфогенный				
Обширные площади развития железистых кварцитов в пределах месторождений.	Низкие (фоновые) Au=0,02-0,12 МПГ до 0,05	Рассеянный	Пластовые залежи железистых кварцитов	Попутное извлечение из продуктов переработки железных руд
2. Метаморфогенно-метасоматический				
Зоны контакта углеродистых сланцев с кварцитами и внутрирудные углеродсодержащие сланцы с обильной сульфидной минерализацией.	Au=0,54-6,18 Pt=0,12-0,30 Pd=0,58-0,77	Концентрированный	Стратиформные залежи мощностью от первых метров до 90 м и протяжённостью до 70 км.	Самостоятельные золото-платиноидные объекты для селективной отработки
3. Гидротермально-метасоматический				
Серия прерывистых линейных зон гидротермально-метасоматических образований с локальными зонами метасоматитов	Au=0,6-6,2 - иногда до 35,8 МПГ - до 0,3-0,5	Концентрированный	Жилы, линзо- и жиллообразные тела мощностью до 3-5 м и протяжённостью первые сотни метров среди железистых кварцитов	Самостоятельные, преимущественно золоторудные объекты для селективной отработки
4. Гипергенно-метасоматический				
Зоны развития линейных кор выветривания железистых кварцитов (богатые мартитовые руды)	Au=0,64-4,30 иногда до 41,7 МПГ=0,10	Концентрированный	Разнообразные по масштабам линзо- и жиллообразные секущие тела в «карманах» кор выветривания	Самостоятельные платиносодержащие золоторудные объекты для селективной отработки
5. Осадочный				
Базальные горизонты зон несогласий (докембрий-фанерозой), перекрывающие богатые мартитовые руды	Au=0,53 Pt=0,15 Pd=1,70 PЗЭ=556,3 U=12,2-23,6	Концентрированный	Пластовые тела сульфидизированных органогенных пород девона («фосфоритовая плита» мощностью от 1 и более метров) в кровле железорудных месторождений	Самостоятельные уран-редкоземельно-благороднометалльно-содержащие объекты во вскрышных породах (селективная отработка)

Таблица 4

Рудные минералы золото-платинометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА

<i>Самородные металлы, металлические твердые растворы и интерметаллические соединения</i>			
Золото самородное и палладий-серебро-медьсодержащее		1. Au _{0,96} Ag _{0,03} ; 2. Au _{0,89} Ag _{0,05} Cu _{0,07} ; 3. Au _{0,99} Ag _{0,01} ; 4. Au _{0,90} Ag _{0,10} ; 5. Au _{0,67} Ag _{0,26} Cu _{0,07} ; 6. Au _{0,70} Ag _{0,29} Pd _{0,01} ; 7. Au _{0,96} Ag _{0,02} Cu _{0,02}	
Осмий		Os _{0,77} Ir _{0,19} Ru _{0,03} Pt _{0,01}	
Рутений		Ru _{0,64} Ir _{0,18} Os _{0,10} Pt _{0,06} Pd _{0,01} Rh _{0,01}	
Висмут		Bi	
Висмут теллурсодержащий		Bi _{0,98} Te _{0,02}	
Рутениридосмин		Os _{0,44} Ru _{0,39} Ir _{0,11} Ni _{0,01} Cu _{0,02} Pt _{0,01}	
Платрутеносмириний		Pt _{0,34} Ru _{0,12} Os _{0,17} Ir _{0,17}	
Иридрутеносмид		Ru _{0,5} Ir _{0,21} Os _{0,19} Pt _{0,08} Rh _{0,01}	
Золото-серебряные сплавы		1. Au _{0,70} Ag _{0,30} ; 2. Ag _{0,50} Au _{0,49} ; 3. Au _{0,74} Ag _{0,26} ; 4. Au _{0,65} Ag _{0,35}	
Золото-медные и золото-медно-серебряные сплавы		1. Au _{0,50} Cu _{0,50} ; 2. Au _{0,52} Cu _{0,48} ; 3. Au _{0,53} Cu _{0,46} Ag _{0,01}	
Электрум		1. Au _{0,48} Ag _{0,52} ; 2. Ag _{0,30} Au _{0,70}	
Кюстелит		Au _{0,17} Ag _{0,83}	
Минералы ряда:			
рутений, иридий, осмий, платина -		Ru _{0,29} Ir _{0,28} Os _{0,19} Pt _{0,17} Fe _{0,05} Rh _{0,01}	
рутений, платина, родий -		Ru _{0,38} Pt _{0,32} Rh _{0,13} Ir _{0,06} Os _{0,06} Fe _{0,04} Ni _{0,01}	
осмий, рутений, иридий -		Os _{0,41} Ir _{0,28} Ru _{0,28} Pt _{0,08} Rh _{0,02} Fe _{0,01} Ni _{0,01}	
Сульфиды			
Прассоит		(Rh _{16,45} Pt _{0,61} Ru _{0,43}) _{17,49} S _{15,00}	
Маккинстриит		(Ag _{1,15} Au _{0,10} Fe _{0,10} Cu _{0,66}) _{2,01} S	
Гр. Пирротина (Pt,Pd,Au-содержащий)		Fe _{1-x} S	
Пирит (Pt,Pd,Au-содержащий)		FeS ₂	
Халькопирит (Pt,Pd,Au-содержащий)		CuFeS ₂	
Марказит		FeS ₂	
Сфалерит		ZnS	
Галенит (Pt,Pd,Au,Ag-содержащий)		PbS	
Молибденит		MoS ₂	
Борнит (Pd-содержащий)		Cu ₃ FeS ₄	
Халькозин		Cu ₂ S	
Ковеллин		Cu ₂ S·CuS ₂	
Пенталандит		(Fe,Ni) ₉ S ₈	
Сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, висмутиды, сульфосоли			
Мончеит		(Pt _{0,994} Pd _{0,026} (Bi _{0,063} Te _{1,937}) _{2,00}	
Сперрилит		(Pt _{1,01} Fe _{0,02}) _{1,03} (As _{1,91} S _{0,09}) _{2,00}	
Петцит		1. (Ag _{3,09} Au _{1,03}) _{4,12} Te _{2,00} ; 2. (Ag _{3,01} Au _{0,96}) _{3,97} Te _{2,00} ; 3. (Ag _{2,99} Au _{1,04}) _{4,03} Te _{2,00}	
Гессит		1. (Ag _{1,99} Au _{0,03}) _{2,02} (Te _{0,96} Bi _{0,04}); 2. Ag _{2,01} Te _{1,00}	
Креннерит		(Au _{0,85} Ag _{0,16}) _{1,01} Te _{2,00}	
Цуманит		Au _{0,85} Te _{0,51} Bi _{0,48}	
Сильванит		1. (Au _{0,55} Ag _{0,46}) _{1,01} Te ₂ ; 2. (Au _{0,72} Ag _{0,32}) _{1,04} Te ₂	
Вольфскит		(Ag _{1,03} Bi _{1,01}) _{2,04} Te ₂	
Мутманит		(Au _{0,97} Ag _{1,02}) _{1,99} Te ₂	
Мальдонит		(Au _{1,98} Ag _{0,14}) _{2,12} Bi _{1,00}	
Алтант		1. Pb _{1,04} Te _{1,00} ; 2. Pb _{1,00} (Te _{0,94} S _{0,06}) _{1,00}	
Лиллианит		Pb _{3,00} Bi _{2,10} S _{6,00}	
Висмутин		Bi _{2,04} S _{2,96} Cu _{0,04}	
Хедлиит (Pt-содержащий)		Te _{3,00} Bi _{6,95}	
Жозеит-А		1. Te _{1,00} S _{2,02} Bi _{3,68} ; 2. Te _{1,07} S _{1,90} (Bi _{4,01} Cu _{0,10}) _{4,11}	
Тетрадимит		1. (Te _{2,04} S _{1,00}) _{3,04} Bi _{2,00} ; 2. (Te _{2,00} S _{1,00}) _{3,00} Bi _{2,00}	
Арсенопирит (Pt-содержащий)		FeAsS	
Теннантит		Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃	
Тетраэдрит		Cu ₁₁ Sb ₄ S ₁₃	
Никелистый кобальтин-герсдорфит (Pd-содержащий)		1. (Co _{0,67} Ni _{0,27} Pd _{0,04} Fe _{0,02})AsS; 2. Co _{0,68} Ni _{0,22} Fe _{0,07} Pd _{0,03}	
Герсдорфит (Pd-содержащий)		(Ni _{0,84} Co _{0,09} Fe _{0,08} Pd _{0,03})AsS	
Леллингит никельсодержащий		(Fe _{0,82} Ni _{0,18})As ₂	
Оксиды, гидроксиды и др.			
Магнетит	Fe ₃ O ₄	Лимонит	FeO(OH)·nH ₂ O
Гематит	Fe ₂ O ₃	Лепидокрокит	FeO(OH)
Ильменит	FeTiO ₃	Сидерит	Fe[CO ₃]
Рутил	TiO ₂	Ярозит	Fe ₃ (OH) ₆ [SO ₄] ₂
Касситерит	SnO ₂	Барит	Ba[SO ₄]
Уранинит и настуран	U ₂ UO ₇	Шеелит	Ca(W,Mo)O ₄
Бадделеит	ZrO ₂	Монацит	(Ce,La)PO ₄
Гетит	FeO(OH)	Циркон	Zr[SO ₄]

Содержания благородных металлов в рудах и технологических продуктах Михайловского и Лебединского месторождений

Место-рождение	Типы руд и технологические продукты	Содержания, мг/т								
		Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au	Ag, г/т	
Михайловское	Аглоруда	<5	<20	25	<10	<5	30	60	<2	
	Убого минерализованные окисленные кварциты			<20			<50	50	<2	
	Гравитационный концентрат из убого минерализованных окисленных кварцитов			<20			<50	50	<2	
	Гравитационный концентрат из песков классификатора			80			120	7300		
	Гравитационный концентрат из песков гидроциклонов			80			110	9700		
			20	80	520	50	100	700	30000	
					200			100	25200	
				330			200	43500		
	Гравитационный концентрат из отвальных хвостов обогащения			<20			<50	500		
	Отвальные хвосты обогащения			22			15	42	<2	
Мономинеральная фракция пирита			20			15	3500	6		
Магнетитовый концентрат			<20			<10	22	<2		
Лебединское	Отвальные хвосты обогащения			29			19	75	2	
	Гравитационный концентрат из хвостов обогащения			38			25	76100	12	
	Магнитная фракция гравитационного концентрата			20			15	90	<2	
	Немагнитная фракция гравитационного концентрата			400			200	15000	9	

ЛИТЕРАТУРА

1. Голивкин Н.И. Железные руды КМА. / Голивкин Н.И., Н.Д. Кононов, В.П. Орлов, под ред. В.П. Орлова. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 616 с.
2. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
3. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Якуевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. - С.Пб.: Наука, 2000.-755 с.
4. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России.-М.: ОАО Геоинформмарк, 2001.-302 с.
5. Додин Д.А., Золотов К.К., Коротеев В.А., Чернышов Н.М. Углеродсодержащие формации - новый крупный источник платиновых металлов XXI века./М.: ООО «Геоинформмарк». 2007. 130 с.
6. Додин Д.А., Додина Т.С., Золотов К.К., Коротеев В.А., Чернышов Н.М. Платина России: состояние и перспективы. // Литосфера. 2010. №1. С.3-36.
7. Кушнарченко В.К., Шувалов Ю.М., Мятлин В.М. Золото и другие элементы-примеси в железорудных месторождениях КМА (к проблеме комплексного использования). // Региональная геология и металлогения. 1999. №9. С. 120-124.
8. Маракушев А.А. Положение платиновых металлов в системе экстермальных состояний химических элементов и формационные типы их месторождений. // Платина России: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк». 1994. С.206-227.
9. Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Трегуб А.И., Холин В.М., Шабалин М.И. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением на примере Воронежского кристаллического массива. // М.: ИЕОКАРТ. ИЕОС, 2007. 284 с.
10. Платина России: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке (Минералогия, генезис, технология, аналитика)./ М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. Т. IV. 310 с.
11. Рундквист Д.В., Миц М.В., Чернышов Н.М. и др. Металлогения рядов геодинамических обсагановок раннего докембрия.- М.: Изд-во ВСЕГЕИ.-1999.-399 с.
12. Тигунов Л.П., Быховский Л.З. Проблемы и перспективы попутного получения благородных металлов из нетрадиционных источников минерального сырья. // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. Матер. Всеросс. симпозиума. М.: 2002. С.381-384.
13. Холин В.М. Геология, геодинамика и металлогения раннепротерозойских структур КМА. // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 2001. - 24 с.
14. Чернышов Н.М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива (породы, руды, генетические особенности). - Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1971. - 312 с.
15. Чернышов Н.М. Промышленно-генетические типы сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений новой никеленосной провинции России и проблема их освоения //Вест. Воронеж.ун-га. Естеств.науки. -1993.-Сер.2. -Вып.1. -С.188-215.
16. Чернышов Н.М. Формационно-генетические типы платинометалльных проявлений Воронежского кристаллического

массива Платина России. Пробл. развития МСБ платиновых металлов. - М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1994. - С.85-103.

17. Чернышов Н.М. Еланский тип сульфидных медно-никелевых месторождений и геолого-генетическая модель их формирования (Центральная Россия) // Геология рудных месторождений, 1995, -Т. 37. -№3. -С.220-236.

18. Чернышов Н.М., Додин Д.А. Формационно-генетическая типизация месторождений металлов платиновой группы для целей прогноза и металлогенического анализа // Геология и геофизика. - 1995. - Т. 36.-№1. - С. 65-70.

19. Чернышов Н.М. Новый тип золото-платинометалльного оруденения в стратифицированных черносланцевых комплексах ВКМ (закономерности размещения, минерало-геохимические особенности и геолого-генетическая модель формирования) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол., 1996,- №1. -С.114-132.

20. Чернышов Н.М. Формационно-генетическая типизация платинометалльного оруденения и перспективы наращивания минерально-сырьевого потенциала платиновых металлов России // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. - 1996. – Вып. 2. – С 75-85.

21. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника.- 1997. -№3. -С. 21-30.

22. Чернышов Н.М. Типы сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудномагматических систем различных геодинамических режимов развития ВКМ (систематика, состав, граничные признаки, основные черты эволюции) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. - 1998. – Вып. 6.- С. 70-80.

23. Чернышов Н.М., Чернышова М.Н. Эволюция сульфидных платиноидно-медно-никелевых РМС в вертикальных геодинамических рядах ВКМ // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: Тез. докл. Междунар. конф., 1. Воронеж, 24-27 сент. 2001 г. - Воронеж, 2001. - С. 212-213.

24. Чернышов Н.М. Основные черты геодинамики и минерагении Воронежского кристаллического массива // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Материалы Междунар. конф. 14-18 октября 2002 г. – Воронеж, 2002.-Т.1.-С.144-149.

25. Чернышов Н.М., Изюитко В.М., Петров С.В., Молотков С.П. Первые находки минеральных форм элементов платиновой группы в железистых кварцитах КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН. 2003. Т.391. №1. С. 104-107.

26. Чернышов Н.М., Петров С.В., Молотков С.П. Особенности распределения и формы нахождения благородных металлов в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА и их техногенных продуктах (Центральная Россия). // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геол., 2003. №1. С.93-104.

27. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2004. 448 С.

28. Чернышов Н.М. Проблема комплексного освоения недр Земли в условиях быстрых антропогенных изменений (на примере железорудных предприятий КМА, Центральная Россия) // Экология антропогена и современности: Природа и человек. – СПб: «Гуманистика», 2004.-С.524-528.

29. Чернышов Н.М., Петров С.В. Новые минеральные формы платиноидов и золота в железистых кварцитах Лебединского месторождения КМА (Центральная Россия). //

Докл. РАН. 2006. Т.408. №4. С.586-589.

30. Чернышов Н.М. Благороднометаллосодержащие парагенезисы сульфидов и их аналогов в железорудных месторождениях КМА (Центральная Россия). // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. 2007. №1. С.101-104.

31. Чернышов Н.М. Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). / Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 2007. – 177 с.

32. Чернышов Н.М. Минералы благородных в рудах черносланцевого типа Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Зап. РМО. 2009. СXXXVI. №1. с.36-51

33. Чернышов Н.М. Типы и минеральный состав золото-платинометалльного оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА (Центральная Россия). // Докл. РАН. 2010. т.430. №3. С.395-399.

34. Чернышов Н.М. Техногенные продукты железорудных месторождений-гигантов КМА – новый крупный объект золото-платинодобычи XXI столетия и проблемы его комплексного освоения в условиях экологических ограничений. // Регион: системы, экономика, управление. Воронеж, 2010. №1. С.27-44.

35. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Мат. Междунар. симпозиума: Платина в геологических формациях мира. – Красноярск: КНИИГиМС, 2010. С.231-243.

36. Чернышов Н.М., Ненахов В.М. Геодинамические и минерагенические ряды в общей модели эволюции докембрийской литосферы (на примере ВКМ) // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Матер. XVI Международ. конференции 20-24 сентября 2010 г. под ред. чл.-корр. РАН Н.М. Чернышова, чл.-корр. РАН А.А. Моловичко. Воронеж: Научная книга. 2010. т.11, С. 319-326.

37. Чернышов Н.М. Золото-платинометалльные рудообразующие системы и их эволюция в процессе формирования докембрийской литосферы (Центральная Россия) // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Матер. XVI Международ. конференции 20-24 сентября 2010 г. под ред. чл.-корр. РАН Н.М. Чернышова, чл.-корр. РАН А.А. Моловичко. Воронеж: Научная книга. 2010. т.11, С. 314-319.

38. Чернышова М.Н. Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия). / Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 2005. – 368 с.

39. Чернышова М.Н. Сульфидные платиноидно-медно-никелевые и никель-кобальтовые руды в дайково-жилных комплексах и метасоматитах Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Литосфера, 2006. №3. С.71-82.

40. Шелехов А.Н., Лючкин В.А., Ляховкин Ю.С. Месторождения железистых кварцитов и продукты их перелоа — новый перспективный источник золото-платинометалльного сырья в XXI в. (на примере Центральной России). // Платина России. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1999. Т. III. кн. 2. С. 289-294.

41. Шипанский А.А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое. / А.А. Шипанский, А.В. Самсонов, А.Ю. Петров, О.О. Ларионова // Геотектоника, 2007. №1. С.43-70.

42. Gorbachev R., Bogdanova S.R. Precambrian Research, 1993. vol. 64. P.3-22.

РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ТЕРРИТОРИИ ТРАНСПОРТНОГО КОРИДОРА «УРАЛ ПОЛЯРНЫЙ – УРАЛ ПРОМЫШЛЕННЫЙ»

Л.И. Гурская, В.П. Феоктистов
ВСЕГЕИ, С-Петербург, 199106, Средний пр. 74

Программа развития минерально-сырьевой базы Северного, Приполярного и Полярного Урала, предусмотренная национальным проектом «Урал Промышленный - Урал Полярный», предполагает оценку перспектив этого региона на различные виды полезных ископаемых, в том числе на такие стратегически важные металлы, как металлы платиновой группы.

Планируемое строительство ж.д. магистрали вдоль восточного склона Урала на протяжении почти тысячи км по трассе Салехард (Ямало-Ненецкий АО) – Ивдель (Свердловская область) предусматривает не только интеграцию сырьевой базы уральского Севера с районами Среднего и Южного Урала, но главное - предполагает активное освоение северных недр.

В зоне влияния новой транспортной магистрали (рис. 1) сконцентрирован значительный минерально-сырьевой потенциал металлов платиновой группы (МПГ). Помимо неосвоенных месторождений здесь имеются площади, перспективные на обнаружение новых платиноносных объектов [5].

Отдел металлогении ВСЕГЕИ на протяжении многих лет (1993–2005 гг.) проводил на данной территории прогнозные платинометаллогенические исследования. В настоящем очерке, наряду с собственными геологическими и аналитическими данными учтены работы Полярно-Уральской ГРЭ (Ямало-Ненецкий АО), ФГУП «ЗапСибГеоНац» (Ханты-Мансийский АО) и ОАО «Миреко» (Республика Коми).

В ходе обобщения полученных материалов нами была составлена Карта прогнозных ресурсов металлов платиновой группы транспортного коридора «Урал Промышленный - Урал Полярный» в масштабе 1:1 000 000 (рис. 2).

Геологическое и структурно-тектоническое районирование рассматриваемой территории охватывает континентальный склон Восточно-Европейской платформы, Уральскую складчатую структуру и прилегающие к ней участки Западно-Сибирской

плиты. Установленные в пределах этой территории проявления металлов платиновой группы имеют широкое распространение и связаны с интрузивными, эффузивными и осадочными комплексами, что свидетельствует о довольно высокой платиновой металлоносности всего региона.

Среди платинометаллических проявлений Северного, Приполярного и Полярного Урала можно выделить несколько рудных формаций (таблица 1).

Наиболее важными в практическом отношении являются следующие, связанные с этими рудными формациями геолого-промышленные типы руд:

1. Хромитовые руды интрузивных ультрамафитовых серий (Os, Ir, Ru, Pt).
2. Сульфидные руды интрузивных мафитовых серий (Pd, Pt);
3. Золото-сульфидные руды вулканогенных комплексов (Pt, Pd);
4. Черносланцевые полиметаллические руды осадочных пород (Pt, Pd);
5. Россыпные руды: а) золотые россыпи (Pt); б) платиноносные россыпи (Pt, Ir, Os).

Большая часть рудных проявлений МПГ сформировалась в рифей-раннепалеозойское время в условиях рифтогенного и островодужно-коллизийного режимов. Офиолитовая хромитоносная и сульфидоносная ассоциация включает платиносодержащие массивы дунит-гарцбургитового состава, а также сульфидоносные магматические комплексы габбро-пироксенитов. С вулканогенным магматизмом основного, среднего и умеренно-кислого состава связаны многие золоторудные проявления, содержащие примесь МПГ. Седиментационные процессы окраинно-континентальных режимов, сопровождаемые значительным накоплением углеродистого вещества, нередко обогащены цветными и благородными металлами (Cu, Pb, Zn, Ag, Au, МПГ). Для мезо-кайнозойской эпохи характерны образования золотых, золото-платиновых и платиновых россыпей. Среди них наиболее продуктивны плиоцен-четвертичные россыпи современных долин, а также

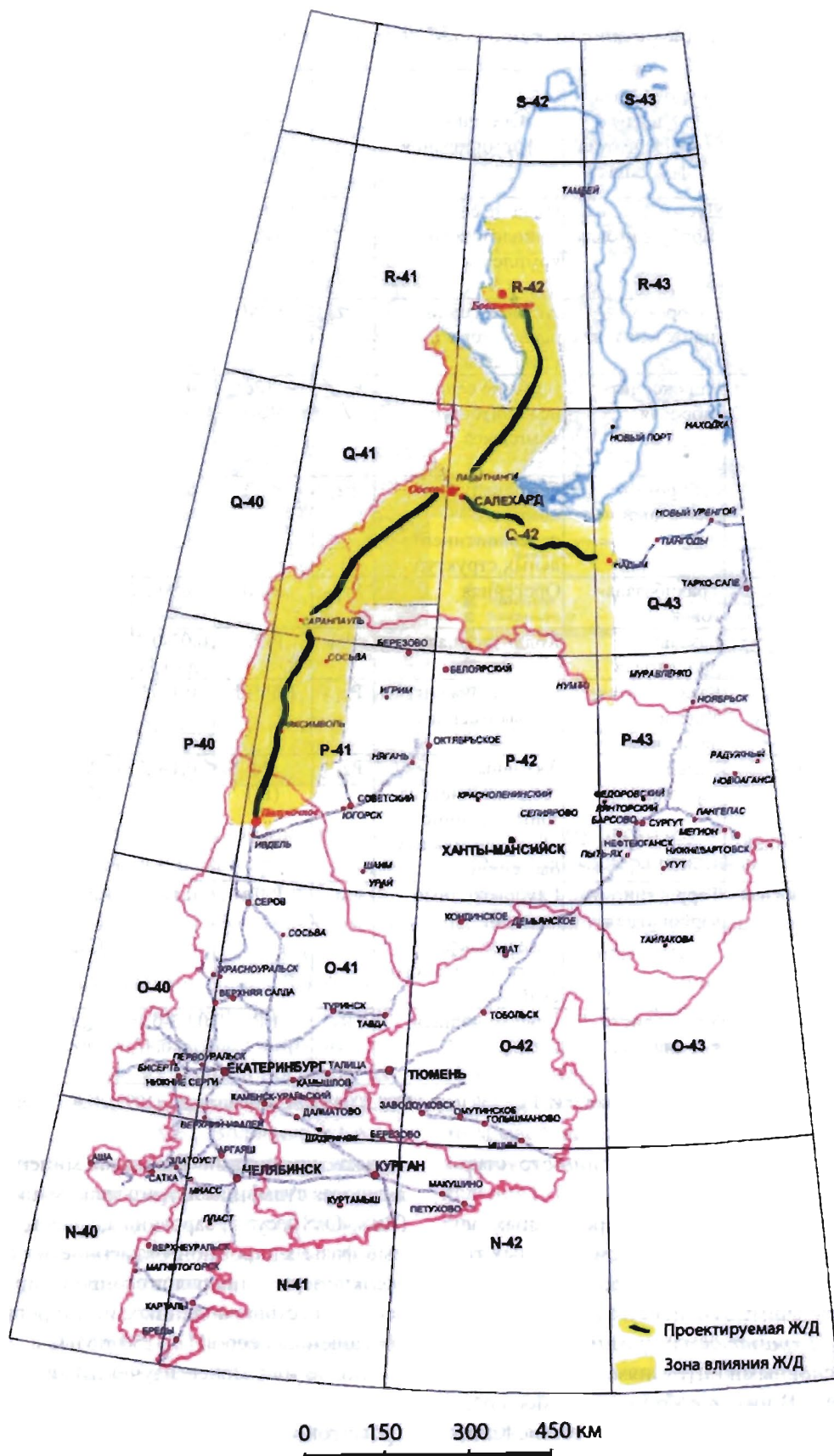


Рис. 1. Зоны влияния участков железной дороги Полуночное-Обской, Обской-Бованенково, Салехард-Надым при реализации проекта «Урал Промышленный – Урал Полярный»

Характеристика платинометалльных проявлений перспективных районов уральского Севера

Тип	Рудная формация	Рудовмещаю- щая геологическая формация	Обстановки формирования	Эпоха	Платиноидно-рудная формация			Месторо- ждения, Рудопрояв- ления	
					Состав МПГ	Содер- жание г/т	Сопутст- вующие, мас. %		
Ммаг матические	Интрузивные	Хромитовая платиносодержа- щая	Дунит- гарцбургитовая	Нижние серии офиолитового комплекса	Pz ₁	IrOsRu (Pt)	0,1-0,5 (до 1,0- 2,0)	Cr ₂ O ₃ >30	Рай-Из, Войкаро- Сыньинский, Сыум-Кей
		Титано- магнетитовая	Габбро- пироксенитовая	Нижние серии офиолитового комплекса	Pz ₂	PtPd	0,05-0,15	V ₂ O ₅ -0,2 TiO ₂ -2,0	Право- Ханмейское
		Медно- колчеданная	Пироксенит- габбровая	Верхние серии офиолитового комплекса	Pz ₁₋₂	PtPd (Rh)	0,1-0,5 (до 2,0)	Cu-0,5 (до 5,0) Co-0,2	Озерное, Пятиречен- ское, Изшор и др.
		Медно- никелевая сульфидная	Габбро- диабазовая	Островодужный комплекс палеоконтинента- льных структур	Pz ₂	PdPt	0,5-0,8	Ni-0,1 Cu-0,2	Хенгурское
	Эффузивные	Золото-кварц- сульфидная	Трахибазаль- товая	Орогенная	Pz ₁₋₂	PtPd	0,08-0,13	Au-5,0	Нияюское
		Молибден- порфировая	Базальт- риолитовая	Коллизионная	Pz ₁	PtPd	0,05-0,20 (до 1,10)	Mo-0,6	Харбейское
		Медно- молибденовая, сульфидная	Базальт- андезит- дацитовая	Островодужная, платформенная	Pz ₁₋₂	PtPdRh	0,1-0,2	Mo-0,2 Cu-1,5	Лекын- Тальбейское
Осадочные	Черносланцевые	Сульфидно- полиметал- лическая стратиформная	Углеродисто- карбонатная	Активные геодинамические зоны окраинно- континентальных бассейнов	Pz ₁₋₂	Pd (Pt)	0,1-0,5 (до 3,0)	Pb-5-8 Zn-0,3 Ag-50	Саурейское, Орангское
		Фосфатоносная	Терригенно- карбонатная	Глубоководные впадины палеошельфа континентального склона	Pz ₁₋₂	PdPt	0,1-0,6	P ₂ O ₅ -7,5 (до 25) C _{орг} =3	Софронов- ское
		Высокоуглеро- дистая ириденосная	Углеродисто- кремнистая	Глубоководный шельф	R ₃	IrPt	0,03-0,10 (до 0,45)	C _{орг} до 5	Хараматалоу

Примечание: Таблица составлена по данным Л.И. Гурской и др. (2000,2004), В.А. Душина и др. (1999), К.К. Золоева и др. (2007)

мезо-кайнозойские россыпи эрозионно-структурных депрессий.

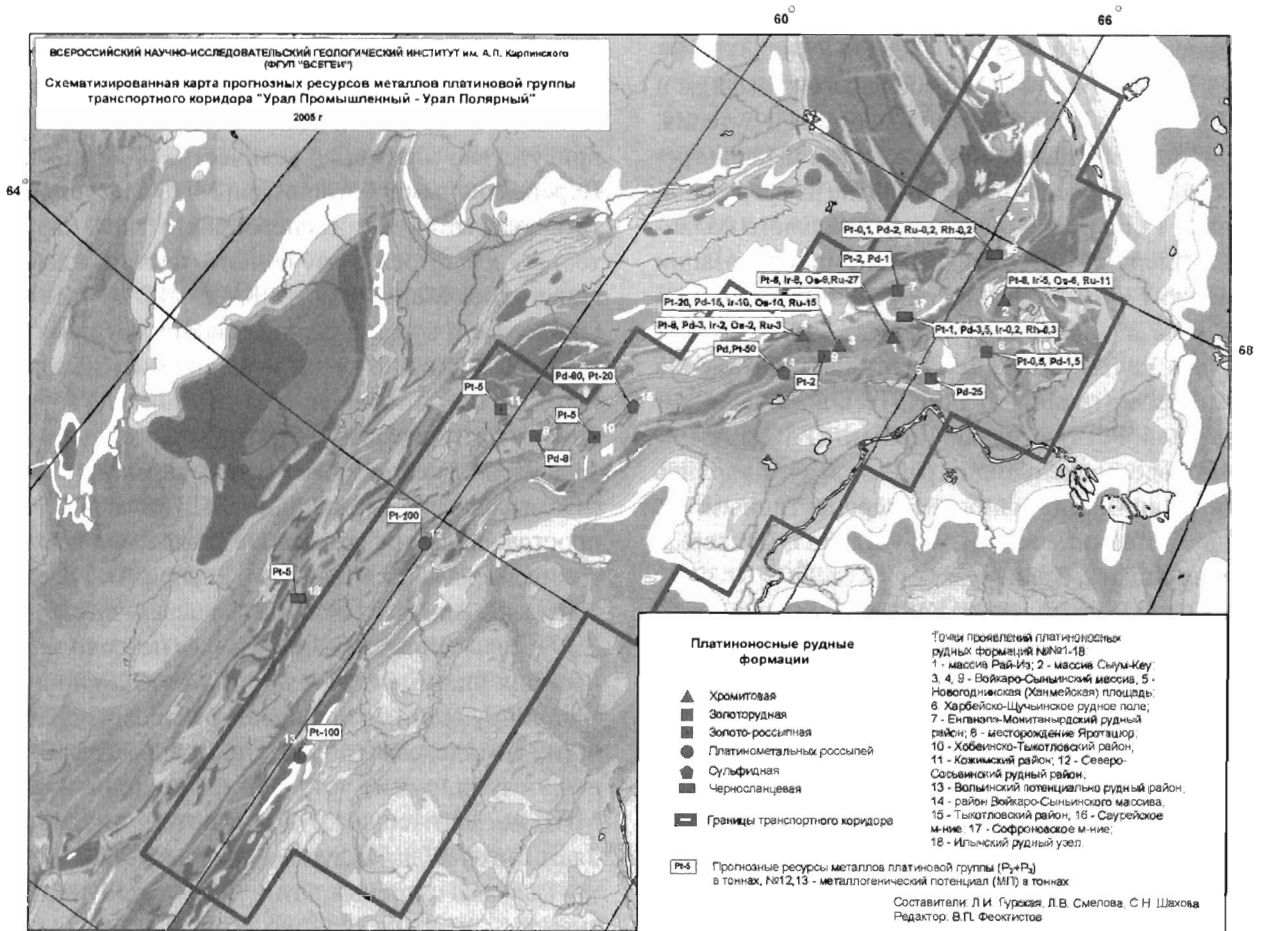
Количественные параметры прогнозных ресурсов платиновых металлов рассмотренных типов могут составлять в регионе не менее 500 т.

Наиболее значимые количества ресурсов МПГ ассоциируют с *хромитовыми рудами*, связанными с ультраосновными интрузиями офиолитовых комплексов [9]. В них преобладает примесь редких платиноидов - осмия, иридия, рутения. Количество этих металлов в хромитовых рудах невелико (0,2-0,5 г/т, редко выше до 2-5 г/т), но эти редкие и ценные металлы ассоциируют практически

только с хромитами. Главными минералами МПГ являются сульфиды лаурит-эрлихманитового ряда (RuS₂-OsS₂), сульфоарсениды, арсениды, самородные фазы микронной размерности (10-60 мкм). Мелкие зерна минералов сконцентрированы чаще всего в густовкрапленных и шлировидных руд, обогащенных серой (P₃-150 т МПГ).

Более или менее изученными в отношении металлов платиновой группы являются крупные хромитоносные массивы Полярного Урала Рай-Из (пл. 380 кв. км), Войкаро-Сыньинский (пл. 2000 кв. км) и Сыум-Кей (пл. 600 кв. км).

Массив Рай-Из, в отличие от других поляр-



ноуральских, обладает повышенной хромитоносностью и высококачественными сортами руд. В результате поисковых и разведочных работ Полярно-Уральской ГРЭ и ОАО «Конгор-Хром» к настоящему времени на массиве Рай-Из выявлены 2 месторождения – Центральное и Западное – и более 20 рудопроявлений (Енгайское, Полойшорское, Рыбий Хвост, Хребтовое и другие).

Изучением степени их платиноносности занимались в разные годы многие исследователи (Хвостова В.П., Макеев А.Б., Волченко Ю.А. и др.). Эти работы сначала касались геохимической платиновой специализации хромитоносных массивов. Однако по мере совершенствования технической базы направления исследований с чисто аналитических сместились в сторону изучения минералогии платиновых металлов.

И сейчас в массиве Рай-Из обнаружены десятки минералов МПГ, среди которых преобладают самородные фазы (осмирид, иридоосмин, рутениридоосмин), сульфиды, сульфидарсениды и арсениды осмия, рутения, иридия и платины.

Войкар-Сыньинский массив, наиболее крупный на Полярном Урале, довольно слабо обна-

жен и поэтому плохо изучен. Платинотетраэдрическая минерализация выявлена практически во всех типах хромитовых руд. Главными минералами платиновых металлов являются в этом массиве сульфиды рутения и осмия с небольшой примесью сульфидов иридия и арсенидов платины. В железистых разновидностях хромитовых руд встречаются ферроплатиновые соединения, обогащенные палладием.

Наиболее перспективными для проведения на этом массиве первоочередных поисковых работ являются Хойлинское и Лагортинское рудопроявления [3]. Прогнозные ресурсы МПГ Левопайерской площади определены по категории P_1 в количестве 27,6 т [10].

Массив Сым-Кей самый северный из всех известных на Урале ультраосновных массивов, до сих пор остается наименее изученным, даже в отношении хромитовых руд. На этом массиве нами было впервые проведено изучение платиноносности его пород и руд [2]. Все многообразие проявлений платиновых металлов можно свести здесь к четырем ассоциациям, три из которых связаны с хромитовыми рудами различного состава, а чет-

вертая – с сульфидоносными разностями габбро-пироксенитов: 1) Ir-Os-Ru, 2) Ir-Os-Ru-Pt, 3) Fe-Pt, 4) Pt-Pd. В первом типе преобладают сульфиды и самородные выделения иридия, осмия и рутения, во втором – появляется арсенид платины, для третьего характерно широкое развитие изоферроплатины – Pt_3Fe (80 % общего минерального баланса), четвертый тип платиноидной минерализации содержит сульфидно-арсенидную ассоциацию платины и палладия (сперрилит $PtAs_2$, маякит $PdNiAs$, кейтконит Pd_3TeAs), а также соединения с теллуrom (темагамит Pd_3HgTe_3), висмутом (соболевский $PdBi$) и ртутью (атенеит $(PdHg)_3As$).

В ходе последующих работ следует уделить особое внимание наиболее перспективным, по нашему мнению, площадям – Няропэ, Пусьерка, Малая Хадата, Харчерузь.

Анализ результатов, полученных по хромитовым массивам, позволяет сделать вывод о том, что хромитовые их руды являются перспективным источником для производства редких платиноидов и платины, поскольку они находятся в легко извлекаемой сульфидно-арсенидной минералогической форме. Высоквалифицированные специалисты металлургического факультета Горной Академии Санкт-Петербурга показали возможность концентрирования платиновых металлов на стадии обогащения хромитовых руд с последующей комбинированной переработкой платиносодержащих концентратов [7].

Сульфидные руды мафитовых серий рассматриваемого региона во многом сходны с платиноносными рудами волковско-баронского типа Среднего Урала. Они распространены вдоль всего восточного борта Войкаро-Сыньинского массива, образуя протяженную полосу рудопроявлений в габбро-пироксенитах Тышорское, Пятиреченское, Озерное, Изшорское, Нырдуоменшор и др. [6]. Уровень концентрации в них платиновых металлов может достигать 1-2 г/т (при среднем содержании 0,3 г/т), золота 0,4-2,5 г/т, меди 0,6-1,5 % (до 5), кобальта 0,05-0,2 %. Среди минералов МПГ в рудопроявлениях этого типа преобладают соединения палладия с теллуrom и висмутом (меренскит, майченерит, мертит).

Прогнозные ресурсы МПГ одного из объектов этой группы – Озерного рудопроявления, подсчитанные Ямальской Горной компанией, составляют по P_1 – 22 т, P_2 – 36 т, что позволяет рассматривать его как весьма перспективную площадь на металлы платиновой группы [10].

На месторождениях, связанных с *вулканоген-*

ными формациями, платиноиды выявлены на некоторых золоторудных объектах. В золото-кварц-сульфидных рудах трахибазальтовых серий (Нияюское месторождение) отмечается повсеместное присутствие платины в количестве 0,08-0,13 г/т. Перспективными в отношении МПГ следует считать золотые руды джаспероидного типа, характерные для хорошо изученного месторождения Новогоднее-Монто (Au – 6,8, Pt – 0,2 до 1,2 г/т). Оно связано с кварц-серицитовыми метасоматитами, развитыми в вулканитах андезит-базальтового состава, которые прорваны дайками габбро-диорит-плаггиогранитов. Прочие эндогенные месторождения золота этого региона характеризуются невысокими содержаниями МПГ (доли г/т). Распространенными формами их проявления в золотых рудах являются твердые растворы Au-Pd, системы типа Au-Ag-Pd-Pt-S, палладиевый электрум.

Чрезвычайно важным является нетрадиционный для платиноидов *черносланцевый тип руд*, ассоциирующий с углеродсодержащими осадочными комплексами пород. По своей масштабности этот тип руд не уступает традиционным для МПГ магматическим рудам и потому представляют интерес для будущего производства.

Высокая степень платинометаллической продуктивности черных сланцев показана во многих работах, выполненных в рамках Всероссийской программы «Платина России» [4].

Из мирового опыта известно, что продуктивными в отношении платиноидов являются рифейские и палеозойские углеродистые сланцы, развитые в краевых частях платформы, в зонах континентального рифтогенеза, а также в офиолитовых поясах [11].

На уральском Севере такие зоны наблюдаются по западному склону Урала, где пояс углеродисто-терригенно-карбонатных пород ордовика прослеживается от арктического побережья Карского моря в южном направлении почти на 250 км.

Талото-Пайпудынская, Елецкая, Лемвинская зоны. В осадочных породах этих зон наряду со стратифицированными полиметаллическими рудами (Саурейское месторождение) обнаружены месторождения фосфатов (Софроновское и др.). Нами получены результаты, свидетельствующие о повышенных содержаниях платиноидов в породах и рудах, связанных с этими отложениями [1].

Рифейские сланцы блока Хараматалоу на Полярном Урале характеризуются повышенной иридиеносностью (Ir – 0,1-0,4 г/т), что типично для рифейских сланцев многих регионов мира. В та-

ких сланцах часто присутствует высокохромистая слюда фуксит и мелкая сульфидная вкрапленность, содержащая примесь платиновых металлов.

Минералогические исследования черных сланцев не всегда дают положительные результаты. Тонкая рассаянная рудная минерализация нано-уровня организации вещества, которая проявляется совместно с углеродистой составляющей, не всегда фиксируется современными техническими методами. В то же время на отдельных участках многих черносланцевых месторождений мира (Польша, Китай, Канада, США, С. Австралия) фиксируется богатый спектр платинометалльной минерализации, что указывает на необходимость разработки критериев выделения продуктивных площадей.

Новизна черносланцевой проблемы свидетельствует о необходимости ее более детального изучения в России. Как показал мировой опыт, металлоносные сланцы, имея широко площадное распространение, несут значительные запасы не только платиноидов, но и других металлов (особенно золота, меди, никеля, кобальта, цинка, свинца, ванадия, урана), образуя комплексные руды, представляющие промышленный интерес.

Золотоносные россыпи представлены на уральском Севере преимущественно аллювиальными и пролювиальными (ложковыми) типами, наиболее распространенные из которых относятся к палеогену и приурочены к эрозионно-карстовым впадинам - районы рек Кожим, Балбанью, Сосьва и др.

Платиноносные россыпи, обнаруженные в последние годы геологами ФГУП «ЗапСибГеоНац» в Северо-Сосьвинском и Вольинском райо-

нах на территории Ханты-Мансийского АО, распространены вблизи сравнительно небольших ультраосновных интрузий, принадлежность которых коррелируется с интрузиями Платиноносного пояса Среднего Урала. Их платинометаллогенический потенциал требует проведения специальных оценочных работ.

Из рассмотрения особенностей распределения и потенциальных ресурсов металлов платиновой группы можно сделать вывод, что районы Полярного, Приполярного и Северного Урала представляет собой новую платиноносную провинцию России. Высокие перспективы в отношении платиноидов, многообразие их генетических типов можно объяснить особенностями положения и эволюции данного сегмента земной коры. Наряду с общеуральским развитием здесь появляются специфические черты, связанные с крайним положением данной территории на северной оконечности Уральской складчатой структуры. Здесь, в узле пересечения крупных планетарных геоплит – Восточно-Европейской, Сибирской и Арктической в течение рифей-палеозойского времени формировалась мощная зона растяжения. Развитая сеть глубинных разломов и рифтовых структур обеспечивала этому региону активную транспортировку глубинного вещества, содержащего редкие «мантийные» металлы, такие как платиноиды, золото, хром.

Продолжение в этом регионе поисковых и оценочных работ позволит реализовать намеченные перспективы [8] и может стать весомым вкладом в возрождение платинорудной промышленности Урала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000, 208 с.
2. Гурская Л.И., Смелова Л.В. Платинометалльное минералообразование и строение массива Саум-Кей (Полярный Урал). Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, №4, с. 353-371.
3. Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Шахова С.Н. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: изд-во СПб Картфабрики ВСЕГЕИ, 2004, 306 с.
4. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000, 755 с.
5. Золоев К.К., Додин Д.А., Коротеев В.А. и др. Тектоника и металлогения Урала на примере проектируемого транспортного коридора «Урал промышленный - Урал Полярный». Литосфера, 2007, № 1, с. 3-31.
6. Кузнецов С.К., Котельников В.Г., Онищенко С.А. и др. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сынынского массива на Полярном Урале. Вест-

- ник ИГ Коми НЦ УРО РАН, 2004, № 5, с. 2-4.
7. Петров Г.В., Грейвер Т.Н., Лазаренков В.Г. Современное состояние и технологические перспективы производства платиновых металлов из хромитовых руд. СПб.: ООО «Недра», 2001, 200 с.
8. Рыльков С.А., Кокорин Н.П., Медведева Т.Ю., Черемных Д.В. и др. Ожидаемые результаты комплексного плана ГРР по развитию минерально-сырьевой базы Северного, Приполярного и Полярного Урала. Разведка и охрана недр, 2010, № 6, с. 3-7.
9. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала. Геотектоника, 1991, № 3, с. 47-58.
10. Стратегия освоения минеральных ресурсов Полярного Урала. Екатеринбург: Институт экономики УрО РАН, 2002 г., Препринт, в 2-х кн.
11. Феоктистов В.П., Йогансон А.К., Неклюдов А.Г. Металлогения осадочных бассейнов. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 1997, 78 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ВОСТОКА РОССИИ

В.Г. Моисеенко*, В.А. Степанов**

* - Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: kaunamka@mail.ru

** - Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: vitstepanov@yandex.ru

Россия является одним из важнейших поставщиков платиноидов, занимая первое место в мире по производству палладия и второе по производству платины*. Традиционными районами их добычи являются Таймыр (месторождения Норильского рудного района), в меньшей степени Кольский полуостров и Урал, сырьевая база которых истощается. Поэтому нужны новые платиноносные провинции, районы и месторождения. Одним из крупных платиноносных регионов может стать Восток России (Дальневосточный платиноносный регион по [2]), территория которого относительно слабо опоискована на платиноиды. Запасы и прогнозные ресурсы коренных месторождений платиноидов подсчитаны лишь для сульфидных медно-никелевых месторождений Кун-Маньё (Амурская область) и Шануч (Камчатка), а также для Сейнав-Гальмознанского массива Корякии. В последние годы стали активно разрабатываться россыпи платины Корякии и Хабаровского края. Со второй половины XIX века на Востоке России ведется интенсивная добыча россыпного золота. Практически во всех россыпях золота в том или ином количестве устанавливаются минералы платиноидов, чаще всего в виде наноразмерных включений, сосредоточенных в минералах-концентраторах.

Закономерности размещения платинового оруденения

В пределах Востока России платиновое оруденение пространственно приурочено к поясам базит-гипербазитовых интрузий. Промышленных месторождений платины немного. К ним можно отнести россыпи платины р. Кондер Хабаровского края и Сейнав-Гальмознанского узла Корякии, а также платиноносные медно-никелевые месторождения Кун-Маньё (Амурская область) и Шануч (Камчатка). Тем не менее, можно выделить пять потенциальных платиноносных провинций: Алдано-Становую, Амурскую, Монголо-Охотскую, Приморскую и Корякско-Камчатскую (рис. 1).

Алдано-Становая провинция

Наиболее перспективной на платинометалльное оруденение является Алдано-Становая провинция. Она протягивается полосой субширотного простирания вдоль южного края Северо-Азиатского кратона. В размещении платинометалльного оруденения наблюдается определенная зональность. В северной части провинции известен ряд зональных интрузий щелочного ультраосновного состава с хромит-платинометалльной минерализацией, дающей начало россыпям платины (Кондер, Чад, Инагли). Южнее располагаются платиноидно-медно-никелевые рудопроявления и месторождение Кун-Маньё.

Промышленное сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение расположено в юго-западной краевой части Кун-Маньёнского раннеархейского габбро-анортозитового массива и вмещающих его кристаллических сланцах и плагиогнейсах джанинской серии. Здесь выявлено несколько ареалов интрузий мафит-ультрамафитового состава с медно-никелевой сульфидной минерализацией. Никеленосные интрузии отнесены к кун-маньёскому комплексу, сложенному вебстеритами, плагио вебстеритами (габброноритами), лерцолитами, гарцбургитами, верлитами, горнблендитами, клино и ортопироксенитами, серпентинитами, серпентин-тальковыми, амфибол-серпентин-тальковыми, актинолит-серпентиновыми породами и рудными брекчиями. Доминируют в его составе роговобманковые, оливковые и плагиоклазовые вебстериты. Возраст этих пород по изотопно-геохронологическим данным, полученным в ЦИИ ВСЕГЕИ Sm-Nd и U-Pb методами, составляет, соответственно, 1812 ± 66 и 1700 ± 12 млн лет, то есть является раннепротерозойским [1].

Наиболее перспективным на платиноидное медно-никелевое оруденение является Курумканское рудное поле, в пределах которого располагается месторождение Кун-Маньё (рис. 2). Рудное поле представляет собой линейно вытянутый

*Примечание гл. редактора. Как следует из опубликованных данных, в 2011 г. Россия уступила первое место ЮАР.

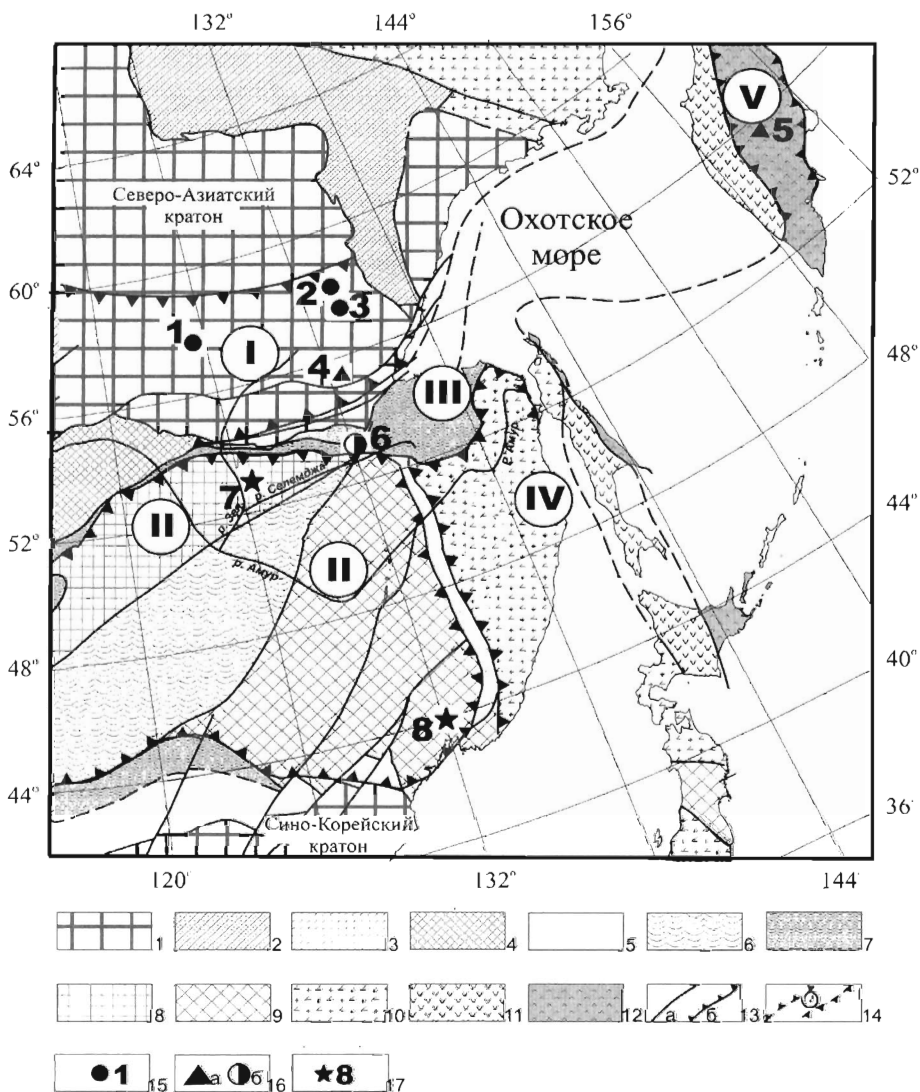


Рис. 1. Платиноносность Востока России по данным авторов. Тектоническая основа по [6]
 1 - кратоны и их фрагменты; 2 - складчато-надвиговые пояса окраины кратона; 3 - 7 - домезозойские орогенные пояса: 3 - позднерифейский, 4 - кембрийско-раннеордовикский, 5 - силурийский, 6 - позднепалеозойский, 7 - позднепалеозойско-раннемезозойский; 8 - 9 - фрагменты домезозойских орогенных поясов: 8 - позднерифейских, 9 - раннепалеозойских; 10 - 12 мезозойские и кайнозойские орогенные пояса: 10 - позднеюрский, 11 - поздне меловой, 12 - кайнозойский; 13 - основные разломы: (а) - с крутым и (б) - пологим падением; 14 - платиноносные провинции (I - Алдано-Становая, II - Амурская, III - Монголо-Охотская, IV - Приморская, V - Корякско-Камчатская); 15 - зональные ультрабазитовые массивы; 16 - месторождения: а) платино-медно-никелевые (4 - Кун-Маньё, 5 - Шануч); б) платиносодержащее золоторудное (6 - Маломыр) 17 - платиноносные площади (7 - Гарь, 8 - Фадеевка)

в северо-западном направлении ареал (рой) рудоносных тел мафит-ультрамафитов кун-маньёнского комплекса. Ширина роя 1-2 км, протяженность около 14 км. Установлено, что основная часть никеленосных интрузий сосредоточена в крупной складчатой структуре фундамента, в замке которой обнажаются доскладчатые метагаббро и метапироксениты Кун-Маньёнского массива [1]. Мафит-ультрамафиты образуют полого наклонные на север-северо-восток пластообразные и линзовидные тела, мощностью от 0.1-1 до 80-90 м и протяженностью по простиранию от 150-250

до 3000 м. В редких случаях это крутонаклонные, маломощные (до 1 м) линзовидно-инъекционные жилы. Руды оконтуриваются в виде пластообразных залежей, часто по форме повторяя контуры материнских никеленосных интрузий. Преобладают рядовые вкрапленные руды. Богатые густовкрапленные разновидности локализуются в висячем и лежащем боках интрузий. Брекчиевые и массивные руды располагаются на контакте с вмещающими породами. Основными рудными минералами являются пирротин (60-80%), пентландит (10-25%), халькопирит (10-20%), пирит (0-10%), в меньших

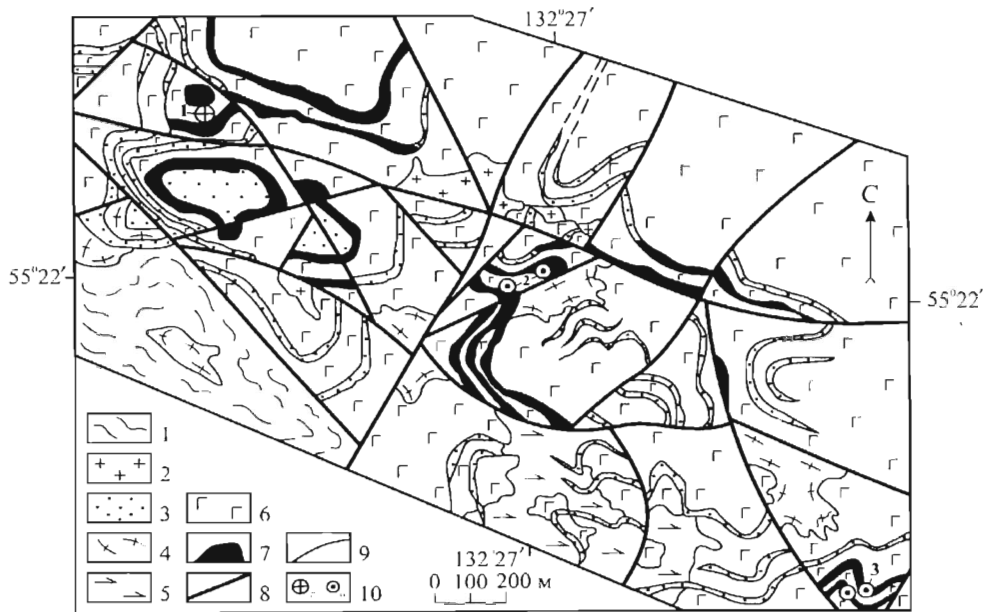


Рис. 2. Геологическая карта Кун-Маньёнского массива по [1]

1 – пироксеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы джанинской серии; 2 – меловые гнейтоиды; 3 – раннепротерозойские мафит-ультрамафиты кунМаньёнского комплекса; 4-6 – архейские образования: гранито-гнейсы марагайского (4) комплекса, анортозиты (5) и метагабброиды (6) Кун-маньёнского массива; 7 – тела мафит-ультрамафитов с сульфидной платиноидно-медно-никелевой минерализацией; 8 – разрывные нарушения; 9 – геологические границы; 10 – а) месторождения (1 – Кун-Маньё) и б) рудопроявления (2 – Икэн, 3 – Кубук)

количества встречаются магнетит, ильменит, борнит, халькозин, бравоит, виоларит, никелин.

Преобладают вкрапленные руды с содержанием никеля от 0.46 до 0.9%. В прожилково-вкрапленных рудах содержание никеля возрастает до 1.54%, в брекчиевых до 5.48%, а в сплошных превышают 8.8% [1]. Средние содержания полезных компонентов в рудах Курумканского рудного поля составляют: никеля от 0.46 до 1.43%, меди 0.13-0.73%, кобальта 0.006-0.14%, платины и палладия до 1.5 г/т.

Кондёрский массив расположен на севере Хабаровского края в восточной части Алданского щита. Массив контрастно выделяется в рельефе в виде кольцевой гряды гор высотой до 1500 м. Центральная часть массива, диаметром 5,5 км, сложена порфиридовыми мелко-среднезернистыми дунитами и дунит-пегматитами с сегрегациями хромшпинелидов. Они окаймлены мелкозернистыми равномернозернистыми дунитами шириной 300-600 м. Далее к периферии следует кольцо зеленых оливин-диопсидовых метасоматитов шириной до 50 м, а затем - зона клинопироксенитов шириной до 500 м. На глубине 100-200 м от поверхности дуниты становятся крупнозернистыми (и гигантозернистыми) без сегрегаций хромшпинелидов.

В Кондёрском массиве выявлены десятки рудных проявлений и геохимических аномалий платиноидов. Минералы платиноидов сосредоточены

в ультрамафитах в основном в виде наноразмерных включений в оливине, хромите и хромшпинелидах. Оруденение приурочено к сегрегациям хромшпинелидов: шлирам, линзам, прожилкам. Размеры шлировидных выделений от 3x8 см до 0,8x10,5 м. Среднее содержание платиноидов 1-3 г/т, иногда (крайне редко) до 30-100 г/т.

В настоящее время богатство Кондёра - в платиноносных россыпях долины р. Кондёр и ее притоков, образовавшихся за счет разрушения дунитового массива. Россыпи долинные аллювиальные, в пределах кондёрского “кольца” мелкозалегающие (3-5 м). За пределами “кольца” россыпь р. Кондёр и далее р. Уорголан - уже погребенная на глубине 12-23 м. Кроме долинной здесь имеется и погребенная террасоувальная россыпь. Общая длина россыпей р. Кондёр и ее притоков 23,7 км при средней ширине 183 м. Средняя мощность торфов 1,4 м, песков - 2,2 м. Среднее содержание платиноидов от 858 до 1993 мг/м³. Длина нижней части россыпи (за пределами “кольца”) 20 км, средняя ширина 562 м, средняя мощность торфов 7 м, песков 2,5 м.

Детальное исследование нами состава, внутреннего строения, микровключений и примесей рудной и россыпной платины показало следующее (табл. 1). Освобожденные от хромита зерна рудной платины имеют неправильные кристаллические очертания. Они состоят из платины

(81,1-91,67%) и железа (6,01-7,04%) с примесью рутения, иридия и осмия. В качестве включений наблюдаются игольчатые включения осмирида, ромбические зерна лаурита, редко неправильной формы включения эрлихманита. Зерна из россыпи имеют окатанную форму. Внутренняя структура неоднородна. Матрица представлена изоферроплатиной с содержанием железа 6,04-6,25 % и платины около 90%. Примеси представлены медью, никелем, хромом, иридием, осмием, палладием, рутением, родием и золотом. В россыпной платине по сравнению с рудной уменьшается количество примесей Fe, Os, Pd, Au, Cu, Cr и Mg. Наблюдаются мелкие редкие включения осмирида и эрлихманита. Осмириды образуют удлиненные игольчатые в срезе кристаллы с пирамидальной огранкой вершин. В качестве примесей в них встречается рутений. Кристаллы эрлихманита имеют ромбическую форму, они образовались позже осмирида, нередко используя трещины отдельности, выполненные кристаллами осмиридов.

Шток ультрабазитов Чад по своему строению схож с кондёрским, но значительно меньше (диаметр 3,5 км). Как и на Кондёре, центральная часть штока представлена платиноносными и хромитовыми дунитами, которые в восточном по-

лукольце постепенно переходят в оливковые габбро и габбро-нориты, а на западе их место занято раннемеловыми сиенитами, шонкинитами и др. щелочными породами алданского комплекса. В отличие от Кондёра хромитовые дуниты содержат палладия больше, чем платины, при очень низких содержаниях родия, иридия и рутения. Содержания Pt и Pd редко достигает 1 г/т, обычно это сотые и десятые доли г/т. Пересекающий массив руч. Моховой содержит промышленную россыпь платиноидов.

На западном фланге Алдано-Становой провинции находится платиноносная россыпь Инагли, образование которой связано с аналогичным Кондёру и Чаду зональным штоком щелочно-ультраосновного состава. Основные платиноиды россыпи представлены минералами групп самородной платины (поликсен, иридиястая платина, платинистый иридий, купроплатина, никелистая платина, ферроплатина, палладистая платина), осмистого иридия (невьянскит, сысерскит, рутениевый и родиевый невянскиты, осмит), а также сульфиды и арсениды МПГ [2].

Из россыпей, берущих начало с зональных массивов, уже добыто порядка 40 тонн платины. Ресурсы россыпной платины по категории P₃ оце-

Таблица 1

Химический состав платиновых минералов месторождения Кондёр (мас. %)

	Os	Ir	Pt	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Co	Σ
Платиново-железистые минералы (россыпь)										
1	-	0,89	90,12	0,22	1,02	0,19	6,25	0,06	0,17	98,92
2	-	0,51	89,94	0,11	2,17	0,32	6,04	0,11	0,29	99,49
3	-	0,55	91,18	0,16	0,76	0,56	5,52	0,08	0,86	99,67
Осмий-иридиевые минералы										
4*	85,54	5,96	3,18	1,66	0,62	0,29	0,01	0,01	0,1	97,37
Платиново-железистые минералы (рудные)										
5	-	0,29	93,21	0,04	0,69	0,19	5,18	-	0,35	99,98
6	-	0,24	85,15	0,15	0,66	0,19	6,57	0,11	0,3	93,37
7	0,08	0,34	92,63	0,1	0,69	0,46	5,86	0,06	0,4	100,62
8	0,06	0,75	91,4	-	0,72	0,77	5,0	0,06	0,35	99,11
9	0,09	0,25	92,25	0,13	0,55	0,69	4,97	0,04	0,41	99,38
10	-	0,62	90,95	0,05	0,4	0,28	7,57	0,09	1,07	101,03
11	0,67	0,29	90,9	0,17	0,56	0,52	6,21	0,15	0,99	100,47
12	0,14	-	90,8	-	0,28	0,8	7,52	0,05	0,7	99,89
13	0,12	0,77	92,5	0,08	0,1	0,64	5,19	0,13	0,51	100,04
14	0,21	0,64	92,05	0,08	0,1	0,64	5,96	0,13	0,77	100,58
15	-	0,9	91,24	0,04	0,34	0,59	5,92	0,18	0,99	100,2
16	-	0,87	90,46	-	0,56	0,57	5,38	0,21	0,95	99,0
17	0,3	0,48	89,63	-	0,54	0,52	6,33	0,1	0,92	98,82
18	-	0,51	92,45	0,1	0,56	0,64	6,42	0,08	0,93	101,69
Осмий-иридиевые минералы										
19*	89,05	4,48	1,88	3,31	0,06	0,3	0,06	-	0,2	99,35

Примечание: * - включения в платиново-железистых минералах.

ниваются нами не менее 60 тонн. Учитывая накопленные в мире данные по соотношению россыпной и коренной платиноносности, ресурсы рудной платины Алдано-Становой провинции оцениваются в 500 тонн по категории P_3 .

Амурская провинция

Амурской провинции отвечает Амурский композитный массив, состоящий из блоков верхнепротерозойского кристаллического фундамента и серии докембрийских орогенных поясов. В пределах провинции известен ряд мелких проявлений рудной и россыпной платиноносности. Наиболее перспективными являются Гарьская и Фадеевская платиноносные площади.

В северной части Амурской провинции расположена Гарьская платиноносная площадь (см. рис. 1). Здесь, в междуречье рек Зея, Деп и Гарь-2 находится ареал массивов ультраосновных пород. Он включает массивы Усть-Депский, Дуте и группу мелких дайкообразных тел в бассейне р. Гарь-2. Породы представлены, главным образом, серпентинизированными гарцбургитами, перидотитами, диабазами, встречаются родингиты. Для них характерна высокая магнезиальность и низкая железистость. Возраст пород – поздний протерозой.

В отдельных золотоносных россыпях этого района (рр. Гарь-2, Деп и руч. Золотой, впадающий в р. Зею против устья р. Деп) платиноиды установлены еще в конце XIX века. Нередко в этих россыпях содержание платиноидов было сопоставимо с содержанием золота. Из платиновометаллических минералов наиболее распространены иридоосмины и осмириды, реже встречаются сперрилит и самородная платина (табл. 2, рис. 3).

При изучении типоморфных свойств монофазных осмий-иридиевых минералов выделены следующие группы с учетом морфологических и микроструктурных признаков: гексагональные пластинчатые кристаллы, гексагональные объемно-призматические кристаллы, призматические прямоугольные и трапециевидные кристаллы, обломочные кристаллы с раковистым сколом, двойниковые сростки Ru-Ir-Os минералов, кольца – торы с заполненной или выкрошившейся центральной частью (рис. 3а). На некоторых индивидах обнаружена глобулярная микроструктура (рис. 3б), скорее всего представляющая собой вторичные образования. Глобулы располагаются хаотично, но нередко декорируют ступени скола, спайности и другие детали рельефа.

Фадеевская платиноносная площадь расположена на юго-западе Приморья, вблизи грани-

цы России и Китая. Она проявлена в пермских складчатых вулканогенно-терригенных и черносланцевых толщах, дислоцированных в меридиональном направлении и прорванных крупными массивами гранитоидов повышенной основности, многочисленными дайками позднепалеозойских порфиритов, а также малыми телами базит-ультрабазитов (кортландиты, дуниты, клинопироксениты, горнблендиты, амфиболизированные габбро). Платиноиды здесь находили при отработке золотоносных россыпей на всем протяжении руч. Фадеевка и Золотой. Совместно с золотом отмывали платину, осмириды, палладий и родий. Имеются основания считать [13], что МПГ в районе связаны с концентрически зональными дунит-клинопироксенитовыми массивами щелочного и толеитового ряда.

Величина зерен платиноидов до 2,5-3 мм, средняя 0,3-0,4 мм. Преобладает изоферроплатина с соотношением: МПГ: Fe+Ni+Cu=2,6-4,8:1, и тетраферроплатина (МПГ: Fe+Ni+Cu=1-1,2:1). Ферроплатина слагает самостоятельные зерна, тетраферроплатина образует мелкие включения (0,02 мм) в осмириде. Для первой характерны примеси Rh и Cu, для второй – Ir и Ni; Os и Ru практически отсутствуют (табл. 3). Вторая по распространенности в россыпях группа платиноидов – осмириды. В них отношение Os к сумме платиноидов = 0,11-0,86, при этом встречаются как осмиевые, так и иридиевые разновидности. Характерная примесь в осмиридах – Ru. Многочисленная группа платиноидов представлена сульфидами, арсенидами и промежуточными разностями с примесью Sb.

Электронно-микроскопические и рентгено-спектральные исследования минералов платиновой группы, отобранных из тяжелого шлиха золотоносной россыпи руч. Фадеевка показали большое разнообразие морфологических и микроструктурных характеристик этих минералов. Большинство образцов представляют собой сростки и гетероструктурные образования различных минералов элементов группы платины, где чаще всего ими являются минералы платиново-железистых и осмий-иридиевых сплавов. Учитывая состав и типоморфные особенности минералов можно выделить две группы: минеральные зерна, основой которых являются осмий-иридиевые минералы с различным содержанием рутения и минеральные зерна, основой которых являются платиново-железистые минералы. Часто встречаются гексагональные пластинчатые кристаллы иридоосминов с наростами Os-Ir-Pt состава (рис. 4).

Следует обратить внимание на то, что более

Таблица 2

Состав платиноидов Гарьского узла по [5]

№ образца	№№ ан. уч.	Содержание, мас.%									
		Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	S	Fe	Cu	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ш1-3	1	21.1	0.7	-	38.9	32.9	4.2	-	0.1	0.4	98.2
	2	21.2	0.5	-	40.6	32.9	4.0	-	-	0.4	99.6
	3	19.6	0.7	0.1	41.3	32.8	4.3	-	0.1	0.4	99.3
Ш1-6	1	0.1	0.8	0.3	0.5	1.3	91.3	-	5.2	0.4	100.0
	2	-	0.7	0.3	0.6	1.5	91.2	0.1	4.9	0.4	99.7
Ш2-1	1	17.3	0.8	0.1	41.6	36.5	1.8	-	0.4	0.4	98.9
Ш2-2	1	0.1	0.8	0.2	0.3	1.7	89.4	0.1	5.8	0.6	99.0
	2	0.1	0.6	-	0.8	3.1	85.5	0.4	6.8	1.2	98.6
	3	-	0.9	-	1.0	2.3	87.4	0.1	5.3	2.3	99.3
Ш2-4	1	1.5	-	-	55.3	42.6	-	-	0.2	0.5	100.0
	2	1.5	-	-	55.6	42.3	-	-	0.2	0.5	100.1
	3	0.7	-	-	58.3	41.3	-	-	0.2	0.5	101.0
Ш2-5	1	1.5	-	-	66.5	30.8	0.7	-	0.1	0.4	99.9
	2	1.9	-	-	65.7	31.0	0.5	-	0.1	0.4	99.5
Ш2-7	1	6.9	0.1	-	61.6	29.4	0.7	-	0.1	0.4	99.2
	2	7.1	0.1	-	60.9	29.4	0.7	-	0.1	0.4	98.8
Ш2-6	1	0.3	1.4	0.2	0.1	2.2	83.8	-	9.4	0.4	97.9
	2	21.3	1.1	0.1	36.8	33.9	3.3	-	0.2	0.3	97.0
Ш2-8	1	0.5	-	0.3	62.6	35.6	1.2	-	0.1	0.5	100.7
	2	-	-	-	63.3	35.5	0.4	-	-	0.3	99.7
	3	0.1	-	-	62.3	34.8	0.8	-	0.1	0.3	98.7
	4	0.3	-	-	63.3	35.9	0.9	-	-	0.4	100.9
	5	0.6	-	-	62.9	34.8	0.9	-	-	0.4	99.6
Ш2-10	1	0.2	0.4	0.1	0.2	3.6	87.5	-	5.2	0.3	97.4
	2	-	0.4	-	0.2	3.3	88.2	-	5.2	0.2	97.6
	3	0.2	1.5	0.8	0.1	2.8	87.0	-	5.0	0.4	97.8

ранние данные классических анализов по содержанию Os в минералах, рудах и породах, почти на порядок занижены по сравнению с анализами современных физических приборов. Осмий сильно летуч и классическими методами определить его трудно. В настоящее время ясно, что в земной коре Os примерно 0,007 г/т, а в оливинах – 0,16 г/т и в целом в перидотитах около 0,45 г/т, в то же время в пироксенитах и анортозитах содержание Os примерно 0,008 г/т.

Амурская провинция отличается осмий-иридиевой специализацией. Второй ее особенностью является тесная связь платиноидов с золотом и железом. Поэтому большинство проявлений благородных металлов рассматривается нами как комплексное сырье. По результатам опытных работ прогнозные ресурсы провинции оцениваются в 600 т МПГ по категории P₁.

Монголо-Охотская провинция

Монголо-Охотская платиноносная провинция вытянута в субширотном направлении между Алдано-Становой и Амурской и имеет форму

клина, расширяющегося к востоку (см. рис. 1). Ей соответствует Монголо-Охотская складчатая система, выполненная терригенными и кремнисто-вулканогенными, зонально метаморфизованными комплексами от рифея и раннего палеозоя до мезозоя. В пределах провинции известен ряд золото-кварцевых (Токур, Харга и др.) и золото-сульфидных (Маломыр, Нони) месторождений черносланцевой формации. Они нередко содержат существенную примесь платиноидов. В целом эта провинция перспективна на обнаружение комплексных золото-платиновых месторождений в черносланцевых толщах.

Наибольший интерес представляет платиноносность золото-сульфидного месторождения Маломыр. Месторождение расположено в южной части провинции в верховьях р. Нижняя Стойба, правого притока р. Селемджи.

Золотоносная структура, вмещающая Маломырское месторождение, представляет из себя пучок сближенных на расстояние от 1-2 до 40 м зон дробления, катаклаза, дезинтеграции, брекчий на кварцевом, кварц-сульфидном, сульфидном,

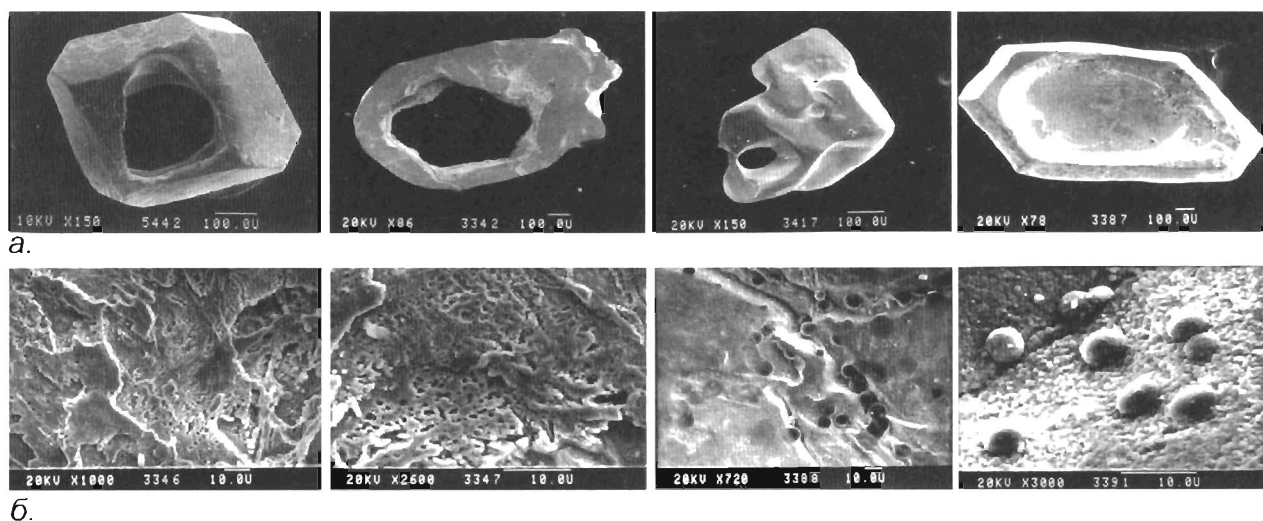


Рис. 3. Морфология (а) и микроструктура (б) кольцевидных кристаллов Os-Ir минералов (SEI)

реже карбонат-кварцевом цементе. Мощность таких зон составляет от первых десятков см до 50 м. Вмещающими являются вулканогенно-осадочные и терригенные толщи позднего палеозоя, метаморфизованные в фации зеленых сланцев.

Руды представлены сульфидизированными брекчиями и катаклазитами кварц-альбитовых, кварц-серицитовых и кварц-адуляровых метасоматитов с наложенным тонкопрожилковым окварцеванием. Рудные минералы представлены арсенипиритом и пиритом, количество которых меняется от 1-5 до 10%. Прочие сульфиды визуально наблюдаются редко. В порядке распространенности отмечаются: халькопирит, галенит, пирротин, сфалерит, блеклая руда, аргентит и леллингит. В протолочках из руд кроме них отмечаются шеелит, вольфрамит, молибденит, касситерит, магнетит и титаномагнетит, а также самородное золото.

Преобладающий размер самородного золота Маломырского месторождения – тысячные доли миллиметра. Небольшая часть золотинок имеет размер десятые доли миллиметра. По данным атомно-абсорбционного анализа (10 определений), проба золота 781-880. В частоте встречаемости пробы намечаются 2 пика: в интервалах 780-800 и 860-880 единиц. В золоте установлены, кроме Ag примеси Fe 2-3%, Mn до 0.1%, Cu до 0.005%, As до 0.2%, а также Hg.

Платина и палладий обнаружены в штуфных пробах, отобранных из окисленных руд. Содержания Pt колеблются от 0.5 до 10 г/т, Pd - 0.2-7.1 г/т. Анализы выполнялись в Томском политехническом университете инверсионно-вольт-амперометрическим методом [7].

Монголо-Охотская провинция перспективна на выявление комплексных золото-платиновых

месторождений сухоложского типа в черносланцевых толщах. Прогнозные ресурсы провинции по категории Р₁ составят порядка 1000 тонн Pt и Pd.

Приморская провинция

Приморская провинция протягивается в СВ направлении от г. Находки через верховья р. Уссури к верховьям рек Анюй и Гур на 900 км при ширине 70-100 км. Она контролируется многочисленными как мелкими так и сравнительно крупными массивами базит-ультрабазитовых интрузий, секущими преимущественно мезозойские дислоцированные толщи вулканогенно-терригенного состава [13]. Платиноидная минерализация обнаружена на нескольких участках: Польниха, Откосный, Ракитинский, Медвежий, Ариадное.

На участке Польниха в пробе окварцованной брекчии (содержание Au 2,4 г/т) содержание Pt составило 4,6 г/т, Ir 0,07 г/т. На уч. Откосном в сульфидно-кварцевой жиле с низким содержанием Au (0,4 г/т) обнаружены Pt - 2,6 г/т и Ir - 0,07 г/т. На участке Ракитинский в парагенезисе со скарнированными и сульфидизированными габброидами в минерализованных породах с оловянной, вольфрамовой и медной минерализацией буровой скважиной вскрыт интервал с содержанием Pt 0,7 г/т и Pd 1 г/т. На уч. Медвежем в трех пробах, отобранных из “базальтов с гнездами оливина”, содержание Pt составило 3,2-4,8 г/т, Ni - 0,3-0,04 %. На уч. Ариадное в районе контакта мезозойских гранитоидов с крупным габбро-анортозитовым массивом в титаноносной россыпи, а также в протолочке из клинопироксенита обнаружены зерна сперрилита [5].

В южной части зоны в районе оз. Ханка в бурых углях Павловского месторождения В.В. Се-

Таблица 3

Химический состав платиновых минералов Фадеевского узла (мас.%)

№ п.п.	Os	Ir	Pt	Ru	Rh	Pd	Ag	Fe	Ni	Cu	S	As	Σ
<i>Платиново-железистые минералы</i>													
1	0,22	0,98	92,48	0,13	1,64	-	0,04	5,82	0,19	0,57	-	-	102,03
2	0,46	1,36	85,33	0,42	1,07	0,33	0,01	8,13	0,37	0,94	-	-	98,41
3	-	1,02	88,59	0,61	2,34	0,30	-	9,02	0,45	0,50	-	-	102,33
4	0,62	3,29	82,61	0,70	3,52	0,37	0,01	10,34	0,35	0,63	-	-	102,44
5	-	3,51	86,21	0,12	0,83	-	-	10,26	0,35	0,60	-	-	102,43
6	-	4,23	84,96	0,09	0,67	-	-	10,47	1,10	0,56	-	-	102,08
7	0,95	2,36	86,54	0,30	2,24	0,29	-	6,99	0,08	0,42	-	-	100,17
8	0,98	2,30	85,10	0,17	1,93	0,23	0,03	7,08	0,21	0,43	-	-	98,48
9	-	4,58	82,10	0,76	2,53	-	-	10,98	1,01	0,54	-	-	102,50
10	-	4,87	81,58	0,77	2,34	-	-	11,73	0,9	0,61	-	-	102,16
11	-	0,60	85,11	0,53	2,49	0,07	0,01	11,52	1,67	0,49	-	-	102,49
12	-	1,05	84,12	0,52	2,17	0,09	-	12,45	1,57	0,44	-	-	102,41
<i>Осмий-иридий-рутениевые минералы</i>													
13	62,41	29,96	0,73	3,76	0,50	0,06	-	0,20	-	-	-	0,12	97,74
14	31,87	29,39	2,26	38,36	-	-	-	0,23	0,03	0,29	-	-	102,43
15	33,60	27,93	2,54	37,58	-	-	-	0,07	0,02	0,31	-	-	102,05
16	36,50	61,05	0,50	3,19	0,06	0,02	-	0,20	0,18	0,77	-	-	102,31
17	36,90	60,18	0,52	3,01	0,07	0,07	-	0,32	0,25	0,75	-	-	102,55
18	26,97	26,48	2,48	45,28	-	-	-	0,24	-	0,44	-	0,60	102,49
19	28,23	32,03	2,90	38,07	-	-	-	0,37	0,27	0,44	-	-	102,31
20	13,47	52,08	23,86	29,92	-	-	-	4,76	0,10	0,35	-	-	101,07
<i>Сульфиды</i>													
21	8,09	3,03	-	56,91	-	-	-	-	0,04	0,05	34,23	-	102,35
22	0,16	0,64	0,35	77,10	-	-	-	-	-	-	23,95	0,13	102,33

рединным обнаружены благородные металлы, в том числе платиноиды. В углях, обогащенных редкоземельными элементами содержания платиноидов достигают (г/т): Pt - 2,37, Pd - 3,17, Rh - 0,04, Ru - 0,1, Os - 0,24, Ir - 0,06. В золе угля содержится соответственно: 8,4; 12,7; 0,16; 0,7; 1,7; 0,4 [11].

Заслуживает внимания уч. Мал. Ключи (район оз. Ханка), где по данным А.Н. Родионова платина в количествах 0,17-0,21 г/т обнаружена в серпентинитах и брекчиях по основным породам.

Перспективы Приморской провинции связаны с проявлением платиновой минерализации в интрузиях гипербазитов, а также в углеродсодержащих комплексах пород. Прогнозные ресурсы платины по категории P₃ оцениваются в 100 тонн.

Корякско-Камчатская платиноносная провинция

Платинометалльное оруденение Камчатки сосредоточено в Камчатско-Корякской провинции. В северной части провинции преобладают россыпи платины, приуроченные к зональным массивам дунит-гарцбургитовой формации [3], а

в южной части провинции наибольший интерес представляют платиносодержащее медно-никелевое оруденение, расположенное в пределах Камчатского срединного массива [9].

Камчатский срединный массив является тектонотипом срединных массивов островодужных систем Востока Азии [12]. Наиболее древние метаморфические образования колпаковской и камчатской серий позднепротерозойского (?) возраста приурочены к центральной части массива, а перекрывающие их терригенные и сланцевые толщи хейванской, андриановской и химкинской свит раннего и позднего мела к его южной, северной и западной окраинам. Платиноидно-медно-никелевое оруденение в Камчатском срединном массиве генетически связано с небольшими массивами, дайками и силлами роговообманковых диоритов, меладiorитов, габбро и кортландитов дукукского комплекса эоценового возраста [8]. Месторождение Шануч представлено пучком субвертикально ориентированных рудных тел, сопряженных с интрузиями неправильной формы и дайками дукукского комплекса, размещение кото-

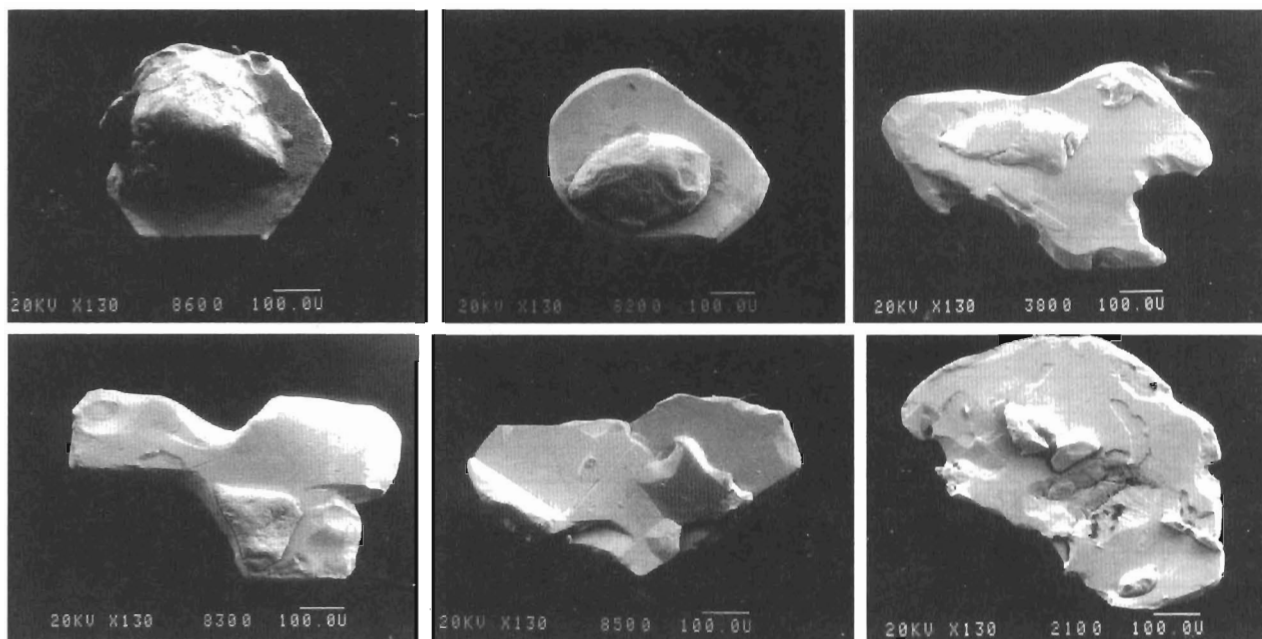


Рис. 4. Морфология Os-Ir кристаллов с Os-Ir-Pt наростами(SEI)

рых контролируется разрывными нарушениями. Наблюдается сложная жи.лообразная, штокообразная и линзовидная форма рудных тел, сложенных сульфидными медно-никелевыми рудами. Характерной особенностью рудных тел является их зональное строение. Центральная их часть, как правило, сложена массивными сульфидными рудами или состоит из серии сближенных зон с прожилковым, пятнистым или брекчиевидным оруденением. Жилы массивной руды нередко оконтурены зонами брекчиевидных и брекчиевидно-прожилковых руд, которые сменяются к периферии прожилковыми и вкрапленными. Контуры рудных тел определяются по данным опробования.

На месторождении наиболее изучено рудное тело № 1. Оно имеет сложную, серповидную форму в горизонтальном сечении с размерами 120x50м и прослежено на глубину около 320м. В вертикальном разрезе рудное тело линзовидное, с раздувом в центральной части (рис. 5). В состав рудных минералов входят, главным образом, пирротин, пентландит и халькопирит. Менее развиты виоларит, пирит, сфалерит, магнетит, а также редкие – борнит, халькозин, ковеллин, линнеит, зигенит, макинавит, полидимит, миллерит, моллибденит, леллингит, кобальтин, брейгауптит, ульманит и мелонит. Из минералов благородных элементов отмечаются самородное золото, сперрилит, котульскит, майченерит и изоферроплатина.

Наибольшие содержания промышленно ценных компонентов наблюдаются в массивных рудах. Среднее содержание в них (вес. %): Ni –

7,58, Cu – 1,1, Co – 0,19, Au – 0,32 г/т. Сумма МПГ составляет 0,73 г/т при преобладании Pd (0,53 г/т). Отношение Ni к Cu равно 7, Pd к Pt – 3,3. В брекчиевидных рудах средние содержания основных рудных элементов снижаются и составляют (в %): Ni – 5,31, Cu – 0,88 и Co – 0,12. Одновременно снижается концентрация Au (0,18 г/т) и сумма МПГ (0,69 г/т). Отношение Ni к Cu (6) и Pd к Pt (2,9) уменьшаются незначительно. Прожилково-вкрапленные руды содержат значительно меньшие концентрации рудных элементов (вес. %): Ni – 3,82, Cu – 0,6, Co – 0,12. Значительно уменьшилась доля МПГ (0,31 г/т), а содержание примеси Au несколько выросло (0,22 г/т). Никель-медное отношение остается на прежнем уровне (6), а палладий-платиновое несколько уменьшается (2,6). Наименьшие концентрации полезных компонентов содержат вкрапленные руды (вес. %): Ni – 0,33, Cu – 0,1, Co – 0,01. Сумма МПГ уменьшается до 0,07 г/т, а Au до 0,1 г/т. В этих рудах отношение Ni к Cu уменьшается до 3, а Pd к Pt до 1,5.

Основные ареалы распространения зональных платиноносных массивов дунит-клинопироксенит-габбрового состава располагаются в северной части провинции. Из них наибольший интерес представляет Сейнав-Гальмознанская группа массивов. В нее входят десятки небольших интрузивных тел. Возраст их позднемеловой [4]. Приядерная часть зональных массивов сложена дунитами, а периферические зоны клинопироксенитами и габбро. Эти массивы в той или иной степени платиноносны. При их разрушении воз-

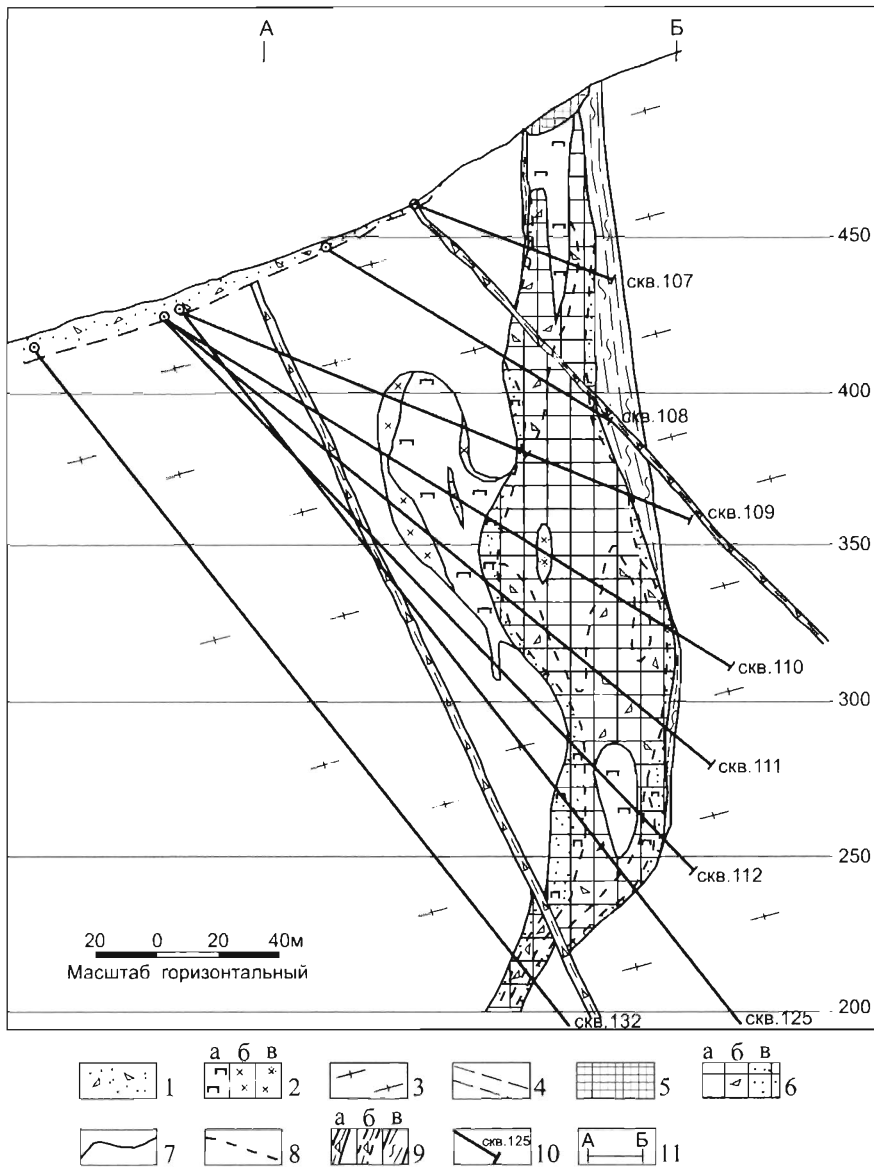


Рис. 5. Схематический разрез по рудному телу 1 месторождения Шануч по [10]

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – интрузии дуковского комплекса (а – габбро, б – меладiorиты, в – диориты); 3 – крутогорский гнейсово-плагиигранитовый комплекс; 4 – камчатская метаморфическая серия (кристаллические сланцы гранат-ставролит-биотитового состава); 5 – окисленные руды; 6 – сульфидные медно-никелевые руды (а – массивные, б – брекчиевидные, в – прожилково-вкрапленные и вкрапленные); 7 – геологические границы; 8 – границы между типами руд; 9 – зоны дробления (а – достоверные, б – предполагаемые, в – зоны милонитизации); 10 – скважины и их номера

никли россыпи платины. Наиболее крупные из них сосредоточены в Сейнав-Гальмознанском узле (рис. 6). Основным полезным минералом россыпей является изоферроплатина, встречаются также самородная платина, тетраферроплатина, туламинит, что сближает их по составу с россыпью р. Кондер Хабаровского края. Но россыпи, какие бы богатые они ни были, быстро истощаются и основные перспективы платиноносности Камчатки видятся в коренной платиноносности зональных массивов.

Основным источником поступления платины

в россыпи служат хромитсодержащие дуниты. Перспективы платиноносности перидотитов и пироксенитов требуют дальнейшего изучения. Установлено, что платиной обогащена южная часть Гальмознанского массива. Наиболее платиноносными, как и в массиве Кондер, являются дуниты с прожилково-вкрапленными и шлировыми выделениями хромита. В этой части массива выделены рудоносные зоны, обогащенные хромитом и платиной. А.П. Козловым и В.А. Чантурия научно обосновано и экспериментально подтверждено, что в пределах дунитового ядра Гальмознан-

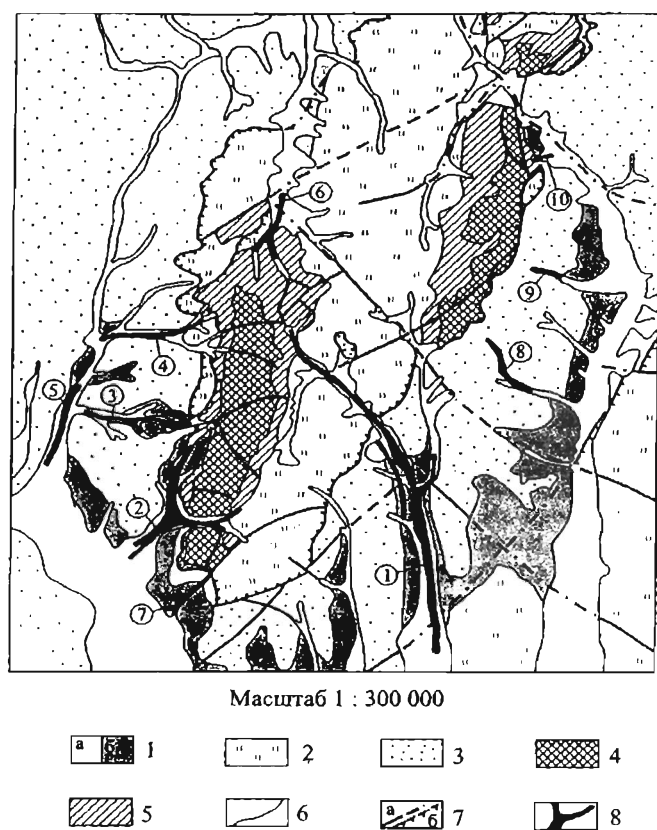


Рис. 6. Схема геологического строения Сейнава-Гальмознанского платиноносного узла по [4]

1 — отложения квартера: а — аллювиальные, б — ледниковые; 2 — вулканогенно-кремнистые позднемелового возраста; 3 — герригенный флиш позднемелового возраста; 4 — дуниты; 5 — клинопироксениты, габбро; 6 — геологические границы; 7 — тектонические нарушения: а — крутопадающие, б — надвиги; 8 — россыпи платины (1 — бассейна р. Левтыриновьям, 2 — бассейна руч. Лебяной, 3 — бассейна руч. Пенистый, 4 — руч. Ветвистый, 5 — р. Янытайлыгиньям, 6 — р. Гальмотапелььям, 7 — руч. Южный, 8 — руч. Двойной, 9 — руч. Ясный, 10 — руч. Ошибка

ского массива имеется масштабное платинометалльное оруденение, которое может представлять интерес для промышленного освоения [3].

Промышленный потенциал других зональных массивов изучен слабее. Но не исключено, что промышленные месторождения платины будут выявлены и в тех массивах, которые в силу определенных причин, не дают промышленных россыпей (слабо вскрытые эрозией или содержащие платиновые минералы нероссыпеобразующих классов).

В целом для Корякско-Камчатской провинции наиболее перспективными типами платинометалльного оруденения являются: в первую очередь платиносодержащая хромитовая формация и во вторую — платиноидно-медно-никелевая. Нужно учитывать и добычу платины из россыпей, в том числе техногенных, а также попутную добычу платиноидов из россыпей золота.

На Камчатке возможны и некоторые новые типы платинометалльного оруденения. Например, типа вулканогенного близповерхностного месторождения платины Ватерберг в ЮАР или золото-палладиевого месторождения Чудное на Приполярном Урале, приуроченного к риолитам.

Перспективы Камчатской провинции заключаются в коренной платиноносности двух типов: зональных массивов гипербазитов и сульфидных медно-никелевых месторождений. Платиноносные россыпи, связанные с зональными ультрабазитовыми массивами, в основном отработаны. Исследования, проведенные на Гальмознанском зональном массиве показали, что он является новым перспективным источником крупнообъемных платиносодержащих дунитовых руд. Поскольку суммарные запасы россыпей составляли более чем 50 тонн платины, то прогнозные ресурсы рудной платины составят не менее 200 т. Прогнозные ресурсы сульфидных Cu-Ni месторождений оцениваются в 1 млн т Ni. Примесь МПГ, преимущественно Pd, составляют десятые доли г/т. Поэтому прогнозные ресурсы МПГ, преимущественно Pd, составят порядка 10 г.

Типизация платинометалльных месторождений и рудопроявлений

В пределах Востока России выявлены представители платиносодержащей хромитовой (Кондер, Гальмознан), сульфидной платиноидно-медно-никелевой (Шануч, Кун-Манье), платиносодержащей титано-магнетитовой (Куранах), золото-платиновой черносланцевой (Маломыр) формаций (табл. 4). Платиновое оруденение обнаружено сотрудниками института ИГЕМ в бурогольном Павловском месторождении Приморья. Там же, в Приморье сотрудниками ДВГИ обнаружено интересное платинометалльное оруденение в графитсодержащих сланцах. Из экзогенных выделена формация платинометалльных россыпей и платиносодержащих россыпей золота.

Заключение

На Востоке России широко развито разнотипное и полихронное платинометалльное оруденение. Здесь выделяются пять потенциальных платиноносных провинций: Алдано-Становая, Амурская, Монголо-Охотская, Приморская и Корякско-Камчатская. Одной из основных осо-

Типы платинометалльной минерализации Дальнего Востока

Рудные формации	Ассоциация МПГ	Ведущий тип месторождений	Рудовмещающие формации	Примеры месторождений и рудопроявлений
Эндогенные	Pt	Алданский	Дунит-клинопироксенит-габбровая щелочная	Кондер, Чад
Платиносодержащая хромитовая				
- « -	Ir-Os (Pt)	Альпийский	Дунит-гарцбургитовая	Гарьское
Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	Pt-Pd	Мончегорский	Перидотит-пироксенит-габбро-норитовая	Кун-Манье, Шануч
Платиносодержащая титаномагнетитовая	Pt	Джугджурский	Габбро-анортозитовая	Куранах, Бол.Сэйим
Полиметалльная золото-платиновая в черных сланцах	Pt (Pd)	Сухоложский	Терригенная, карбонатно-терригенная сероцветная	Маломыр, Колчеданный Утес
Платиносодержащая буроугольная	Pd,Pt	Павловский	Углеродисто-терригенная	Павловское
Экзогенные	Pt (Ir, Os)	Кондерский	Современные аллювиальные осадки	Кондер, Моховой
Платинометалльные россыпи				
Платиносодержащие россыпи золота	Ir, Os (Pt)	Гарьский	- « -	Гарь

бенностей является приуроченность платинометалльного оруденения к окраинам кратонов, срединным массивом и геоблокам древнего фундамента складчатых областей.

Проведенное нами ранее детальное изучение состава и внутреннего строения минералов платиновой группы (МПГ) показало, что здесь развит широкий круг МПГ, с преобладанием интерметаллических соединений с фиксированным соотношением между компонентами.

Наблюдается приуроченность типоморфных ассоциаций МПГ к рудным узлам с определенными типами платинометалльного оруденения,

что использована нами для целей прогнозирования. Благодаря этому выявлено платиноидное медно-никелевое оруденение в Дамбукинском рудно-россыпном узле Алдано-Становой провинции.

Наиболее перспективными типами для Востока России являются осмий-иридиевая, платиноидная медно-никелевая, платиносодержащая хромитовая и золото-платиновая в черных сланцах формации, а также россыпи платины и россыпи золота с платиноидами. В целом, перспективы платинометалльного оруденения Востока России оцениваются нами достаточно высоко.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // ДАН. 2009. Т. 425. № 4. С. 505-508.
2. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. – СПб.: Наука, 2000. – 755с.
3. Козлов А.П., Чантурия В.А. Платиносодержащие дунитовые руды и их обогатимость. – М.: УРАН ИПКОН РАН, 2009. – 148с.
4. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. Коллектив авторов. СПб.: изд-во карт. Ф. ВСЕГЕИ. 2002. – 383с.
5. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 2004. – 176с.
6. Парфенов Л.И. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. № 6. С. 32-43.
7. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С. и др. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ. 2008. – 232с.
8. Степанов В.А., Трухин Ю.П. О возрасте Шанучского медно-никелевого месторождения // ДАН. 2007. Т. 417. № 3. С. 379-381.
9. Трухин Ю.П., Степанов В.А., Сидоров М.Д. Камчатская никеленосная провинция // ДАН. 2008. Т. 418. № 6. С. 802-805.
10. Трухин Ю.П., Степанов В.А., Сидоров М.Д., Кунгурова В.Е. Шанучское медно-никелевое месторождение: геолого-геофизическая модель, состав и геохимия руд // Руды и металлы. 2009, № 5, с. 75-81.
11. Угольная база России. Т. IV. – М.: ООО «Геоинформмарк». 2004. – 779с.
12. Ханчук А.И. Геология и происхождение Срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеанская геология. 1983. № 4, с. 45-53.
13. Щека С.А., Вржосек А.А. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дальнего Востока // Платина России. Т. 3: в 2 книгах. – М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1999. С. 66-75.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Е.Г. Сидоров*, Н.Д. Толстых**

* Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

** Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Корякско-Камчатский регион в последнее время приобрел значение новой важной платиноносной провинции. Открытие крупных россыпей в Корякии позволило региону на протяжении десятилетия лет стабильно удерживать лидирующие позиции по добыче россыпной платины в России. Кроме того, начата добыча платиносодержащих сульфидных медно-никелевых руд разведанных месторождений, которая также должна внести свой вклад в расширение производства платины в регионе. Потенциал активно разрабатываемых россыпных месторождений ограничен, в связи с этим особо остро встает проблема поиска новых источников платины. Постоянно растущий спрос на металлы платиновой группы (МПГ), которые, при своем «благородстве», являются «рабочими» металлами с обширными и расширяющимися областями применения, их экономическое и стратегическое значение ставит вопросы исследования проявлений и месторождений платиноидов в разряд первоочередных, имеющих исключительное значение для России.

В данной статье приведен краткий обзор типоморфных особенностей ассоциаций минералов МПГ (ММПГ) россыпных и коренных проявлений и месторождений базит-гипербазитовых комплексов, расположенных в границах Камчатского края.

Базит-гипербазитовые комплексы Корякско-Камчатского региона

История исследования базит-гипербазитовых комплексов.

Наиболее ранние сведения о базит-гипербазитовых комплексах региона и их платиноносности относятся к началу XX века [2], к восьмидесятым годам здесь было установлено 36 россыпных и коренных проявлений минералов (ММПГ) и металлов (МПГ) платиновой группы, а к началу нового столетия число их выросло почти вдвое. Значительный вклад в их открытие и исследование внесли М.Н. Кожемяко, В.П. Василенко, С.И. Федотов, В.П. Похиалайнен, А.Ф. Михай-

лов, А.Г. Погожев, Г.М. Агальцов, Л.И. Анкудинов, В.И. Голяков, Ю.М. Резник, Л.И. Кравченко, Л.И. Аникеева, Э.С. Алексеев, Л.А. Агафонова, Б.К. Долматов, А.И. Байков, Е.А. Баженов, Ф.Ш. Кутыев, Е.Г. Сидоров, В.С. Резниченко, О.В. Астраханцев, В.Г. Батанова, Е.К. Игнатъев, Б.И. Сляднев, М.Ю. Хотин, В.А. Нодия, В.А. Полетаев, А.В. Разумный, В.Н. Мелкомуков, С.А. Щека, В.М. Чубаров, Н.Д. Толстых, А.П. Козлов, А.Г. Мочалов, В.П. Зайцев, В.М. Округин и др. Основные данные по геологическому строению и платиноносности базит-гипербазитовых массивов Корякско-Камчатского региона были получены в процессе геологических съемок масштабов: 1:200000 и 1:50000, научных и тематических исследований. Эти работы проводились геологами Дальстроя МВД СССР, Северо-Восточного геологического управления и Камчатского РайгРУ, ВАГТа, НИИГА, а также исследователями различных научных организаций.

Большое значение в изучении платиноносности Корякско-Камчатского региона имели тематические исследования базит-гипербазитовых комплексов региона, которые проводились в Центральной геохимической партии ПГО «Камчатгеология» в период с 1976 по 1989 гг. под руководством А.И. Байкова и Е.А. Баженова. В них принимали участие А.В. Полетаева, Л.А. Агафонова, О.Ф. Кочкина, Е.Г. Сидоров и др. В это же время тематические исследования проводили сотрудники Института вулканологии ДВО РАН Ф.Ш. Кутыев, В.М. Округин, В.М. Чубаров. В ходе исследований были получены первые данные по содержаниям МПГ, определенным химико-аналитическими методами в породах и рудах более 30 базит-гипербазитовых массивов, а также первые результаты обработки технологических проб платиноносных сульфидных руд Срединного хребта и Восточной Камчатки, которые исследовались в ИЦЛ Норильского ГМК под руководством профессора В.Ф. Борбата.

Н.А. Шило и С.М. Тильман (1970) первыми обосновали положение, что Северо-Восток СССР

является перспективной платиноносной провинцией, однако неоднозначность трактовки формационной принадлежности базит-гипербазитовых массивов на несколько лет отодвинула открытие здесь месторождений платины. Специализированные исследования платиноносности базит-гипербазитовых комплексов юга Корякского нагорья, проводились сотрудниками Института вулканологии ДВО РАН под руководством Ф.Ш. Кутыева, в рамках программы работ Межведомственного целевого научно-производственного объединения «Платина». В 1988 г. ими были получены первые данные о россыпных проявлениях платины и охарактеризованы ассоциации ММПГ в россыпях, приуроченных ко всем крупным массивам габбро-клинопироксенит-дунитовой формации, а также выявлены ММПГ в коренных породах этих массивов [7]. Эти результаты позволили прогнозировать открытие россыпных месторождений, а научный прогноз послужил основанием для постановки целенаправленных поисковых и разведочных работ, которые в начале 1990-х годов привели к открытию крупнейшего в России Сейнав-Гальмознанского россыпного платиноносного узла и началу промышленной добычи платины, осуществляемой ЗАО «Корякгеолдобыча» [6]. В 1996 году Е.Г. Сидоровым, была открыта рудная платиновая минерализация в пределах Гальмознанского массива, что послужило толчком для активизации работ по исследованию коренного платинового оруденения. Была выявлена последовательность формирования парагенезисов ММПГ [23], оконтурены рудные зоны, дальнейшее изучение которых позволило обосновать технологические возможности их промышленной отработки [4, 5].

В пределах Корякско-Камчатского региона выделяются три базит-гипербазитовых комплекса, относящихся к следующим магматическим формациям: (1) дунит-гарцбургитовая (альпино-типные или офиолитовые гипербазиты), (2) габбро-клинопироксенит-дунитовая (концентрически-зональные массивы урало-аляскинского типа) и (3) норит-кортландитовая (расслоенные интрузии), характеризующиеся различными соотношениями элементного и минерального состава ММПГ.

Характеристика формационных типов базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона

Массивы дунит-гарцбургитовой формации (рис. 1), слагающие основания крупных надвиговых чешуй и останцы тектонических покровов, сгруппированы в протяженные пояса: Северо-

Западный, Хатырский, Восточно-Камчатский и Восточных полуостровов. По морфологии они представляют собой тектонизированные пластинобразные тела, удлиненные в плане, представленные от незначительных по размеру линз и глыб (Хатырский меланж) до массивов, площадь которых достигает 400 км² (Кротонский массив). Массивы согласны со структурой вмещающих вулканогенных толщ и приурочены к зонам глубинных разломов. В их строении преобладают серпентинизированные гарцбургиты, содержащие удлиненные линзы дунитов, вмещающие хромитовое оруденение. Лерцолиты, верлиты, пироксениты и габброиды распространены незначительно. Металлогеническая специализация массивов данной формации определяется многочисленными рудопроявлениями хромитов с аксессуарной вкрапленностью минералов Os-Ir-Ru системы, а также золотоносными лиственитами и родингитами, с которыми связаны сульфидные Cu-Zn-Co-Au руды с МПГ. К массивам приурочены шлиховые ореолы и россыпные проявления золота, содержащие МПГ, преимущественно, Os-Ir-Ru сплавы.

Зональные массивы габбро-клинопироксенит-дунитовой формации в пределах Корякско-Камчатского региона образуют узкий прерывистый пояс, который протягивается в северо-восточном направлении от истоков р. Озерная Камчатка до бухты Наталии на 1400 км при ширине 30-50 км (рис. 1). Пояс разбивается на группы платиноносных массивов: Ватынско-Вывенскую, Северо-Камчатскую и Центрально-Камчатскую, контролируемые глубинными разломами. К общим типоморфным особенностям массивов габбро-клинопироксенит-дунитовой формации относятся: (1) ассоциация дунитов, верлитов, оливковых и магнетит-амфиболовых клинопироксенитов, горнблендитов и габбро; ортопироксеновые разности пород отсутствуют; переходы между породами постепенные; (2) для большинства тел характерна тенденция концентрически зонального строения с дунитами в центральной, клинопироксенитами и габброидами – в краевой частях; (3) хромиты образуют в дунитах различные по морфологии маломощные тела, к которым приурочены максимальные концентрации Pt. Контакты массивов с вмещающими породами интрузивные, если не нарушены тектоническими процессами. С массивами данной формации связаны россыпные и коренные месторождения платины, а также титаномагнетитовая минерализация в клинопироксенитах.

К норит-кортландитовой формации относят-

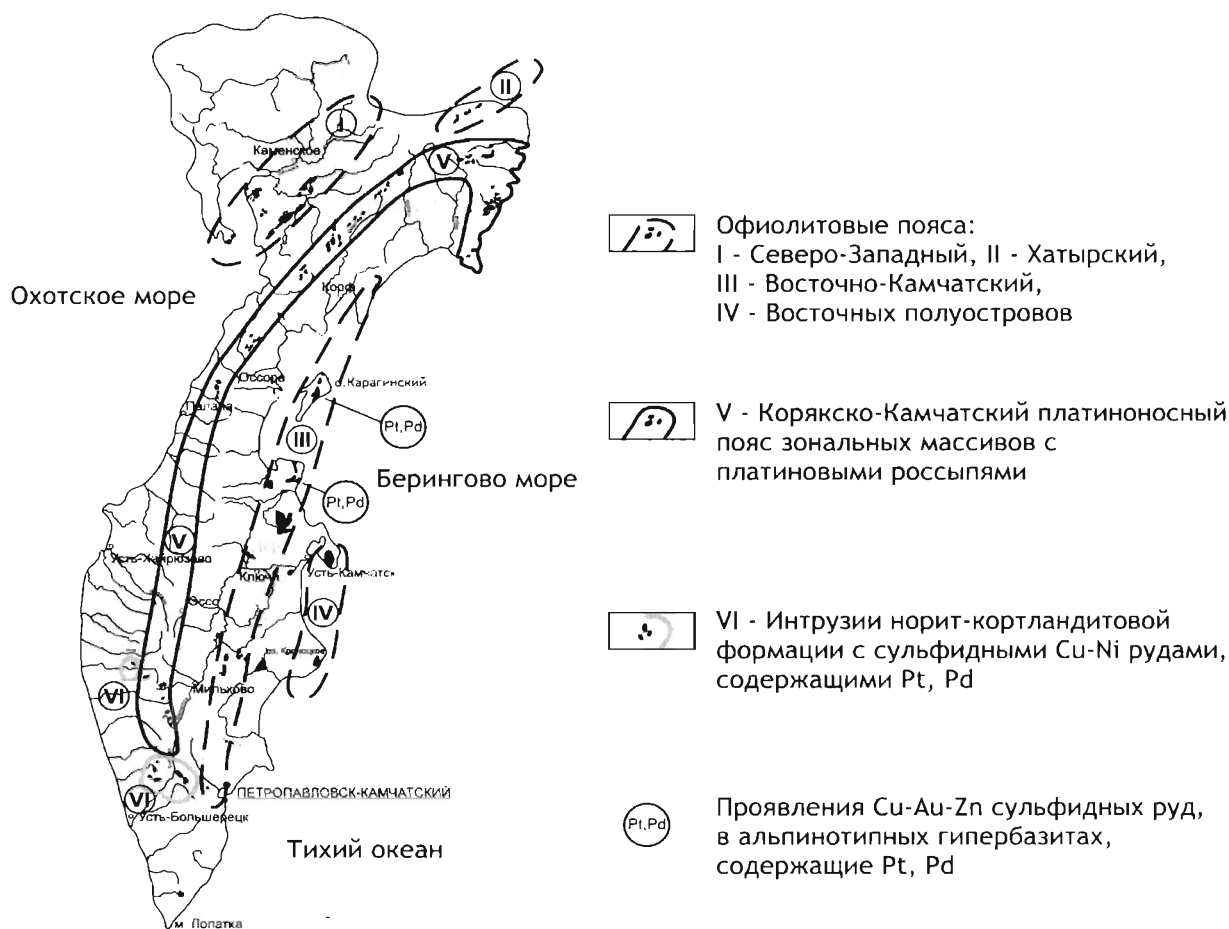


Рис. 1. Положение базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона

ся расслоенные интрузии, представленные как крупными телами (до 30 км^2), так и силлами, вмещающими сульфидные медно-никелевые руды с МПГ, приуроченные к Срединно-Камчатскому кристаллическому массиву. Все они имеют сходное геологическое строение и единый ряд слагающих их пород: амфиболовые перидотиты (кортландиты), ортопироксениты, нориты, габбро-нориты, габбро, при значительном преобладании ортопироксеновых габброидов. Образования этой формации объединяются в дукукский комплекс, к которому относятся массивы Дукук, Кувалорог, Шануч, Квинум, Кортландитовый и Тундровый. Расслоенность массивов выражается в закономерной смене ультраосновных пород основными, которые образуют крупные повторяющиеся ритмы. Кортландиты представлены небольшими телами внутри норитовых массивов и дайкообразные тела во вмещающих породах. К массивам данной формации приурочены месторождения и проявления Cu-Ni руд, содержащие МПГ и Au.

Проведенные нами геохронологические исследования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr методами, наряду с данными других исследователей,

свидетельствуют о том, что рассмотренные выше разноформационные типы базит-гипербазитовых комплексов в пределах Корякско-Камчатского региона являются близкими по времени образования (рис. 2), последовательное формирование которых соответствует диапазону $J_3 - P$ [3].

Платиноносность массивов дунит-гарцбургитовой формации

В массивах дунит-гарцбургитовой формации ММПГ находятся в виде акцессорных минералов, гяготеющих, преимущественно, к хромитовым сегрегациям в дунитах. Находки их довольно редки, а извлечение акцессорных минералов из пород является трудоемким процессом, поэтому данные о типоморфных особенностях ММПГ получены, в основном, в результате исследования минералов из золото-платиновых россыпей и шлиховых ореолов, приуроченных к этим массивам.

Северо-западный пояс. Полуостров Валижген. Суммарное содержание МПГ в породах и хромитовых рудах гипербазитовых массивов острова Валижген достигает 0,7 г/т. В выборке шлихов из аллювия рек, дренирующих коренные по-

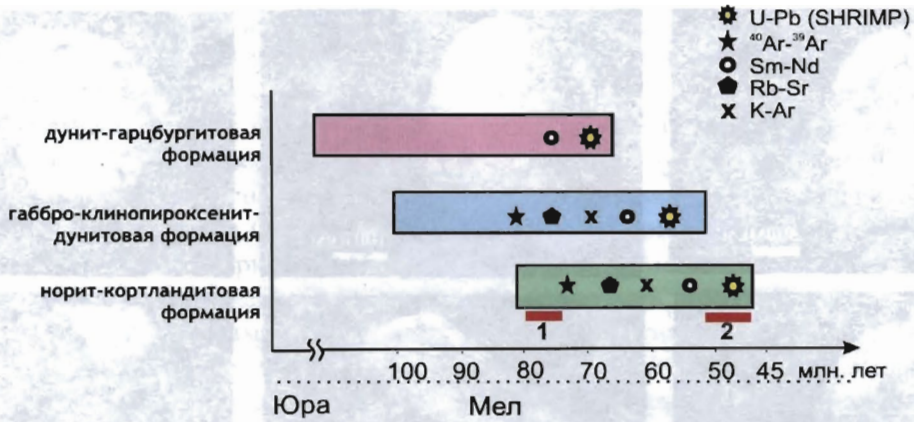


Рис. 2. Результаты изотопно-геохронологических исследований базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона
1 и 2 - возрастные группы интрузий норит-кортландитовой формации

роды, преобладают минералы системы Os-Ir-Ru, тогда как Pt-Fe сплавы составляют около 25 % [8]. Os-Ir-Ru сплавы представлены осмием, рутением, рутениридосмином и иридием. Характерной особенностью Os-Ir-Ru сплавов является зональность зерен с обогащением их краевых частей рутением. Pt-Fe сплавы представлены изоферроплатиной и железистой платиной, для которых характерна примесь Ir до 7,2 мас.%. Выявлено два вида равновесных сростаний (парагенезисов): осмия с иридием и рутенистого осмия с изоферроплатиной. В матрице Os-Ir-Ru сплавов встречаются включения Pt-Fe сплавов, а также ирарсит, лаурит, эрликманит, холлингвортит и куперит. К специфическим признакам, характеризующим ассоциацию ММПГ, связанную с офиолитами п-ва Валижген, относятся: (1) значительная доля Pt-Fe сплавов, сульфидов и сульфоарсенидов в выборке ММПГ; (2) неоднородность состава большинства зерен Os-Ir-Ru сплавов, их «пятнистая» вещественная зональность, свидетельствующая о неравновесных условиях образования; (3) слабо выраженный рутениевый тренд составов Os-Ir-Ru сплавов; (4) наличие двух парагенезисов: осмий-иридиевого и изоферроплатино-осмиевого. Во втором парагенезисе осмий обогащен рутением, что отличает его от изоферроплатино-осмиевого парагенезиса в массивах урало-алаянского типа, где присутствует «высокопробный» осмий. Перечисленные особенности характеризуют минеральную ассоциацию, в большей степени формирующуюся в кумулятивную стадию становления офиолитовых гипербазитов п-ва Валижген.

Исследования ММПГ из аллювиальных отложений рек *Пикасваям* и *Хатырка*, которые размывают серию небольших серпентинизирован-

ных тел гипербазитов Хатырского пояса, показало, что они на 95% состоят из Os-Ir-Ru сплавов с незначительной долей Pt-Fe сплавов. Os-Ir-Ru сплавы представлены осмием, рутением, иридием и рутениридосмином. Морфология выделения их различна: от толстых пластинок неправильной формы размерами около 2,5 мм до изометричных округлых зерен 0,3-0,5 мм со слабовыраженным гексагональным габитусом (рис. 3).

Концентрация Ru в Os-Ir-Ru сплавах достигает более 60 ат. % с формированием рутениевого тренда составов. Pt-Fe сплавы относятся к изоферроплатине и железистой платине. Их отличает повышенная концентрация Ni (до 5,31 мас. %); в качестве примесей присутствуют Ir и Rh. Лаурит и купроиридсит находятся в виде включений в изоферроплатине, а ирарсит – в Os-Ir-Ru сплавах. Обнаружено неизвестное ранее соединение Ni_2FeIr , не имеющее природных и синтетических аналогов. Ассоциация минералов ММПГ, относящаяся к Хатырскому офиолитовому поясу, обладает следующими типоморфными признаками: (1) преобладание Os-Ir-Ru сплавов в россыпях; (2) отчетливый рутениевый тренд их составов; (3) постоянный коэффициент распределения рутения ($K_D Ru$) между осмием и иридием, свидетельствующий о равновесной кристаллизации этих минералов из расплава; (4) гексагональные пустоты в осмии, заполненные иридийной изоферроплатиной; (5) проявление типичного для офиолитов изоферроплатино-рутениевого парагенезиса; (6) отсутствие гидротермальных парагенезисов с участием S и As, а также вторичных сплавов. Все эти признаки свидетельствуют о формировании ММПГ парагенезисов в мантийных условиях и незначимой роли кумулятивных источников для минеральных ассоциаций в россыпях, приурочен-

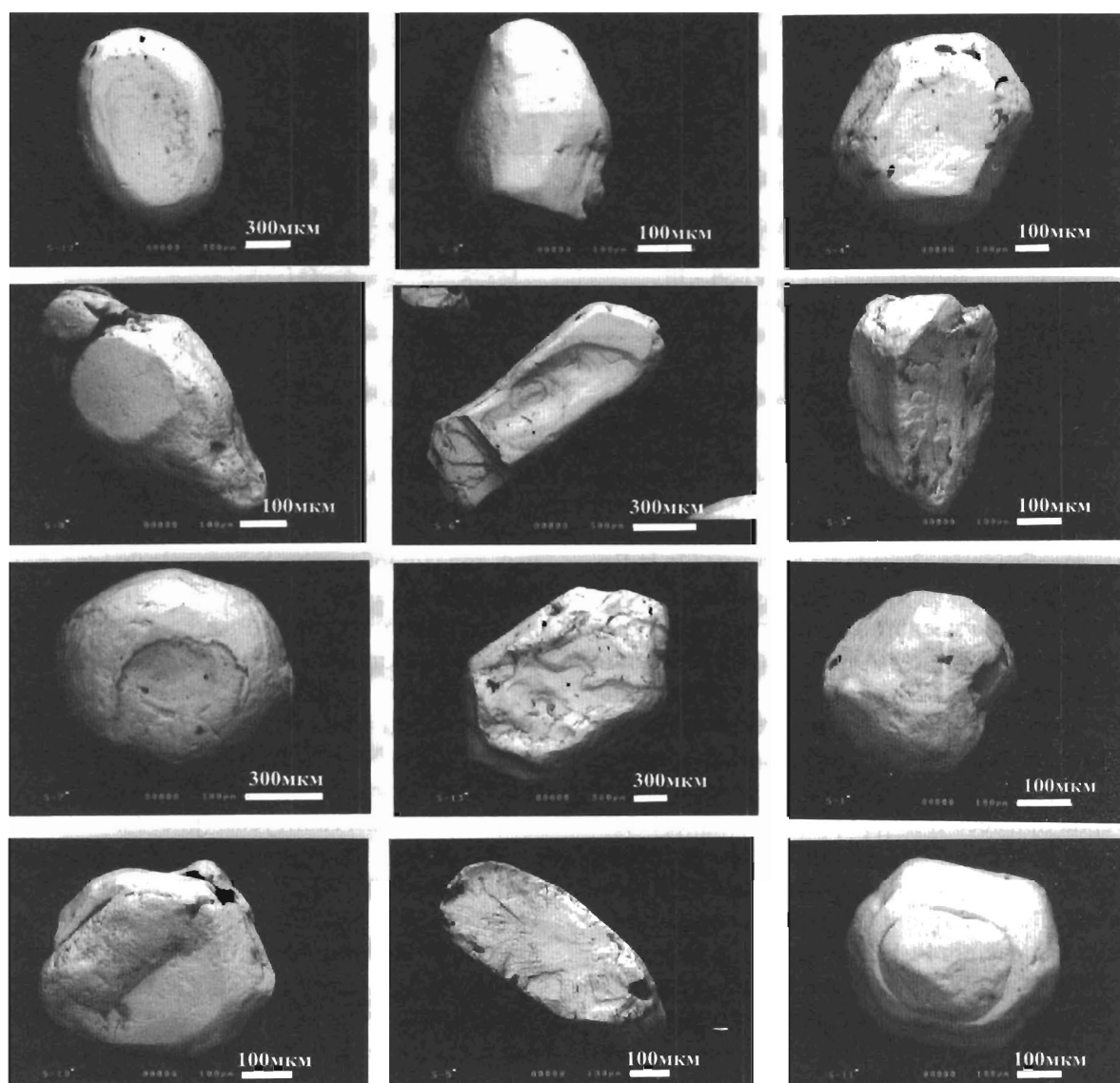


Рис. 3. Морфология зерен Os-Ir-Ru сплавов из россыпи реки Пикасьваям

ных к Хатырскому офиолитовому поясу.

В гипербазитовом массиве *n-ва Камчатский Мыс* были также установлены повышенные концентрации Pt (до 0,9 г/т) и Pd (до 0,4 г/т). ММПГ из шлиховых ореолов р. Ольховая-1, дренирующей этот массив, представлены Os-Ir-Ru сплавами (70% от выборки ММПГ) и Pt-Fe сплавами. По их соотношению россыпь р. Ольховая-1 относится к рутениридосминовой ассоциации [21]. Наряду с самородными металлами в шлихе встречаются отдельные зерна сульфидов Ru и Os. Остальные ММПГ представлены включениями в интерметаллидах и вторичными образованиями по ним.

Os-Ir-Ru сплавы в шлиховом концентрате из россыпи р. Ольховая-1 представлены как индивидуальными зернами и таблитчатыми кристаллами с гексагональной огранкой размерами около 0,5 мм, так и сростками с изоферроплатиной,

а также сульфидами, арсенидами МПГ. Присутствуют все минеральные виды Os-Ir-Ru системы, куда относятся осмий, иридий, рутений и рутениридосмин. В целом, точки составов на диаграмме демонстрируют рутениевый тренд, характерный для офиолитовых гипербазитов [19]. Концентрация Ru в этих сплавах достигает 65 ат.%, при этом они существенно обогащены Pt: ее содержание в иридии достигает 16, а в осмии - 8,5 ат.%. Часть зерен Os-Ir-Ru сплавов подвержена постмагматическому замещению вторичными минералами состава Os-Ir-Fe-Pt, часто с недостатком аналитической суммы, представляющие собой переменные и неустойчивые соединения, являющиеся аналогами гексаферрума, в которых концентрация МПГ преобладают над концентрацией Fe.

Pt-Fe сплавы в шлиховом концентрате из россыпи р. Ольховая-1 представлены изометричны-

ми, уплощенными и окатанными зернами с гладкой поверхностью. Реже встречаются кристаллы кубической и октаэдрической форм. По составу первично-магматические Pt-Fe сплавы относятся, преимущественно, к изоферроплатине Pt_3Fe и железистой платине. По содержанию примесей среди Pt-Fe сплавов выделяются Os-, Ir-, Rh- и Pd-содержащие разновидности, причем наибольшую роль играет примесь Ir, концентрация которого достигает 12,5 мас.%. Примеси Rh (до 4 мас.%) отмечаются в большинстве зерен, а Os (до 2 мас.%) чаще встречается в самородной платине, и только отдельные зерна содержат повышенную концентрацию Pd (7,45 мас.%). Вторичные минералы представлены тетраферроплатиной, туламинитом и ферроникельплатиной, которые образуют каймы замещения по первичным Pt-Fe сплавам и часто находятся в ассоциации с серпентином, что свидетельствует об активном участии серпентинизирующих растворов в преобразовании изоферроплатины. Рудо-формирующая система была обогащена Ni на магматическом этапе, поскольку его концентрация в первичных Pt-Fe сплавах достигает 30 ат.%. В первичных сплавах Ni отрицательно коррелируется с Pt, замещая ее при магматической кристаллизации, тогда как во вторичных соединениях серии тетраферроплатина-туламинит Ni отрицательно коррелируется с Cu и Fe. Среди самородных фаз присутствуют также Pt-Ir(Rh) твердые растворы без примеси Fe.

Сульфиды и сульфоарсениды МПГ также распространены в исследуемой ассоциации из р. Ольховая-1, размывающей гипербазитовый массив п-ва Камчатский Мыс. Среди них преобладает *лаурит*, который встречается как в виде включений в Os-Ir-Ru сплавах, так и в виде самостоятельных индивидов в россыпи (рис. 4). Составы лаурита формируют изоморфный ряд (RuS_2-OsS_2) до 50 мол.% эрликманитовой составляющей. При этом концентрация Ir положительно коррелируется с примесью As в лаурите, концентрация которого достигает 15,51 мас.%. Элементы Ir и As входят в лаурит в виде ирарситового компонента, в результате чего отмечается изоморфный ряд от Ir-содержащего лаурита к ирарситу: $(Ru,Os,Ir)(S,As)_2 \cdot IrAsS$. Такой изоморфизм предполагает наличие высокотемпературных твердых растворов между сульфидами и сульфоарсенидами платиновых металлов. В ассоциации с лауритом встречаются *ирарсит*, *сперрилит*, *куперит*. Во включениях в Pt-Fe сплавах обнаружены *кейтконит* Pd_3Te , *Au-Pt-Pd* сплавы и неназванные фазы Pd_3S , $Pd_3(As,Te)$ и $Pd_3(Te,As,Sb)$.

Россыпь р. Ольховая по своим минералогическим показателям относится к типичным представителям рутениридосминовых ассоциаций, связанных с офиолитовыми комплексами. Для исследуемой ассоциации характерны следующие типоморфные признаки: (1) рутениевый тренд составов гексагональных сплавов; (2) два равновесных магматических парагенезиса: осмий-иридиевый с $K_D Ru = 1.4$ для всех пар сростаний и изоферроплатино-рутениевый (рис. 5); (3) значительная доля Pt-Fe сплавов в выборке; (4) активное гидротермально-метасоматическое изменение минерального состава первичных ММПГ.

Платиноносные сульфидные руды в гипербазитах дунит-гарцбургитовой формации

В пределах Восточной Камчатки на о. Карагинском, п-вах Озерном и Кроноцком известны рудопроявления своеобразных Au-Zn-Cu сульфидных руд с МПГ и золотом, приуроченные к гипербазитовым массивам дунит-гарцбургитовой формации, что позволяет выделить их в самостоятельный тип. На о. *Карагинском* выявлено три рудопроявления: Монолитное, Маркеловское и Железное, расположенные в серпентинизированных гипербазитах, сульфидные руды, которых содержат Cu до 17, Zn до 5,2 (мас.%) ; Au до 4 и Ag до 37, Pt 0,5 и Pd 1,5 (г/т). На *п-ове Озерном* выявлено рудопроявление Рыцарь с двумя зонами вкрапленных и массивных руд с содержаниями Cu до 5, Zn до 1,2 (мас.%) ; Au до 80, Pt-0,4, Pd-0,7 (г/т). В гипербазитовом массиве на *Кроноцком п-ове* также установлена медная минерализация с содержанием Cu до 11, Zn до 0,15 (мас.%) и повышенной концентрацией Au. В районе г. Петропавловска-Камчатского (бухта Раковая) на контакте гипербазитов с прорывающими их диабазами установлены борнит-халькозиновые руды, в которых определено содержание Au 7,0, Pt - 0,8, Pd - 1, Ag - 15,9 (г/т). Минеральный состав руд представлен сульфидами, сульфоарсенидами, оксидами и гидроксидами Ni, Co, Fe и Cu. При общей схожести минерального состава для каждого отдельного рудопроявления характерны свои ассоциации.

Рудопроявления в гипербазитовых массивах Восточной Камчатки характеризуются общей структурно-геологической позицией. Все они приурочены к наиболее серпентинизированным, тектонизированным частям массивов гипербазитов и тяготеют к лежащим контактам гипербазитовых тел. Рудные тела образуют линейно вытянутые зоны, которые приурочены к участкам интенсивной серпентинизации, дробления и расланцевания

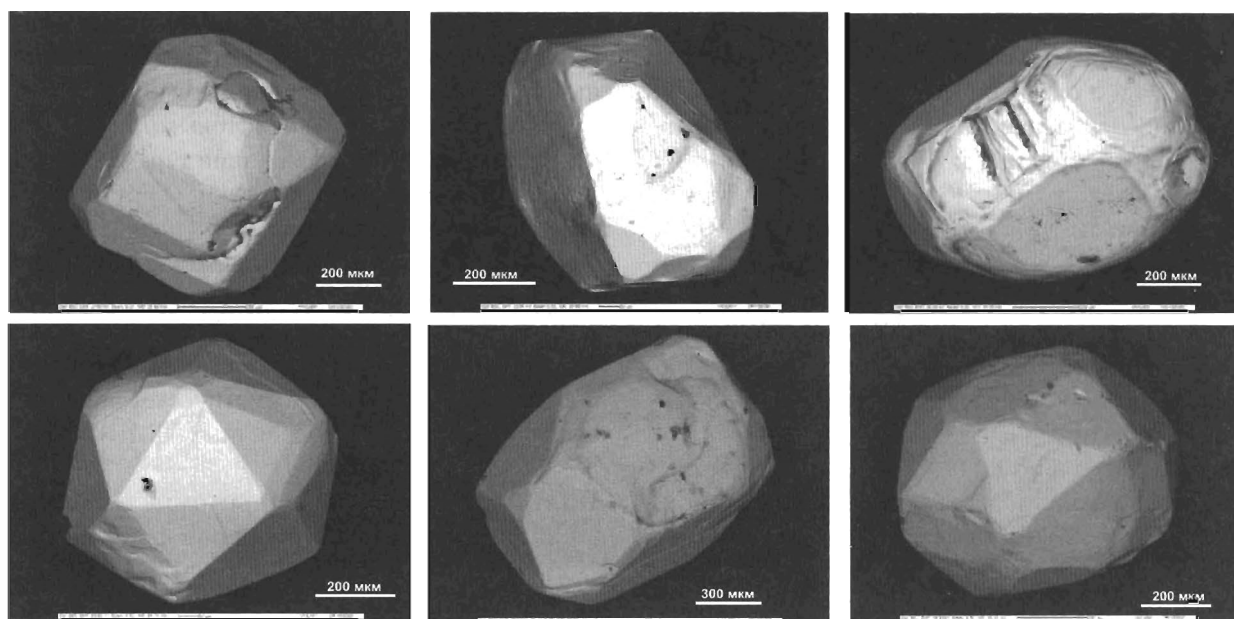


Рис. 4. Морфология кристаллов лаурита из россыпи р. Ольховая-1

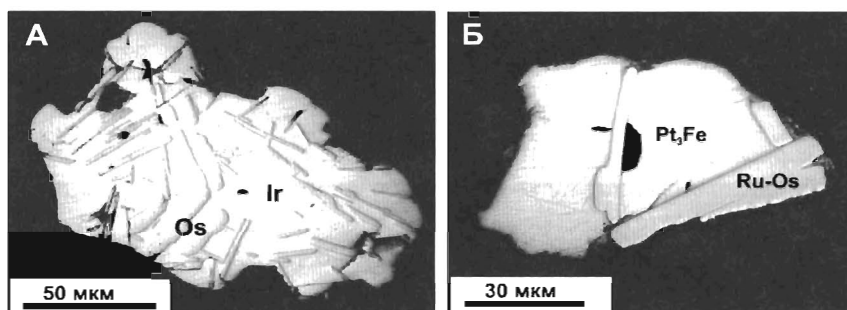


Рис. 5. Магматические парагенезисы ММПГ в минеральной ассоциации россыпи р. Ольховая
А - осмий-иридиевый; Б - изоферроплатино-ругениевый

ния гипербазитов. Зоны локализации руд контролируются относительно поздними тектоническими нарушениями, в пределах которых создаются благоприятные условия для миграции остаточного сульфидного расплава, магмогенных флюидов и гидротермальных растворов, содержащих S, Cl и рудные компоненты. Для этих флюидов гипербазиты играли экранирующую роль, а зоны интенсивной серпентинизации и дробления являлись зонами их разгрузки, в которых падение температуры и давления приводило к образованию сульфидов. Часть рудных компонентов Ni, Co, Cu, в том числе Pt и Pd, могли быть экстрагированы из вмещающих серпентинизированных гипербазитов. Сульфидное оруденение эпигенетическое по отношению к вмещающим гипербазитам.

Платиноносность массивов габбро-клинопироксенит-дунитовой формации

Платиноносность Гальмознанского массива
Гальмознанский массив является эталонным

представителем массивов габбро-клинопироксенит-дунитовой формации. Идеальная обнаженность, свежесть слагающих его пород и наличие большого количества коренных проявлений платины делают его прекрасным полигоном для решения многих проблем петрологии и рудоносности массивов данной формации.

Среди пород, слагающих массив, 90% приходится на долю ультраосновных, которые представлены дунитами, верлитами, оливиновыми и магнетитовыми клинопироксенитами. Первые слагают ядро массива, вытянутое в северо-восточном направлении. Верлиты и клинопироксениты в плане образуют прерывистую оторочку ядра, более мощную в северной его части. Внешняя оторочка сложена незначительными по мощности прерывистыми линзовидными телами габбро. Дуниты различаются размерами слагающих их зерен оливина и представлены мелко-, средне-, крупно- и гиганто-зернистыми разновидностями. Отмечается зональность в расположении пет-

рографических типов дунитов. Она сопровождается зональностью химического состава оливина, от наиболее магнезиального (Fo_{92}) в крупнозернистых перекристаллизованных дунитах центральной части ядра к наименее магнезиальному (Fo_{80-82}) в его периферических частях. Дуниты содержат рассеянную вкрапленность хромшпинелидов, а также шлиры, линзы и прожилки хромитов, количество которых увеличивается к центральной части массива. Выделяются морфологические типы рудных хромитов: шлировые, жилные, прожилковые и вкрапленные. Мощность рудных тел не превышает 30 см. Они прослеживаются по простиранию не более чем на 2-3 м с резкими или расплывчатыми границами. Хромшпинелиды относятся к изоморфному ряду хромит-хромпикотит-феррихромит-хроммагнетит и соответствуют хромшпинелидам из зональных комплексов урало-алюскинского типа [11].

Коренная платиновая минерализация приурочена как к выделениям хромитов, так и к дунитам. Существенные ореолы Pt и Pd выявлены в средне- и крупнозернистых дунитах, вмещающих многочисленные, но незначительные по размерам хромитовые тела. В южной части массива выделено несколько линейно-ориентированных ореолов Pt, расположенных параллельно друг другу, в которых содержания ее достигают десятков и сотен г/т. МПГ распределены неравномерно, образуя гнездообразные выделения, максимальный размер которых достигает 2 см. Проведенные исследования рудных зон показали рентабельность их обработки [5]. Основным минералом коренных проявлений является изоферроплатина (90-95%), остальные минералы редко образуют самостоятельные зерна и встречаются в виде включений или кайм замещения. Изоферроплатина в центральной части массива характеризуется повышенными содержаниями Ir (до 12 мас.%), в периферических частях Fe-Pt сплавы обогащены Fe и примесями Rh и Pd. Os-Ir-Ru сплавы представлены включениями осмия в Pt-Fe матрице в виде тонких пластинок и таблитчатых кристаллов (изоферроплатино-осмиевый парагенезис) и иридия в структурах распада в ней (изоферроплатино-иридиевый парагенезис) (рис. 6). Первый парагенезис характерен для апикальных и краевых частей интрузии, а второй наиболее типичен для центральной (внутренней) части массива. Os-Ir-Ru сплавы характеризуются низкой (2.8 мас.%) концентрацией Ru и соответствуют осмию.

С массивом связаны россыпные месторождения платины, наиболее крупными из которых яв-

ляются россыпи р. Левтыриновьям и руч. Леда-ного, которые эксплуатируются* с 1992 г. [6]. Кристаллы изоферроплатины чаще встречаются в тонких фракциях шлихов (менее 0,5 мм). Более крупная фракция представлена неправильными и уплощенными зернами и микроагрегатами (срастания ее с хромитом) до 2 мм; отмечались самородки платины до 1,2 кг. В коренных рудах и в россыпях в настоящее время выявлено 35 минеральных видов и 23 названные фазы. Это Pt-Fe сплавы, осмий, иридий, лаурит, эрликманит, сперрилит, сульфоарсениды МПГ и др. более редкие ММПГ. Вторичные Pt-Fe-Cu сплавы представлены тетраферроплатиной и туламинитом, которые образуют каймы замещения по Pt_3Fe и тесно срастаются со сперрилитом и сульфоарсенидами (Ir, Rh)AsS.

Наиболее удаленная от коренного источника россыпная платина является Rh- и Pd-содержащей, обогащена Fe и включает множество осмиевых минералов (осмий, OsS_2 , OsAsS); парагенезисы из пород глубоких горизонтов ядра в россыпях ближнего сноса представлены, преимущественно, Ir-содержащей изоферроплатиной и ирарситом [20].

Исследования минеральных парагенезисов в коренных рудопроявлениях платины Гальмознанского массива свидетельствуют о значительном участии флюидов в рудообразующем процессе. Состав флюида отвечает хлоридно-углекислотноводному с преобладанием в составе газов H_2 , CO_2 , CH_4 [6]. Наличие Cl во флюиде и его участие в процессах минералообразования подтверждается находками хлоридов платины, а также широким распространением в рудных зонах Cl-содержащих серпентина и хлорита. Концентрация Cl в дунитах достигает 0.05 мас.%. Участие карбонильных соединений во флюиде подтверждается находками графита в срастании с платиной.

Платиноносные дуниты не подвержены массовой серпентинизации; серпентин в парагенезисе с Pt-Fe сплавами отмечается только в тонких прожилках, порах и каналах мощностью до 1 см и протяженностью до нескольких см. Он образует тончайшие прослойки между зернами хромшпинелидов и выделениями платины, обволакивая ее. На полированной поверхности оливинов платиносодержащих дунитов отмечаются хаотично расположенные каверны, поры 0.5-5 мкм, которые слагают протяженные цепочки и каналы. Полые или заполненные серпентином каналы имеют закономерную субпараллельную ориентировку, часто группируются в

*Примечание гл. редактора. Эти россыпи практически полностью обработаны.

линейные системы с образованием футлярообразных полостей (рис. 7). Автосерпентинизация сопровождала процессы переотложения первичных МПГ на стенках пор и каналов. Процесс миграции флюидов был длительным и многостадийным, что сказалось на составе микропарагенезисов внутри серпентиновых прожилков. Переотложенная изоферроплатина отлагается на стенках каналов в виде тонких пленок (рис. 8). В этих же каналах, а также в межзерновом пространстве отмечаются пористые образования состава $Pt(Cl,OH)$, $(Pt,Ni,Cu,Fe)(S,OH,Cl)$ и оксихлориды Fe, что свидетельствует о роли хлоридных комплексов при преобразовании магматических парагенезисов ММПГ. Присутствуют характерные ажурные или скелетные структуры новообразованных фаз с реликтами первичных платино-железистых сплавов. При этом часть платины в виде новообразованных соединений $Pt-Fe-Cu$ переотлагалась в ближайших тончайших трещинках, которые в дальнейшем подвергались воздействию новых порций As-содержащих растворов, приводящему к образованию сперилита по $Pt-Fe-Cu$ сплавам. Циркулирующие по трещинам растворы, содержащие серу и рудные компоненты, приводили к образованию сфалерита, пирротина, хизлевудита, шэндита. Внутри трещин и каналов наряду с $Pt-Fe$ и $Pt-Fe-Cu$ сплавами отмечаются аваруит, вайрауит, пирит, халькопирит, пентландит, магнетит, хизлевудит, арсениды Ni, Fe, Co, никелин, герсдорфит, шэндит, сфалерит, соединения $CuSbS_2$, $HgTe$, Cu_2Zn , сплавы Fe-Co, Zn-Fe-Ni, Fe-Ir и Fe-Rh — минералы, кристаллизующиеся из серпентинизирующих растворов. Установлены серпентины, содержащие примеси до 15 мас.% Cl, до 27 мас.% Ni, до 14 мас.% Zn, до 5 мас.% Cu, до 0.5 мас.% Co и до 9 мас.% Pt.

В целом, процесс формирования полигенного и многостадийного оруденения Гальмоэнанского массива эволюционировал для основных

ММПГ по схеме: $Pt_3Fe \rightarrow Pt_2CuFe \rightarrow PtAs_2$; и параллельно: $(Ir-Os-Ru)+RuS_2 \rightarrow (Fe, Ir,Ru,Os)+(IrAsS) \rightarrow (Fe)+(Co,Fe)$.

Ватынская группа массивов

К Ватынской группе массивов относятся Эпильчик, Итчайваям, Снеговой и ряд более мелких массивов бассейна р. Снеговой, Мачевна и Таманваям. Содержание Pt в породах и рудах этой группы массивов достигают: 49 г/т Pt и 1,5 г/т Pd. Коренные проявления ММПГ выявлены в массиве Снеговом. Они приурочены к хромитовым обособлениям и представлены идиоморфными кристаллами изоферроплатины с пластинчатыми включениями осмия (рис. 9).

В остальных массивах ассоциация ММПГ изучалась на основе россыпных проявлений. $Pt-Fe$ сплавы массива Итчайваям являются маложелезистыми, относящимися к самородной платине, и содержат примеси Pd и Rh по сравнению с изоферроплатиной из массива Эпильчик, для которой характерны примеси Ir и Rh. Массивы Ватынской группы в целом характеризуются распространением изоферроплатино-осмиевого парагенезиса, который характерен для краевых и апикальных частей Гальмоэнанского массива. Среди минералов включений во всех массивах Ватынской группы преобладает куперит, реже встречаются баунит-кашинит, лаурит, брэггит и холлингвортит. В массиве Итчайваям, наряду с Au-Ag сплавами установлены неназванные Au-Pd-Hg-Ag соединения, состав которых изменяется от высокопробного золота до соединения Au_2PdHg .

Процессы замещения изоферроплатины в массивах Ватынской группы обусловили широкое развитие тетраферроплатины и составов, еще более обогащенных железом (Fe_3Pt).

Северо-Камчатская группа массивов

Северо-Камчатская группа массивов объеди-

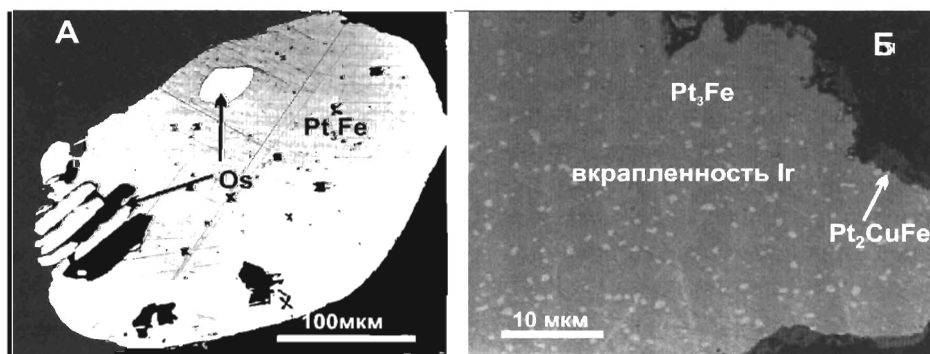


Рис. 6. Магматические парагенезисы ММПГ в массивах габбро-клинопироксенит-дунитовой формации А — изоферроплатино-осмиевый; Б — изоферроплатино-иридиевый (структура распада $Pt-Ir$ гвердого раствора); по краю зерна замещение гуламинитом

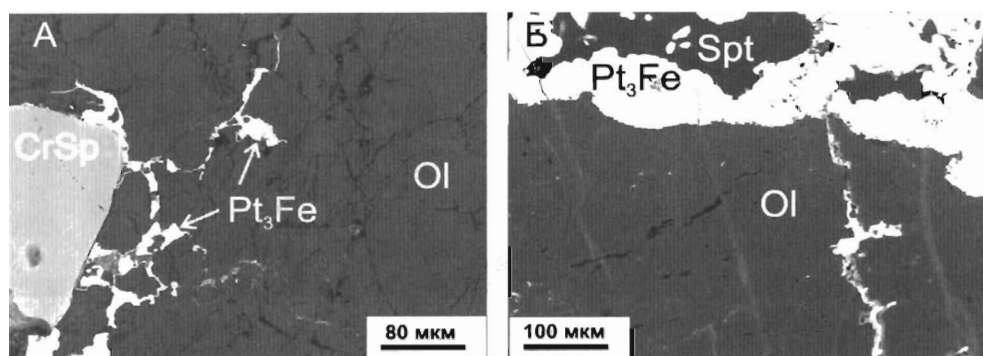


Рис. 7. А - отложение платины в межзерновом пространстве оливина на контакте с хромшпинелидом в ассоциации с серпентином; Б - секущие субпараллельные микротрещины и каналы заполнены более поздней платиной

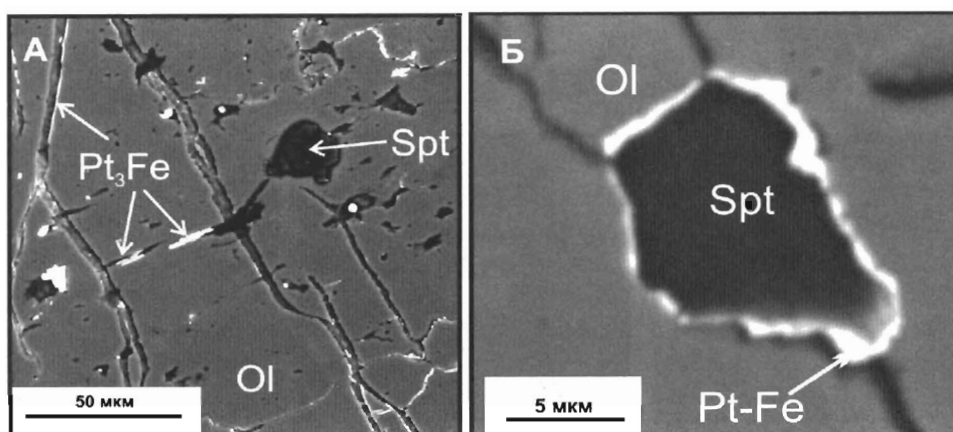


Рис. 8. Поры и каналы в оливине, заполненные серпентином и Pt-Fe сплавами (А) и отложение платины на стенках каналов (Б)

няет около 10 небольших по площади тел габбро-пироксенитового состава, которые расположены в бассейне рек Пустая и Лесная. Содержание МПГ в породах и рудах этой группы массивов достигают: 0,84 г/т Pt и 0,36 г/т Pd. В шлиховых ореолах рек Пустая и Лесная, размывающих интрузии Северо-Камчатской группы, среди Pt-Fe сплавов преобладает самородная платина, обогащенная Pd [19, 22], концентрация которого в отдельных зернах достигает 9,52 мас.%. Включения в них также состоят из минералов Pd, что характерно для россыпей, связанных с апикальными частями массивов или для массивов, сформированных из более фракционированных порций расплава.

Минеральная ассоциация из массивов Северо-Камчатской группы характеризуется многочисленными включениями поздних минералов МПГ. Куперит является одним из наиболее распространенных минералов, замещающих Pt-Fe сплавы. Он образует сплошные или прерывистые каймы по платине и включения в ней. Брэггит, холлингвортит, платарсит, ирарсит и сперрилит образуют многочисленные включения в платине. Встречается

Rh-содержащий сперрилит и твердые растворы холлингвортита и сперрилита $(Pt,Rh)(As,S)_2$. Обнаружены также кейтконит, неназванная фаза Pd_2Te , стибиопалладинит, родарсенит и неназванные Pt-Pd-Fe-Cu сульфиды с различной стехиометрией: $(Pt,Pd)_3S_5$, $(Pd,Cu,Pt)_3S_5$, $(Pt,Pd,Fe,Cu)_3S_5$, $(Cu,Fe,Pd,Pt,Rh,Ru)_9S_8$, $(Fe,Rh)_{1-x}S$. Выявлено палладистое золото состава $Au_{0.69}Pd_{0.23}Cu_{0.08}$. Минеральная ассоциация в россыпях, связанных с массивами Северо-Камчатской группы, типична для монопородных тел (пироксенитов), образованных из более фракционированных частей габбро-клинопироксенит-дунитовой формации.

Центрально-Камчатская группа массивов

Центрально-Камчатская группа массивов расположена в северном и восточном обрамлении Срединнокамчатского кристаллического массива. Массив Филиппа является типичным представителем этой группы. Обогащенность всех пород флогопитом указывает на значительную степень флюидонасыщенности исходного расплава. Содержание МПГ в породах массива не превышает значений Pt-0,6 г/т, Pd-0,3 г/т [9]. Видовой состав

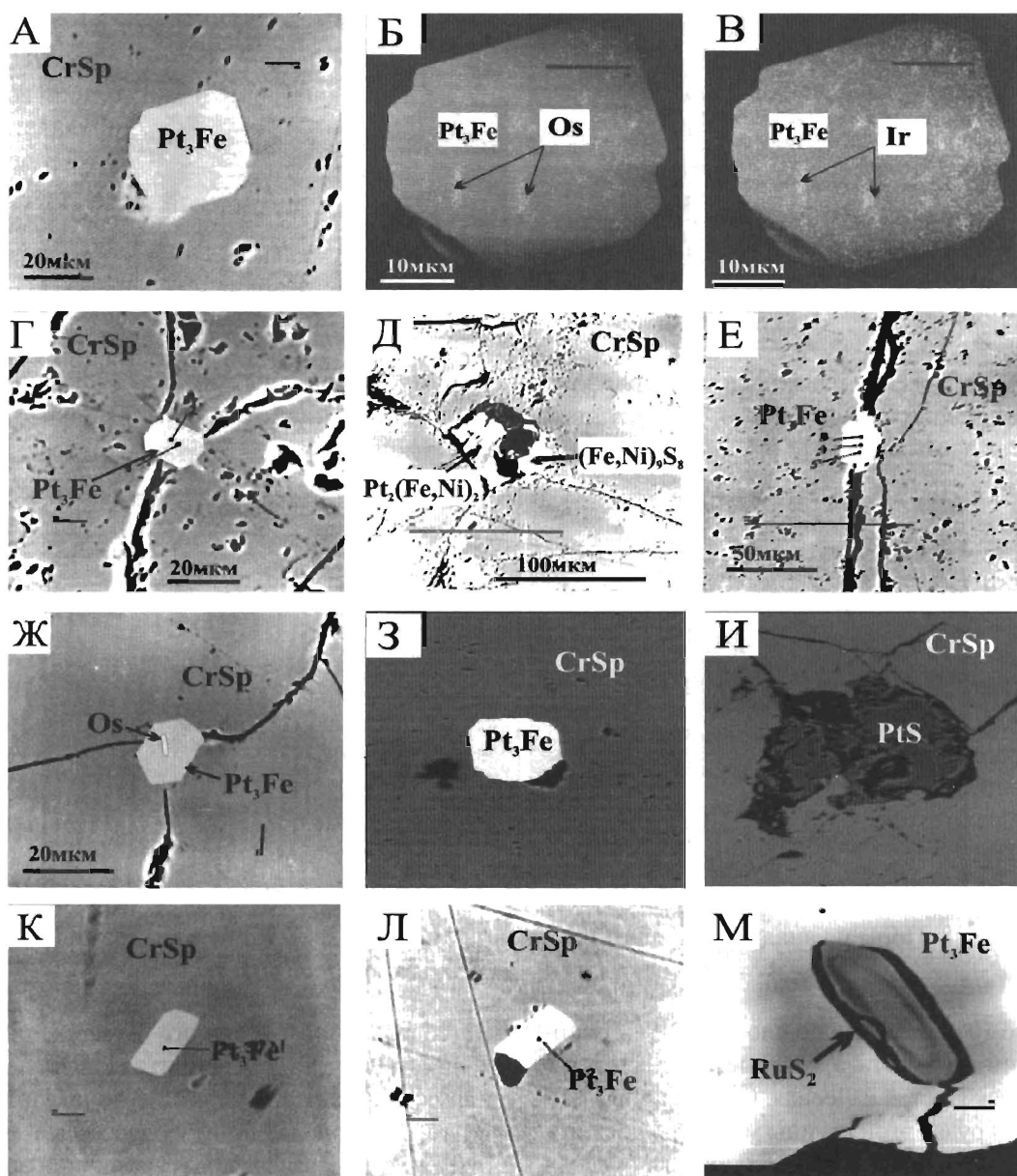


Рис. 9. Морфология выделения зерен ММПГ, включенных в хромиты из дунитов Снегового массива А-В – кристалл изоферроплатины, общий вид (А); снимок его в рентгеновских лучах осмия (Б) и лучах иридия (В), демонстрирующие включения Os-Ir сплавов в кристалле изоферроплатины; Г,Е,Ж – кристаллы изоферроплатины в хромшпинелидах с включением осмия (Ж); Д – двухфазное включение, состоящее из Ni-содержащей тетраферроплатины и Fe-Ni сульфида (Iss); З,К – кристаллы изоферроплатины в хромшпинелидах; И – выделение куперита, заполняющее полость в хромшпинелиде; М – зональный кристалл лаурита.

ММПГ несколько отличается от такового из ранее описанных россыпей и коренных проявлений в массивах урало-аляскинского типа. Наряду с Pt-Fe сплавами в шлихах присутствуют самостоятельные зерна самородного иридия или обогащенного иридием осмия [12]. Pt-Fe сплавы соответствуют изоферроплатине, в которой отмечаются многочисленные сульфиды, арсениды и сульфоарсениды МПГ в виде мелких включений и неправильных выделений в изолированных пустотах или трещинках. Особую роль среди них играют тиошпинели

МПГ широкого спектра составов $(Pt, Ir, Rh)_2CuS_4$. Постмагматические изменения характеризуются формированием кайм куперита и сперрилита по Pt-Fe сплавам. К названным фазам исследуемой ассоциации относятся соединения, замещающие сперрилит и куперит или развивающиеся по туламиниту: $IrAs(Sb,S)$, $Pt(As,Sb,S)$, $(Rh,Pt,Os,Fe)_2(S,As)_3$ и $(Fe,Cu)(Pd,Pt)_3(S,Sb,As)_3$, не имеющие синтетических и природных аналогов. Специфической особенностью рудогенерирующей системы массива Филиппа является его иридиевая специализация.

Сульфидные руды, связанные с габбро-клинопироксенит-дунитовой формацией

В некоторых массивах габбро-клинопироксенит-дунитовой формации установлены сульфидные руды с Au и МПГ. В краевых габброидных частях массива *Итчайваям* выявлены зоны с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией с содержаниями Cu – 13 % и Au – 22,8, Ag – 43,6, Pd – 2,2 (г/т). Руды представлены халькопиритом и борнитом; присутствуют галенит, сфалерит, молибденит, ковеллин, халькозин; обнаружены минералы Au, Ag и Pd: гессит, аргентит, мертеит-II, меренскиит и темагамит (рис. 10) [6, 10].

Сульфидные руды сфалерит-халькопирит-пирротинового состава известны также на массиве *Этильчик*, где они приурочены к северному контакту с вмещающими породами. Кроме Cu и Zn в них отмечаются также повышенные концентрации Au, Ag, Pd (0,5 г/т) и Pt (0,2 г/т). Сульфидные руды выявлены также в пределах интрузий *Северо-Камчатской группы*, где сульфидная вкрапленность в пироксенитах содержит Pt (до 0,84 г/т) и Pd (до 2,6 г/т). В халькопирите установлены включения котульскита, винценита, сперилита и брэггита. Наиболее благоприятными для поисков промышленных руд данного типа являются слабо эродированные массивы или интрузии с габброидной составляющей.

Минералого-геохимический тип россыпных ассоциаций как индикатор условий рудообразования коренных источников габбро-клинопироксенит-дунитовой формации

Из проведенного минералого-геохимического анализа платиновых россыпей Корякско-Камчатского платиноносного пояса и на основе многочисленных публикаций, описываемых минеральные ассоциации в россыпях, связанных с массивами габбро-клинопироксенит-дунитовой формации, выяснилось, что каждый объект обладает специфическими особенностями. Если выявление типоморфных признаков минеральных ассоциаций позволяет охарактеризовать формационный тип в целом и отличать его от других типов, что является важным для оценки перспективности месторождения, то изучение и сопоставление специфических особенностей дает возможность оценить каждый конкретный объект и определить, к какому этапу развития рудоформирующей системы он относится.

Соотношение минералов в россыпях.

Все исследованные россыпи, приуроченные к

зональным массивам Корякско-Камчатского региона, являются ферроплатиновыми, то есть, в них преобладающими или единственными россыпеобразующими минералами являются Pt-Fe сплавы (самородная платина, изоферроплатина, железистая платина), которые иногда объединяются таким общим понятием, как «шлиховая платина» или россыпная платина. Это является типоморфным признаком россыпей, связанных с урало-аляскинскими комплексами, который отличается от россыпей, связанных с офиолитовыми гипербазитами. Уникальной особенностью Филипповского массива является значительная доля зерен иридия в минеральной ассоциации россыпных ММПГ.

Соотношение Pt и Fe в платино-железистых сплавах

Состав Pt-Fe сплавов широко варьирует от самородной платины до железистой платины даже в пределах одной россыпи (рис. 11). Экспериментальные исследования показали, что железистость сплавов является показателем окислительно-восстановительных условий среды рудоформирования [15, 17]. Обогащенные Fe сплавы формируются при более низкой fO_2 , при повышении которой сплавы становятся менее железистыми. В целом, фугитивность кислорода увеличивается от глубоко сформированных интрузий к приповерхностным, следовательно, по среднему содержанию Fe в сплавах можно относительно оценивать уровень глубинности. Это справедливо для магматических сплавов, диапазон составов которых варьирует от железистой до самородной платины. При этом следует учитывать наложенные процессы, которые приводят к вторичному «ожелезнению» (сплавы россыпи р. Левтыриновьям), которое можно отличить по морфологическим признакам, таким как каймы или зоны вдоль трещин зерен.

Сравнение Корякско-Камчатских месторождений по средней концентрации железа в Pt-Fe сплавах показало, что источники россыпей Хаинконклав, Итчайваям, Лесная, Пустая и Мачевна сформированы при повышенной фугитивности кислорода, и вероятно, в более приповерхностных условиях, чем источники россыпей Сейнав, Филиппа, Этильчик (Снеговой) и Гальмознан (рис. 12). Характерно, что именно последние имеют в своем составе дуниты с хромитовыми рудами по сравнению с первой группой массивов, сложенных, преимущественно, пироксенитами. Таким образом, если выборка сплавов из россыпи, оторванной от своего источника, представле-

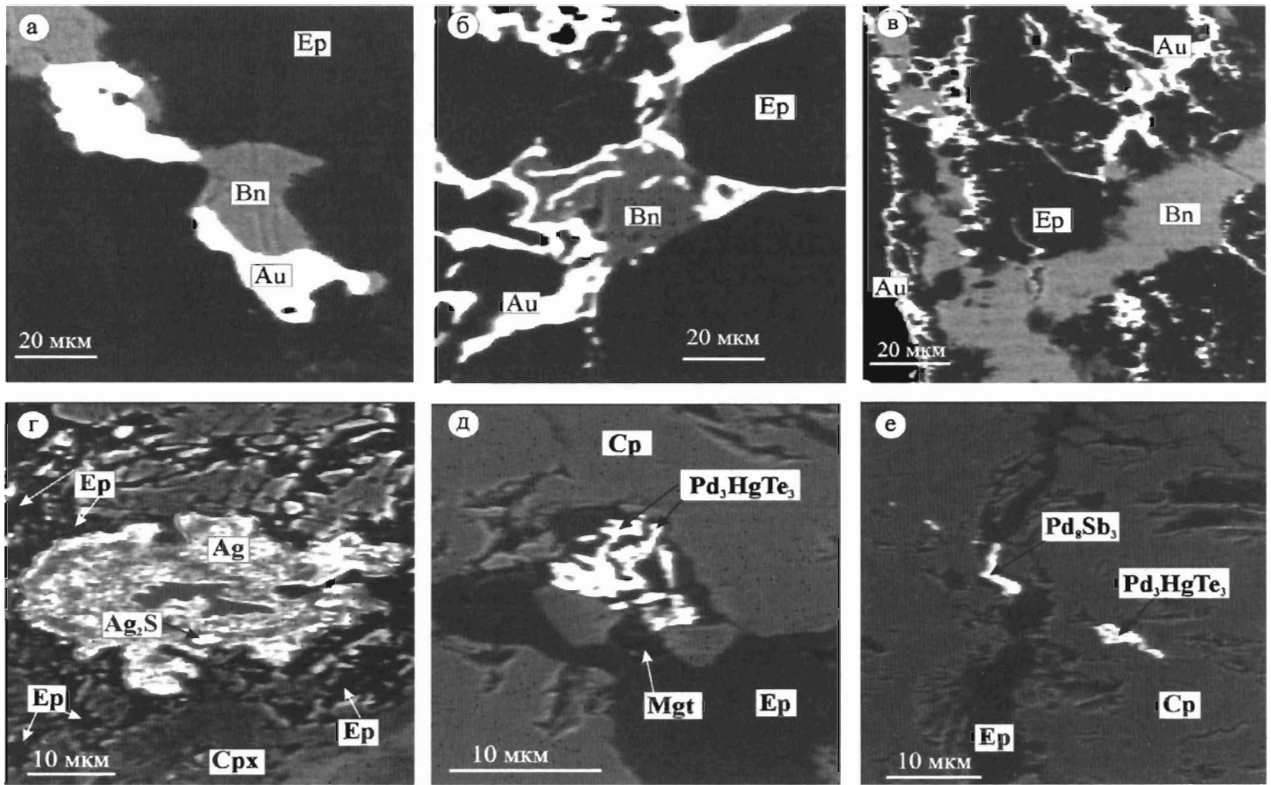


Рис. 10. Форма выделения золота, серебра и ММПГ в сульфидных рудах массива Итчайваям а-в – прожилки и сращения золота(Au) с борнитом(Bn) в эпидотовом агрегате (Ep); г – включение пятнисто-зонального зерна Ag с реликтовыми включениями аргента (Ag_2S) в клинопироксените (Cpx); д – включение темагамита (Pd_3HgTe_3) в халькопирите (Cp) в ассоциации с эпидотом (Ep) и магнетитом (Mgt); е – включение темагамита в халькопирите (Cp) и мертиита-II (Pd_8Sb_3) в прожилке эпидота.

на железистой платиной и изоферроплатиной, следует искать дуниты, а если выборка состоит из самородной платины, то ее источником могут быть габбро-пироксенитовые массивы.

Изменение соотношений примесей в Pt-Fe сплавах в зависимости от эродированности массивов.

Изоморфные примеси в Pt-Fe сплавах отражают геохимическую особенность рудо-формирующей системы коренного источника и относительную температуру его образования. Концентрации МПГ и их отношение широко варьируют в сплавах и с понижением температуры формирования изменяются от иридийных к иридийно-родистым, далее к родистым, родисто-палладистым и, наконец, палладистым сплавам [18]. Это обусловлено общим фракционированием МПГ в рудоформирующей системе. Зерна Pt-Fe сплавов из Гальмознанского массива, Эпильчик (Снеговой), Филиппа и Хаинконклав, как и изоферроплатина из массивов Гудньюсбей, Инагли обогащены Ir и в меньшей степени другими элементами (рис. 13). Сплавы Сейнавского массива обогащены Rh и Os, в то время как Pt-Fe сплавы из россыпей Мачевна и Пустая значительно обогащены Pd. Иссле-

дования показали, что состав примесей МПГ коррелируется с концентрацией Fe в Pt-Fe сплавах: концентрация Ir возрастает, а Pd – падает с повышением содержания Fe.

Каждый из массивов отличается друг от друга не только глубиной формирования, но и степенью эрозии, которая определяет различные соотношения между дунитами, клинопироксенитами и габбро, питающими россыпь шлиховой платиной. Массив Гудньюс Бей на Аляске является сильноэродированным, и дуниты являются главным источником россыпной платины. Гальмознанский массив также достаточно эродирован, дуниты составляют около половины площади массива. Массивы Филиппа, Эпильчик имеют среднюю степень эрозии: источниками платины в этих россыпях являлись как дуниты, так и клинопироксениты. В массиве Итчайваям клинопироксениты являются основным источником платины, как и в россыпях, приуроченных к массивам Сейнав и Мачевна; источником платины в р. Пустая являются малые тела магнетит-содержащих клинопироксенитов. Исследования позволили выявить такую закономерность: в источниках, в которых обнажены дунитовые тела с хро-

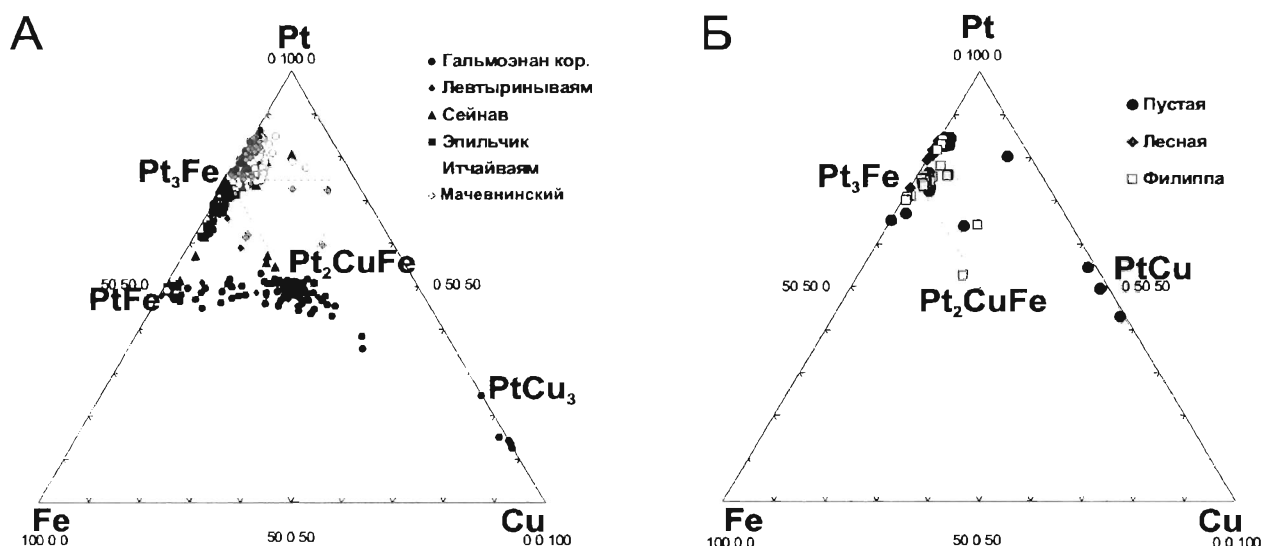


Рис. 11. Состав Pt-Fe сплавов из россыпей Корякского (А) и Камчатского (Б) регионов Корякско-Камчатского платиноносного пояса

митовыми рудами, Pt-Fe сплавы имеют выдержанный состав, соответствующий иридистой изоферроплатине. С уменьшением дунитовой составляющей в эродированных породах в Pt-Fe сплавах уменьшается концентрация Ir (как и Fe), а содержания Rh и Pd последовательно увеличиваются. Эта закономерность согласуется с тем, что верлит-клинопироксеновая составляющая зональных массивов сформирована из более фракционированного расплава, обогащенного легкоплавкими платиноидами [16], при более низкой температуре и при более высокой фугитивности кислорода, чем дуниты. Таким образом, изменение соотношений примесей в Pt-Fe сплавах в направлении: Ir → Rh → Pd от Гальмознанского массива и Гудньюс-Бей (сильно эродированные массивы) - к массивам Филиппа, Эпилчик, Итчайваям (средняя степень эродированности) и далее, к массивам Мачевна, Сейнав и коренному источнику россыпи р.Пустая (слабая степень эрозии источников или монопородные тела клинопироксенитов) - указывает на уменьшение степени эродированности коренных источников (рис. 14).

Мигматические парагенезисы ММПГ

Во всех исследованных массивах Корякско-Камчатского платиноносного пояса наряду с гомогенными зёрнами Pt-Fe сплавов в россыпях встречается изоферроплатино-осмиевый микропарагенезис, проявленный как включения самородного «высокопробного» осмия в платино-железистой матрице. И только в россыпях, относящихся к значительно эродированным источникам и в коренных рудах массивов Гальмознан и Снеговой встречается иридий-изоферроплатиновый парагенезис в виде структур распада этих минералов, а также иридий (отдельные зёрна) в ассоциации с изоферроплатиной в россыпи р. Майор, приуроченной к значительно эродированному массиву Филиппа. Оба эти парагенезиса относятся к типоморфным признакам россыпей, связанных с зональными габбро-клинопироксенит-дунитовыми комплексами урало-алаянского типа [20].

Постмагматическая минерализация, как показатель активности рудоформирующей системы

Поздне- и постмагматические процессы, с ко-

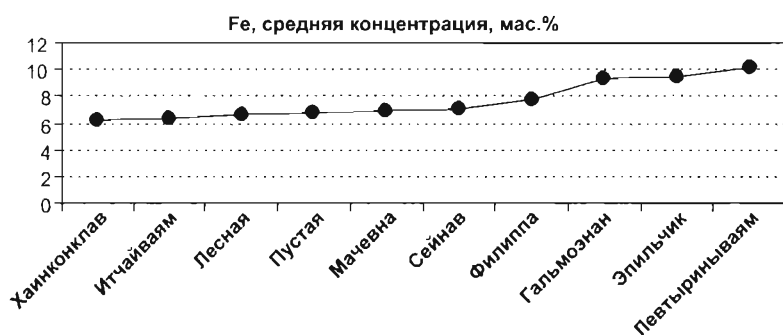


Рис. 12. Изменение средних концентраций Fe в Pt-Fe сплавах из различных массивов габбро-клинопироксенит-дунитовой формации Корякско-Камчатского платиноносного пояса

Россыпи ранжированы по увеличению железистости сплавов

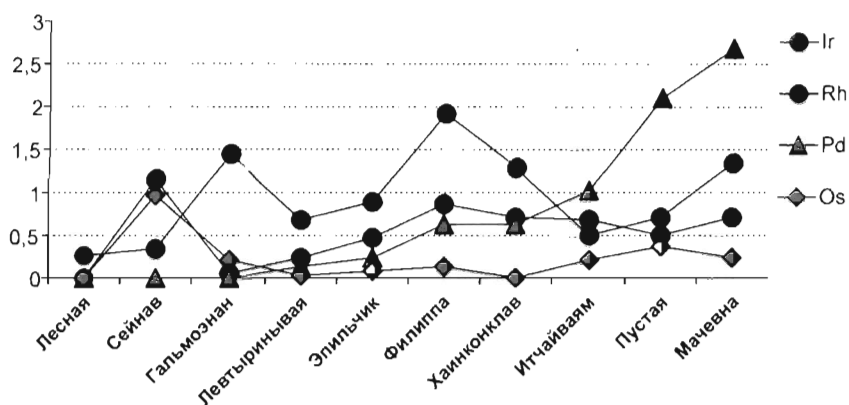


Рис. 13. Средние концентрации МПГ в Pt-Fe сплавах из россыпей Корякско-Камчатского платиноносного пояса. Россыпи ранжированы по увеличению средней концентрации Pd в сплавах



Рис. 14. Упрощенная схема уровней эрозионного среза для массивов Корякско-Камчатского платиноносного пояса

торыми связано длительное формирование минеральных парагенезисов МПГ, проявляются по-разному в различных массивах. Это зависит от активности As и S на заключительных этапах формирования, а также от интенсивности процессов серпентинизации и состава серпентинизирующих растворов. Северные массивы платиноносного пояса (Итчайваям, Эпильчик, Снеговой, Мачевнинский) характеризуются низкой активностью постмагматических процессов. Редкие сульфиды МПГ приурочены к краю зерен: куперит и тетраферроплатина формируют тонкие реакционные каймы по Pt-Fe сплавам; туламинит, как показатель обогащения медью позднего этапа развития рудоформирующей системы, практически отсутствует.

Постмагматические минеральные ассоциации россыпей Гальмознан, Филиппа и р. Пустая, напротив, богаты своим разнообразием и масштабами проявления. Для первых двух распространены многочисленные сульфиды и сульфосоли Ir, Pt, Rh (тиошпинели МПГ, баоит-кашинит, ирсит-холлингвортит и др.), а также арсениды Rh и антимониды Rh и Pd. В россыпи р. Пустая в реакционных каймах присутствуют куперит, сульфосоли МПГ и различные соединения Pd с Te, Sb, As и Au, то есть, более низкотемпературная, обогащенная палладием ассоциация. Россыпи Сейнав, Пустая и Филиппа имеют сходный ха-

рактер постмагматического замещения Pt-Fe сплавов медистыми сплавами различного и переменного состава (см. рис. 11). И только на Гальмознанском массиве длительный и интенсивный процесс серпентинизации привел к формированию широкого спектра твердых растворов тетраферроплатина-туламинит, которые свидетельствуют о длительности формирования и постмагматической активности рудоформирующей системы.

Платиноносность норит-кортландитовой формации

Платиноносность интрузий норит-кортландитовой формации установлена в процессе геологоразведочных работ. По данным Е.К. Игнатьева (1979) максимальные содержания МПГ установлены в сульфидных рудах коры выветривания месторождения Шануч, где их сумма достигает почти 20 г/т (13,2 - Pt; 6,12 - Pd; 0,04 - Rh). Для месторождения Квинум-1, расположенного в пределах Квинумского рудного поля, концентрация суммы платиноидов составляет 4,5 г/т, Au - 1,1 и Ag - 3,0 г/т. В рудах других месторождений максимальные содержания суммы Pt и Pd составляют (в г/т): Северное - 3,79; Медвежье - 6,70; Правыхччинское - 4,70; Тундровое - 9,24. Сплошные руды месторождения Квинум-1, сложенные пирротинном, пентландитом и халькопиритом,

реже пиритом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, раммельсберgitом, никелином и мелонитом, содержат ММПГ, которые представлены сперрилитом, садбериитом и майченеритом. Сперрилит является доминирующим минералом МПГ, особенностью которого является наличие примесей S, Fe и Cu. Сперрилит образует кристаллы октаэдрической формы, сростки кристаллов и двойники, размер которых обычно не превышает 100 мкм (рис. 15). В рудах встречается высокопробное золото с примесями Cu и Fe. Сульфоарсениды, арсениды Fe, Ni, Co совместно с Pd фазами концентрируются в апикальных и краевых частях рудных залежей, сложенных сплошными халькопирит-пентландит-пирротинowymi рудами [1, 13, 14]. Продуктивность платиноидной минерализации рудных залежей определяется процессами магматической дифференциации и обогащением благородными металлами дифференциатов ультраосновной магмы, насыщенных флюидами и летучими компонентами (Te, As, Sb, Bi). Благородные металлы накапливаются вместе с арсенидами и сульфоарсенидами и отлагаются на фронте восходящей кристаллизации массивов.

Прогнозная оценка платиноносности базит-гипербазитовых комплексов Камчатки

Для массивов дунит-гарцбургитовой формации, независимо от их возраста, установлено, что минеральные формы МПГ представлены акцессорными минералами системы Os, Ir и Ru при подчиненном значении Fe-Pt сплавов и других минеральных видов. В Корякско-Камчатском регионе не обнаружено коренных рудопроявлений платиновых металлов. К массивам этой форма-

ции приурочены только комплексные (с золотом) россыпные проявления и шлиховые ореолы, максимальное содержание ММПГ в которых не превышает первых г/м³, а суммарные прогнозные ресурсы для всех россыпей региона, связанных с дунит-гарцбургитовой формацией, не превышают первых сотен кг. ММПГ могут представлять интерес в качестве попутных компонентов при обработке этих россыпей на золото.

Но к массивам дунит-гарцбургитовой формации приурочены коренные месторождения Au-МПГ с преобладанием в них золота. Их платиноносность связывается с Au-Cu-Zn сульфидными рудами Восточно-Камчатского пояса, где известно около 20 сульфидных рудопроявлений с Pt и Pd, практическая значимость которых, учитывая их недостаточную изученность, пока не определена.

Россыпеобразующий потенциал многих массивов *габбро-клинопироксенит-дунитовой формации* в настоящее время оценивается высоко, что позволяет рассматривать их как перспективные объекты для открытия новых россыпных месторождений в пределах Корякско-Камчатского региона. Для выделенных рудных зон южной части Гальмоэнанского массива с содержаниями МПГ в десятки-сотни г/т, проведены лабораторные исследования и полупромышленные испытания руд, которые подтверждают возможность извлечения платины из коренных руд Гальмоэнанского массива, что позволяет прогнозировать аналогичные месторождения или рудопроявления в других массивах этой формации, где установлены повышенные содержания Pt в коренных рудах. Новым потенциальным, источником МПГ являются сульфидные рудопроявления,

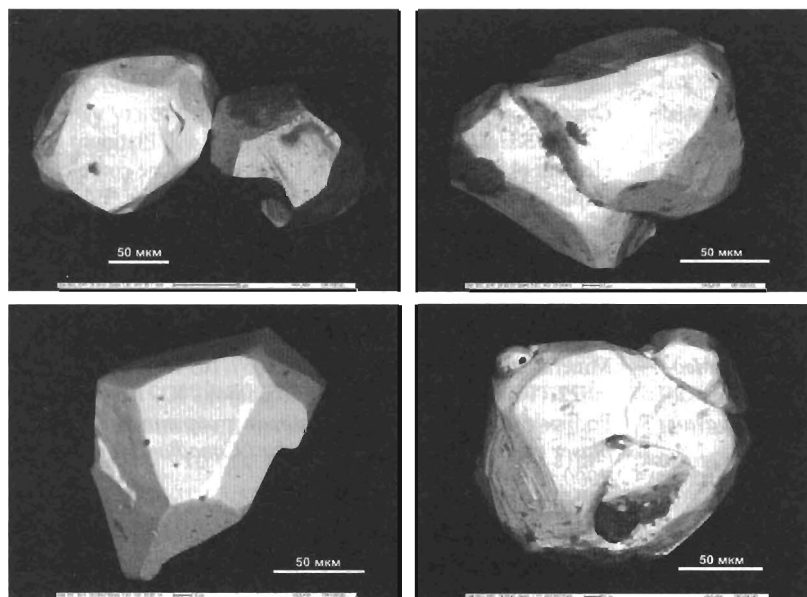


Рис. 15. Кристаллы сперрилита из Cu-Ni сульфидных руд массива Шануч

приуроченные к интрузиям этой формации. Сульфидные руды содержат высокие концентрации металлов: Си до 13 мас.%; Pt до 0.8 г/т и Pd 2.6 г/т, но степень их изученности на сегодняшний день является недостаточной.

Камчатский край в настоящее время рассматривается как новая перспективная никеленосная провинция, связанная с интрузиями *норит-корландитовой формации*. Платиноносность этого формационного типа определяется сульфидными медно-никелевыми рудами с Pt-Pd специали-

зацией. В регионе к этому типу относятся месторождения Шануч и рудопроявления Квинумской группы, а также рудопроявления Дукукского и Кувалорогского массивов. С медно-никелевыми рудами в регионе связаны прогнозные ресурсы МПГ, которые в настоящее время превышают ресурсы россыпной платины.

Авторы выражают искреннюю благодарность своему коллеге В.М. Чубарову за постоянное сотрудничество в микрозондовых исследованиях минералов элементов платиновой группы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байков А.И. Металлогенические особенности платиноидов Камчатки. / Платина России. Сб. научн. трудов. Т. III, Кн. I. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI в. (Платиноидное сырье России в XXI в). М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999, с.87-96.
2. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 5. Обзор месторождений вне Урала. Л.: Изд-во АН СССР, 1933, 240 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новое поколение). Серия Корякско-Камчатская. Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка (МПР России, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Камчатгеология») / Сляднев Б.И., Шаповаленко В.Н., Крикун Н.Ф., Полетаева А.А., Ротман В.К., Сидоренко В.И., Сидоров Е.Г., Суриков С.Н., Хасанов Ш.Г. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006, 376 с.
4. Козлов А.П., Сидоров Е.Г. Рудная платина Гальмознанского базит-гипербазитового массива – реальность и перспективы / Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН, 2000. с. 110-112.
5. Козлов А.П., Чантурия В.А. Платиносодержащие дунитовые руды и их обогатимость. Москва, УРАН ИПКОН РАН, 2009, 148 с.
6. Корякско-Камчатский регион - новая платиноносная провинция России. Коллектив авторов. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002, 383 с.
7. Кутыев Ф.Ш., Сидоров Е.Г., Резниченко В.С., Семенов В.Л. Новые данные о платиноидах в зональных ультраосновных массивах юга Корякского нагорья / Доклады РАН, 1991. Т. 317, № 6, с. 1458 - 1461.
8. Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Костянов А.И., Толстых Н.Д. Хромититы гипербазитовых массивов п-ова Валижген, Корякия / Геология рудных месторождений, 2002, №1, с. 85-104.
9. Полетаев В.А. Камчатско-Корякский платиноносный пояс. / Платина России. Сб. научн. трудов. Т. III, Кн. I. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI в. (Платиноидное сырье России в XXI в). М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999, с. 6676-7587.
10. Разумный А.В., Сидоров Е.Г., Сандмирова Е.И. Медно-золото-палладиевая минерализация в концентрически-зональных массивах Корякского нагорья / Вестник Краунц. Серия: Науки о Земле, 2004, № 2, с. 70-79.
11. Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б., Костянов А.И., Козлов А.П. Хромитовая минерализация в породах мафит-ультрамафитового массива Гальмознан / Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46, №3, с. 235-252.
12. Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю., Пахомов И.О. Минералы элементов платиновой группы из россыпи клинопироксенит-дунитового массива Филиппа, Камчатка / Геология и геофизика, 2004. Т. 45, № 9. с. 1128-1144.
13. Чубаров В.М., Игнатьев Е.К., Москалева С.В., Сидоров Е.Г., Тарарин И.А., Шаповаленко В.Н. Зональность платиноидной минерализации в медно-никелевом рудопроявлении Квинум-1 (Срединный хребет. Камчатка) / Доклады РАН, 2005. Т. 493, №2, с. 231-236.
14. Шека С.А., Вржосек А.А. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дальнего Востока России / Платина России. Сб. научн. трудов. Т. III, Кн. I. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI в. (Платиноидное сырье России в XXI в). М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999, с.66-75.
15. Amosse J., Dable P., Allibert M. Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs fO_2 and fS_2 in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements / Mineralogy and Petrology, 2000. V. 68. p. 29-62.
16. Johan Z., Slansky E., Kelly D.A. Platinum nuggets from the Kompiam area, Enda Province, Papua New Guinea: evidence for an Alaskan-type complex / Mineralogy and Petrology, 2000. V. 68, p. 159-176.
17. Roeder P.L., Jamieson H.E. Composition of chromite and co-existing Pt-Fe alloy at magmatic temperatures / Australian Journal of Earth Sciences, 1992. V. 39. – p. 419-426.
18. Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M. et al. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes Near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield / Mineralogy and Petrology, 1991. V. 43, p. 161-80.
19. Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K. Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and Russian Far East / Ore Geology Reviews, 2002, № 20, p. 1-25.
20. Tolstykh N., Sidorov E., and Krivenko A. Platinum group element placers associated with Ural-Alaska type complexes. / Exploration for platinum-group element deposits. Ed. James Mungall, Shorh Course Series, 2005. V. 35, Chapter 6, Canada: Mineralogical Association Publ., p. 113-143.
21. Tolstykh N., Sidorov E., Kozlov A. Platinum group minerals from the Olkhovaya-1 placer related to the Karaginsky ophiolite complex, the Kamchatskiy Mys peninsula, Russia / Canadian Mineralogist, 2009, V. 47, № 4, p. 1057-1074.
22. Tolstykh N., Sidorov E., Laajoki K., Krivenko A., Podlipkiy M. Association of platinum group minerals from the plaser of Pustaya River, Kamchatka / Canadian Mineralogist, 2000. V. 38, p. 1251-1264.
23. Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Kozlov A.P. Platinum-group minerals in lode and placers deposits associated with Ural-Alaska-type Galmoenan complex, Koryak-Kamchatka platinum belt, Russia / Canadian Mineralogist, 2004. V. 42, № 2, p. 619-630.

УДК 55.553.3.078;528.94.065(470.5)

МИНЕРАГЕНИЯ ЗОНЫ ПАЛЕОШЕЛЬФА ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА И ФЛЮИДНАЯ СУЛЬФУРИЗАЦИЯ МАНТИЙНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

К.К. Золоев, В.А. Коротеев

* Институт геологии и геохимии УрО РАН

620151, г.Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: zoloev@ugse.isnet.ru, koroteev@igg.uran.ru

Введение

При изучении концентраций Au и металлов платиновой группы (МПГ) в черных сланцах вулканогенно-терригенных пород палеошельфовой зоны Главного Уральского глубинного разлома (ГУГРа) наблюдается постоянная приуроченность микросферульных частиц благородных металлов (БМ) и их главных минеральных носителей (халькопирит, кобальтин, сульфоарсениды, Fe, Co-Ni, галенит, герсдорфит, пирит и др.) к такому же микросферульному субстрату, сложенному в основном иттриевыми редкими землями и цирконом. В качестве такого примера ниже приводится Вагранская площадь Сурьинско-Промысловской минерагенической зоны Северного и Среднего Урала (рис. 1) [11].

В таблице 1 приведены содержания БМ в черных сланцах Ишеримского антиклинория этой зоны. Следует отметить, что в пробе 49 основная масса гравиконцентрата – это сульфиды с сульфоарсенидами, в пробах 52 и К-12/5 преобладают минералы редких земель и цирконы, а сульфиды (и тем более сульфоарсениды) находятся в резко подчиненных количествах (рис. 2). В пробе 49 углеродистое вещество обогащено Pt и Pd по сравнению с хвостом гравиконцентрирования, поэтому углеродистую ее часть также можно считать фазой – концентратом БМ.

Не останавливаясь на подробностях и отсылая интересующегося ими читателя к цитируемому нашему оригиналу [11], остановимся на рассеянных формах БМ в изученных пробах [см. табл. 1]. Рассеянные формы БМ (менее 3 мкм) в изученных пробах ведут себя по-разному. В пробе № 49 Pt совершенно отчетливо сосредоточивается в гравиконцентрате. Au не концентрируется, потому что его практически нет, и вся аналитика по золоту в этой пробе находится на уровне порога обнаружения. Эта же тенденция к накоплению отмечается и у Pd, но в значительно

меньшей степени. Для Pt и для Pd также характерно незначительное присутствие их и в углеродистой части пробы и в хвосте гравиконцентрирования. Где же Pt (и, в меньшей степени, Pd) локализуется в гравиконцентрате? Вероятнее всего, в решетках сульфоарсенидов. В этом случае понятно, почему именно Pd сконцентрировалась в большей степени: кубические сульфоарсениды с формулой MeAsS (группа кобальтина [Co] – герсдорфита [Ni]) не только часто содержат примеси Ru, Rh, Os, Ir, Pt, но и имеют собственные конечные члены изоморфных рядов – руарсит (Ru), холлингвортит (Rh), осарсит (Os), ирарсит (Ir), платарсит (Pt). Только для Pd не характерно вхождение в решетку сульфоарсенидов, и только Pd из всех платиноидов в сульфоарсенидах не имеет собственного минерала. Возможно, именно потому, что Pd неохотно входит в решетку сульфоарсенидов (в отличие от Pt), степень концентрирования Pt в гравитационном концентрате пробы № 49 более высока, а сам он состоит из сульфидов с значительной долей сульфоарсенидов Co-Ni (см. рис. 2).

Эти выводы подтверждаются и тем, что в пробах 52 и К-12/5 гравиконцентраты состоят из минералов редких земель и циркона, а сульфидная и, тем более, сульфоарсенидная части находятся в резко подчиненном количестве. Именно в этих пробах не происходит концентрирования БМ в тяжелом концентрате, как по отношению к углеродистому веществу, так и к хвосту гравиконцентрирования. Основная часть БМ локализована в **углеродистом веществе, рассеянном в породе.**

Переконцентрирование БМ в породах можно положительно объяснить диаграммой (рис. 3), иллюстрирующей изменение растворимости серы при фракционной кристаллизации магмы, предположительно сформировавшей Нижнюю зону Бушвельдского комплекса [22]. Содержания Zr в магме используется как показатель степени

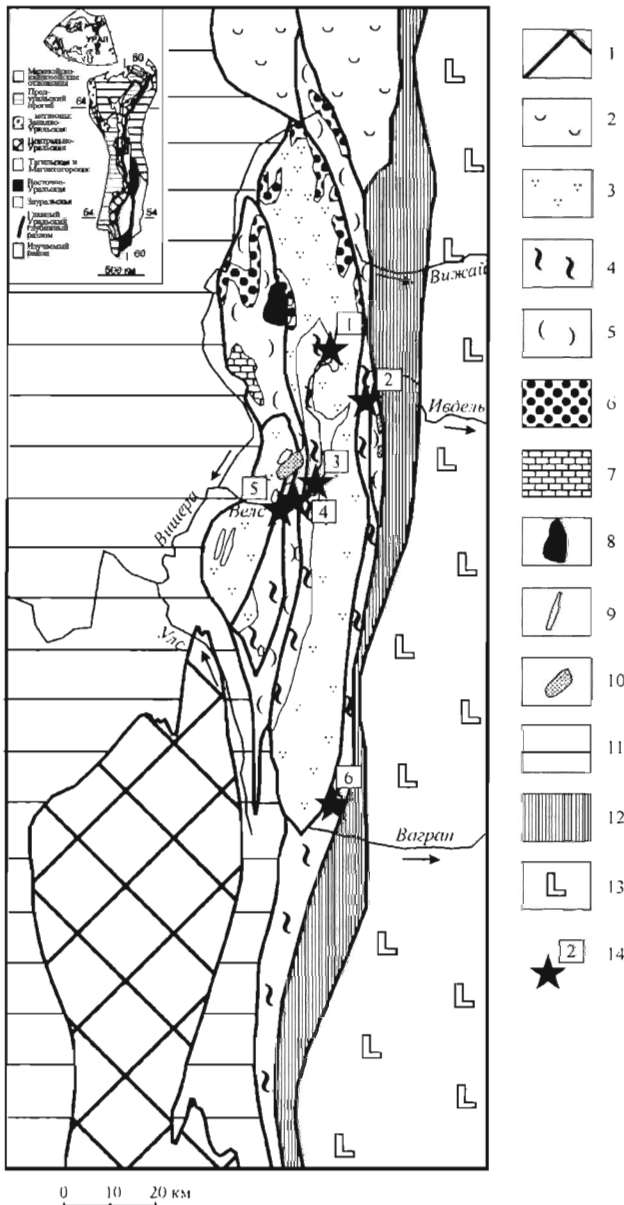


Рис. 1. Геологическая схема Ишеримского антиклинория

(составлена с использованием материалов О.А. Кондайна и В.В. Шалагинова).

1 - верхнерифейские и вендские образования Кваркушко-Каменногорского антиклинория; 2 - тоже - Ляпинского антиклинория; 3 - карбонатно-сланцево-терригенные толщи среднего и верхнего рифея; 4 - велсовская свита верхнего рифея: углеродистые сланцы, известняки; 5 - чувашская свита ордовика (?): метавулканыты, метапесчаники, метаалевролиты; 6 - хапхарская свита нижнего-среднего ордовика: конгломераты и песчаники; 7 - шугорская свита среднего-верхнего ордовика - известняки; 8 - вишерский перидотитовый комплекс: габбро и габбродолериты; 9 - ишеримский и чурольский комплексы: гранодиориты и граниты; 10 - ордовикско-каменноугольные терригенно-карбонатные толщи палеошельфа Восточно-Европейского материка (Бельско-Елецкая структурно-формационная зона); 11 - ордовикские вулканогенно-терригенные толщи палеоконтинентального склона Восточно-Европейского материка (Сакмаро-Лемвинская структурно-формационная зона); 12 - ордовикско-девонские вулканические и интрузивные образования Тагильской структурно-формационной мегазоны; 13 - точки отбора проб (результаты анализов - см.табл. 3)

Пирит I приурочен к кварцевым прожилкам и жилам, которые часто будинизированы, перемяты, катаклазированы. Отличительная особенность его - наличие крупных зерен (до 2 мм), характерные их формы - кубы и октаэдры. Часто они разбиты трещинами, по которым развиваются другие рудные минералы.

Пирит II - наиболее распространенная генерация пирита. Образует гнездовую вкрапленность в кварцевых прожилках и чаще всего приурочен к перемятым, катаклазированным метасоматически прокварцованным участкам пород. Если для пирита I характерны размеры до 2 мм, то для пирита II они не превышают первых сотых долей мм. Характерны формы как кубические, так и более сложные пентагондодокаэдрические. Пирит II постоянно находится в ассоциации с герсдорфитом, кобальтином, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом, галенитом, блеклой рудой.

Пирит III - встречается реже и в гораздо меньшем количестве, чем пирит I и II. Обычно его содержание в породах меньше 1%. Он образует тонкие вытянутые прожилковидные, волосовидные выделения толщиной не более 5 мкм, интерстициально развивается между зернами нерудных минералов. По сути, эти пириты - наночастицы.

В работе [1] приведены интересные данные о неорганических наночастицах. Главным источником их в атмосфере является минеральная пыль, выдуваемая ветром из почв, а также частицы мор-

фракционирования, поскольку они изменяются линейно с изменением количества серы, растворенной в магме (зависимость обоих этих параметров от степени кристаллизации магмы является нелинейной) [26].

В пределах Вагранской площади и Сурьинско-Оленевского участка изучен химический состав благороднометалльносодержащих минералов, самородных элементов и интерметаллидов (табл. 2), а также содержания редких и благородных металлов в углеродистых сланцах Ишеримского антиклинория (табл. 3).

Наиболее распространенным эпигенетическим минералом в породах Сурьинской рудоносной зоны является пирит; по структурным и морфологическим признакам выделяются три разных его генерации.

Таблица 1

Содержание БМ в черных сланцах

№№ проб	Описание породы	Свита	Содержания (г/т)			
			Au	Ag	Pt	Pd
45	Углеродисто-серицит-кварцевый сланец с обохренным пиритом	Велсовская, R ₃ , р.Велс	0,023	1,145	0,110	3,195
49	Углеродисто-серицит-кварцевый сланец тонкополосчатый	Велсовская, R ₃ , р.Велс	0,011	0,857	0,090	2,444
52	Углеродисто-серицит-кварцевый сланец с охристо-кварцевыми жилками	Чувальская O ₂₋₃ ? Р.Велс	0,020	2,185	0,227	6,300
К-12/4	Углеродисто-серицит-кварцевый сланец с сульфидно-кварцевыми прожилками	Велсовская, R ₃ v1, р.Вагран	<0,02		0,630	0,560
К-12/5	Углеродисто-хлорит-серицит-кварцевый сланец с сульфидно-кварцевыми прожилками	Велсовская, R ₃ v1, р.Вагран	5,460		0,010	0,041
К-12/6	Углеродисто-хлорит-серицит-кварцевый сланец с сульфидно-кварцевыми прожилками	Велсовская, R ₃ v1, р.Вагран	0,770		1,150	1,230
К-12/15	Углеродисто-хлорит-серицит-кварцевый сланец с сульфидно-кварцевыми прожилками	Велсовская, R ₃ v1, р.Вагран	0,710		0,490	0,430

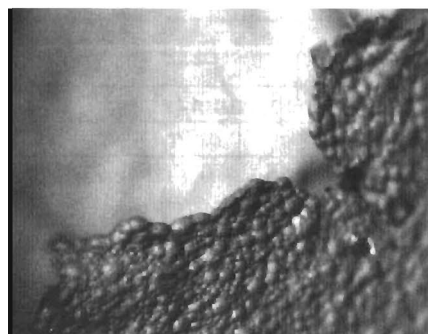
Примечание. Прочерк - нет данных.

ской соли, образующейся над океаном. Наиболее крупные поставщики наночастиц – высокие слои атмосферы – это вулканы (вулканическая пыль), при этом концентрация их в атмосфере даже в одном месте сильно изменяется во времени, что может свидетельствовать о соответствующем их переходе на более высокий ионно-молекулярный уровень. Имеются сведения о том, что вспышки формирования наночастиц совпадают со временем высокой солнечной активности [1]. Наночастицы содержащих серу минералов – элементной серы (Л.Н. Овчинников большую роль в одной из своих работ придает SO₄), барита, ангидрида, переносятся на огромные расстояния не растворяясь в морской воде. Наиболее показателен факт сохранности металлов (алюминия, хрома, цинка, титана и др.) в самородном виде в морской воде, что было показано нами выше на уральских примерах. Наночастицы в гидросфере образуются большей частью в вершинах жерл «черных курильщиков»; соединяясь с холодной морской водой (а их температура около 400°C) они преобразуются в видимые частицы [1]. Известно, что солёные среды – благоприятная для углеводородных залежей «подстилка», что соответственно благоприятствует нафтагенезу. В тоже время в местах разгрузки флюидно-гидротермальных горячих источников формируются рудные месторож-

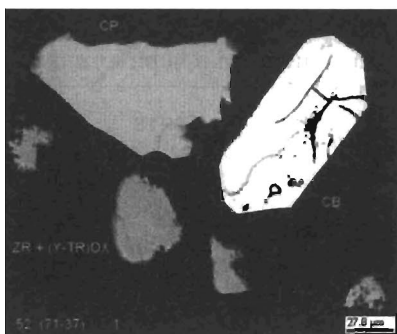
дения (рудные «холмы»). Кроме месторождений медноколчеданных руд к ним относятся крупнейшие золоторудные с МПГ месторождения мирового значения – Сухой Лог в Забайкалье (Россия) и Мурунтау (Узбекистан); сравнительно крупные, т.н. «черносланцевого типа» месторождения БМ весьма часты и на Урале (например, Золотая гора в Челябинской области, та же приведенная выше Вагранская площадь и другие объекты, которые могут обрабатываться высокорентабельными технологиями (выщелачивание химическое и биометодами, подобными применяемым на месторождении Олимпиада (Енисейский край).

Нафтагенез и формирование твердых полезных ископаемых

С выходом в свет в 1978 г. Геологического словаря [3] на то время были учтены последние данные и представления, ... советских и зарубежных исследователей, ... связанные как с практикой геологопоисково-съёмочных и разведочных работ, так и весьма широким кругом георетических и практических вопросов [3, стр. 5]». В статье «карбиды» первого тома словаря указывается, что «... В выдвинутой Менделеевым (1877) гипотезе неорганического происхождения нефти образование углеводородов связывается с воздействием воды на карбиды железа и никеля, пред-



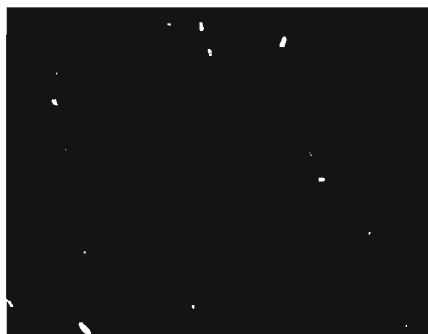
Фрагмент углеродистой пленки после просушивания



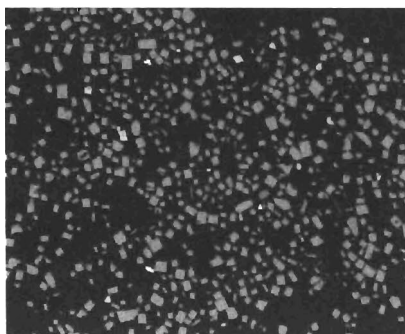
Халькопирит (CP) и кобальтин (CB), SEM+BSE (ZR - циркон)



Фрагмент тяжелого концентрата пробы 52 под сканирующим электронным микроскопом.
Фракция 71-37μm, BSE изображение.



Тот же фрагмент после оцифровки изображения: желтые, наиболее тяжелые фазы – монацит, галенит; оранжевые – сульфоарсениды Fe, Co-Ni (арсенопирит, кобальтин-герсдорфит и т.д.); синие – минералы иттриевых редких земель, цирконы (здесь на фото не виден).



Фрагмент тяжелого концентрата пробы под сканирующим электронным микроскопом.
Проба 49, фракция 71-37μm, BSE изображение), яркость - пропорциональна удельному весу минерала (точнее - среднему атомному номеру)



Тот же фрагмент после оцифровки изображения: желтые – тяжелые фазы (диапазон галенита, платиноидов, золота...); оранжевые - сульфоарсениды Fe, Co-Ni (арсенопирит, кобальтин-герсдорфит и т.д.); синие – пирит +... (на фото не виден)

Рис. 2. Микрофотографии рудных минералов и углеродистого вещества из проб платиноносных углеродистых сланцев Северного Урала

положительно присутствующих в глубоких недрах Земли [21, т. 1, стр. 305]. Через 25 лет в важной для нашего российского геологического сообщества энциклопедической публикации А.И. Мелуа под редакцией академика Н.П. Лаврова [3, том 2, стр. 613], приводятся подробные данные о деятельности Д.И. Менделеева – изучении им работы Бакинских нефтепромыслов и разностороннем использовании нефти как химического сырья. За последние 10 лет после этой публикации в нашей российской печатной информации произошел буквально революционный переворот – из плоскости концептуальных и гипотетических предположений в области нефтегенеза и нефтометаллогении мы уверенно перешли на фундаментальное решение вопросов единства взаимосвязи нефтеобразования и формирования твердых полезных ископаемых. Ниже

кратко разберемся в этом вопросе на примере Западно-Сибирской плиты, лучше изученной с этой точки зрения.

Формирование углеводородов, а также многих твердых полезных ископаемых (ТПИ) рассматриваются [9, 10, 12, 14, 15], в виде единой хемогенно-энергетической системы совместной их релаксации в земной коре. Происходит она в глубинных разломах, где главную роль играют габбро-гипербазитовые интрузии и альпинотипные офиолиты. При гидрагации последних образуются серпентины, магнетит, вода и свободный кислород – гидротермальная (флюидная) часть упомянутой выше единой системы. Метан, проникая из мантии по тем же разломам в кору и вступая в реакции с кислородом, частично образует углерод, выделяя также воду ($\text{CH}_4 + \text{O}_2 = \text{C} + \text{H}_2\text{O}$) – вторую углеродную часть той же флюидной

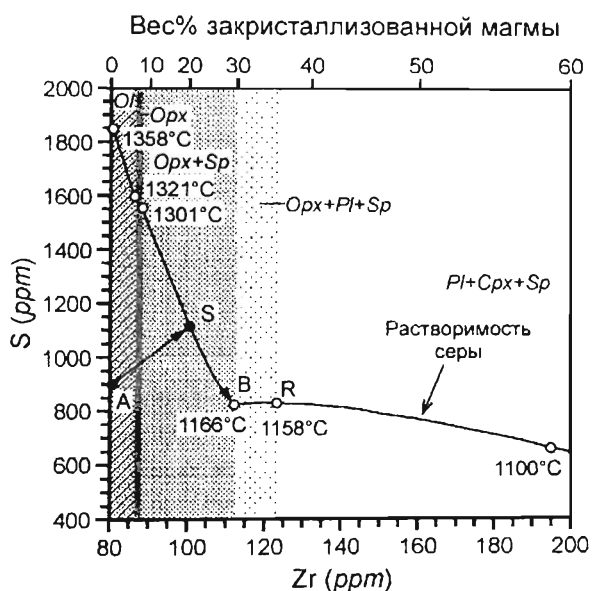


Рис. 3. Диаграмма изменения растворимости серы при фракционной кристаллизации магмы

системы. Углерод концентрируется в окружающих породах в форме алмаза (при высоких давлениях), графита, совместно с метаном и другими элементами (германием, гафнием и др.) в бурых и каменных углях и т.п.

Модель совместного формирования углеводородов и ТПИ (сульфидов, ряда неметаллов) представляется [9, 10] синтезом продуктов указанной выше дегазации верхней мантии в виде сернистых солей сероводородной кислоты (H_2S) в комплексе с углеводородными радикалами согласно формуле $R - S - R_1$ [3], где S – сера мантийная, R и R_1 – углеводородные радикалы мантийные. В нефти, газах и битумах соответственно возникают высокие концентрации Fe, V, Ni, Cu, Mo, Hg, U, лантаноидов и других элементов, образующих сульфиды, сульфосоли, благородные, редкие и редкоземельные металлы.

Ультражелезистые дифференциаты кислых, высокощелочных контрастных дацит-риолитовых магм с рудными расплавами при расширении флюидной сульфуризации в условиях глубинного развития габбро-гипербазитового магматизма «порождают» восходящие трансмагматические растворы, являющиеся агрессивными к гранитному слою коры, что служит причиной образования обширных депрессий [19]. Образование депрессий сопряжено с встречным воздыманием мантийного субстрата и описывается в литературе под названием «обращенность рельефа» [19], которую можно использовать для поиска не вскрытых трещией рудных месторождений с помощью геофизических исследований.

Исследования парагенезисов рудных сульфидофильных металлов показали [20], что связь с углеводородами наглядно выражена в современном развитии рудообразования в океанах и окраинных морях. Колчеданное рудообразование сопряжено с развитием углеводородных струй [19]. Углеводороды генерируются с вовлечением в процессы углерода, поэтому в какой-то мере и те и другие участвуют в развитии нефтеносных процессов. Изучение геохимии их углеродистых пород подчеркивает [4], что наряду с ураном рассматриваемые породы обогащены на 1-2 порядка относительно кларка для верхней коры Ti, V, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Se, Y, Mo, Ag, Cd, Cs, REE, Sc. Этот набор металлов является типоморфным практически для всех черносланцевых (углеродистых) формаций подвижных поясов (Я.Э. Юдович, М.И. Кетрис, 1994 г.).

В работах [9, 11] показано, что в черносланцевых породах и в образованиях современных океанов и морей (курильщики) характерны наносферульные проявления перечисленных выше металлов, включая группу благородных (золото, МПГ), которые, как отмечено ранее [1], широко проявлены в самороднометалльной форме на атомарном, молекулярном и минеральном уровнях. Этому, очевидно, способствуют высокие содержания на глубине кислорода, возникающие при серпентинизации офиолитов и габбро-гипербазитов, находящихся в основании курильщиконок, а также дисульфидная сульфуризация, способствующие генерации углеродов. Последние сорбируют как металлы, неметаллы, так битумы и другие нафтоминералы, совместно с углеводородами являясь (образно говоря) «кладовой» нефтеносной провинции, пополняющей рудный, нерудный и нафтогенный потенциал полезных ископаемых нефтеносных провинций.

При сульфуризации ультражелезистых пород, практически представленных чистым фаялитом с высоким содержанием Mn, присутствующего в выше указанном ряду элементов в обогащенных количествах относительно кларка для верхней коры Земли, Mn обычно накапливается [20], в остаточных расплавах, не входя в сульфидные фазы и создавая **характерное железо-марганцевое сопровождение** колчеданного рудообразования. Большой частью марганцево-железистые породы перекрывают сульфидные залежи или залегают в перекрывающих осадочных породах (Золоев, Контарь, 1999 г., Масленников, Аюпова, 2007 г.).

Образование крупных месторождений углеводородов приходится на время, когда были сфор-

Химический состав благороднометаллосодержащих минералов и самородных элементов и интерметаллидов Сурьинско-Оленевского участка

Пирит												
Участок	N пробы	S	Fe	Co	Ni	Cu	As	Ag	Au	Pt	Pd	Сумма
Сурьинский	кс-13-30.1(1)	53,73	45,57	0	0	0,11	0	0	0	0	0	99,41
	кс-13-30.1(1)	52,28	44,68	0	0	0,03	0	0	0	0,09	0	97,09
Оленевский	кс-20-30.5(2)	53,60	47,57	0,03	0,02	0	0	0,02	0,06	0,12	0,01	101,43
Сурьинский	кс-21-74.5(1)	52,98	45,99	0	0	0	0	0	0,06	0,01	0,02	99,07
	кс-21-74.5(2)	52,6	45,57	0,02	1,07	0	0	0	0,04	0	0,09	99,39
	кс-23-45.2(1)	52,35	46,54	0,51	0,64	0	0	0,05	0	0,07	0,02	100,18
	кс-23-45.2(2)	53,87	47,10	0,02	0	0,02	0	0,01	0	0,03	0,01	101,07
	кс-23-45.2(3)	51,89	45,27	0	0	0	0	0	0	0,05	0	97,23
	кс-26-38.1(1-б)	52,6	46,66	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0,04	0	99,34
кс-26-38.1(2-а)	52,13	44,79	0,22	0,05	0,22	0,02	0,07	0,01	0,03	0,02	97,56	
Пирротин и пентландит												
Участок	N пробы	S	Fe	Co	Ni	Cu	As	Ag	Au	Pt	Pd	Сумма
Оленевский	кс-20-74.8	34,83	63,03	0,01	0,31			0,03	0	0	0	101,43
	кс-20-74.8	30,67	31,4	0,05	34,65	0		0,03	0	0,01	0	96,9
Герсдорфит и кобальтин												
Участок	N пробы	S	Fe	Co	Ni	As	Sb	Ag	Au	Pt	Pd	Сумма
Оленевский	кс-20-74.8(1)	17,85	7,65	2,97	26,65	45,24	0	0,03	0	0,1	0	100,49
	кс-20-74.8(2)	17,97	8,21	0,15	27,78	47,21	0	0,01	0,07	0,04	0	101,44
Сурьинский	кс-23-45.2(4)	18,95	7,46	18,91	10,17	44,92	0	0	0	0	0,01	100,43
	кс-26-38.1(1-а)	18,15	10,07	6,52	18,14	45,82	0	0,05	0	0	0	98,76
	кс-26-38.1(2-3)	18,26	11,04	3,32	21,99	45,2	0	0,04	0	0	0	99,85
	кс-26-38.1(2-4)	18,15	11,45	3,93	20,1	46,44	0	0,05	0	0	0	100,12
Сфалерит												
Участок	N пробы	S	Fe	Cu	Zn	Cd	Hg	Ag	Au	Pt	Pd	Сумма
Сурьинский	кс-21-74.5	32,21	0,53	0,03	71,17	0	0	0	0	0	0,06	104,01
Халькопирит												
Участок	N пробы	S	Fe	Co	Cu	Zn	Ni	Сумма				
Сурьинский	кс-21-74.5	31,93	30,83	0	35,71	0		98,47				
	кс-26-38.1(2-4)	35,07	28,63	0,06	33,86	0	0,16	97,78				
Самородные элементы и интерметаллиды												
Участок	N пробы	Si	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Сумма	
Оленевский	кс-20-30.5	3,62	0,56	0,74	0,59	92,66	0,01	0,19	0,29	0,04	98,47	
	кс-20-30.5	1,48	0,36	0,09	0,56	92,83	0	0	0,12	0,07	97,78	
	кс-20-30.5	50,59	0,72	0,2	0,09	46,42	0	0,58	0	0	98,61	
	кс-20-30.5	0,28	91,54	2,02	0	0,11	2,88	0,88	-	-	97,71	

Примечание. Анализы методом РСМА, аналитик Ослоповских В.Н.; прочерк - нет данных.

мированы весьма объемные мезозойско-кайнозойские коллекторы (юрско-меловой период, палеоген-неоген).

В обрамлении мезозойско-кайнозойских углеводородных коллекторов в палеодолинах и депрессионных зонах локализованы гидрогенные месторождения урано-ториевых руд (долматовско-семизбаевского геолого-промышленного типа) Урало-Енисейского урановорудного пояса. Обра-

зование гидрогенных месторождений [16] генетически связано с формированием уран-ториевых руд обширного крупного регионального металлотекта (по [16, 18]) – Курган-Павлодарского ураноносного пояса, возникшего, в свою очередь, в тесном пространственно-генетическом симбиозе с одноименным нефтегазоносным поясом. Последнее подтверждает возможность раздвижения рамок рудоперспективных территорий поиска

Таблица 3

Содержания редких и благородных металлов в углеродистых сланцах Ишеримского антиклинария (г/т)

Элементы	№ анализа					
	1	2	3	4	5	6
Ge	16,91325	13,15800	14,11875	13,48200	16,06725	
As	11,73375	6,03225	6,85575	6,12675	4,88250	
Ru	0,02250	0,01800	0,02925	0,01350	0,01575	
Rh	0,00675	0,00900	0,01125	0,00450	0,00675	< 0,005
Pd	3,19500	1,36350	2,58300	6,30000	2,46375	1,97
Ag	1,14525	0,49275	0,86175	2,18475	0,86400	
Cd	0,17325	0,07200	0,10800	0,10125	0,13725	
In	0,07875	0,02475	0,05850	0,07650	0,06525	
Sn	3,73950	1,65600	2,76975	3,35700	3,06225	
Sb	0,09450	0,15525	0,11250	0,34425	0,06525	
Te	0,05400	0,03600	0,03600	0,04500	0,04725	
Pa	0,03375	0,17550	0,05625	0,06975	0,02700	
Os	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	
Ir	0,01800	0,00900	0,01800	0,04500	0,01575	
Pt	0,11025	0,05400	0,09450	0,22725	0,09225	1,74
Au	0,02250	0,00450	0,01350	0,02025	0,01575	3,08
Hg	0,07875	0,10125	0,05175	0,05175	0,04275	
W	1,41525	1,91925	0,93825	0,97200	0,66150	
Re	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	
Tl	0,70650	0,13050	0,40500	0,74475	0,65025	
Pb	9,18225	3,75525	8,24175	6,94575	13,92075	
Bi	0,16425	0,04050	0,14400	0,11925	0,22725	
Th	0,03375	0,17550	0,05625	0,06750	0,02700	
U	5,24025	6,14475	2,06325	2,28825	2,64825	

Примечания. Анализы 1-5 выполнены методом ICP MS в лаборатории ИГиГ УрО РАН, аналитик Ронкин Ю.Л., 6 – пробирно-атомно-абсорбционным методом в лаборатории ЦНИГРИ; места взятия проб см. рис. 3; прочерк – нет данных.

гидрогенных месторождений в ареальном плане и позволяет существенно увеличить глубину их поиска и разработки.

Возвращаясь к характеристике особенностей размещения месторождений углеводородного сырья (и находящихся с ними в парагенетической связи месторождений ТПИ) в структурах рассматриваемой территории следует обратить внимание на приуроченность месторождений нефти и газа к областям относительного уменьшения уровня гравитационного поля. Разуплотнение гравитационных полей напрямую связано с концентрацией нефти, газов, воды и воздушных «подушек» в полях залегания месторождений углеводородов, а их большое число свидетельствует о том, что поиски новых крупных объектов углеводородов можно успешно продолжать. Весьма перспективно по нашему мнению, «Тиманское» СЗ направление с гигантским уникальным Ярегским комплексным месторождением нефти с про-

мышленными извлекаемыми запасами металлов Ti, V, Au и МПГ, а также тиманских латеритных бокситов и титан-цирконовых промышленных залежей в «кепроке» устья самой Ярегской скважины. На простирании к юго-востоку широкая «Ярегская» зона, обрамленная двумя глубокими разломами палеошельфа с резко пониженными (до 60 мГал и более) уровнями гравитационного поля, которая далее к юго-востоку сменяется на западном склоне Главного Уральского хребта месторождениями россыпного золота, палладия и алмазов в ярко выраженной долине с месторождениями Амфитеатр и др. Последние контролируются урановыми аномалиями, а в самой хребтовой зоне в структурах складчатого Урала (в этом же «ярегском» коридоре, в 90 км к СЗ от пос. Саранпауль) в периферической части Ляпинского поля кимберлитов и лампроитов - Хартесским алмазоносным комплексом, где алмазы изучены институтом ЦНИГРИ (Л.И. Лукьянова, В.И. Ваганов).

На юге рассматриваемого осадочного бассейна весьма перспективно также Осинско-Вишерское (по А.Ю. Кисину [15]) СЗ направление для поисков крупных углеводородных объектов. Здесь недавно в Республике Башкортостан (вблизи г. Белорецка) ЦНИГРИ апробированы (на 02.07.10 г.) крупные прогнозные ресурсы коренных алмазов кимберлитового типа по категории P_2+P_3 на Маярдакской площади (Ахмеровская «трубка» – участок, оцененный в 150 млн карат (в том числе по категории P_2 – 23 млн карат и по категории P_3 – 127 млн карат, кроме того 100 т рудного золота).

Урал – крупнейшая провинция мировой системы подвижных поясов Земли и связанных с ними уникальных и суперкрупных месторождений полезных ископаемых

Подвижные пояса – это крупные структурные элементы тектоносферы нашей планеты, среди которых различаются внутриконтинентальные (Урало-Монголо-Охотский, Средиземноморский и др.), обрамляющие океаны (Тихоокеанский) и пояса, находящиеся внутри последних (Атлантический, который совпадает со Срединно-Атлантическим хребтом и др.). На поверхности Земли подвижные пояса фиксируют протяженные области разрядки магматических масс мантийного вещества, проникающего в ее верхние горизонты по зонам глубинных разломов. Важным определением их сущности являются и минерагенические аспекты возникновения и развития этих грандиозных структур.

Урал – не только типовая провинция и металлогенический пояс фемического (уральского) типа, но, являясь прежде всего крупным сегментом Урало-Монголо-Охотского геотектонического (по определению Ю.А. Билибина) пояса, включает в себя обширные структуры, также типовые для фемическо-сиалического (тяньшаньского) и щелочно-фемическо-сиалического (таймырского) типов провинций.

Для тяньшаньского типа провинций характерны структуры с преобладающим или весьма существенным развитием образований поздних и, главным образом, конечных этапов или периодов активизации, каковым является Главный гранитный пояс Урала, что показательно для подвижного пояса полного геодинамического цикла развития литосферы. Для таймырского же типа провинций характерны образования терригенных и карбонатных морских формаций начальных, ранних и средних этапов, а также пестроцветные угленосные и вулканогенные (грапповые) форма-

ции поздних и конечных этапов перикратонного развития, присущие структурам всего Предуральского прогиба. На севере провинции структуры Байдарацкого опускания Свальбардской плиты включают территории п-ва Таймыр и южной оконечности Западной акватории Карского моря с Норильско-Талнахским рудным районом Циркум-Арктической (по Д.А. Додину и др.) металлогенической частью северной оконечности подвижного пояса Уральской провинции.

На западном склоне Урала распространены структуры (рис. 4) активизированного края Русской и Тимано-Печорской плит Восточно-Европейской платформы (1), обширный Предуральский краевой прогиб (2) и примыкающая к нему с востока Западно-Уральская мегазона внешней линейной складчатости (3).

Минерагенические зоны активизированного края Русской и Тимано-Печорской плит на обширных площадях приурочены к палеошельфовым ее участкам, среди них отмечается Тиманское поднятие с палеошельфом района Ярегской нефтяной скважины на широте 62° с.ш. Кепрок района этой скважины приурочен непосредственно к толще Ti-Zr россыпей. Нефть Ярегского месторождения содержит промышленные (извлекаемые) концентрации Ti. В палеошельфе здесь находятся также промышленные залежи бокситов, зафиксированы алмазы, ниобиевое и редкоземельное оруденение. Южнее, в зоне активизации Русской плиты, распространены Кудымырская и Камско-Бельская структуры и Татарский свод, в которых развиты нефтяные месторождения, медистые песчаники, урановые месторождения и проявления, алмазы и молибден, редко-благородно-металльное оруденение.

Восточнее активизированного края Восточно-Европейской платформы расположены металлогенические мегазоны Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской внешней складчатости, приуроченные к протяженным впадинам (2, 3) с крупнейшими Воркутинским и Верхнепечорским бассейнами каменных углей, уникальными Верхнекамским и Соликамским бассейнами супергигантских калийно-магниевых и натриевых солей, содержащих в терригенных пропластках золото-платиноидную минерализацию в промышленных концентрациях, бром, йод и многие другие элементы. На юге цепь эвапоритовых и углеводородсодержащих месторождений завершается Стерлитамакской металлогенической зоной, переходящей в Волю-Уральскую, Астраханскую и Северо-Кавказскую газовой-нефтяные

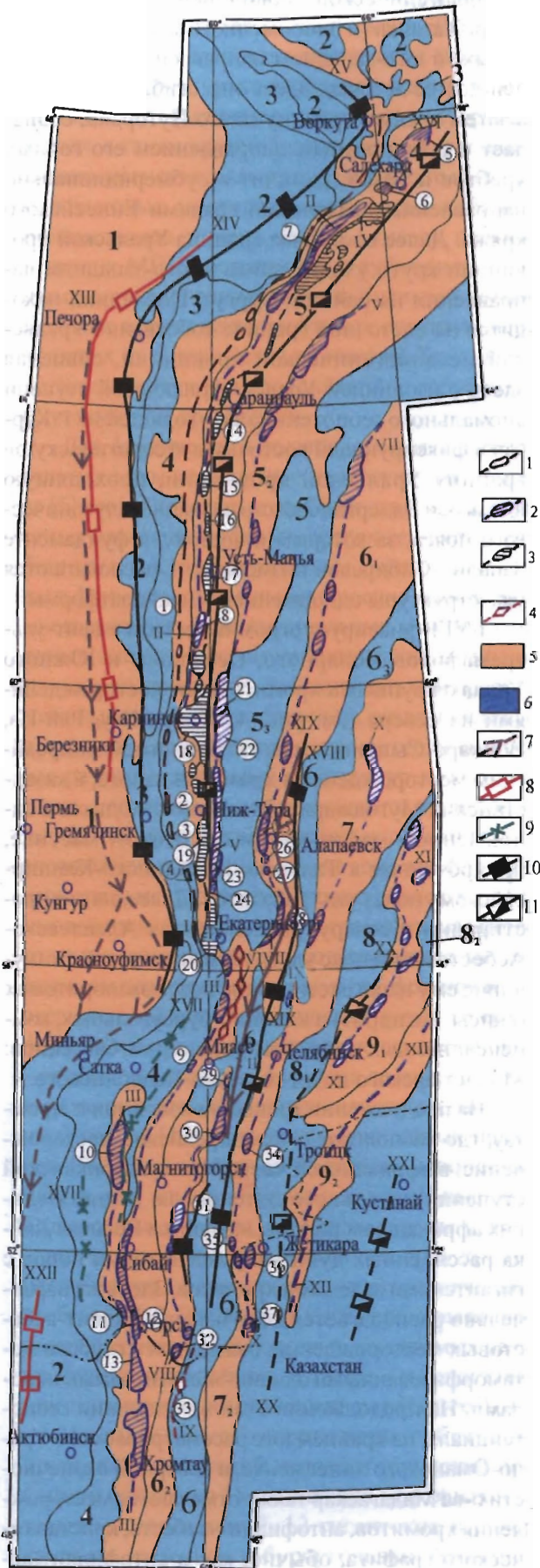


Рис. 4. Схема распространения поясов базит-гипербазитового диапироидно-мантийного магматизма и связанных с ними компенсационных впадин. Масштаб 1:10 000 000

Основные структурно-тектонические зоны и их номера: 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Предуральский краевой прогиб; 3 – Западно-Уральская внешняя зона складчатости; 4 – Центрально-Уральское поднятие; 5 – Тагильская мегазона: 5₁ – Западно-Тагильская зона, 5₂ – Восточно-Тагильская зона, 5₃ – Северо-Восточная зона; 6 – Магнитогорская мегазона: 6₁ – Западно-Магнитогорская зона, 6₂ – Восточно-Магнитогорская зона, 6₃ – Муголжарско-Челябинская зона; 7 – Восточноуральская мегазона: 7₁ – Таборинско-Камышловская зона, 7₂ – Варненская зона, 7₃ – Шадринско-Мариинская зона; 8 – Зауральская мегазона: 8₁ – Тюменская зона, 8₂ – Ялуторовская зона; 9 – Курганско-Кустанайская мегазона: 9₁ – Глубочинская зона, 9₂ – Валерьяновская зона.

Условные обозначения: 1-4 – Мафит-ультрабазитовые комплексы: 1 – «стратиформные» железистых перидотитов (сарановского типа); пироксенит-перидотитовые (мойвинский комплекс); габбро-верлитовые; 2 – дунит-гарцбургитовой ассоциации; 3 – дунит-клинопироксенит-габброноритового комплекса (зональные); 4 – вторичных гипербазитов (регенерированные), 5-6 – области относительного увеличения (5) и уменьшения (6) гравитационного поля; 7-11 – полезные ископаемые: 7 – гипс, ангидрит; 8 – калийные и каменные соли; 9 – магнезиты; 10 – каменный уголь; 11 – бурый уголь.

Базит-гипербазитовые пояса и основные массивы гипербазитов: I – Мойвинско-Сарановский (R₃), массивы: 1 – Мойвинский, 2 – Сарановский, 3 – Журавлик, 4 – Ашка; II – Войкарско-Салатимский (O_{1,2}), массивы: 5 – Сьум-Кей, 6 – Рай-Из, 7 – Войкаро-Сыннинский, 8 – Салатимский; III – Таловско-Нуралинско-Кемпирсайский (O_{1,2}), массивы: 9 – Нуралинский, 10 – Крака, II – Медногорский, 12 – Хабаровинский, 13 – Кемпирсайский; IV – Чистопско-Нижнетагильский (O_{3-S}), массивы: 14 – Хорасюрский, 15 – Вольинский, 16 – Ялпинг-Ньер, 17 – Чистопский, 18 – Кытлымский, 19 – Нижнетагильский, 20 – Ревдинский; V – Серовско-Невьянский (O_{1,2}), массивы: 21 – Лобвинский, 22 – Серовский, 23 – Восточно-Тагильский, 24 – Верх-Нейвинский; VI – Сысертско-Ильменогорский (R₃), (Сысертская группа, Калмацкое, Савелькульское и др.); VII – Алапаевско-Асбестовский (O_{3-S}), массивы: 25 – Алапаевский, 26 – Останинский, 27 – Режевской, 28 – Асбестовский; VIII – Куликовско-Киембайский (O_{3-S}), массивы: 29 – Сахаринский, 30 – Куликовский, 31 – Амамбайский, 32 – Киембайский; IX – Олы-Талдыкский (R₃), 33 – Бутегысайская группа массивов; X – Верблюжьегогорско-Бурыктальский, (O_{3-S}), массивы: 34 – Верблюжьегогорский, 35 – Наследницкий, 36 – Джетыгаринский, 37 – Бурыктальский; XI – Притобольский (O_{3-S}), (Гришинский, Максимовский, Мечетинский и др. массивы); XII – Валерьяновско-Денисовский (мафит-ультрамафиты Валерьяновского ВПП, возможно ранне- и среднекаменноугольного возраста) (C₁), XII – Валерьяновский (C₁).

Пояса эвапоритовых и каменно-буроугольных компенсационных мантийным диапиром бассейнов: XIII – Пермско-Миньярский; XIV – Верхнепечорско-Верхнекамский; XV – Воркутинско-Гремячинский; XVI – Салехардско-Усть-Манынский; XVII – Саткинский; XVIII – Монастырский; XIX – Артёмовско-Челябинский; XX – Шумихинский; XXI – Тургайский; XXII – Соль-Илецкий

провинции. Перечисленные выше впадины и бассейны являются компенсационными по отношению к весьма протяженным мощным мафит-ультрамафитовым поясам диапироидного магматизма, что отражается на рисунке 4. Пояса эти протягиваются на тысячи километров и, кроме эвапоритовых, углеводородных и каменно-, буроугольных образований, часто сопровождаются также бокситами, фиксирующими периоды пенепленизации этих же геологических структур. Здесь расположены крупнейшие бокситовые месторождения североуральско-субровского геолого-промышленного типа. В основу определения границ провинции собственно Уральского подвижного пояса и сопредельных с ним территорий нами принят Урало-Оманский линеамент, или точнее, Урало-Африканская ступень аномального геопотенциала, к которому приурочена предполагаемая тектоническая структура, впервые охарактеризованная Р. Фьюроном и отрицаемая Ю.Г. Леоновым [17], в чем он, конечно, совершенно прав, если принять во внимание наши представления о совмещении этой сложной в историческом плане развития и становления структуры [8] и современной позиции единого тектогена, связывающего восточную часть древнего докембрийского африканского материка и территории Урала и Тетиса альпийского времени.

В геофизических полях современной территории характеризуемой Урало-Африканской ступени аномального геопотенциала четко различаются выделяемые нами трансконтинентальные секторы (трансекты) по отношению к изолинии поля описываемого геопотенциала, совпадающей с зоной Главного Уральского глубинного разлома – ГУГРа. ГУГР трассируется от Западно-Пайхойского поднятия и Байдарацкого опускания Свальбардской плиты на севере, проходя далее от юга российского Оренбуржья (включая часть Мугоджар) вдоль северо-западной границы с Республикой Казахстан, огибает северо-западный Прикаспий и упирается на границе с Азербайджаном в крайние юго-восточные структуры Большого Кавказа. Здесь, в юго-западном секторе Каспия заканчивается южное ограничение собственно Уральской металлогенической провинции, где ее южная граница совпадает со структурами Тетиса, проходящими на широте 40° с.ш. и, пересекая в ВЮВ направлении субмеридиональные структуры Уральской провинции, уходящими в северные области п-ова Индостан и далее на ЮВ.

Восточная граница собственно Уральской провинции на севере граничит с Арктической

металлогенической провинцией, проходя от устья р. Хатанги (и одноименного залива моря Лаптевых) в юго-западном направлении по направлению к ее истокам. Здесь она, огибая восточную, а затем южную границу плато Путорана, совпадает с субширотным направлением его горных хребтов и резко граничит с субмеридионально направленными горными грядами Енисейского кряжа. Далее восточная граница Уральской провинции круто уходит вновь в юго-западном направлении на район г. Сургут. Последний находится на восточной границе собственно Уральской металлогенической провинции, совпадая здесь с изолинией Урало-Африканской ступени аномального геопотенциала, уходящей на г. Курган и фиксирующей восточную «геологическую» границу Уральской провинции, проходящую вдоль оси Валерьяновского вулканно-плутонического пояса, за которым к востоку, в фундаменте Западно-Сибирской низменности, располагаются уже структуры одноименной с нею платформы.

ГУГР фиксирует огромные массы мафит-ультрамафитов Полярного, Северного и Южного Урала с крупными хромитовыми месторождениями на севере (см. рис. 4) (Сыум-Кеу, Рай-Из, Войкаро-Сыньинское) и гигантским Кемпирсайским месторождением хромитов на юге, в казахстанских Мугоджарах. Здесь оно находится в одноименном мафит-ультрамафитовом массиве, приуроченном к Таловско-Нуралинско-Кемпирсайскому поясу ультрабазитов. Далее, на его простирации к северу, располагается Алапаевско-Асбестовский пояс ультрабазитов и соответствующие ему парагенетические пояса эвапоритовых (гипсы, ангидрит) и каменно-буроугольных, компенсационных мантийным диапирам, бассейнов: Монастырского и Артемьевско-Челябинского.

На продолжении трансекта изолинии г. Хромтау, где расположено Кемпирсайское месторождение, в африканской части Урало-Африканской ступени аномального потенциала, в зоне Великих африканских рифтов, находится Великая Дайка расслоенных дунит-пироксенитовых пород с гигантскими залежами хромитов. Здесь же параллельно располагается цепочка антофиллит-асбестовых месторождений, связанных с глубоко метаморфизованными оливин-энстатитовыми породами. На продолжении этой же изолинии геопотенциала, на крайнем юге рассматриваемого Урало-Оманского линеамента, в северной оконечности о-ва Мадагаскар также отмечаются месторождения хромитов, антофиллит-асбеста, кристаллического графита, обычно, как и антофиллит-ас-

бест, формирующегося в обрамлениях древних гнейсово-мигматитовых комплексов. Здесь же и на юге Урало-Оманского линейного элемента его докембрийские структуры с вышеуказанными экзотическими антофиллит-асбестовыми месторождениями, а также крупнейшими месторождениями титано-магнетитовых руд, редкометальных карбонатитовых месторождений, меди, кобальта, полиметаллов, никеля, золота, алмазов, платины и других МПГ, сопрягаются с субмеридиональными металлогеническими и рудными зонами Великих африканских рифтовых структур, переходящих на севере через родопский Тетис в аналогичные структуры российской и зарубежной (Оутокумпу и др.) Балтии.

Для Арктического подвижного пояса и сопряженных с ним аналогичных геоструктур отмечается [5] что: «Глобальные особенности поясов, целостных блоков литосферы – приуроченность к глубинным планетарным разломам, переход с суши на шельф и в океан, аномальное строение земной коры, многоэтапность геосинклинальных и активизационных циклов, тектоно-магматических и минерогенических процессов, осложненных или преобразованных явлениями рифтогенеза, раздвига или субдукции, обуславливают длительное геодинамическое развитие названных геоструктур и, как следствие, полигенность, полихронность, полиформационность провинций минерального и топливно-энергетического сырья». Полагаем, что формирование ряда месторождений происходило в ходе взаимодействия мантийного, ультрамафит-мафитового, и корового материала, которое имело место в широком диапазоне температур при формировании океанической коры и при последующей ее трансформации в разных геодинамических обстановках – от области спрединга-рифтинга до коллизионных и орогенных этапов развития складчатых (подвижных) поясов [13]. Есть много конкретных примеров [24] формирования полезных ископаемых (нефть, газ, алмазы, бокситы, минеральные соли, благородные металлы, сульфидные руды и др.) в зонах перехода срединно-океанических хребтов (желобов трансформных разломов) и материковых хребтов [8-10]. Там же приводятся примеры распространения некоторых полезных ископаемых на современных континентах, а также – в сопоставлении с возможным их размещением в Пангее [8, 17].

На выделяемой территории собственно Уральской подвижной металлогенической провинции находятся 15 гигантских нефтяных и газовых месторождений, 12 гигантских и суперкрупных каменно- и бурогольных бассейнов

[12, 23], гигантское Качканарское месторождение титано-магнетито-ванадиевых руд, около десятка высококачественных суперкрупных месторождений скарново-магнетитовых руд, почти такое же количество гигантских и суперкрупных месторождений медноколчеданных золотосодержащих руд, два громадных уникальных бокситоносных района, несколько гигантских (включая гигантское и уникальное по минеральному составу и промышленному содержанию благородных металлов и других полезных компонентов Верхнекамское месторождение) бассейнов минеральных солей, два гигантских (Саткинское и Семибратское) месторождения кристаллических магнезитов, три гигантских (включая Баженовское), крупнейших в Евразии месторождения хризотил-асбеста и многие другие уникальные месторождения. Уральская подвижная металлогеническая провинция по своим гигантским газово-нефтяным месторождениям закономерно сливается в единую Урало-Оманскую газово-нефтяную суперпровинцию, на юге охватывающую страны Персидского залива и Восточно-Африканского континента, объединяющую также гигантские и уникальные месторождения ряда твердых полезных ископаемых.

Среди других твердых полезных ископаемых на Урале бесспорными супергигантами являются месторождения калийно-магниевых солей, ряда железных и медноколчеданных руд, хромитов, бокситов, золота, асбеста и др.

По остальным полезным ископаемым мы отсылаем читателя к недавно вышедшим в свет работам [11, 12, 25]). Здесь лишь отметим, что бесспорными гигантскими месторождениями Уральского подвижного пояса являются также Саткинское и Семибратское магнезитов, Баженовское, Джетыгаринское и Кiemбайское хризотил-асбеста, Кемпирсайское хромитовое, сверхгигантскими никелевыми с платиноидами являются месторождения Норильского района. Сверхгигантским является рудный потенциал СУБРА и др. Урал весьма перспективен на золотое оруденение в комплексе с платиноидными рудами. Соответственно могут быть оценены и разведаны крупные и суперкрупные месторождения Au и МПГ сухоложского геолого-промышленного типа [12].

Палеогеодинамика Уральского подвижного пояса отличалась от многих аналогичных поясов Мира последовательной, ступенчатой во времени и обширной в пространстве регрессией Западно-Сибирского, а возможно более обширного палеоокеана в восточном направлении практически

ки в течение всего палеозоя и мощной, но сравнительно кратковременной трансгрессией в мезозойско-кайнозойский период. Отдельные прослои угленосных отложений и маломощных пластов углей отмечаются еще в низах триаса, но крупные залежи и месторождения в основном бурых углей в огромном Сосьвинско-Салехардском бассейне наследуют каменные угли карбона (на юге бассейна). Возможно, гигантские месторождения углеводородов мезозойско-кайнозойского чехла современной Западной Сибири заложены на палеозойских нефтегазовых ловушках, что существенно расширяет ресурсный потенциал этой гигантской нефтегазовой провинции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатилов О.А. Неорганические наночастицы в природе // Вестник РАН, 2003. Т. 73, № 5. – С.436-428.
2. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-сагматических системах в тектонически активных зонах. / Геология рудных месторождений, 2006, т.48, № 1 – С.3-28.
3. *Геологический словарь*. Т.1 и Т.2. - М.: Недра, 1973. - 486 с. и 456 с.
4. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.И. Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтеносных провинций // ДАН, 2007. Т. 412, № 4. – С.524-529.
5. Додин Д.А., Додина Т.С. Геодинамика крупнейшего в Мире Арктического подвижного пояса и сопряженных с ним неоструктур. // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Мат-лы международной научн.конфер. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. - С.90-93.
6. Додин Д.А., Чернышов Н.М. Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: ЗАО «Геоинформмарк, 2001. - 302 с.
7. Заверткин В.Л., Комаров М.А., Оганесян Л.В. Гигантские и крупные месторождения в минерагеническом потенциале земной коры // Разведка и охрана недр, 2003, № 8. - С.2-6.
8. Золоев К.К. Еще раз об Урало-Оманском линейном / Геология и минерагения подвижных поясов. //Под ред. К.К.Золоева. – Екатеринбург. Уралгеолком, 1997. – С.60-69.
9. Золоев К.К. Офиолиты, тектогенез и рудообразование подвижных поясов Земли. В кн.: Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв.редакторы: Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов. Сб. научн.трудов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. – С.520-529.
10. Золоев К.К. Прогнозно-минерагеническое районирование в формате кластерного анализа // Литосфера, 2009, № 6. - С.3-16.
11. Золоев К.К., Додин Д.А., Коротеев В.А. и др. Тектоническое районирование и минерагения Урала (аналитический обзор). – М.: ГеоКарт, ГЕОС, 2006. – 180 с.
12. Золоев К.К., Додин Д.А., Коротеев В.А. и др. Тектоника и металлогения Урала на примере территории проектируемого транспортного коридора «Урал Промышленный - Урал Полярный» // Литосфера, 2007, № 1. – С.3-28.
13. Золоев К.К., Савельева Г.Н. Некоторые вопросы рудогенеза в связи с образованиями и трансформацией мафит-ультрамафитовых комплексов океанической коры в разных геодинамических обстановках // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Мат-лы междунард. научной конф. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. – С.111-114.
14. Иванов К.С., Кучеров В.Г., Федоров Ю.Н. К вопросу о глубинном происхождении нефти. - В кн.: Состояние, тенденция и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири (м-лы между. академ. конф., г.Тюмень, 20-22.11.07) – Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 2008. – С.160-173.
15. Кисин А.Ю. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости. // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Пермь, 2009. – 454 с.
16. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование (под редакцией А.И. Кривцова и Г.А. Машковцева). - М.: ЗАО «Геоинформмарк, 2000. – 608 с.
17. Леонов Ю.Г. Миф об Урало-Оманском линейном / Геотектоника, 1994, № 5. – С.82-84.
18. Лучинин И.Л. Перспективы ураноносности Уральского региона // Отечеств.геология, 1995, № 9. - С.39-42.
19. Маракушев А.А. Новая модель формирования платформенных депрессий // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М. ИИ ЕМ РАН, 2004. – С.3-15.
20. Маракушев А.А., Панях Н.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. Парагенезисы рудных металлов углеводородной спецификации. Часть II. Сульфурофильные металлы // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2008. № 1. - С.15-22.
21. Мелуа А.И. Геологи и горные инженеры. Нефтяники. В 3-х томах. Под редакцией академика Н.П. Лаверова. Том 2. Геологи и горные инженеры. М-Я. Издательство «Гуманистика» Москва - Санкт-Петербург, 2003 г. - 1182 с.
22. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. Magmatic Sulfida Deposits of Nickel-Copper and Platinum-metals. – Перевод с английского В.А. Федоренко. Под редакцией О.Н. Симонова и С.М. Козырева. – Санкт-Петербург, СПб.ГУ, 2003. - 487 с.
23. *Недра России*. В двух томах, том 1. Под редакцией Н.В.Межеловского, А.А.Смыслова. Горный ин-т, Межрегион.центр по геол.картографии. - СПб. – М., 2001. - 347 с.
24. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и формирование океанической коры в области «сухого» спрединга Центральной Атлантики (72 10"-52 с.ш.) // Геотектоника, № 2, 2003. - С.3-25.
25. Рывков С.А., Коротеев В.А., Ворожжев Е.С. и др. Минерально-сырьевые ресурсы Урала // Научно-практическая конференция «85 лет геол.службе Урала». – Екатеринбург: Уралнедра, МПР Свердлов. обл., УрО РАН, УГГУ, УК-СОГЕН, 2005. - С.9-
26. Li C., Maier, W.D. and de Waal, S.A, 2001a. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld Complex: Ther modynamic calculations and new interpretations. Economic Geology, v.96. P.653-662.
27. Marash J.G., Vincent S. Global detailed computation model analysis // Geophys. Surv, 1974, № 4. - P.481-511.

УДК 553.491.8 (571.121)

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА

В.А. Душин, П.Л. Бурмако, В.С. Козьмин

ГОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»,
Россия, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева 30.

Металлы платиновой группы (МПГ) относятся к стратегическим, остродефицитным видам минерального сырья и представляют важную составляющую в экономике страны. Степень их использования в производстве является показателем технико-технологической развитости и жизненного уровня любого государства.

Промышленные концентрации МПГ установлены в месторождениях различного генезиса и связаны с рудами разного состава: хромитовыми, сульфидными, сульфидно-магнетитовыми и др. Месторождения МПГ разделяются на собственно платинометалльные и МПГ-содержащие, которые, в свою очередь, делятся на коренные и россыпные. С коренными месторождениями связано 99,7% мировых запасов и ресурсов МПГ и 98,5% мировой добычи. Собственно платинометалльные месторождения разделяются на три геолого-промышленных типа (Риф Меренского, UG-2, Лак-дез-Иль), которые связаны исключительно с расчлененными мафит-ультрамафитовыми комплексами. На россыпные месторождения приходится 0,3% мировых запасов и 1,5% добычи повышаясь для России до 0,6 в запасах и до 9,2% в добыче [9].

МПГ-содержащие объекты представлены месторождениями черных, цветных, благородных (Au) металлов, генетически связанных с мантийным внутриплитным магматизмом, вероятно, плюмовой природы или парагенетически с углеродисто-карбонатно-вулканогенными ассоциациями, вмещающими полиметалльное оруденение. За рубежом МПГ-содержащие объекты имеют второстепенную роль, а в России практически все ресурсы сосредоточены в сульфидных медно-никелевых месторождениях норильского подтипа [3, 9].

В настоящее время во многих странах наблюдается активизация поисков, разведки и добычи как традиционных, так и нетрадиционных руд (МПГ-содержащие и техногенные объекты) благородных металлов. Многие исследователи считают, что нетрадиционным источникам МПГ будет принадлежать определяющая роль в горнодобывающем секторе экономики XXI века. Тем не менее, теоретические, научные основы общей оценки, металлогении и прогнозирования плати-

ноидов в свете современных геодинамических построений пока не в полной мере удовлетворяют требованиям практики, что находит прямое подтверждение в отсутствии задела перспективных площадей, особенно в пределах старых горнорудных районов и новых центрах экономического развития (ЦЭР). В этом отношении Уральский складчатый пояс традиционно является передовым полигоном горно-геологической отрасли, что обусловлено уникальностью его геологического строения и теми минеральными богатствами, которыми Урал прославился во всем мире, включая и первую платину России (“уральское серебришко”).

Состояние изученности этой территории неравномерно. Южный и Средний Урал - основа промышленной индустрии исследован детально, в том числе в отношении платиноидов; Приполярный и Полярный (Уральский Север) остается во многом еще и белым пятном, хотя и с весьма оптимистичными перспективами [2, 4, 6, 12, 13].

Рассматриваемая территория охватывает горную часть Северного, Приполярного и Полярного Урала от истоков рр. Печоры – Маньи на юге, до Байдарацкой губы на севере, протягиваясь в субмеридиональном направлении более чем на 900 км и административно входящую в Ямало-Ненецкий и Ханты-Мансийский автономные округа, Республику Коми и Архангельскую область (рис. 1). В основу работы положен фактический материал, полученный авторами в процессе более чем 30-летних исследований региона, в том числе при осуществлении ГДП-200 и ГМК-200, а также анализа литературных и фондовых источников, касающихся платинометалльной металлогении [2, 7, 8, 10, 12, 13, 14, 15].

Уральский межплитный складчатый пояс (ороген) представляет собой гетерогенный ансамбль структурно-вещественных ассоциаций различных геодинамических обстановок, реализованных в конкретных тектонических элементах региона. Так, с запада на восток выделяются: Палеоконтинентальный, Палеоокеанический и Плитный секторы. Первый включает конструктивно-деструктивные комплексы доуралид

(Маньхамбовский, Малопатокский, Няртинский, Харбейский, Кожимский, Марункеуский, Манитаньрдский, Изъяхойский, Оченьрдский блоки) и рифтогенно-складчатые формации палеозоя (Елецкая и Лемвинская структурно-формационные зоны), в основании которых установлены блоки древней (с модельным Sm-Nd возрастом 1,4-2,9 млрд лет), большей частью континентальной коры (Няртинский, Неркаюский, Харбейский, Марункеуский). Второй известен в литературе под названием Щучьинского, Войкарского и Тагильского синклиналиев (Войкаро-Щучьинская и Тагильская структурно-формационные мегазоны) и включает в себя структурно-вещественные комплексы меланократового основания (Дзеляюский блок) и островодужно-коллизийные террейны раннего-среднего палеозоя. Последний зафиксирован платформенными осадками Западно-Сибирской плиты, залегающими дискордантно, с корой выветривания в основании на отложениях палеозоя [4].

В пределах Палеоконтинентального сектора можно выделить два мегаблока: Ляпинский и Полярноуральский, различающиеся внутренним строением и спецификой осадконакопления, магматизма и минерализации. Первый включает три аккретированных, по-видимому, в раннем протерозое выступа дорифейского основания (Маньхамбовский, Неркаюский и Няртинский), приуроченные к сводовым частям положительных интерференционных складчатых структур. Это приподнятые в складчатой системе фрагменты земной коры, обладающие слабодифференцированной морфоструктурой, осложненной положительными куполообразными структурами (рис. 2).

Няртинский блок (по данным А.В. Чурсина) имеет размеры 90x150 км и выделяется в гравитационном поле интенсивностью от -20 до 24 мГл. Центральная часть блока отмечается положительными значениями Δg 10-24 мГл. Магнитное пониженное (-100 - -300 нТл), на фоне которого выделяются высокоинтенсивные аномалии в 1000 и более нТл (Хартеский узел).

Неркаюский блок протяженностью 80 км и шириной 14 км характеризуется положительным гравитационным полем с интенсивностью 10-45 мГл при количественном значении магнитного от -100 до -300 нТл.

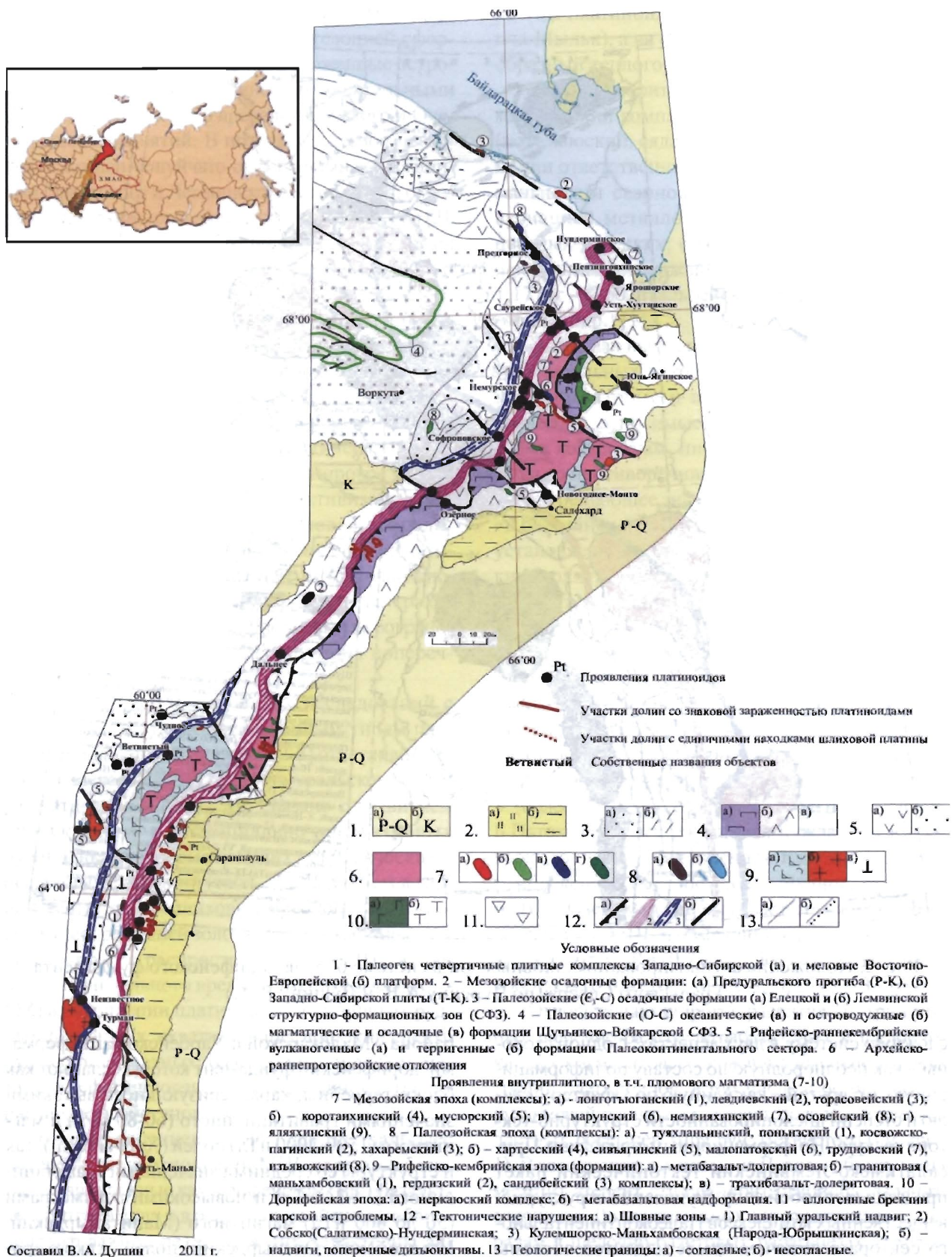
Маньхамбовский блок (110x200 км) отмечается гравитационным полем от -20 до 28 мГл. Внутри блока выделяется отрицательная аномалия Δg со значениями от 0 до -28 мГл и размерами 40x60 км, хорошо увязываемая с гранитоидами массива Мань-Хамбо. Магнитное поле так-

же имеет пониженные значения от -200 - 600 нТл, на фоне которого фиксируются узколокальные аномалии, вытянутые в субмеридиональном направлении интенсивностью до 1500-2000 нТл. Кроме того, в пределах блока выявлены две аномалии высокой интенсивности (до 4000 нТл) по данным воздушной съемки. Первая из них расположена на южной окраине массива Мань-Хамбо (МАН-9) и имеет небольшие размеры, а вторая до нескольких десятков км пространственно совпадает с горой Атертумп.

В северной части аномальной зоны выделяется аномалия со значениями ΔT от 6000 до 10000 и более нТл на земле. Аномалии связаны с магнетитовым оруденением.

Выступы дорифейского основания обрамляются фрагментами раннепалеозойских рифтогенных структур (Сальнерский, Няйсманьинский и Темпынский палеорифты), выполненных гипабиссальными интрузивными комплексами.

В Ляпинском мегаблоке выделен ряд сложных интерференционных складчато-блоковых структур, сформированных в результате неоднократного последовательного наложения разновозрастных дислокаций. Анализ последних свидетельствует о совместной реализации механизмов продольного смятия и сдвига (обстановка косого сжатия), что характерно для надвиговых зон. В ядрах положительных интерференционных структур на эрозионный уровень выведены наиболее древние образования земной коры. Среди положительных структур самыми крупными являются *Малопатокская*, *Хобеизская* и *Маньхамбовская* антиформы (блоки). К их сводовым частям приурочены выступы дорифейского фундамента и наиболее древние мигматит-гранитовая (PR_1) и гранитовая формации (RF_2). В отрицательных структурах сохранились фрагменты палеозойского чехла палеоконтинента, сложенного осадочными фациями шельфа (Елецкая СФЗ). Как отрицательные структуры выделены *Саледская*, *Патокская*, *Хартесская*, *Вольинская* и *Верхнепечорская* синформы. Кроме того, допалеозойские комплексы, относимые к активизированному чехлу байкалид Ляпинского мегаблока, слагают восточный Присалатимско-Лемвинский аллохтонно-паравтохтонный чешуйчато-складчатый тектонический пакет региональных структур шовного типа, разделяющих мегаблоки с различным типом земной коры, т.е. область сочленения Ляпинского паравтохтонного мегаблока и группы аллохтонов Восточного гетерогенного мегакомплекса Палеоокеанического сектора. Мы рассматриваем эту



Составил В. А. Душин 2011 г.

Рис. 1. Схематическая карта платиноносности Уральского Севера

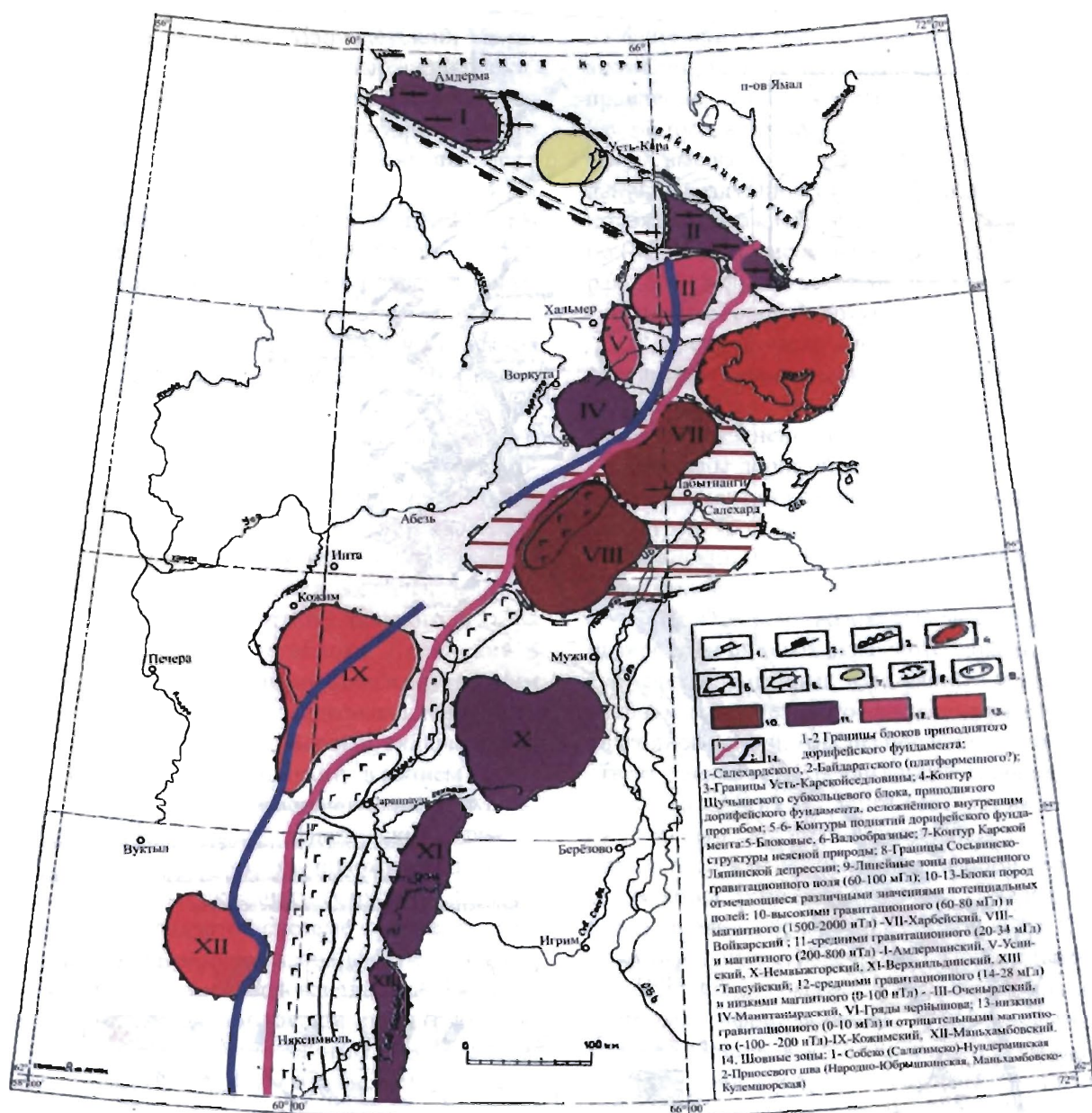


Рис. 2. Положение активизированных шовных зон в системе блоков дорифейского фундамента Уральского Севера (по Чурсину А.В. и Душину В.А.)

сложную систему в двух аспектах: с одной стороны – как неоднородную по составу полиформационную, а с другой – как единую по характеру, стилю и степени дислоцированности структурно-тектоническую. По формационным признакам Присалатимско-Лемвинский тектонический пакет представляет собой зону скупивания структурно-вещественных комплексов Палеоконтинентального сектора в лежащем крыле надвигов системы Главного уральского глубинного разлома.

Полярноуральский мегаблок, принадлежащий северному сегменту Палеоконтинентального сектора, представлен крупнейшими структурами

района – Малокарской и Харьбейской антиформами, дорифейский фундамент которых слагают как блоки-террейны, характеризующиеся высокими значениями гравитационного (60-80 мГл) и магнитного (1500-2000 нТл) полей (Харьбейский), так и структуры со средними значениями гравитационного (14-34 мГл) и невысокими параметрами (50 до 800 нТл) магнитного (Манитанырдынский, Изьяхойский, Оченырдынский) полей. Аккремирование дорифейских блоков происходило в конце раннего протерозоя, обусловив формирование композитного палеоконтинента с дальнейшим образованием платформенного чехла (RF_{1,2}). Пос-

ледный в связи с развитием Палеоазиатского (доуральского) океана ($RF_{2,3}$) и его эволюцией сформировал поперечные поднятия, сложенные островодужными (RF_1) и окраинно-континентальными (RF_3-V) комплексами в пределах Собского и Очельдского поднятий. В позднем палеозое мегаблоков осложнен чешуйчато-складчатые дислокациями Орангского и Лемвинского аллохтонов, окончательно сформировавшими структуру региона [3].

Плитный мезо-кайнозойский сектор сложен слабо литифицированными отложениями Западно-Сибирской плиты, мощностью от сотен до тысячи и более метров, в основании которого повсеместно развита кора выветривания, часто латеритного генезиса, мощностью до 70-80 м. Как правило, в горной части Урала (за исключением реликтов коровых формаций в отрицательных структурах) эти отложения практически эродированы. В регионе установлено широкое проявление внутриплитного MZ-KZ активизационного магматизма (см. рис. 1) плюмовой природы, который представлен широкой гаммой магматитов от щелочно-ультрасосновного до щелочно-кислого состава (лампроиты, анальцитимиты, трахидолериты, долериты, трахириолиты, микрограносиениты), как правило, трассирующих поперечные структуры Урала [5,6].

В результате проведенных исследований с учетом данных по нетрадиционным типам платинометалльного оруденения [2-5] отчетливо просматривается перспективность уральского Севера в отношении МПГ. Это связано с развитием продуктивных и потенциально-продуктивных рудоносных и рудовмещающих магматических и осадочных формаций (табл. 1) и наличием в горной части Урала шлиховых ореолов и МПГ-содержащих россыпей золота. Анализ таблицы свидетельствует о распространенности МПГ в пределах значительного временного интервала (RF_1 -MZ) и накоплении платиноидов в различных рудных формациях, охватывающих широкий спектр руд черных, цветных, благородных и редких металлов, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках.

В Палеоконтинентальном секторе наиболее интересными в отношении МПГ являются базиты, установленные как в рифейском (метабазаальт-долеритовая), так и в раннепалеозойском (габбро-долеритовая) разрезах. Для них характерны явления внутрикамерной дифференциации (пикриты – кварцевые долериты), сопровождающейся слабопроявленным медно-никелевым оруденением. В подобных обстановках на Пай-Хое [11] из-

вестны платиноиды в количестве до 2,5 г/т (Сопча-Мыльк), а на Северном Урале выделен своеобразный теплогорский тип ($Pt - 0,1-0,7$ г/т) [6].

Габбро-диорит-монцитонитовая (сивьягинско-манарагский комплекс) и адамеллит-гранитовая (потемьюский, сядатаяхинский комплексы) формации ответственны за формирование гидротермального и скарнового оруденения с широкой вариацией металлов от черных (марганец) до цветных и редких, с которыми обнаружены существенные содержания платиноидов ($Pt - 0,2-1,17$ г/т – Лекынтальбейское, Харбейское, Предгорное и др.) [11].

Очень важным, на наш взгляд, с точки зрения потенциальных источников МПГ являются щелочно-базитовые и щелочно-ультрабазитовые формации, относимые к сивьягинскому и хартесскому комплексам, информация по которым несколько противоречива. В работах [1, 15] им придается решающее значение; авторы отмечают что «в бассейнах рек Б.и М. Паток, Вангыр, Парнук установлены взрывчатые брикеты, содержащие кимберлиты, обломки базанитов, авгититов, мегакристаллы шпинели, гранатов, обломки алмаза, муассонита, сапфира, ферроплатины» аналогичные и одновозрастные раннемезозойским породам Маймеч-Котуйской провинции и субщелочным никеленосным траппам Норильска. Спецификой платинометалльного оруденения является невысокое содержание Ni (0,14-0,2%), повышенное количество Ag (5-6 кг/т), Au, Co, TR (1-2%), V (более 0,1%) при содержаниях МПГ 115 г/т* (р. Б.Паток) [15]. Эти сообщения нуждаются в проверке, однако установленная платиноносность комплексного месторождения Чудное, открытого В.С. Озеровым, не вызывает сомнения. Здесь содержание МПГ в измененных риолитах следующее (в мг/т): Ru (0,7-33,1); Rh (<100); Pd (5000-9000); Os (0,02-7,6); Ir (0,02-9,7); Pt (3,8-330) [10].

Относительно широкое развитие внутриплитных щелочно-базит-ультрабазитовых и щелочно-кислых магматитов, содержащих высокие концентрации платиноидов, в том числе и осмий-родий-рутениевой группы, объясняет появление нестандартных россыпей типа руч. Ветвистого (см. рис. 1). В ассоциации с золотом на Чудном обнаружены мертиит, атенеит, стиллуотерит, стибиопалладанит, сперрилит. Дополнительно к перечисленным минералам в щелочно-базитовых парагенезах, отмечается наличие браггита, лаурита, ферроплатины.

* **Примечание.** У редакции такие содержания вызывают больше сомнения; их необходимо проверить, что признают и сами авторы статьи.

Эндеогенные и экзогенные платиносодержащие формации уральского Севера

Геодинамические обстановки	Возраст	Палеоконтинентальный сектор			Палеоокеанический сектор			
		Формации		Месторождения, проявления	Формации		Проявления	
		Магматические, осадочные	Рудные		Магматические, осадочные	Рудные		
1	2	3	4	5	6	7	8	
Внутриплитные	Т-К	Щелочно-базит-ультрабазитовые и их производные	Платиноидно-золото-кварц-сульфидная (Pd, Au, Ag, Hg)	Нундерминское, Пензенгояхинское Pd до 0,8; Pt-0,3	Щелочно-базит-ультрабазитовая	Платиноидно-золото-сульфидная (Au, Pt, Pd, Hg, As)	Южный блок Сыум-Кей [12] Pd-0,92; Pt-0,23; Au-0,54	
					Терригенно-угленосная	Платиноидная (Ge, Pd)	Люльинское, Турупьинское Ge-30	
Коллизионные	С-Р	Известняково-углеродисто-кремнея	Платиноидно-углеродисто-сланцевая (Pt, Pd)					
Пассивной окраины Островодужные	D	Трахибазальт-трахириолитовая (малдинский)	Платиноидно-золото-полиметаллическая (Au, Pd, REE)	Малдинское Pt-0,12 Чудное Pd-9,0; Pt-0,33	Трахибазальт-долеритовая	Платиноидно-медно-никелевая	Апсинское	
		S	Базальт-долеритовая	Платиноидно-сульфидно-медно-никелевая (Pt, Pd)	Сопча-Мыльк Pt-2,5; Хенгурское Pt-0,6; Pd-0,5	Габбро-диорит-плагиогранитовая (верхнетагильский)	Платиноидно-меднопорфировая	Северо-Малопольинское
					Платиноидно-медно-сульфидно-магнетитовая (скарновья)		Хорасюрский массив Pd-0,026;	
	O					Натриевых базальтов-риолитов	Платиноидно-медно-колчеданная	Малососьвинское
			Габбро-долеритовая (лемвинский)	Платиноидно-сульфидно-медно-никелевая (Pd, Pt)	Нижнетагильское		Малосульфидно-платино-палладиевая (Баронско-Клюевский)	Усыньпорское Pd-0,176; Pt-0,01, P ₂ O ₃ 4,7%
			Песчано-глинисто-алевритовая углеродистая	Платиноидно-углеродистая (Pt, Pd + Ti, V, Sc)	Орангское [2] Pd-0,87; Pt-0,05 Саурейское [2] Pt-0,1-0,2; Pd-0,2-3,7	Дунит-клинопироксенит-габбровая (тагилокыт-лымский)	Платиноидно-медно-железо-ванадиевая (Волковский)	Озерное Pd-14,0; Pt-0,26 М. Поля Pd-0,63; Pt-0,15
			Алевритопесчаная углеродсодержащая (хьдейская)	Платиноидно-углеродистая (Pd, Pt, Ir, Au)	Софроновское [2] Pd-0,2-2,5; Pt-0,03-0,78; Ir до 0,18		Платиноидно-титано-магнетитовая (Качканарский)	Межгорное Pd-0,17-0,22; Pt-0,10
	Рифтовые		Трахиритовая, трахибазальтовая	Платиноидно-золото-кварц-сульфидная	Нияхойское, Нияское, Комсомольское Pt-0,6	Дунит-гарцбургитовая (салатимский, райизско-войкарский)	Платиноидно-хромитовая	Ларкенсаевитское, Синотвожское Ru-0,13; Ir-0,09; Os-0,069; Pt-0,068; Pd-0,04 Центральное Pt до 2,0; Сыум-Кей ΣМПГ до 6,5 [14]
		Є ₃	Трахидолерит-пикритовая (сивьягинский)	Платиноидно-медно-кобальтовая (Au, Ag, Ni, Co, МПГ)	Сивьягинское [14] ΣМПГ до 115,0			

Окончание таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8
Платформенные	Є ₂	Щелочно-ультрабазитовая (хартесский)	Платиноидно-медно-кобальтовая	Хартесское [14] ΣМПГ > 1,0	Щелочно-ультрабазитовая (сертыньинский)	Платиноидно-сульфидно-никелевая	уч. Пикритовый Pt-0,09; Ru-0,065; Os-0,029
Коллизионные	Є1	Адамеллит-гранитовая (потемьюский, сядатаяхинский)	Платиноидно-железо-марганцево-редкометалльное (скарновос)	Вэраюское			
	V		Платиноидно-молибден-грейзенная и молибден-порфировая (Mo, Cu, Pd, Pt)	Харбейское Pt-1,17 Борзовское Pt-0,39			
			Платиноидно-золото-полиметаллическая (TR, Pt, Rh, Ru)	Предгорное Pt-0,3			
Рифтовые	RF3	Базальт-андезит-дацитовая	Платиноидно-медно-порфировая	Лекинтальбейское Pt-0,2; Rh-0,015			
		Базальт-риолитовая	Платиноидно-медно-колчеданная	Елецкое Pt-1,05; Rh-0,03			
		Клинопироксенит-габбровная	Платиноидно-железо-титан-ванадиевая	Правоханмейское Pt-0,08-0,16			
		Габбро-диорит-монцитонитовая (сивьягинско-манарагский)	Платиноидно-золото-редкометаллическая (TR, Au, Pd)				
		Конгломерато-песчано-глинистая (хобеинская)	Уран-редкометаллическая с Au и МПГ	Маньхамбовский тип, Неизвестное, Щербинское, Турман Pt-8,4; ΣМПГ до 13,7; Au до 6,0; Ag до 135; ΣREE – 0,7%			
	RF2	Песчано-алевритово-углеродистая (пуйвинская)	Платиноидно-углеродистая (Pd, Pt)				
	RF1	Метабазальт-долеритовая	Платиноидно-сульфидно-медно-никелевая (Pd, Pt)	*Теплогорский тип [13] Pt-0,1-0,7			

Содержание элементов в г/т. * Примеры Среднего Урала

Платинометалльному оруденению по данным тех же авторов сопутствуют Th, Ba, Zn, Sr, TR, U и др. [15]. Кроме того повышенные концентрации платиноидов, как это уже доказано на Полярном Урале [2] вероятны в углеродсодержащих формациях пуйвинской (RF₂) и хьдэйской (O_{1,2}), орангской (O_{1,3}), няньворгинской (D₃-C₁) свит вблизи проявлений полиметаллов, фосфора и урана.

Принципиально новым для Урала является повышенная платиноносность мезозойских низкотемпературных метасоматитов в пределах ак-

тивизированных шовных зон, сопровождаемых золото-кварцевым, золото-кварц-малосульфидным оруденением [5].

На территории Полярного Урала это, прежде всего, касается выделенной нами Собско (Салатимско) - Нундерминской шовной зоны, вмещающей комплексное благороднометаллическое оруденение полигенного типа (см. рис. 1). Эта структура трансформирует восточное висячее крыло Орангского и Лемвинского аллохтонов и представляет собой сложно построенную пликвативно-дизъюнктивную

систему субпараллельных тектонических структур надвигового и сбросо-надвигового типа, содержащих клинья разновозрастных (рифейско-палеозойских) породных комплексов. Мощность зоны от 150 до 500 м. Простирается ее непостоянно и совпадает с границей допалеозойских и палеозойских отложений. Внутреннее строение шовной зоны весьма сложное и в обобщенном виде представляет собой своеобразный меланж, сложенный тектонитами и бластомилонитами с горизонтами псевдоконгломератов. Специфическими олистолитами этой зоны являются клинья вулканогенно-осадочных и карбонатных пород орангской ($O_{1,2or}$), немурюганской (RF_3), сядатинской ($V-C?$), няньворгинской (D_3-C_1) и др. свит. Характерной особенностью зоны является усложнение структурного рисунка разломной сети в пределах поперечных опусканий. Важным элементом строения зоны, во многом обуславливающим ее рудную привлекательность, является система дискордантных активизационных северо-западных разломов, трассируемых плюмовым магматизмом мезозоя и осложняющих ее на всем протяжении.

В узлах пересечения активизированных северо-западных дизъюнктивов с коллизионными структурами Собско (Салатимско) - Нундерминской шовной зоны выявлено значительное количество перспективных и потенциально-перспективных благороднометалльных рудно-метасоматических узлов: Нундерминский, Пензенгайхинский, Хуутинско-Байдаратский, Малютальбейский, Крестовско-Немурюганский, Собский и др.

Для благороднометалльного оруденения, приуроченного к активизированным узлам шовной зоны, характерно широкое развитие средне-низкотемпературных метасоматитов, развитых по пара- и ортопородам зеленосланцевой ступени метаморфизма. В зависимости от эдукта картируются несколько отличные метасоматические колонки березитов и лиственитов. Листвениты развиты более локально, накладываясь на серпентинизированные ультрабазиты матрикса шовной системы в сопровождении тальк-карбонат-фукситовой прожилковой минерализации. Внутренние и промежуточные зоны формации березитов-лиственитов осложнены наложенными более низкотемпературными аргиллизитовыми процессами. Площади ареалов метасоматитов достигают несколько десятков квадратных километров. Геохимический спектр метасоматитов обусловлен надкларковыми концентрациями Cu, Mo (для березитов), Au, Mn, Hg, Sb (для аргиллизитов). Показательно существенное накопление (в 4-10

раз) благородных металлов во внутренних зонах метасоматических колонок аргиллизитов [5].

Самородное золото наиболее тесно ассоциирует с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом или теннантитом, гематитом; реже отмечаются пирротин, пентландит, аурипигмент и киноварь. Главные сопутствующие минералы жил и метасоматитов – карбонат (магнезит, доломит, сидерит), барит, кварц, фуксит, апатит. Самородное золото, выделенное из шлихов и протолочек, характеризуется размерами 10-400 мкм. Форма выделений изометричная гемидиоморфная и пластинчато-чешуйчатая. Уплотненность золотин возрастает синхронно с ростом размерности частиц, указывая на условия кристаллизации в зоне интенсивного расщепления.

Сопряженный характер метасоматитов (березитизация, аргиллизация) и оруденения (касситерит, киноварь, реальгар, сульфиды и сульфосоли, самородное золото, платиноиды, флюорит) разной формационной принадлежности свидетельствует о продолжительной и многостадийной истории рудогенеза, обусловленного молодыми глубинными процессами мантийной природы. Вариации в вещественном составе оруденения и интенсивности его развития объясняются, очевидно, различиями в уровне эрозионного среза в пределах отдельных блоков и фрагментов мегаструктуры.

В целом, Собско (Салатимско) - Нундерминская шовная зона рассматривается нами как самостоятельный минерагенический элемент, специализированный на благороднометалльное оруденение, которое занимает определенное геолого-тектоническое и геодинамическое положение. Это региональный коллизионный межблоковый шов, активизированный в плитный (мезозойский) этап развития, характеризующийся проявлением полихронных (PZ-MZ-KZ?) и полиформационных рудно-метасоматических процессов [5]. Близкое строение имеет более западная параллельная ей Кулемшорско-Маньхамбовская шовная зона (см. рис. 1).

Выделенные в пределах района перспективные площади (потенциальные рудные узлы) являются отдельными фрагментами, пластинами шовной зоны, ограниченными поперечными северо-западными структурами. Пластины сложены разновозрастными вулканогенно-осадочными, карбонатными и терригенными породами. Различия в субстрате обусловило формирование разных моделей благороднометалльного оруденения. Содержание благородных металлов отражено в таблице 2, из которой следует высокий потенциал данной металлогенической структуры.

Из россыпных проявлений в пределах Палеоконтинентального сектора обращают на себя внимание небольшие, но богатые россыпи типа Ветвистого с осмий-иридий-платиноидным составом по рр. Кожим, Щугор, Балбанью, Косью и др. [8], а также платиноносность истоков рек Сосьвинского бассейна, дренирующих Маньхамбовско-Ильязский блок, содержащий уран-золото-редкометалльные объекты «типа несогласия», шовные и меланжевые зоны (Кулемшорско-Маньхамбовская зона), продуктивные на платиноиды. Так, в цементе конгломератов из рудопоявления «Неизвестное» содержание МПГ составляет (г/т): Pt – 8,45, Pd – 0,008, Ir – 5,11, Os – 0,05, Ru – 0,02; Ag до 135,5 г/т и Au 6,06 г/т.

Эндогенная платиноносность Палеоокеанического сектора связана, главным образом, с традиционными для Урала источниками МПГ к которым относятся массивы райизско-войкарского и салатимского дунит-гарцбургитовых комплексов (Сыум-Кеу, Рай-Из, Войкарский, Олыся-Мусюрский, Синатвожский, Лемпуаюский и тела меланжевой зоны Иоутыньинский, Польинский, Ларкен-Советский и др.). Эти комплексы характеризуются типично низкими концентрациями платиноидов высокотемпературной осмий-иридий-рутениевой ассоциации, содержание которых по данным ЦНИГРИ составляет: Синатвожский массив – Ir до 0,09 г/т; Os до 0,069 г/т; Ru до 0,13 г/т; Олыся-Мусюрский до 0,0069 г/т; Ларкен-Советский – Pd до 0,04 г/т, Pt до 0,068 г/т. Это типичная для уральских офиолитов россыпеобразующая платиноидно-хромитовая формация с Ru-Ir-Os-Pt (Pd) минерализацией (см. табл. 1).

Однако, в хромитовых телах, которые расположены в тектонических зонах, в частности в зоне Главного Уральского надвига (Харчерузьский блок), позиционируемого как долгоживущая активизированная шовная зона, и оперяющих его тектонических нарушениях, развивается наложенная сульфидная вкрапленность, представленная самородной медью, пиритом и хизлеудитом в объёме до 1%. С этими наложенными сульфидами, по данным ВСЕ-ГЕИ, связана платиноидная минерализация, достигающая 6,7 г/т, в среднем составляя 0,3 г/т [12]. Платиноиды представлены в основном изоферроплатиной с небольшим количеством тетраферроплатины, туламинита и лаурита.

Традиционно платиносодержащими (россыпеобразующей группой) формациями, связанными с дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциацией являются: а) платиноидно-титаномагнетитовая в клинопироксенитах (качканарский тип)

Таблица 2

Содержание элементов в кварц-сульфидных минерализованных зонах и березит-аргиллизитовых метасоматитах Собско (Салатимско) – Нундерминской активизированной шовной зоны

Название объекта	Содержание рудных элементов										
	г/т					%					
	*Pt	*Pd	*Rh	*Σ МПГ	**Au	**Ag	*As	*Cu	*Sb	*Bi	*Hg
Нундерминское	-	0,5	-	0,2-0,8	0,05-12	* до 7	до 0,2	0,01-1	0,01	-	-
Пензенгайское	0,01-0,05	0,1-0,7	-	до 0,8	0,01-1	до 60	до 1	0,05-0,15	0,004	-	до 0,0003
Ярошорское	0,4-1,3	4,7-10,2	-	7-11	0,01-0,02	*1,26-187	до 0,02	до 0,02	0,007	до 0,0005	до 0,0003
Малохуутинское	-	1,9-3,2	-	0,4-3,2	0,2-2,8	до 78	-	до 0,1	-	0,02	до 0,0003
Малотальбайское	0,01-0,19	0,7-10,7	-	до 11	0,05-0,1	*0,4-3,7	-	-	-	-	до 0,00006
Немурское	1,26	5,4	-	1,4-7,9	0,6-4 (до 38)	20-332	до 1,4	до 40	до 0,4	до 0,4	до 0,0003
Верхнелонготское	0,01	0,2-0,3	8,8	до 9,3	*0,5	0,5	-	до 0,2	-	-	-
Нярошорско-Сядатайское	-	1,7	-	1,8	0,4-1,3	*0,64	0,01	до 0,02	-	-	0,0002
Лаптаганское	0,37	0,01-0,2	-	до 0,5	0,2-0,4 (до 1)	до 0,5	до 0,04	-	-	до 0,0005	до 0,02

* ICP MS, аналитик Ронкин Ю.Л.; ** пробирный анализ, лаборатория Берёзовского рудоуправления

Pd – 0,170-0,219 г/т; Pt–0,012 г/т (Межгорное); б) платиноидно-медносульфидная титано-магнетитовая в горнблендитах (первоуральский тип) Pd – 0,634, Pt 0,152 (Мал. Поля); в) платиноидно-медно-железо-ванадиевая (волковский тип), достоверная информация по которому в настоящее время отсутствует; г) золото-платина-палладиевая малосульфидная в апатитовых оливинитах (баронско-клюевский тип): Pd – 0,176 г/т, Pt – 0,011 г/т, P₂O₅ – 4,7% (Усыньшорское и др.) [6].

Что касается выделения наиболее известного и в прошлом промышленного (добыто до 1 т платины) платиноидно-хромитового (Соловьевогорского, Нижнетагильского) типа, то его реальная идентификация пока под вопросом ввиду отсутствия достоверных сведений в фондовой и опубликованной литературе. Ссылки на широкое развитие [13] не убедительны вследствие отсутствия изолированных петрологически идентичных массивов, содержащих высокие концентрации МПГ. Как отмечает в своем анализе С.О. Федорова (2003) «дунитовых тел соизмеримых с соловьевогорскими в регионе нет», за исключением мелких массивов, выявленных М.М. Павловым и др. (1981) в центральной части Ялпингнерского массива и предполагаемых небольших интрузий в составе Щекуринского массива, общая суммарная площадь которых не превышает 10 км².

На Полярном Урале в Щучинском блоке также аналогов Соловьевогорскому объекту пока не обнаружено, хотя определенным сходством обладает Масловский и ряд более мелких массивов.

Очень важным, на наш взгляд, платиносодержащим оруденением, имеющим место, по крайней мере, на севере рассматриваемой территории в районе Хордюского массива, является недавно выявленное на Полярном Урале Озерное рудопоявление комплексных малосульфидных платино-золото-палладиевых руд, предположительно отнесенных к волковскому типу. Содержание Pd до 14 г/т, Pt до 0,26 г/г; оруденение стратиформного облика приурочено к среднему расчлененному дунит-верлит-клинопироксенит-габбро-норитовому ритму вблизи границы раннего габбро-амфиболитового и плагиогранитового массива. Оно вытянуто почти на 5 км, а прогнозируется более чем на 50 км, и как считают авторы «рудопоявление Озерное обладает значительными прогнозными ресурсами меди и благородных металлов, позволяющих предполагать выявление на участке крупного или среднего месторождения комплексных руд» [7].

Определенными перспективами в отношении МПГ обладают колчеданные проявления (Малососьвинское и др.) в контрастных вулканитах ордовика-раннего силура.

Верхнетагильский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс (S₂) характеризуется, как везде на Урале, повышенной платинометалльностью (Pd-0,026 г/т, Pt-0,012 г/т) скарнового типа. Не исключено, что с кислыми дериватами связано медно-порфировое оруденение (Северо-Малопольинское) так же с возможной существенной платиноносностью. Тем более, что в этом районе установлены МПГ-содержащие россыпи.

В среднем палеозое с трахибазальт-долеритовой формацией возможно проявление платиноидно-никелевого оруденения по аналогии с девонскими базитами Сибири. Весьма обещающим может оказаться раннемезозойская (Т) терригенно-угленосная формация, вмещающая известные германийсодержащие месторождения угля - Люльинское и Турупьинское. При этом, как установлено в Приморье, платиносодержащими являются только германиеносные месторождения, в которых содержания платиноидов могут достигать сотен мг/т и даже первые г/т. По данным В.В. Середина (2002) сульфиды платины обнаружены в органических образованиях, что может быть связано с биогенной сульфатредукцией. Данная ассоциация Приморья близка к гидротермальному Au-Pd-Pt-месторождению Сьерра-Пелада (Бразилия), залегающему в осадочных литофациях [14].

С мезозойской активизацией на Полярном Урале установлена Pt-Pd ассоциация южного и восточного блоков массива Сыум-Кей [12], приуроченная к узлу пересечения Щучинско-Хадатинской поперечной структуры с Восточно-Сыумкеуской шовной зоной. Платино-палладиевая минерализация (ΣМПГ до 1,7 г/т) обнаруживает сильную корреляционную связь с S, Se, As и Ni, а Au (0,5 г/т) - с карбонатным веществом и Cu, при высоких концентрациях Hg (до 0,29 г/т) и Ag (1,5 г/т). Подобная минерализация близка к Пензеняяхинскому типу [5] и так же может быть обнаружена в пределах Приполярного и Северного Урала.

Россыпная платинометалльность Палеоокеанического сектора значительно внушительнее, чем Палеоконтинентального, и связана с золотоносными россыпями. Не вдаваясь в их характеристику, рассмотренную в работах О.С. Федоровой (2003) и К.К. Золоева [12], мы можем только констатировать значительное проявление металлов платиновой группы в Сосьвинском, Вольинско-Щекуринском рудно-россыпных районах, тогда как в наи-

более северном Хордьюско-Олысямусюрском районе - это спорадические находки «сырой» платины по притокам рек Хулги, Хальмерью, Хосая, Нядокота, Неркау, Максимка-шор, а в Полярноуральском - комплексные (Au, Pt) россыпи рек Лонготъеган, Лаптаеган, Харбей и др.

Выводы

Анализ имеющейся на сегодня информации по платиноносности Уральского Севера свидетельствует о несомненной перспективности данного региона на платиноиды. Здесь в разные годы выявлена повышенная платиноносность 27 магматических и осадочных формаций, ответственных за проявления 14 рудных формаций с установленной и 10 рудных формаций с потенциально возможной платиноносностью (см. табл. 1). При этом в пределах рассматриваемой территории предварительно можно выделить, по крайней мере, девять потенциально перспективных рудных районов (РР), которые, в свою очередь, включают рудные и рудно-россыпные узлы и зоны: Сосьвинский, Вольинско-Щокуринский, Хордьюско-Олысямусюрский, Кожимский, Няртинский, Маньхамбовско-Верхнепечорский, Полярноуральский, Щучьинский и Войкарский.

Подводя итог вышеизложенного, опираясь на литературные, фондовые источники и собствен-

ные многолетние исследования региона в пределах перспективных и потенциально перспективных площадей следует обратить в первую очередь особое внимание на:

1) полиметалльные объекты, тяготеющие к региональным структурно-стратиграфическим несогласиям (RF_1 , RF_2 , ϵ_3 -O);

2) сульфидное оруденение, располагающееся в черносланцевых толщах рифея и палеозоя с доказанной платиноносностью;

3) возможное присутствие в районе платиноносности стиллуотерского типа в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузиях и высокоуглеродистые пегматоидные платиноносные трубки ультраосновного состава, образовавшиеся на поздних стадиях (активизация) их формирования;

4) редкометалльное сульфидное, в том числе золото-кварцевое, золото-сульфидно-кварцевое оруденение в активизированных шовных зонах, включая трубки взрыва, некки и дайки, сложенные продуктами внутриплитного щелочно-ультрабазитового магматизма плюмового типа.

Естественно, что зонами повышенного внимания остаются традиционные для Урала россыпнеобразующие магматиты дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, хромитовое оруденение в офиолитах, медно-колчеданный, медно-порфировый и медно-никелевый типы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н.* Рифтогенные магматогенные формации западного склона Северного Урала и их минерагения / Геология и минер. ресурсы Европейского северо-востока России, Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 1999, с. 147-151.
2. *Гурская Л.И.* Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: ВСЕГЕИ., 2000, 208 с.
3. *Душин В.А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997, 213 с.
4. *Душин В.А.* Активизированные шовные зоны - новый перспективный объект благороднометалльной металлогении на Полярном Урале / Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ № 29, 2006, с. 73-87.
5. *Душин В.А.* Основные черты платинометалльной металлогении Приполярного Урала / Известия УГГУ, вып. 22, Екатеринбург, 2007
6. *Котельников В.Е., Романова Н.В.* Новый тип платиноидно-золото-палладиевого оруденения на восточном склоне Полярного Урала / XIV Геологический съезд республики Коми. Благородные металлы и алмазы. Сыктывкар, 2004, с. 40-42.
7. *Кузнецов С.К., Тарбаев М.Б., Ефанова Л.И.* Платиноиды и редкие земли проявления Чудного на Полярном Урале / Геология, генезис и вопросы комплексных месторождений благородных металлов. М.: 2002, с. 173-174.
8. *Макеев А.Б.* Перспективы платиноносности республики Коми. Сыктывкар, 1996. 36 с.
9. *Металлы платиновой группы / Минеральное сырье. Справочник / В.И. Кочнев-Первухов, Е.С. Заскинд, О.М. Конкина.* М.: Геоинформмарк, 1998, 58 с.
10. *Платинометалльные месторождения мира / Д.А. Додин, Н. М Чернышов и др. Т. 1, кн. 1.* М.: Геоинформмарк, 1994.
11. *Платиноносность Полярного Урала / В.А. Душин, В.И. Кузнецов, С.Н. Попов, Т.Ф. Королева, В.В. Григорьев, Н.Я. Гульбис / Платина России. Т. III.* М.: Геоинформмарк, 1999, с.61-65.
12. *Платиноиды хромитовых массивов Полярного Урала / Л.И. Гурская, Л.В. Смелова, Л.Р. Колбаниев, В.Д. Ляхницкая, Ю.С. Ляхницкий, С.Н. Шахова.* СПб.: ВСЕГЕИ, 2004, 306 с.
13. *Рудный потенциал Ханты-Мансийского автономного округа. Стратегия и тактика геологоразведочных и горнорудных производств / Под ред. К.К. Золоева, М.С. Рапортта и др.* Екатеринбург-Ханты-Мансийск, 2001, 176 с.
14. *Середин В.В.* Золото и платиноиды в германий-угольных месторождениях Приморья: формы нахождения, условия накопления, перспективы освоения / Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: Связь-Принт, 2002, с. 374-378.
15. *Спиридонов Ю.А., Голдин Б.А.* Коренная платиноносность Европейского Северо-Востока / XIV геологический съезд Республики Коми. Сыктывкар, 2004, с. 97-99.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

А.М. Сазонов*, Е.А. Звягина*, Н.Г. Науменко***, Т.В. Полева*, С.И. Леонтьев*,
В.Р. Трофимов***, Ю.В. Колмаков**, И.Ф. Гертнер, В.В. Врублевский**,
Т.С. Краснова**, П.А. Тишин**, С.И. Бабахина*

*ФГАОУ ВПО «Сибирский Федеральный Университет», г. Красноярск,

**«Национальный исследовательский Томский Государственный Университет», г. Томск,

***ОАО «Полярная геолого-разведочная экспедиция», п. Хатанга

Маймеч-Котуйская провинция ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, открытая в середине прошлого столетия является уникальным геологическим полигоном. В процессе планомерных геолого-съёмочных и поисковых работ, выполненных коллективами геологов Норильского Горно-металлургического Комбината, ПГО «Красноярскгеология», Треста «Арктикразведка», ЦАГРЭ, научно-исследовательских институтов, изучено геологическое строение территории [4], выявлены многочисленные месторождения разнообразных полезных ископаемых [1, 86, 15], которые станут основой расширения горнодобывающей промышленности на Севере Красноярского края.

Геотектоническая позиция и возраст магматизма

Щелочно-ультраосновной магматизм в районе проявился на площади около 80 000 км². Магматиты представлены эффузивной и интрузивной фациями. Эффузивные разности слагают серию вулканических потоков, формирующих совместно с базальтоидами единое поле шириной до 50 км и протяженностью до 200 км, которое прослеживается вдоль правого борта долины р. Хатанга. Интрузии образуют более 40 самостоятельных массивов центрального типа. Большинство из них локализовано в бассейнах рр. Маймеч и Котуй, формируя вытянутую в субмеридиональном направлении полосу шириной до 170 км и длиной до 350 км [4].

В структурном плане провинция расположена на северо-западном крыле Анабарско-Оленекской антеклизы, в зоне её сочленения с Тунгусской синеклизой и Енисей-Хатангским мезозойско-кайнозойским прогибом. Общие закономерности геологического строения района определяются генеральным северо-западным погружением слоев на крыле антеклизы, которое подчеркивается закономерным омоложением страти графи-

ческих подразделений по мере приближения к Енисей-Хатангскому прогибу.

Дочетвертичный разрез района включает отложения широкого временного диапазона – от позднего протерозоя до раннего мезозоя включительно. Наиболее древними образованиями являются кварцевые и аркозовые песчаники мукунской и доломиты билляхской свит, для которых установлен рифейский возраст. Наиболее полно представлены кембрийская и ордовикская системы; силурийские, девонские и каменноугольные толщи прослеживаются фрагментарно, преимущественно на западе вдоль границы с Тунгусской синеклизой.

Среди пермских отложений преобладают полимиктовые и кварцевые песчаники, переслаивающиеся с песчано-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Выше по разрезу развиты исключительно вулканогенные образования, связанные с проявлением в регионе активной магматической деятельности в позднегерцинскую эпоху тектогенеза. Возраст их из-за отсутствия органических остатков принимается с определенной долей условности в интервале от позднепермского до поздне триасового. Петрографический состав этих отложений отличается значительным разнообразием, при резком преобладании базитов и ультрабазитов нормального, субщелочного и щелочного рядов. Вулканическая толща прослеживается в виде полосы вдоль границы Енисей-Хатангского прогиба. Латеральная неоднородность вулканического покрова в условиях слабой обнаженности территории и многочисленных тектонических дислокаций не позволяет дать однозначное толкование его строению.

Интрузивные образования принадлежат позднепротерозойской и триасовой эпохам магматической деятельности. Позднепротерозойские силлы и дайки долеритов локализованы в поле терригенно-карбонатных отложений рифея на правобережье р. Котуй и на большей части гер-

ригории не получили развития.

Полиформационные продукты триасового магматизма представлены дайками, силлами, трубками взрыва и сложными массивами центрального типа. Наиболее ранними считаются силлы долеритов, сконцентрированные преимущественно в отложениях перми и в туфах правобоярской свиты. Мощность их достигает 150 м. Как правило, они трассируют локальные разрывы северо-западного и северо-восточного, реже субширотного простирания. Долеритовые тела объединяются в два комплекса, которые рассматриваются в качестве субвулканической фации дельканской свиты. Аг-Аг методом для долеритов одной из даек определен раннетриасовый возраст 243 ± 2 млн лет [23].

Петрографическая уникальность Маймеча-Котуйской провинции обусловлена широким разнообразием магматитов щелочно-ультраосновного состава. До недавнего времени они объединялись в единый комплекс [5]. В последние годы на основании минералогических особенностей, прежде всего ультрамафитов Гулинского плутона, было предложено более дробное деление [12]. Хромитсодержащие разности ультрабазитов, обнаруживающие отчетливую Ru-Ir-Os специализацию, а также генетически связанные с ними клинопироксениты и титаномагнетитовые клинопироксениты выделены в самостоятельный гулинский комплекс ранне-среднетриасового возраста. Субвулканические тела анкаратритов (хатангитов), формирующих несколько поясов в пределах площади Гулинского массива, отнесены к сабыдинскому комплексу среднего триаса.

Собственно щелочные ультрамафиты, составляющие наиболее поздние фазы во внутренней части Гулинского массива, и многочисленные более мелкие интрузии центрального типа (Кугда, Одихинча и др.) сохранены в составе традиционно выделявшегося маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса среднетриасового возраста. Для него предполагается многофазное становление, соответствующее гомодромной последовательности внедрения: 1) перовскитовые оливиниты и верлиты, магнетитовые клинопироксениты; 2) мелилитолиты, кугдиты, ункомпаириты; 3) якупирангиты, мельтейгиты, щелочные пикриты, малиньиты и шонкиниты; 4) ийолиты и ийолит-пегматиты; 5) нефелиновые и щелочные сиениты; 6) фоскориты; 7) карбонатиты. Предлагаемая схема формационного расчленения щелочно-ультраосновного магматизма может рассматриваться как предварительный рабочий вариант.

Для её подтверждения необходимы более строгие аргументы, основанные на тонких геохимических исследованиях и определениях абсолютного возраста всех разновидностей пород.

Наиболее молодые интрузивные образования провинции представлены субвулканическими телами и трубками взрыва щелочных лампрофиров и кимберлитов. Они прорывают породы поздних фаз маймеча-котуйского комплекса (нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты) и условно датированы поздним триасом. В устье р. Делькан в коренном обнажении наблюдаются более 40 даек авгитовых порфиритов, формирующих системы «вложенных» даек, которые выделены в самостоятельный усть-дельканский комплекс. Трубки взрыва и дайки кимберлитов (с пиропом, пикроильменитом и аксессуарным алмазом) известны на Гулинской площади, в окрестностях интрузии Далбыха и в 60 км юго-восточнее массива Ессей. Они объединяются в далбыхинский комплекс.

Общие закономерности раннемезозойского магматизма региона позволяют связывать его с континентальным рифтогенезом. Несмотря на ограниченный временной интервал его проявления, петрохимическая неоднородность вулканических и интрузивных образований предполагает наличие нескольких разнотипных и, по-видимому, разноглубинных очагов магмогенерации. Самостоятельность толеитовых и щелочно-базитовых серий провинции обосновывается современными изотопно-геохимическими данными [23], а генетическая индивидуальность мелилитолитов — их минералого-геохимическими параметрами [20, 21]. Многоуровневое проявление щелочно-ультраосновного магматизма в составе арыджангской, дельканской и маймечинской свит наряду с типичными трапповыми образованиями также подтверждает пульсационное поступление базитовых и ультрабазитовых расплавов различной щелочной специализации.

Вероятно основной структурой, контролирующей щелочной магматизм провинции, является зона пересечения срединного спредингового шва Пясино-Хатангской рифтогенной системы с трансформным Котуйским разломом (рис. 1). К ней приурочена крупная кольцевая аномалия силы тяжести.

Абсолютный возраст щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции по К-Аг определениям Л.Л. Шанина (ИГЕМ), Л.В. Фирсова (ИГГ и М СО РАН), А.Я. Крылова (ИГЕМ) характеризуется значительным разбросом датировок от 188 до 349 млн лет [4]. Большая часть зна-

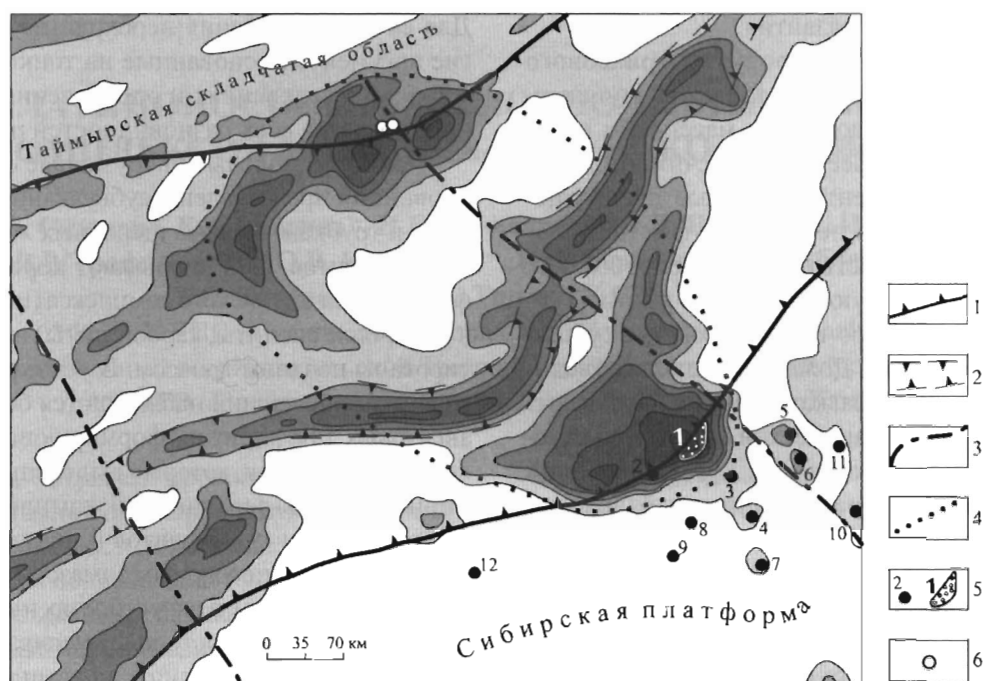


Рис. 1. Схематическая карта гравитационного поля Енисей-Хатангского прогиба с элементами геолого-тектонической интерпретации (по материалам гравиметрической карты Красноярского края, составленной Т.М. Чудиновой, 1993 г.)

1 — границы Енисей-Хатангского прогиба; 2 — границы зоны срединного спрединга Пясино-Хатангской рифтовой системы; 3 — трансформные разломы; 4 — контуры предполагаемой глубинной кольцевой структуры; 5 — массивы щелочно-ультраосновных пород (1 — Гулинский, 2 — Крестовский, 3 — Седете, 4 — Далбыха, 5 — Одихинча, 6 — Кугда, 7 — Бор-Урях, 8 — Романиха, 9 — Чангит, 10 — Маган, 11 — Чурбука, 12 — Каменская группа); 6 — интрузии субщелочных траппов Таймыра.

чений лежит в интервале 225-245 млн лет, который принимается для интрузий. С этим интервалом удовлетворительно согласуется большая часть Rb-Sr датировок [19] и Sm-Nd изохрона по меймечигам (240 ± 60 млн лет) [5, 10].

Полученные данные по изотопному составу пород Крестовского массива хорошо коррелируются с плюмовой моделью щелочного магматизма провинции [18]. Учитывая определения изотопного состава неодима в эффузивах бассейна р. Маймеча [23], показавшие автономность разноточных мантийных источников собственно траппового и щелочного вулканизма, можно предполагать, что формирование ареала щелочно-ультрамафитового магматизма на севере Сибирской платформы вызвано локальным подъемом слабо истощенного (т.е. более глубинного) мантийного вещества в начале мезозоя. Возраст ультрамафитов Крестовского массива 255 ± 48 млн лет также хорошо согласуется с данными Sm-Nd и U-Pb-геохронологическими методами датирования широкого спектра ультраосновных и щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции и может быть сопоставлен с узким временным диапазоном 240-278 млн лет [5, 10, 24]. Наиболее реаль-

ными возрастными оценками, по-видимому, следует считать результаты, полученные U-Pb-методом по циркону, бадделлииту и перовскиту из пород провинции [24]. Они отличаются высокой точностью и соответствуют времени формирования (250-252 млн лет) щелочных эффузивов разного стратиграфического уровня (меланефелиниты арыджангской свиты, трахиты дельканской свиты), карбонатитов Гулинского плутона и траппов Норильского района, что допускает практически одновременное внедрение различных по глубине генераций магм. Приводимые ранее данные по Rb-Sr и K-Ar-изотопному датированию вряд ли могут служить надежными геохронологическими критериями возраста щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции, так как его эволюция сопровождалась процессами контаминации и гибридизма [19]. Исследования по изотопному составу Sr являются хорошим примером подобной неоднородности [18].

Геология и рудоносность интрузий

Ультраосновные-щелочные интрузии Маймеча-Котуйской провинции пространственно объединяются в три субмеридиональные линейные группы:

центральную (Гули, Седете, Далбыха, Бор-Урях, Ессей), восточную (Одихинча, Кугда, Чурбука, Маган) и западную (Кресты, Романиха, Чангит), которые контролируются поперечными разрывами к Пясино-Хатангской срединговой зоне.

Центральная группа интрузий

Массив Гули обнажается на площади около 470 км² (рис. 2). Вулканоплутон имеет активные интрузивные контакты с вмещающими породами, вплоть до их проплавления. Коготокские вулканы обладают линейно-площадным распространением. Внутреннее строение щелочных эффузивов согласуется с их концентрически-зональным пространственным распределением.

Структура Гулинского вулканоплутона определяется сочетанием элементов, присущих расслоенным, неполнокольцевым, многофазным штокообразным интрузивам. Многофазность подчеркивается разнообразием породных видов, образующих геологические тела концентрически-зонального строения. Наибольшая по объему периферическая часть плутона сложена дунитами, верлитами, расслоенной серией верлитов-дунитов, толщей эффузивных меймечитов с ксенолитами дунитов и дайко-жильными телами косьвитов. Дуниты эндоконтактной оторочки обогащены титаномагнетитом. Масштабы развития рудной минерализации значительны. Она выполняет зоны протослоистости и образует жиллообразные тела в дунитах.

Внутренняя зона вулканоплутона выполнена щелочными образованиями субвулканического облика, формировавшиеся в 6 фаз, среди которых различаются интрузии меллитовых пород, якупирангит-уртитовой подгруппы фойдолитов, фойяитовых нефелиновых сиенитов. Они слагают штоки и субвулканические расслоенные тела. В заключительные фазы магматизма образовались дайкообразные тела фоскоритов и штоки карбонатитов. Внедрение интрузий щелочных пород, карбонатитов и косьвитов стимулировало реакционные процессы в контактовой зоне с ранними ультрамафитами.

Прогнозные ресурсы ($P_1 + P_2$) благородных металлов в россыпях Гулинского массива составляют 14 437 кг (МПГ) и 6 444 кг (Au).

Массив Далбыха расположен в 75 км южнее Гулинского плутона. Кроме Далбыхи в состав одноименной группы массивов входят ещё 13 мелких интрузивных тел (от 0,25 до 1,5-2 км в диаметре), большинство которых сосредоточено в неширокой (2-3 км) дугообразной зоне протяженностью около 20 км.

Массив Далбыха занимает площадь около 3 км², имеет концентрически-зональное строение с обособлением тел мельтейгитов, ийолитов, фоскоритов и карбонатитов. Интрузия прорывает доломитовую толщу нижнего палеозоя, которая ближе к контакту мраморизована.

Центральный шток массива сечением 0,3x0,5 км сложен мельтейгитами. Его опоясывают ийолиты внутреннего кольцевого тела мощностью 0,4-0,6 км. Внешнюю кольцевую интрузию шириной 0,1-0,4 км образуют кальцитовые карбонатиты. Общее распределение разнофазовых тел в плане осложнено частой перемежаемостью пород вследствие инъецирования ранних более молодыми, а также из-за обилия полуассимилированных включений древних пород в относительно более молодых. Мельтейгиты рассеяны жилами ийолитов, а сами образуют множество ксенолитов-реликтов в ийолитах. Ийолиты и мельтейгиты инъецированы редкими телами нефелиновых сиенитов, многочисленными крутопадающими жилами пород фоскоритовой серии, карбонатитов, неравномерно флогопитизированы и апатитизированы.

В пределах массива известно крупное месторождение бедных магнетит-апатитовых руд с редкоземельной минерализацией в фоскоритах и карбонатитах.

Массивы Бор-Урях и Кара-Мени расположены в приосевой части Маймеча-Котуйского водораздела в 40 км к югу от интрузий Далбыхинской группы. Грушевидное тело массива Бор-Урях с площадью выходов 18,5 км² и субизометричный шток Кара-Мени площадью выхода на поверхность 0,72 км² отстоят друг от друга на расстоянии 2 км (рис. 3А).

Массив Бор-Урях имеет концентрически зональное строение. Внешняя приконтактная оторочка представлена мелкозернистыми дунитами, а внутренняя среднезернистыми оливинитами. В центральной части массива широко распространены жилы крутопадающих рудных оливинитов. В северо-восточной апофизе интрузии рудные оливиниты сопровождаются флогопитизацией, перовскитизацией и клиногумитизацией. Здесь же проявлены тела флогопитоносных якупирангит-пегматитов, мельтейгитов и шток кальцитовых карбонатитов. Шток Кара-Мени сложен окатами и мельтейгитами.

Дайково-жильный комплекс в пределах интрузии представлен пегматоидными оливинитами, мельтейгитами, эгириновыми сиенитами и кальцитовыми карбонатитами. В породах вмещающей

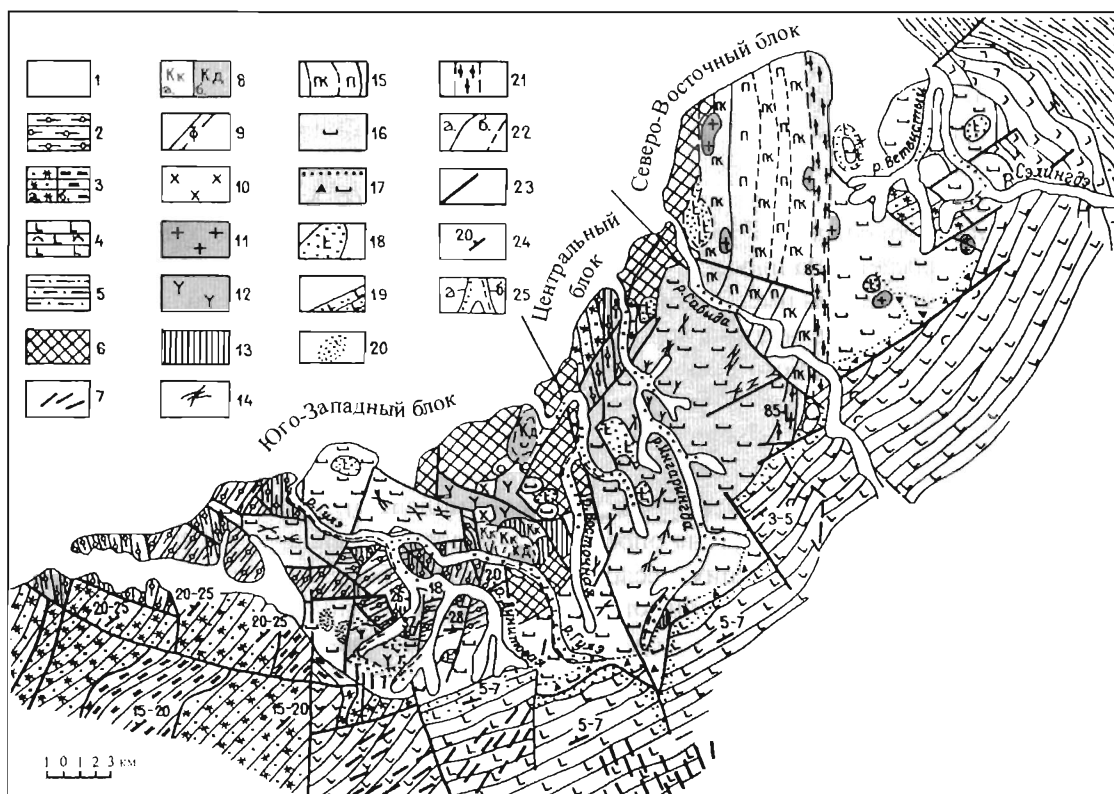


Рис. 2. Геолого-структурная схема Гулинского вулканоплутона (по материалам Полярной ГПП)
 1 – четвертичные отложения Хатангского прогиба; 2-6 – триасовая система. Нижний отдел. Свиты: 2 – маймечинская меймечиты; 3 – дельканская: а – верхнедельканская подсвита – трахибазальты, трахиты, андезиты, трахириолиты, б – нижнедельканская подсвита – ультраосновные фойдиты; 4 – коготогская – трахибазальты, трахиандезибазальты, базальты; 5 – арыгджанская – ультраосновные фойдиты, щелочные пикриты; 6 – комплекс щелочных пород провесов в кровле интрузивов; 7 – дайковый комплекс маймечинской свиты (пикритовые порфиры); 8 – карбонатиты кальцитовые (а), доломитовые (б); 9 – фоскориты; 10 – щелочные и нефелиновые сиениты; 11 – нефелиниты; 12 – ийолит-мельтейгиты; 13 – мелилитовые породы; 14 – косьвиты; 15 – расслоенный комплекс рудных верлит-клинопироксенитов; 16 – дуниты; 17 – эндоконтактные фации дунитов; 18 – ороговикованные эффузивы провесов кровли; 19 – ореолы ороговикования; 20 – участки метасоматических преобразований (флогопитизация, пироксенизация и др.); 21 – зоны разломов; 22 – геологические границы; 23 – дизъюнктивы; 24 – элементы залегания эффузивов; 25 – россыпи: а – минералов платиновой группы, б – золота

рамы, в непосредственной близости от интрузии развиты дайки щелочных сиенитов, меланефелинитов, долеритов и нефелиновых мелилититов.

Вмещающие породы представлены рифейскими доломитами, участками в непосредственном контакте отмечаются кварцито-песчаники билляхской серии. Породы вмещающей рамы в кольцевой зоне, примыкающей к интрузии, выкручиваются, приобретая крутое падение субогласное контактам массивов.

Контактные изменения вмещающих пород фиксируются в полосе до 300 м от интрузии. В контакте (до десятков метров) с интрузией развиты доломит-кальцитовые кальцифиты с форстеритом, диопсидом, бруситом, магнетитом, зеленой шпинелью, перовскитом, апатитом, флогопитом и гроссуляром. Внешняя зона контактового метаморфизма представлена доломит-кальциевыми мраморами с диопсидом и тремолитом.

В аллювии водотоков, дренирующих вулканоплутоническую структуру, выявлены МПГ (до 0,265 мг/т). По единичным определениям в карбонатитах установлены Nb (до 1000 г/т), La* (до 1000 г/т) и Y (до 400 г/т).

Массив Ессей находится в 30 км севернее одноименного озера и в 380 км южнее п. Хатанга, на территории Эвенкийского национального округа. Вмещающие массив отложения представлены толщей известняков, известковистых доломитов, доломитов и карбонатно-мергелистых пород ордовика. Среди них отмечаются дайки пермо-триасовых долеритов. Во вмещающем ореоле массива осадочные отложения характеризуются крутым падением (60-70°), обусловленным внедрением интрузии; они брекчированы, инъецированы жилами кальцитовых карбонатитов (рис. 3Б).

Массив, площадью около 25,6 км², имеет концентрически-зональное строение с преобладани-

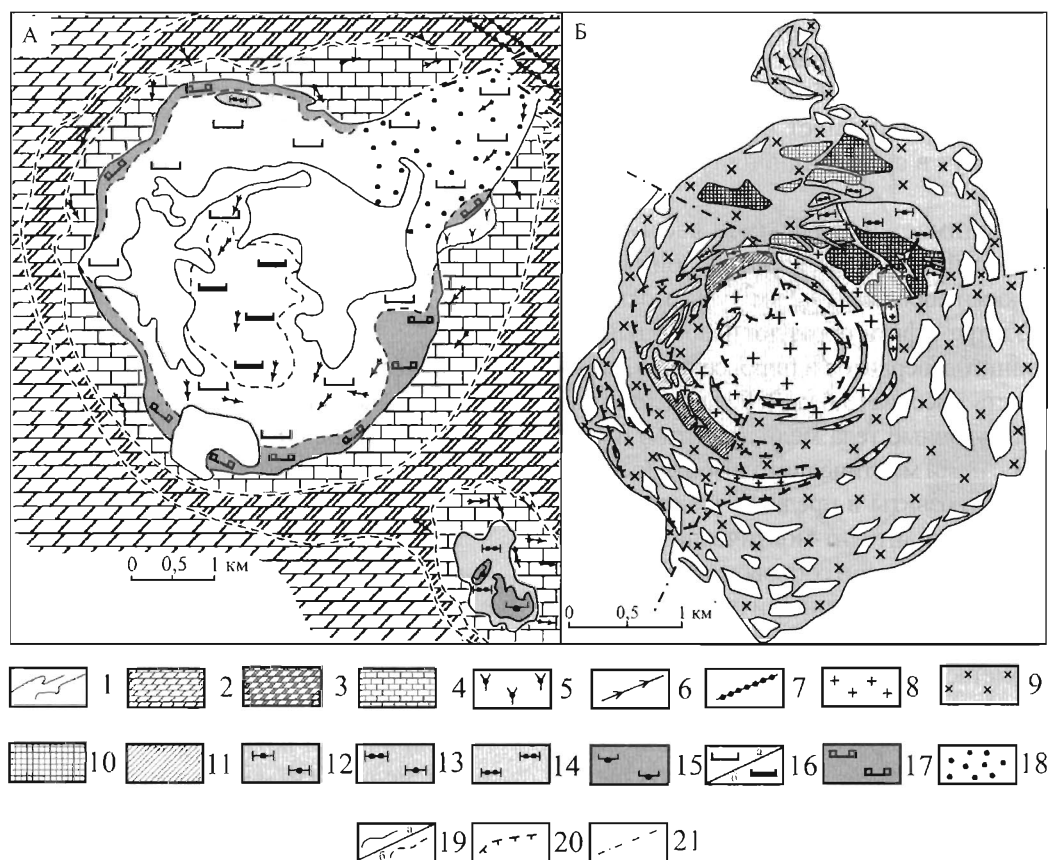


Рис. 3. Геологическое строение Центральной группы массивов (по Л.С. Егорову с незначительными изменениями)

Бор-Урях и Кара-Мени (А), Ессей (Б): 1 – аллювиальные отложения; 2 – доломиты; 3 – кальцит-доломитовые мраморы; 4 – доломит-кальциевые кальцифиры; 5 – апатитоносные твейтозиты; 6 – 7 – дайки: щелочных сиенитов (6), долеритов (7); 8 – доломитовые карбонатиты; 9 – кальцитовые карбонатиты; 10 – рудные форстерититы, фоскориты и магнетититы; 11 – оливиновые нельсониты; 12 – ийолиты; 13 – якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты; 14 – мельтейгиты; 15 – окаиты; 16 – оливиниты (а), рудные оливиниты (б); 17 – дуниты; 18 – флогопитизированные, перовскитизированные ультрамафиты; 19 – геологические границы (а), фациальные переходы (б); 20 – граница распространения коры выветривания лимонит-франколитового и алюмофосфатного состава; 21 – дизъюнктивы

ем карбонатитов (около 80 % площади). В незначительном объеме развиты якупирангит-мельтейгиты и ийолиты, рудные форстерититы и оливиновые нельсониты. Среди интрузивных пород отмечаются ксенолиты вмещающих пород, особенно в периферийной части массива, где их количество достигает 30 %.

Якупирангит-мельтейгиты и ийолиты в виде осколчатых фрагментов среди кальцитовых карбонатитов распространены в северном сегменте массива. На их долю приходится около 0,7 км² площади интрузии. Тела меланократовых нефелиновых пород, содержащие ксенолиты пироксенизированных оливинитов, флогопитизированы, вплоть до полного превращения в слюдиты.

Породы фоскоритовой серии распространены в северном и западном сегментах кольцевой интрузии, представляя собой разрозненные тела форстерититов, фоскоритов и нельсонитов среди

кальцитовых карбонатитов. Форстерититы, фоскориты и магнетититы распространены преимущественно в северной части массива, а нельсониты – в западной.

Доломитовые карбонатиты слагают изометричный в плане центральный шток массива, сечением 1,3x1,8 км, и серию кольцевых и радиальных дайкообразных тел и жил, пересекающих мраморы, якупирангит-ийолиты и фоскориты. В ядре массива доломитовые карбонатиты подвергнуты сульфидизации, кальцитизации и окварцеванию.

По всей периферии массива преимущественным развитием пользуются мелкозернистые кальцитовые карбонатиты, содержащие большое количество ксенолитов мраморов, нефелиновых пород и фоскоритов.

В пределах массива развита лимонит-франколитовая и алюмофосфатная коры выветривания, мощностью до 100 м.

Западная группа массивов

Крестовский массив расположен в 54 км к юго-западу от южного карбонатитового тела Гулинской интрузии. Он имеет в плане овальную форму и вытянут в субмеридиональном направлении (рис. 4).

Массив занимает центральную часть вулканоплутонической структуры, ядро которой сложено плутоническими породами (4,2 км²) ультраосновного состава. Ультрамафиты образуют полосчатый комплекс оливинитов, верлитов и пироксенитов, слагающая большую часть массива (3,4 км²). Разобценные по слоистости интрузивные тела мелилитолитов и ассоциирующих с ними монтичеллитолитов общей площадью 0,8 км², развиты в пределах ультрамафитовой интрузии. Мелилитолит-монтичеллитолитовые тела в поле ультрамафитов сопровождаются инъекционными мелилитизированными и рекристаллизованными породами. В мелилитолитах широко проявилась аутометасоматическая гидротермально-скарновая минерализация. В пределах массива развиты дайки кальцитовых карбонатитов, нефелиновых и мелилитовых лампрофиров, трахидолеритов, щелочных микросиенитов и щелочных пикритов. Во вмещающих породах распространены дайки трахидолеритов и субщелочных плагиоклазовых порфириров среднего и основного составов. Вмещающие породы представлены щелочными ультраосновными эффузивами. Вокруг массива развит контактово-метасоматический ореол фенитов (7,6 км²).

Геохимической особенностью массива является железо-титановая специализация, обусловленная высокими содержаниями в породах титаномагнетита и перовскита. Повышенные содержания титана наблюдаются в мелилитовых породах (до 12 % TiO₂) и пироксенитах (до 8,4 % TiO₂). В телах клинопироксенитов мощностью 130 м и мелилитолитов мощностью 50 м, вскрытых картировочными скважинами, фиксируются устойчивые высокие (> 3 %) содержания титана. Прогнозные ресурсы титана составляют около 149 млн т.

Содержания благородных металлов в породах интрузии изменяются в следующих пределах, г/т: Au - от 0,01 до 0,29; Ag - от следов до 2,1; Pt - от н.о. до 10,0; Pd - от н.о. до 5,0; Rh - от н.о. до 0,5; Ru - от н.о. до 2,0; Ir - от н.о. до 20,0. Наиболее устойчивые концентрации в породах-рудах обнаруживают Pt, Pd и Ir. Практический интерес для опосредованного поиска заслуживают мелилитолиты, мелилитсодержащие ультрамафиты, монтичеллитолиты, карбонатиты и рудные клинопироксениты. Геологически выдержанные тела образуют мелилитолиты и монтичеллитолиты, площадь выхо-

дов которых 0,8 км². В мелилитолитах, вскрытых одной из картировочных скважин, средние содержания благородных металлов на интервал 195 м составляют, г/т: Pt - 5,0; Pd - 1,6; Ir - 5,6; Au - 0,15; Ag - 1,3. Рудная минерализация тесно связана с выделениями сульфидов и битумоидов. Прогнозные ресурсы (P₃) благородных металлов составляют около 4 700 т.

Восточная группа массивов

Массив Одихинча обнажается на площади 56 км² и находится на востоке, в 60 км от Гулинского плутона. Он прорывает карбонатные отложения рифея и кембрия, включающие силлы долеритов. Углы периклинального падения вмещающих пород изменяются от 70° до 20° и выглаживаются с удалением от контакта. Массив имеет грубо концентрическое строение и сложен контрастными по составу последовательными интрузиями оливинитов, мелилитолитов, якупирангит-мельтейгитов и ийолитов (рис. 5А).

Оливиниты встречаются чаще среди ийолитов и мельтейгит-якупирангитов в восточной и северной частях массива в виде ксенолитов (от 0,5 м до 1 км) интенсивно флогопитизированных, пироксенизированных и нефелинизированных разновидностей.

Мелилитолиты распространены в восточной части массива в виде полосы линзовидных тел, параллельных контакту, среди пород якупирангит-мельтейгитовой серии. Мелилитолиты северной и центральной частей интрузии, расположенные среди уртит-ийолитов, неравномерно и повсеместно обогащены нефелином. Ксенолиты оливинитов среди мелилитовых тел рекристаллизованы, сложены слабо измененным оливином, содержат повышенные концентрации перовскита, флогопит и диопсид.

Якупирангитовая интрузия образует полукольцевое тело шириной около 1 км в южной, восточной и северной частях массива (см. рис. 5А). Она содержит многочисленные ксенолиты оливинитов и мелилитолитов. На контакте с поздними ийолитами якупирангиты перекристаллизованы, имеют тонкозернистую, гранобластовую структуру и обогащены нефелином и в разной степени флогопитизированы и диопсидизированы.

Ийолиты занимают большую часть массива, слагают изометричное овальное тело, контактируя с вмещающими карбонатными породами на западе и якупирангит-мельтейгитами на юге, востоке и севере. Ийолитовая интрузия содержит большое количество метаморфизованных ксе-

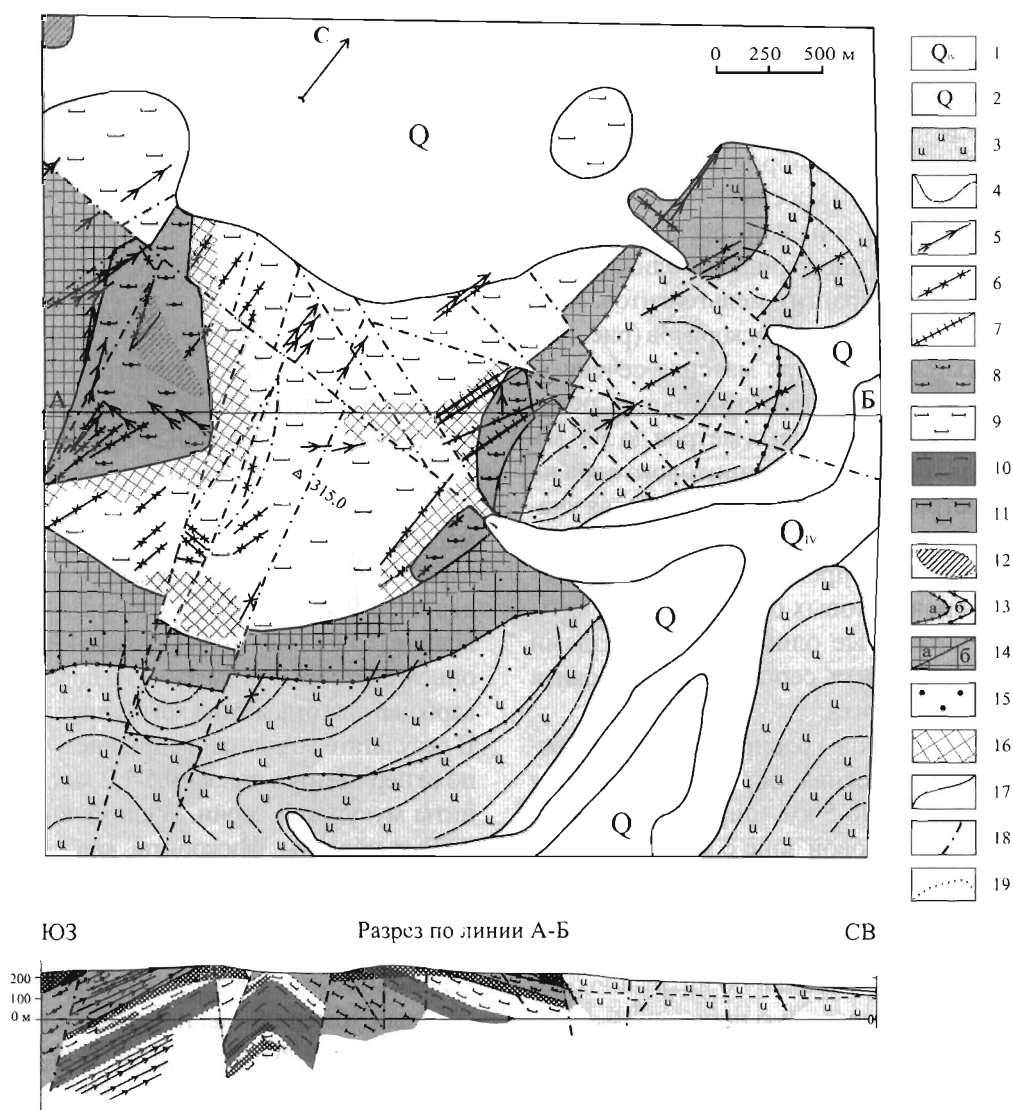


Рис. 4. Схема геологического строения Крестовской вулканоплутонической структуры (составлена А.М. Сазоновым, М.Я. Бетхером)

1 - современные аллювиальные отложения; 2 - нерасчлененные четвертичные отложения; 3 - тыванкитская свита (меланефелиниты); 4 - кластолавы меланефелинитов; 5-6 - дайки: 5 - щелочных микросиенитов; 6 - трахибазальтов, трахидолеритов, плагиоклазовых порфиритов и пикритов; 7 - вложенные дайки (микросиениты, трахибазальты, щелочные пикриты); 8 - мелилитолиты, в том числе скарнированные; 9 - оливиниты, верлиты и пироксениты; 10 - пироксениты; 11 - перидотиты; 12 - монтичеллитолиты; 13 - фации фенитов: а - зона перовскита, б - зона сфена; 14 - фениты зоны перовскита (а - мелкозернистые пироксен-нефелиновые, б - бластопорфировые нефелин-пироксеновые); 15 - биотитизированные меланефелиниты; 16 - инъекционные мелилитолит-ультрамафиты, скарнированные и рекристаллизованные породы контактовой зоны мелилитолитовых тел; 17 - геологические границы; 18 - предполагаемые разрывные нарушения; 19 - фациальные переходы

нолитов пород ранних фаз, и по выражению Л.С. Егорова, представляет собой гигантскую эруптивную брекчию. В участках, примыкающих к ксенолитам мелилитолитов, якупирангитов, ийолиты заметно обогащены шорломитом и меланитом. Ийолиты секутся жилами ийолит-пегматитов мощностью до 8 м. Дайки кальцитовых карбонатитов, щелочных и нефелиновых сиенитов мощностью от 0,5 до 2 м сосредоточены преимущественно в восточной краевой зоне массива.

Ширина контактового ореола в отдельных

участках достигает 1,5 км. Осадочные породы превращены в доломитовые мраморы, содержащие форстерит, диопсид, тремолит и флюогит, количество и частота встречаемости которых увеличивается в приконтактной области массива. Терригенно-кремнистые прослои среди доломитов в западной части массива превращены в фениты-твейтозиты, доломиты скарнированы, а долериты нефелинизированы.

В шлихах аллювия обнаружены знаки иридомина.

Массив Кугда расположен в 25 км юго-восточнее массива Одихинча. Эллипсоидный в плане массив северо-западного простирания обнажается на площади около 19,6 км². Вмещающие массив доломиты среднего кембрия залегают субгоризонтально. В строении массива принимают участие концентрически-зонально расположенные тела последовательно внедрившихся оливинитов, мелилитолитов, якупирангит-мельтейгитов, ийолитов, щелочных сиенитов и фоскоритов (рис. 5Б).

Оливиниты слагают ядро массива сечением 2х3 км и его эндоконтактовую оторочку резко изменчивой ширины (от первых метров до 500 м). В пределах центрального оливинитового ядра на одном гипсометрическом уровне отмечаются участки оливинитов, обогащенных титаномagnetитом и перовскитом. В пределах горизонта титаномagnetит-перовскитовых оливинитов развиты жильные пегматоидные оливиниты с гнездами флогопита, клиногумита, серпофита, перовскита и ювелирного хризолита.

Мелилитовые породы распространены в южном эндоконтакте массива, образующие полосу протяженностью около 5 км, шириной до 600 м. Оливиниты в контактовой зоне с мелилитолитами рекристаллизованы, мелилитизированы и пронизаны инъекциями мелилитолитов.

Мощное тело меланократовых фойдолитов и фойдитов окружает центральную интрузию оливинитов с востока, севера и с небольшим перерывом выклинивается на западе. Общая протяженность полукольцевого тела около 8 км, при ширине выхода, достигающей 800 м. В составе тела фиксируются сложные фациальные соотношения трахитоидных мельтейгитов, якупирангитов, меланефелинитов и нефелиновых пикритов, среди которых отмечаются угловатые ксенолиты мелилитолитов и оливинитов. Ийолиты имеют ограниченное распространение, они отмечаются в виде небольших тел в контакте мельтейгитов с вмещающими доломитами и слагают обособленное тело 0,5х0,2 км, расположенное в 1,2 км к юго-западу от массива среди доломитов вмещающей толщи. В северо-западной части массива мельтейгиты прорваны штоком (100х500 м) и серией жил эгириновых сиенитов. Во вмещающих мельтейгитах развита широкая зона (до 12 м) метасоматической сиенитизации.

Форстерититы обнажаются в северной и восточной периферии массива в виде полукольцевого пояса 0,5-0,9х7,5 км. Форстерититы отнесены Л.С. Егоровым к породам фоскоритовой серии и образуют гигантскую магматическую брекчию,

состоящую из обломков всех пород массива, сцементированных средне-, крупнозернистыми до гигантозернистыми форстерититами, неравномерно флогопитизированными и кальцитизированными. Обломки пород ранних фаз достигают десятков метров в поперечнике. Мелкие ксенолиты (5-50 см) завальцованы до валунно-галечникового облика. В северо-западной части пояса форстерититы обогащены перовскитом, крупными метакристаллами флогопита. Среди форстерититов отмечаются монтичеллитовые породы. Некоторые обломки-ксенолиты мельтейгитов интенсивно мелилитизированы.

Прогнозная оценка ресурсов Pt и Pd (720 т).

Массив Маган расположен в 60 км к югу от массива Кугда. Интрузия имеет в плане грушевидную форму, вытянута в субмеридиональном направлении на 9 км, заметно расширена в северной половине (65 км) и сужена в южной (3,2 км). В трозонном срезе массив выходит на поверхность в поле карбонатных отложений котуйканской свиты рифея. В результате воздымания при внедрении интрузии по ее периметру в полосе 0,5-1,2 км обнажены кварциты мукунской серии. В сложении массива участвуют ийолиты, фоскориты, карбонатиты, эгирилиты, фениты и твейтозиты (рис. 5В).

Ийолиты слагают большую часть массива имеют неоднородный состав, содержат ксенолиты оливинитов, якупирангит-мельтейгитов, расчленены субмеридиональными жилами флогопитоносных ийолит-пегматитов. В центральной части массива в виде полукольцевой полосы шириной около 0,5-0,7 км и протяженностью 5,5 км развиты апатитоносные ийолиты пятнистой и прожилковой текстур.

Линзовидные тела нефелиновых сиенитов, распространенные в северной части ийолитовой интрузии, образуют полукольцевую зону сближенных тел мощностью около 1,5 км. Среди них выделяют канкринит-нефелиновые сиениты, мариуполиты, умптекиты. Вкрест их простирания ориентированы более молодые дайки гингуаитов, щелочных и нефелиновых микросиенитов.

Доломитовые карбонатиты, магнетититы и фоскориты развиты в виде изометричных тел в средней части массива. Центральную позицию занимает интрузия доломитовых карбонатитов (диаметром около 1 км). На севере она граничит с равным ей по площади полем развития магнетититов и фоскоритов с включениями слюдитов, прорванных штокверком жилообразных тел доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитов, пегматоидных рудных форстерититов.

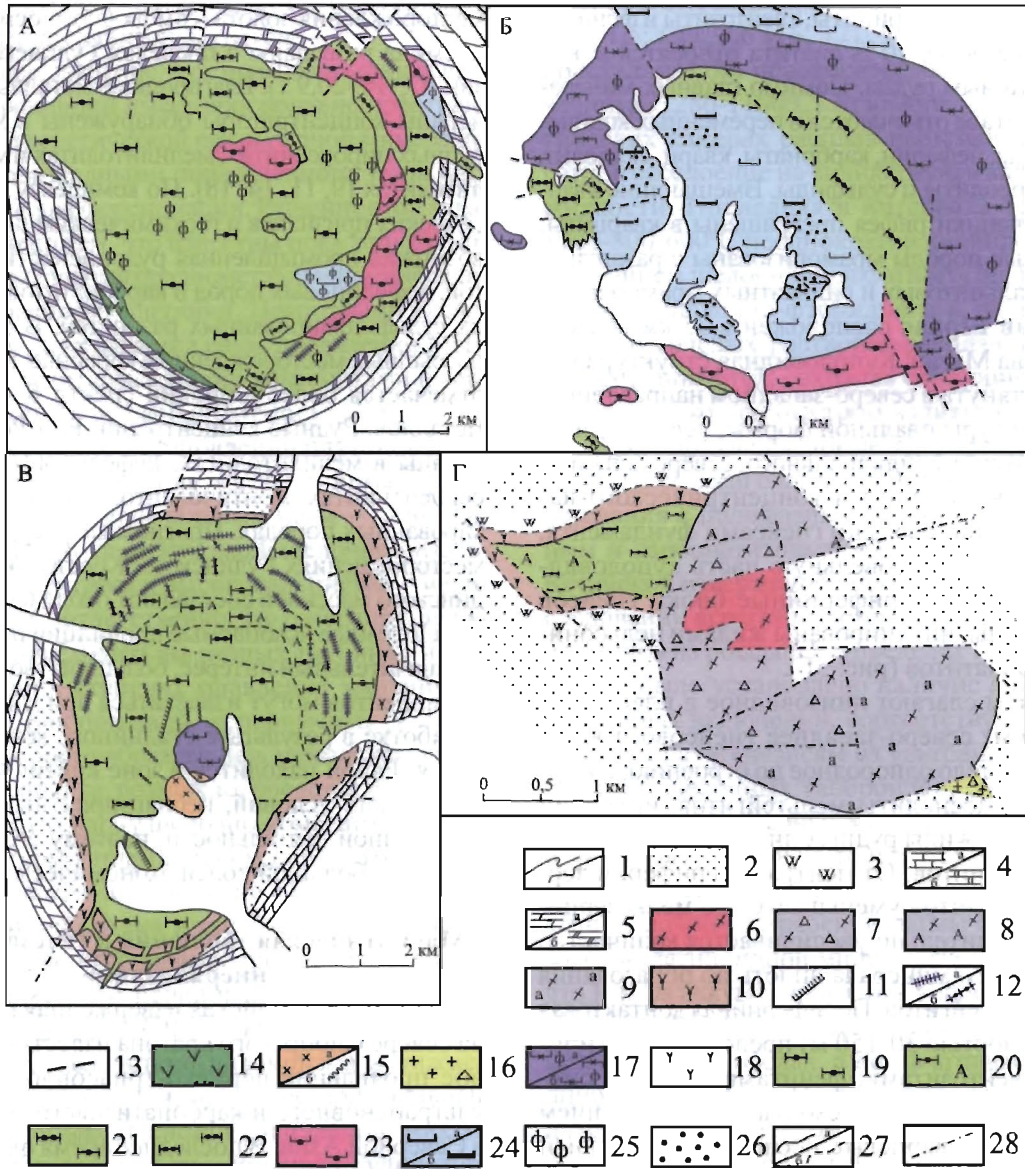


Рис. 5. Геологическое строение Восточной группы массивов (по Л.С. Егорову с незначительными изменениями)

Массивы: Одихинча (А), Кугда (Б), Маган (В), Ыраас (Г). 1 - аллювиальные отложения; 2 - песчаники, кварцевые песчаники; 3 - кварциты; 4 - мергели (а), их метаморфизованные разности (б); 5 - доломиты (а), их метаморфизованные разности (б); 6 - гнейсы архейские; 7 - гнейсы брекчированные, трещиноватые с инъекциями нельсонитов, карбонатитов; 8 - апатитовые гнейсы; 9 - апатит-франколитовые гнейсы; 10 - апатитоносные эгириниты, твейтозиты, фениты; 11 - жилы флогопитоносных ийолит-пегматитов; 12 - дайковые породы: нефелиновые сиениты (а), тингуанты (б); 13 - жилы хризолитоносных оливинитов; 14 - долериты; 15 - доломитовые карбонатиты (а), жилы карбонатитов (б); 16 - кальцитовые карбонатиты; 17 - флогопитизированные форстерититы (а), породы фоскоритовой серии (б); 18 - щелочные сиениты; 19 - ийолиты; 20 - апатитовые ийолиты; 21 - ийолиты и якупирангит-мельтейгиты; 22 - мельтейгиты, якупирангиты; 23 - меллитолиты; 24 - оливиниты (а), рудные оливиниты (б); 25 - флогопитизация; 26 - перовскитизация; 27 - геологические границы (а), фациальные переходы (б); 28 - дизъюнктивы

В контактовой зоне ийолитов и кварцитов развиты апатитоносные твейтозиты, эгириниты и фениты. Оторочка этих пород шириной 100-750 м и протяженностью около 21,5 км проявлена практически по всему периметру массива, отсутствует только в северо-западной части. Контакты ийолитов с эгиринит-твейтозит-фенитами постепен-

ные, с кварцитами - резкие. Метасоматиты состоят, главным образом, из пироксена, калиевого полевого шпата и апатита. Эгириниты представляют собой меланократовые породы, содержащие менее 20 % полевого шпата, фениты - лейкократовые (более 50 % полевого шпата). Твейтозиты являются промежуточной разностью, содержащей 20-50 %

полевого шпата. Эгириниты, твейтозиты и фениты, содержащие более 10 % апатита относятся к эгирин- апатитовым рудам. Помимо главных минералов в их составе отмечаются в переменных количествах слюды, нефелин, карбонаты, кварц, скаполит, амфибол, цеолиты и сульфиды. Вмещающие кварцевые песчаники рифея превращены в кварциты, карбонатные породы мраморизованы с развитием доломит кальцитовых и силикатных мраморов.

Массив Ыраас расположен в 35 км восточнее массива Маган. Куполовидная структура интрузии вытянута в северо-западном направлении. Ядро структуры овальной формы, усечено дизъюнктивами субмеридианального, северо-западного, северо-восточного и концентрического направлений. Оно сложено гнейсами фундамента, выдавленными в кровельную часть куполовидной структуры. Периферийные блоки гнейсов брекчированы, инъецированы жилами нельсонитов и карбонатитов (рис. 5Г).

Ийолиты слагают линзовидное в плане тело (1,5•0,74 км) северо-западнее гнейсового ядра. Ийолитовое тело однородное по строению, содержит редкие ксенолиты мельтейгитов, инъекции нельсонитов, жилы рудных диопсидитов и нефелиновых сиенитов. От центра к периферии зернистость ийолитов уменьшается до мелкозернистой и незначительно увеличивается количество темноцветного минерала вплоть до образования ийолит-мельтейгитов. Периферийная контактовая зона (мощностью 30-150 м) представлена эгиринитами, твейтозитами, фенитами, которые сменяются кварцитами, переходящими с удалением от контакта в кварцевые песчаники. В крайней юго-восточной части куполовидной структуры к гнейсовому ядру примыкает тектонический блок кальцитовых карбонатитов, содержащих ксенолиты доломитов котуйканской свиты.

Благороднометалльный потенциал интрузий

Магматиты щелочно-ультраосновных пород провинции обогащены широким набором полезных компонентов, многие из которых достигают промышленных концентраций при крупных скоплениях [1-3, 11, 12, 15, 18]. Промышленно ценная минерализация в большинстве случаев выявлена геолого-съёмочными работами. К ним относятся хромитовые руды, титан, железо, апатит, флогопит, глиноземное сырьё, редкоземельная и редкометалльная минерализация, хризолит, алмазы.

Благородные металлы выявлены в аллювиальных отложениях и коренных породах массивов Гули, Кресты, Кугда, Бор-Урях и Одихинча. Рассыпные

месторождения золота, самородного осмия и иридомина разведаны в пределах Гулинской интрузии ($C_2 + P_1 = 20,9$ т). Благородные металлы и их минералы-концентраторы обнаружены в хромитах, рудных пироксенитах, мелилитолитах и монтичеллитолитах [9, 11, 14, 18]. По комплексу минералогических признаков и геохимическим показателям возможна промышленная рудоносность фоскоритов, нефелиновых пород и карбонатитов, особенно их сульфидизированных разновидностей. В отличие от россыпных месторождений в коренных источниках отмечается более широкий спектр благородных металлов. Рудные концентрации Pt и Pd зафиксированы в мелилитолитах, нефелиновых породах, серпентинитах, монтичеллитолитах и флогопитизированных породах. Прогнозные ресурсы МПГ в месторождениях Гулинского, Крестовского и Кугдинского массивов составляют около 6 000 т.

Полезные ископаемые провинции представляют значительный интерес, большинство из ценных компонентов могут извлекаться при комплексной обработке в результате стадийного концентрирования. Район находится в зоне критических климатических условий, неблагоприятных для промышленной деятельности, поэтому его освоение связано с большой долей экономического риска.

Магматическая эволюция и генезис Au-Pt-минерализации

Маймеча-Котуйская изверженная провинция на севере Сибирского кратона известна как крупное проявление пермско-триасового щелочно-ультраосновного и карбонатитового магматизма в Северной Азии. В последнее время она рассматривается в качестве территории, перспективной для поисков месторождений благородных металлов. Многообразие представленных здесь петрографических ассоциаций обусловлено развитием магматических продуктов нескольких последовательных стадий интрузивного процесса [4]: 1) дуниты-оливиниты, верлиты, клинопироксениты и их рудные разновидности; 2) мелилитолиты, ункомпагриты, турьяиты, окаиты и кугдиты; 3) якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, шонкиниты и малиньиты; 4) нефелиновые и щелочные сиениты, граносиениты и нордмаркиты; 5) фоскориты, кальцитовые и доломитовые карбонатиты. Установленные вариации Nd-, Sr-, Pb-изотопного состава горных пород свидетельствуют об участии в магматической эволюции плюмового материала типа PREMA и его смешения с веществом различных коровых резервуаров [5, 6, 9, 10]. Расчетные значения модельного возраста (T_{Nd}^{DM}

~ 0,6-2,4 млрд лет) подтверждают гетерогенность магмогенерирующих субстратов.

Большое значение для прогнозно-поисковых работ в провинции имеет обоснование пространственной и генетической связи рудной минерализации с производными определенного этапа магматической дифференциации. Решение этой задачи затруднено тем, что известны пока только единичные находки благороднометалльной минерализации в коренном залегании. Некоторыми исследователями доказывается связь проявлений МПГ и золота с дунитами, клинопироксенитами и серпентинитами Гулинской интрузии [3, 7, 8, 11, 14].

Считается, что в становлении плутонов Маймеча-Котуйского региона могли принимать участие несколько родоначальных магм – меймечитовая (щелочно-коматиитовая), щелочно-базальтоидная, толеитовая и высококальциевая – мелилититовая. Соответственно, их генерация должна была происходить на разных глубинах и при варьирующих степенях плавления мантийного субстрата. Как показали эксперименты [22] расплав, из которого образовались меймечиты кумулятивного облика, возможно, представляет собой примитивную магму щелочно-коматиитового состава, по термодинамическим параметрам сходную с архейским аналогом, но с более высокими содержаниями титана и щелочей. Предположительно, она формировалась при частичном плавлении гранатового перидотита и отделилась от рестита на глубине 230-300 км при температуре 1800-1900°C вследствие диапиризма в нижней мантии. Утверждается, что на ее примитивный характер указывает состав расплавных микровключений в оливине из меймечита Гулинского вулcano-плутона (в мас. %): SiO₂ 40,81; TiO₂ 2,96; Al₂O₃ 3,92; FeO 12,98; MgO 28,29; CaO 6,98; Na₂O 1,23; K₂O 1,26; P₂O₅ 0,20. По-видимому, эволюция такой магмы могла привести к образованию ультрабазитов и базитов повышенной щелочности Маймеча-Котуйской провинции.

С другой стороны, результаты минералогеохимических и термобарогеохимических исследований [16, 17, 20], свидетельствуют о невозможности образования высококальциевых расплавов путем кристаллизационного фракционирования меймечитовой магмы и обосновывают автономность мелилититовой магмы, которая выплавлялась в более глубоких мантийных горизонтах. Расплавные микровключения в минералах мелилититовых пород композиционно соответствуют приблизительному составу подобной щелочной магмы (в мас. %): SiO₂ 36,5; TiO₂ 12,6; Al₂O₃

11,1; FeO 6,7; MgO 3,8; CaO 15,0; Na₂O + K₂O 9,2; P₂O₅ 1,5; CO₂ 3,6 [16, 17]. Установлено, что при кристаллизации перовскита, мелилита и монтichelлита (1280-1160°C) в гипабиссальных магматических камерах расплав испытывал неоднократное расслоение на силикатную и карбонатную жидкости. Последняя в интервале температур 1200-800-600°C неоднократно ликвидировала с образованием щелочно-сульфатного, щелочно-фосфатного, щелочно-фторидного и щелочно-хлоридного солевых растворов-расплавов. Обычно они смешиваются, сохраняя свой оригинальный состав только при быстром излиянии и закалке.

Нами получены новые аргументы в пользу возможной связи благороднометалльного рудообразования с полифазным щелочно-ультраосновным и карбонатитовым магматизмом Маймеча-Котуйской изверженной провинции [18]. При исследовании агрегатов самородного золота и иридоосминов из россыпей в пределах Гулинской интрузии было установлено наличие в них многочисленных включений, соответствующих минеральным парагенезисам из ультрамафитов, фойдолитов, щелочных габброидов, сиенитоидов и отсутствие характерных минералов мелилититовых и фоскорит-карбонатитовых производных, что может свидетельствовать о непосредственном участии щелочно-ультраосной магмы в образовании золото-платиноидной минерализации. Выявлено, что Ir и Os аккумулировались в дунитах и хромититах, Pt, Rh, Ru – в серпентинитах и магнетит-мелилититовых породах, а Pd – в агапитовых нефелиновых сиенитах. Повышенные содержания Pd и Au установлены в доломитовых карбонатитах.

В Крестовской щелочно-ультраосновной интрузии минералы золота и МПГ в ассоциации с сульфидами обнаружены в мелилититовых и монтichelлитовых породах [18]. В породах интрузии обнаружены промышленные концентрации Au и МПГ. Изверженные породы, вмещающие благороднометалльную минерализацию, состоят из оливина, пироксена, мелилита, титаномагнетита и перовскита. Их химический состав соответствует «рудному» куддиту (мас. %): SiO₂ 26,83; TiO₂ 6,35; Al₂O₃ 1,53; Fe₂O₃ 16,26; FeO 9,68; MnO 0,32; MgO 13,10; CaO 22,10; Na₂O 0,55; K₂O 0,05. Золото и минералы платиновой группы (ферроплатина, золото, аурупит, иридоосмин, рутениридоосмин) представлены, главным образом, криптозернистыми включениями и совместно с ассоциирующими сульфидами (ширит, пирротин, пентландит, хизлеудит, халькопирит, джерфишерит, борнит, халькозин, киноварь и арсенипирит) по-

группы металлов, в том числе и хроммагнетите и пирротине. В полях развития фенитов и мелилитовых пород наблюдаются положительные геохимические аномалии благородных металлов. Кроме того, единичными анализами определены повышенные содержания Pd и Au в доломитовых карбонатах Гулинской интрузии.

Таким образом массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции являются перспективными объектами для обнаружения локализованного благороднометалльного оруденения, генетически связанного с первичными (меймечитовой и высококальциевой) магмами и их дифференциатами.

хроммагнетите и пирротине. В полях развития фенитов и мелилитовых пород наблюдаются положительные геохимические аномалии благородных металлов. Кроме того, единичными анализами определены повышенные содержания Pd и Au в доломитовых карбонатах Гулинской интрузии.

Таким образом массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции являются перспективными объектами для обнаружения локализованного благороднометалльного оруденения, генетически связанного с первичными (меймечитовой и высококальциевой) магмами и их дифференциатами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апатитовые месторождения Маймеча-Котуйской провинции и их геолого-экономическая оценка.* Новосибирск: Наука, 1983. 88 с.
2. Вильямс Т., Когарко Л.Н. Новые данные о редкометальной минерализации карбонатитов Гулинского массива (Полярная Сибирь) // *Геохимия.* 1996. № 6. С. 483-492.
3. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
4. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.
5. *Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма* / Л.Н. Когарко, С.Ф. Карпенко, А.В. Ляликов, А.П. Тяптелев / Докл. АН СССР, 1988. Т. 301. №4. С. 939-942.
6. *Изотопный состав и магматические источники Крестовского вулканоплутона, Полярная Сибирь* / И.Ф. Гертнер, В.В. Врублевский, А.М. Сазонов, Т.С. Краснова, Ю.В. Колмаков, Е.А. Звягина, П.А. Тишин, Д.Н. Войтенко / Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 1-7.
7. *Иридиево-осмиевые россыпи Маймеча-Котуйской провинции - новый российский источник тугоплавких платиноидов* / К.Н. Малич, Н.С. Малич, О.Н. Симонов и др. / Отч. геология. 1998. № 3. С. 30-34.
8. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. 2-е изд., перераб. и доп. М., Недра, 1982, 279 с.
9. Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е. Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (Массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // *Геохимия.* 1994. №11. С. 1568-1577.
10. Когарко Л.Н., Хендерсон М., Фоланд К. Эволюция и изотопные источники Гулинского ультраосновного щелочного массива (Полярная Сибирь) // Докл. РАН, 1999. Т. 364. № 2. С. 235-238.
11. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Геохимия ультрамафитов платиноносного Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции // *Геохимия.* 1993. №11. С. 1523-1532.
12. Малич К.Н. Распределение платиноидов в ультрабазитах Гулинского массива, как индикатор их генезиса // *ЗВМО.* 1995. № 5. С. 16-31.
13. Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Геология и формационная принадлежность ультрамафитов Гулинского интрузива // *Недра Таймыра. Норильск-СПб.: ВСЕГЕИ,* 1997. Вып. 2. С. 86-103.
14. Малич К.Н., Оже Т. Состав включений в минералах осмия - индикатор условий образования Гулинского ультраосновного массива // Докл. АН СССР. 1998. Т. 361. № 6. С. 812-815.
15. *Очерки истории открытий минеральных богатств Таймыра.* Новосибирск: Издательство Новосибирского университета, филиал «Гео» Издательства СО РАН, 2001. 267 с.
16. Панина Л.И., Моторина И.В. Жидкостная несмешимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // *Геохимия.* 2008. № 5. С. 1-18
17. Панина Л.И., Усольцева Л.М. Пироксениты Крестовской щелочно-ультраосновной интрузии: состав родительских магм и их источники // *Геохимия.* 2009. № 2. С. 1-15.
18. *Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири* / А.М. Сазонов, Е.А. Звягина, С.И. Леонтьев, И.Ф. Гертнер, Т.С. Краснова, Ю.В. Колмаков, Л.И. Панина, А.И. Чернышов, С.М. Макеев. Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001. 510 с.
19. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.
20. Расс И.Т. Мелилитовые породы щелочно-ультраосновных комплексов северо-запада Сибири: петрохимия, геохимия, генезис // *Геохимия.* 2000. № 10. С. 1098-1108.
21. Расс И.Т., Плечов П.Ю. Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // Докл. РАН, 2000. Т. 375. № 3. С. 389-392.
22. Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии Сибирских меймечитов // *Геохимия.* 1991. № 8. С. 1084-1095.
23. *Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province* / N. Arndt, C. Chanvel, G. Czamansce, V. Fedorenko / *Contributions to Mineralogy and Petrology. Abstract Volume* 133. №3. 1998. P.1.
24. *U-Pb zircon and baddeleyite and U-Th-Pb perovskite ages for Siberian flood volcanism, Maymecha-Kotuy area, Siberia* / S.L. Kamo, G.K. Czamanske, Y. Amelin, V. Fedorenko, V. Trofimov / In: *Journal of 10th Goldschmidt Conference. Abstracts.* Cambridge Publications, 2000. V. 5 (2). P. 569.

УДК 549.27:622-1(571.54/.55)

МЕТАЛЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ПОРОДАХ И РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РАЙОНА

Б.И. Гонгальский
ИГЕМ РАН, г. Москва
kgrt-61@yandex.ru

Введение

Суперкрупные месторождения Северного Забайкалья разной специализации и различных генетических типов, история которых берет начало с палеопротерозоя расположены в краевой части Сибирской платформы. В это время были собраны почти все континентальные блоки архейского возраста [30] в составе суперконтинента Колумбия. В Канаде с этим рубежом ассоциируют Cu-Ni месторождения районов Томпсон, Рэгланд, а также Садбери (1,85 млрд лет), в Австралии - (1,87-1,81 млрд лет) месторождения оксидных и сульфидных руд [28]. Такие же месторождения известны и в пределах других кратонов и их образование многие связывают с внутриконтинентальным рифтогенезом [22, 27, 31]. Формирование ультрабазит-базитовых интрузивов, хромитовых, титаномагнетитовых, Cu-Ni с металлами платиновой группы (МПГ) месторождений происходило во внутрикратонных прогибах. Наиболее древними являются магматические месторождения Великой дайки (Зимбабве), Скандинавии, Кольского полуострова и Карелии, Канады, далее Бушвельда (ЮАР) и затем наступила эпоха 1,8-1,9 млрд лет, охватившая все будущие континенты.

В рифтовых структурах в южной части Сибирского кратона в позднем палеопротерозое происходило формирование вулканогенно-осадочных и осадочных отложений Аkitканского пояса и Кодаро-Удоканской зоны. В последней, наряду с одноименной впадиной известны и более мелкие трюги (Угуйский, Одогсинский, Нижнеханинский), сложенные карбонатно-терригенными отложениями. Мощность отложений Кодаро-Удоканского прогиба составляет 11-14 км [1]. Магматические породы палеопротерозоя представлены крупными массивами гранитоидов кодарского комплекса (Кодарский, Кеменский и др.), ультрабазит-базитовыми массивами чинейского комплекса (Чинейский, Луктурский, Майлавский и др.). Крупные массивы гранитоидов в геофизических полях выражены наиболее низкими значениями магнитных и гравитационных полей, их обрамля-

ют интрузивы чинейского комплекса с локальными максимумами Δg и ΔT . Массивы гранитоидов и ультрабазит-базитовых пород образовали блоки, устойчивые на протяжении последующей истории формирования и дешифрируются на космоснимках в виде кольцевых структур [4]. Линейные структуры между ними, выражены высокоамплитудными гравитационными ступенями [1]. Вертикальные перемещения блоков по ним достигали нескольких километров. На поверхности оказались разноглубинные составляющие вулканоплутонических и рудно-магматических систем: расслоенные массивы и дайки чинейского комплекса, магматические, гидротермальные и осадочные месторождения меди и других металлов.

Наибольшим минеральным разнообразием, масштабами оруденения отличаются многочисленные месторождения меди: уникальное по запасам Удоканское месторождение медистых песчаников [1] и ряд месторождений, также залегающих в осадочных породах (Сакинское, Правингамакитское, Ункур и др.); магматических медных и медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Чинейского, Луктурского и Майлавского массивов и крупнейшими запасами Fe-Ti-V руд [2]. Помимо главного металла – Cu – в этих месторождениях сосредоточены крупные запасы Ag, Au, МПГ. Уровень концентрации благородных металлов постепенно возрастает от осадочных месторождений к магматогенным. В месторождениях, относимых к спутникам Удокана, ус танавливаются существенно большие концентрации Au, Ag, МПГ и других элементов-примесей, чем в удоканских рудах. Более 40 млн т меди подсчитано в месторождениях этого участка земной коры: 20 млн т – Удоканское месторождение медистых песчаников, 12 млн т – другие месторождения, залегающие в осадочных породах и 8 млн т месторождения Чинейского массива.

Помимо протерозойских образований, рудопроявления меди с ураном, золотом встречаются и в более молодых породах: венд-кембрийских отложениях Верхнекаларской впадины, среди гранитоидов ингамакитского (позднепалеозойского)

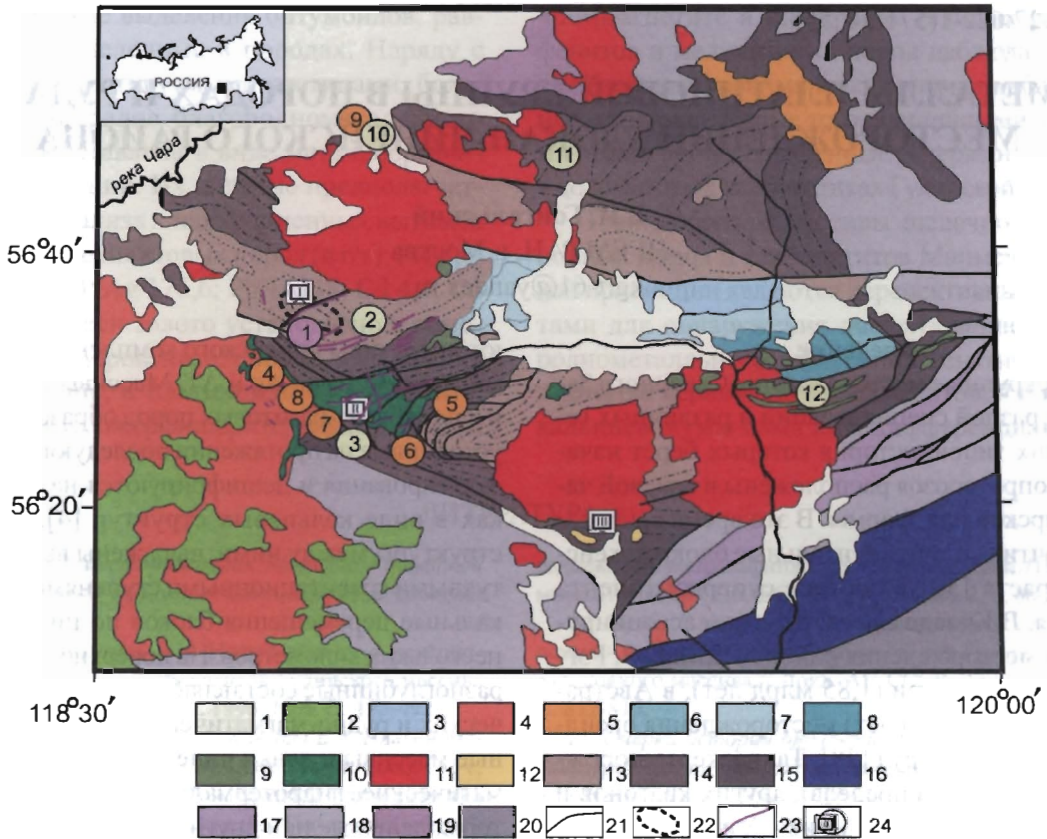


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Удоканской ветви Кодаро-Удоканского прогиба
 1 - четвертичные отложения; 2 - платобазальты (N_2-Q); 3 - юрские угленосные терригенные отложения; 4 - граниты, гранодиориты, граносиениты и монциониты ингамакитского комплекса (PZ_3); 5 - нефелиновые сиениты, граносиениты и монциониты ханинского комплекса (PZ_2); 6 - 8 - пестроцветные отложения: 6 - ордовика; 7 - кембрия; 8 - венда; 9 - габбро-диабазы, габбро и диабазовые порфириды доросского комплекса; 10 - расслоенные плутоны чинейского комплекса; 11 - граниты кодарского комплекса; 12 - редкометалльные граниты катугинского комплекса; 13-15 - карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса (13 - кеменская подсерия, 14 - чинейская подсерия, 15 - кодарская подсерия); 16 - анортозиты каларского комплекса; 17 - слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи субганского комплекса; 18 - тоналит-трондьемиповые ортогнейсы олекминского комплекса; 19 - чарская толща (гранат-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые, плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы, кварциты и магнетитовые кварциты); 20 - каларская толща (гранат-биотитовые плагиогнейсы с прослоями и линзами двупироксеновых кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, кварцитов и магнетитовых кварцитов); 21 - разрывные нарушения; 22 - горизонт сульфидных руд Удоканского месторождения; 23 - дайки габбро-диабазов; 24 - месторождения и рудопроявления меди: I - Удоканское, 2 - Сакинское, 3 - Правонингамакитское, 4 - Майлавакского массива, 5-8 - Рудное (5), Верхнечинейское (6), Сквозное (7), Контактное (8) Чинейского массива, 9 - Луктурское; 10 - Ункурское, 11 - Красное, 12 - Бурпала. Суперкрупные месторождения: I - Удоканское, II - Чинейского массива, III - Катугинское

комплекса и мезозойских базальтах Чукчудинского грабена [23].

Магматические породы палеопротерозоя представлены гранитоидами кодарского (1876-1873 млн лет [18]) и ультрабазит-базитовыми породами чинейского комплексов (1850-1880 млн лет [12, 20, 21]). Расслоенные массивы чинейского комплекса представлены хорошо изученным Чинейским массивом, перекрытым осадочными породами Верхнечарской впадины Луктурским и Майлавакским массивами. Последний выделен нами при изучении редких выходов габброидов по периферии Лурбунского массива гранитоидов позднепалеозойского возраста и в глубоких врезях

рек в центральной части этого массива. В неоген-четвертичное время габброиды Майлавакского массива и гранитоиды Лурбунского массива были перекрыты базальтами Удоканского лавового плато.

На картах гравитационного поля контуры Чинейского массива характеризуются наиболее высокими значениями по сравнению с более низким полем над Кодаро-Удоканским прогибом раннепротерозойских карбонатно-терригенных пород удоканской серии. На карте магнитного поля Чинейский массив характеризуется интенсивной локальной положительной аномалией. От Чинейского массива к западу аномалия магнитного поля занимает существенно большую площадь и ха-

рактирует перекрытый позднепалеозойскими гранитами Майлавский массив чинейского комплекса. Глубина залегания верхней кромки по интерпретации гравиметрических данных составляет 0,8-1,5 км (устное сообщение В.М. Кравченко). Габброиды Майлавского массива характеризуются близкими распределениями элементов-примесей с таковыми Чинейского массива [9], повышенными концентрациями титаномагнетита и пирит-халькопиритовой минерализацией.

Медная минерализация Кодаро-Удоканской зоны

Медные руды в магматических породах

Месторождения Чинейского массива. Чинейский анортозит-габбро-норитовый массив мощностью 2,5 км расслоенный интрузив с уникальными по запасам месторождениями ванадия и рядовыми меди и благородных металлов. Формирование массива происходило в результате последовательных поступлений генетически родственных базитовых магм, которые сформировали четыре группы пород с тонкой и грубой расслоенностью и разноранговой ритмичностью [6]. Первая группа представлена крупными ксеноблоками и ксенолитами пироксенитов, анортозитов и габброидов промежуточного состава. Основную часть массива составляют породы второй и третьей групп высоко- и низкотитанистых габброидов. Четвертая группа представлена гибридными породами (флюидно-магматическими брекчиями), которые наряду с приподошвенными силами рассекают массив в виде крутопадающих даек. Породы Чинейского массива прорываются дайками габбро-долеритов доросского неопротерозойского комплекса, мезозоя и неоген-четвертичного возраста. Породы второй группы составляют лейкогаббровую (верхнюю) и титаномагнетит-габбровую серии (нижнюю) серии (месторождения Fe-Ti-V руд Магнитное и Этырко), Эти породы стали вмещающими для внедрившихся магнезиальных расплавов (рис. 2г-е), с которыми ассоциируют сульфидные руды, с высокими концентрациями Au, Ag, Pt, Pd и других металлов (Рудное, Верхнечинейское, Сквозное, Контактное). Главные запасы сосредоточены в зоне контакта габброидов с карбонатно-терригенными породами удоканской серии нижнего протерозоя.

Эндоконтактовые руды приурочены к разным типам пород приподошвенной части массива, наиболее богатыми являются западный и восточный фланги интрузива. Эндоконтактовое оруденение крайне неравномерно. На фоне вкраплен-

ности сульфидов, как в титаномагнетитовых рудах (рис. 2б), так и в лейкократовых габбро (рис. 2а), отмечаются жилы и линзы сплошных руд. Интенсивность оруденения нарастает к поверхности контакта. Рудные тела субгоризонтальные пластообразной формы конформные основной расслоенности массива; мощность их 15-60 м, протяженность до сотен метров.

Эзоконтактовые руды концентрируются преимущественно в юго-восточном обрамлении Чинейского массива, поскольку в его юго-западной части контакт с вмещающими песчаниками уничтожен последующим внедрением гранитоидов ингамакитского комплекса. Руды залегают в виде сплошных жил и линз, а также вкрапленного ореола в ороговикованных песчаниках удоканской серии. Они выполняют систему субгоризонтальных трещин в приподошвенной части массива. Мощность рудных тел достигает первых метров при протяженности 10-20 м.

Сульфидные руды Чинейского массива комплексные: помимо Ni и Co они существенно обогащены благородными компонентами и включают в себя как Au-Ag, так и Pt-Pd минерализацию. Специфической особенностью является преобладание Cu над Ni.

По минеральному составу среди эндоконтактовых руд распространены пирротин-халькопиритовые руды. Помимо этих двух главных минералов в эндоконтактовых рудах определены титаномагнетит, магнетит, ильменит, а также сфалерит, галенит, пирит, пентландит, линнеит. Из минералов благородных металлов установлены золото самородное, кюстелит, сперрилит и минералы Pd (преимущественно теллуриды и арсениды). В западной части Чинейского массива в метасоматически измененных породах на контакте с гранитоидами ингамакитского комплекса развиты халькопирит-пиритовые руды. В эндоконтактовых рудах наблюдаются обособления арсенидов и сульфоарсенидов (кобальтина-герсдорфита, леллингита, саффорита и др.) в отдельные гнезда и прожилки среди сульфидных руд [16]. Эндоконтактовые руды в среднем обогащены пирротинном и содержат 16 мас.% халькопиритового минала и 1 мас.% Ni компонента, при относительном постоянстве Cu/Ni отношений. Концентрация Pd достигает 1,5 г/т, соотношение Pd/Pt всегда больше 1 и составляет 5-10. Содержания Ag всегда выше, чем Au и МПГ и достигает 15 г/т (Au составляет около 1 г/т). В эндоконтактовых рудах имеет место положительная корреляция пересчитанных на сульфидную фазу Au и Ag с

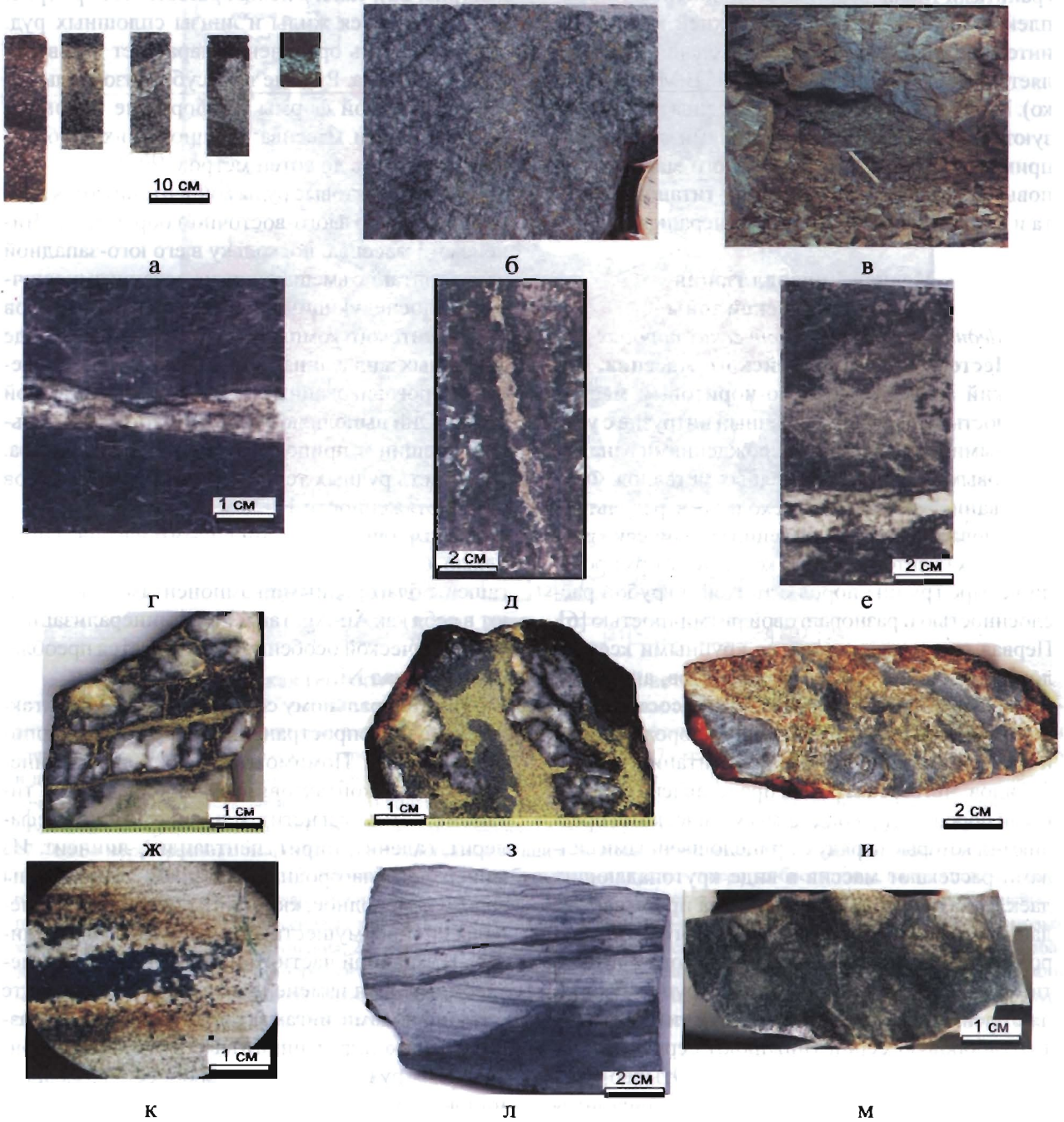


Рис. 2. Типы сульфидных руд месторождений Чинейского массива, Правоингамакитского и Удоканского месторождений

а, б - вкрапленность сульфидов в лейкократовых частях микроритмов (а) и титаноманетититах месторождения Магнитное (б); в - халькопиритовая линза Рудного месторождения; прожилки в титаноманетититах (г) и титаноманетит-пироксенитах (д, е) месторождения Этырко; ж, з, и - пирит-халькопиритовые жилы Правоингамакитского месторождения; к-м - Удоканское месторождение: к - линза халькозин-борнитового состава с магнетитовой вкрапленностью по периферии, л - тонкие слои магнетита (вверху) и халькозин-борнитовый прожилок (внизу), м - обломки песчаников сцементированных сульфидами (халькозин, борнит).

суммой МПГ и с Cu. Это свидетельствует о совместном образовании Pt-Pd и Au-Ag минерализаций, связанных с халькопиритовой составляющей эндоконтактовых пирротиновых руд.

Экзоконтактовые вкрапленные руды изменяются от пирротин-халькопиритовых до халькопиритовых. В локальных участках повышается доля пирита или борнита. Сульфоарсениды кобальтингерсдорфит часто замещают агрегаты сульфидов. Среди редких минералов диагностированы арсеногаухекорнит, маухерит, никелин, гессит, кубанит, маккинавит, миллерит, никелин, кобальтин, герсдорфит, галенит, сфалерит, гюбнерит, Ni-Vi соединения, самородный свинец, сперрилит и многочисленные минералы Pd, соединения его с Bi, Te, Sb, Sn и As. Экзоконтактовые сульфидные руды Чинейского плутона имеют преимущественно медный состав. Доля меди в сумме (Cu+Ni) составляет более 90%, соотношение этих металлов Cu/Ni колеблется от 50 до 900. Содержания Pd достигают 17,5 г/т, и Pd/Pt в сульфидной фазе экзоконтактовых руд значительно больше 1, достигая значения 100, что существенно выше, чем в эндоконтактовых рудах. При этом отмечаются более высокие концентрации Ag (160 г/т), и значения Ag/Au достигает 160. В целом, благородные металлы в экзоконтактовых рудах распространены крайне неравномерно, во вкрапленных рудах их уровень ниже, чем в сплошных. Здесь отмечаются иные, чем в эндоконтактовых рудах корреляционные зависимости, в особенности для руд с различными концентрациями меди. В отличие от эндоконтактовых руд, МПГ отрицательно коррелируется с Cu. Для Au и Ag, наблюдаются две тенденции: при низких концентрациях в сульфидной фазе Cu положительно коррелируется с (Au+Ag), а при высоких концентрациях отмечается обратная зависимость. Это дает основание говорить о несколько иных условиях их образования – либо существенной роли флюидов в первичном их образовании, либо о перераспределении рудных компонентов после кристаллизации.

Майлавский массив. Коренные выходы габброидов установлены в нескольких местах по руч. Скалистому (приток р. Ингамакит) и руч. Солонит (приток р. Чукчуду) имеют небольшие размеры (первые метры). Габброиды перекрыты биотит-роговообманковыми гранодиоритами ингамакитского комплекса, они рассекаются многочисленными жилками гранитов, пегматитов. В коренных выходах наблюдаются титаномагнетит-содержащие габброиды, идентичные таковым на Контактном месторождении Чинейского массива.

В них установлена редкая (3-5%) мелкая вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит). В делювиальных свалах пятнистые габбро с более крупной вкрапленностью и гнездами (1-1,5 см) пирита и халькопирита; их количество может достигать 20%. В единичных обломках мелагаббро, пироксенитов отмечается густая вкрапленность преимущественно пирита.

Луктурский массив расположен непосредственно под полотном железной дороги, в его строении преобладают нориты и габбро-нориты (скв. 34 глубиной 1900 м не вскрыла вмещающие породы). На поверхности наблюдается только небольшой выход биотит-содержащих габбро-норитов, основные пересечения верхней части массива были сделаны скважинами при гидрогеологических исследованиях. Фрагментарный материал позволяет констатировать присутствие в верхней части массива титаномагнетит-содержащих габбро и габброноритов с вкрапленным сульфидным оруденением. В отличие от руд месторождений Чинейского массива здесь отмечаются повышенные концентрации пентландита и миллерита, что приводит к преобладанию Ni над Cu в рудах.

Медные руды в осадочных породах

Удоканское Fe-Ag-Cu месторождение является частью крупного Намингинского рудного узла, куда относятся такие месторождения и рудопроявления как Правоингамакитское, Ункур, Сакинское (см. рис. 1). На Удоканском месторождении основной горизонт медистых песчаников приурочен к верхней подсвите сакуканской свиты (PR₁). В его пределах выделяются крупные линзовидные и пластовые тела, имеющие халькозин-борнитовый (67,5%), халькопиритовый (6,5%) и малахит-брошантитовый (26,0%) состав [1]. Руды месторождения среднего качества (1-2% Cu), с участками богатых (более 2% Cu). Выделяются борнит-халькозиновые, халькопиритовые первичные руды и вторичные малахит-брошантитового состава.

На Удоканском месторождении широко распространены послонные и секущие кварц-карбонатные прожилки с халькозин-борнитовой минерализацией, образование которых объяснялось региональным или контактовым метаморфизмом [15]. Нами на Удоканском месторождении было установлено более широкое распространение кулисообразных линзочек сульфидов с кварцем, а также секущих прожилков халькозин-борнитовых руд на участках Западном, Озерном, Наминга. Были также обнаружены зоны брекчированных вмещающих пород (песчаников, аргиллитов),

сцементированных жильным кварцем с халькозином, борнитом и халькопиритом (см. рис. 2м). Кварц-сульфидные прожилки окаймляются метасоматическим магнетитом (см. рис. 2к, л), который отличается от магнетита осадочных слоев по морфологии и составу. В них устанавливаются повышенные концентрации Au – до 0,3 г/т, (в то время как в безрудных песчаниках их концентрации менее 0,01 г/т [17]).

Правоингамакитское месторождение расположено в ближайшем обрамлении Чинейского массива. Оно разведывалось как месторождение медистых песчаников в 60-е годы прошлого столетия Удоканской экспедицией. При детальном изучении этих руд авторами в 2004-2006 гг. выяснилось, что оно имеет более сложное строение и сильно отличается от эталонного объекта данного генетического типа – Удоканского месторождения. Вмещающими породами рудных тел являются терригенно-карбонатные породы средней части Читкандинской подсвиты удоканской свиты (PR₁). Прерывистый меденосный горизонт прослежен на поверхности по простиранию почти на 10 км. Рудные тела на месторождении представлены двумя типами: 1) жилами и линзами, сложенными молочно-белым сливным кварцем с прожилками и гнездами сульфидов (см. рис. 2ж-и); 2) кулисообразно залегающими залежами массивных сульфидов, окруженными вкрапленностью пирита и халькопирита. Протяженность кварцевых жил по простиранию достигает первых десятков метров при мощности от 0,3 до 1 м, а сульфидных тел мощностью 3-5 м и протяженностью 300-440 м. Содержание Cu в рудных телах колеблется от 0,47 до 2,5 мас. %, причем они характеризуются высокими и сильно варьирующими соотношениями Cu/Ni (от 10 до 700 для разных участков).

Золото-платиномедные руды Правоингамакитского месторождения отличаются от медных руд Удокана и сходны с экзоконтактовыми рудами месторождения Рудное Чинейского массива [5, 11].

Сульфидные руды. Залегающие в осадочных и магматических породах месторождения сульфидные руд характеризуются близким химическим составом (резким доминирование меди над остальными полезными компонентами), вариациями одних и тех же элементов-примесей (Ag, Au, МПГ), набором слагающих их минералов (табл. 1).

Устанавливается закономерное изменение составов главных рудообразующих сульфидов в разных типах руд. Так, концентрации Ni в пирротинах возрастают от Контактного месторожде-

ния к Рудному и Верхнечинейскому в Чинейском массиве, промежуточные значения характерны для пирротинов Луктурского массива. Высоконикелистый (1,1 % Ni), но низкокобальтовый пирит (0,1%) обнаружен в рудах Луктурского массива (максимальные концентрации Co – 2,5% - наблюдаются в верхнечинейских пиритах). Также повышенные концентрации Ni и Co отмечаются в пиритах Базальтового участка Правоингамакитского месторождения по сравнению с таковыми Контактного и нижних горизонтов Удоканского месторождений (участок Наминга). Повышенные содержания As и Se обнаружены в халькопиритах Луктурского и Майлавского массивов, Правоингамакитского месторождения, а также Контактного и Верхнечинейского месторождений Чинейского массива. Пониженные концентрации этих элементов типичны для халькопиритов Рудного месторождения (Чинейский массив) и участка Озерный Удоканского месторождения.

Распределения МПГ в рудах месторождений Чинейского массива изучено ранее [7, 8, 25], здесь приведены новые данные, а также данные по другим месторождениям и рудопроявлениям (табл. 2, рис. 4).

Отношения Pd/Pt в рудах и минерализованных зонах характеризуется большими вариациями (более трех порядков), в большинстве проб при невысоких значениях каждого из элементов отношение близко к единице, при содержаниях более 1 г/т Pd отношение возрастает до 30 – 110. На глубине 985-995 м в скважине 11 в титаномагнетитовых лейкогаббро с вкрапленностью сульфидов установлено резкое преобладание Pt над Pd (Pd/Pt – 0,01-0,03; анализы 25, 26, табл. 2).

Во вкрапленных рудах Луктурского массива устанавливаются концентрации Pd равные 0,03-0,3 г/т, Pt – 0,05-0,36 г/т. В одной пробе из вкрапленных руд Майлавского массива Pd-2,0 г/т, Pt-0,9 г/т, Ag-4 г/т.

В пирит-халькопиритовых рудах в песчаниках Базальтового участка Правоингамакитского месторождения установлены высокие 12,6-12,7% содержания Cu, при низких содержаниях Ni и Co, в кварцпирит-халькопиритовых рудах при содержаниях Cu 5-7% более высокие содержания Ni – 0,14-0,76 мас.%, что отличает их от руд месторождений Чинейского массива, тем более удоканских руд.

В связи с уран-редкометальной минерализацией, установленной в западной части Чинейского массива [10, 19] может вызвать интерес находка повышенных концентраций Pd (1,3 г/т) и Au (0,2 г/т) в альбититах в верхней части разреза

Таблица 1

Состав минералов месторождений Удокан-Чинейского района (мас.%)

№ п/п	S	Fe	Ni	Cu	Co	As	Se	Сумма	№ обр.
1	33.37	29.57	35.26	0.00	1.12	0.19	0.18	99.68	34-514,5
2	32.38	28.95	37.02	0.00	0.68	0.18	0.14	99.35	34-442,9
3	32.45	28.10	31.48	0.00	7.45	0.22	0.21	99.91	63-595,9
4	32.27	28.78	31.78	0.00	6.44	0.23	0.23	99.71	63-595,9
5	32.82	27.79	36.93	0.00	1.68	0.16	0.19	99.58	11-1323,7
6	32.86	28.21	36.66	0.00	2.00	0.15	0.22	100.09	11-1323,7
7	52.41	45.47	0.97	0.01	0.69	0.14	0.08	99.76	34-514,5
8	51.85	45.71	1.10	0.00	0.10	0.14	0.09	98.99	34-442,9
9	52.12	44.71	0.01	0.23	2.54	0.14	0.20	99.96	63-434,7
10	52.16	44.77	0.02	0.22	2.42	0.11	0.15	99.86	63-434,7
11	52.79	46.83	0.01	0.00	0.36	0.17	0.13	100.29	09-197,5
12	52.51	46.80	0.02	0.00	0.56	0.20	0.14	100.22	09-197,5
13	53.68	47.22	0.00	0.01	0.00	0.03	0.08	101.03	руд-10
14	53.85	47.50	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	101.47	руд-13
15	52.80	46.39	0.21	0.20	0.65	0.22	0.15	100.63	5045-7
16	52.43	45.70	0.32	0.19	0.91	0.09	0.22	99.86	5045-8
17	52.23	47.36	0.03	0.00	0.13	0.08	0.16	99.99	нам-9-1
18	52.85	47.17	0.03	0.00	0.18	0.14	0.15	100.51	нам-9-2
19	38.98	58.87	0.51	0.01	0.09	0.17	0.15	98.77	34-514,5
20	38.47	58.70	0.79	0.00	0.10	0.16	0.13	98.34	34-442,9
21	37.82	59.24	0.64	0.01	0.14	0.26	0.14	98.25	63-434,7
22	37.26	60.12	0.36	0.00	0.10	0.14	0.10	98.06	63-595,9
23	38.76	57.79	1.62	0.00	0.15	0.17	0.10	98.58	11-1323
24	39.29	58.60	1.17	0.00	0.07	0.04	0.10	99.30	руд-3-15
25	39.25	59.22	0.59	0.02	0.00	0.03	0.10	99.21	руд-3-20
26	34.51	30.63	0.03	34.01	0.06	0.28	0.26	99.78	34-514,5
27	34.72	30.59	0.02	33.77	0.06	0.22	0.19	99.56	34-514,5
28	34.95	30.59	0.00	34.03	0.00	0.05	0.11	99.73	руд-14а
29	34.81	31.45	0.04	33.15	0.00	0.04	0.07	99.58	руд-15а
30	34.49	30.23	0.01	33.79	0.05	0.26	0.20	99.02	11-1323
31	33.45	30.93	0.04	34.22	0.07	0.22	0.27	99.20	63-434,7
32	34.64	30.30	0.00	34.27	0.06	0.18	0.26	99.71	5008.00
33	34.05	30.21	0.00	34.18	0.06	0.17	0.19	98.86	5008.00
34	34.62	30.27	0.01	34.66	0.00	0.10	0.07	99.73	оз-10
35	34.65	29.66	0.00	34.91	0.00	0.02	0.05	99.30	оз-20
36	34.75	30.39	0.00	34.45	0.06	0.18	0.16	99.99	5038
37	34.39	30.32	0.00	34.48	0.05	0.20	0.26	99.70	5045
38	34.22	30.27	0.00	34.47	0.06	0.15	0.17	99.34	5045
39	22.54	7.07	0.00	72.84	0.01	0.07	0.18	102.72	руд-12
40	26.00	8.53	0.00	67.04	0.01	0.04	0.14	101.77	оз-16
41	19.66	6.85	0.00	72.82	0.01	0.00	0.00	99.34	оз-19
42	22.80	4.09	0.00	75.55	0.01	0.06	0.09	102.59	кр-3
43	22.92	4.37	0.00	75.22	0.01	0.07	0.17	102.76	кр-5
44	32.52	1.53	0.00	64.19	0.02	0.06	0.05	98.36	оз-18
45	31.12	0.05	0.00	69.81	0.02	0.03	0.09	101.11	оз-15
46	22.31	0.11	0.00	79.13	0.02	0.05	0.12	101.75	кр-4
47	22.30	0.17	0.00	79.07	0.02	0.15	0.13	101.82	кр-6

Примечания. 1). Анализы выполнены в Институте Химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия) с помощью микрорентгеноспектрального анализа (JXA 8200 фирмы «GEOL»). 2) Минералы: № 1-6 – пентландит, 7-18 – пирит, 19-25 – пирротин, 26-38 – халькопирит, 39-43 – борнит, 44-47 – халькозин. 3). Номера образцов соответствуют: № скважины-глубина (в м); месторождения: 34 – Луктурского массива; Чинейского массива: 63 – Верхнечинейское, 09-11 – Контактное, руд – Рудное; 5008 – рудопроявление Майлавского массива, 5038, 5046 – Правонингамакитское месторождение, оз и нам – Озерный и Намингинский участки Удоканского месторождения, кр – месторождение Красное.

чинейской серии удоканского комплекса [13]. Было обнаружено более десятка зерен палладиевых фаз, которые с некоторой долей условности могут быть определены как соболевскит, фрудит, мертиит и паоловит. Кроме того, из благородно-металлических минералов обнаружены электрум и

гессит, а из базовых в тяжелом концентрате – халькопирит и уранинит.

Обсуждение результатов

Поскольку вмещающие сульфидные руды карбонатно-терригенные и магматические породы

Содержания Pt, Pd, Au в породах и рудах

№ п/п	Pd	Pt	Au	№ п/п	Pd	Pt	Au
1	0.060	0.010	н/о	41	0.100	0.100	н/о
2	0.070	0.030	н/о	42	12.260	0.480	0.420
3	0.030	0.010	н/о	43	14.760	4.710	0.720
4	0.040	0.070	н/о	44	0.950	0.041	0.140
5	0.010	0.040	н/о	45	1.360	0.199	0.190
6	0.020	0.010	н/о	46	0.810	0.041	0.130
7	0.020	0.030	н/о	47	0.990	0.043	0.070
8	0.020	0.020	н/о	48	2.840	0.053	0.030
9	0.070	0.120	н/о	49	2.010	0.270	0.079
10	0.040	0.040	н/о	50	7.400	0.220	н/о
11	0.050	0.150	0.250	51	0.740	0.160	н/о
12	0.200	0.180	0.210	52	1.710	0.072	0.350
13	0.162	0.041	0.020	53	2.750	1.350	н/о
14	2.050	0.041	0.470	54	0.360	0.300	н/о
15	1.750	0.048	0.380	55	0.110	0.190	н/о
16	4.510	0.041	0.500	56	0.030	0.150	н/о
17	3.510	0.099	0.210	57	0.070	0.120	н/о
18	0.300	0.090	н/о	58	0.130	0.210	н/о
19	0.500	0.130	н/о	59	0.050	0.060	н/о
20	0.400	0.030	н/о	60	0.110	0.060	н/о
21	0.090	0.010	н/о	61	0.060	0.070	н/о
22	0.100	0.070	н/о	62	0.030	0.080	н/о
23	0.160	0.240	н/о	63	0.070	0.050	н/о
24	1.500	0.500	н/о	64	0.910	2.000	0.060
25	0.014	0.075	0.021	65	1.220	5.300	0.200
26	0.013	0.766	0.058	66	6.200	2.200	0.230
27	0.037	1.186	0.110	67	1.450	0.200	0.120
28	0.064	0.175	0.023	68	0.950	0.100	0.360
29	0.120	0.060	0.030	69	1.100	0.090	0.220
30	0.650	0.230	0.110	70	0.018	0.005	0.040
31	0.750	0.600	0.125	71	0.600	0.040	0.110
32	1.600	0.950	0.135	72	0.480	0.040	0.360
33	2.430	0.055	0.053	73	0.650	0.005	0.140
34	2.440	0.075	0.043	74	0.025	0.010	0.200
35	0.021	0.041	0.113	75	0.380	0.010	0.090
36	0.027	0.042	0.500	76	0.014	0.015	0.140
37	0.550	0.170	н/о	77	0.009	0.003	0.115
38	0.369	0.051	0.021	78	0.008	0.003	0.130
39	0.800	0.110	н/о	79	0.008	0.000	н/о
40	0.550	0.910	0.046	80	0.009	0.060	н/о

Примечания: Химико-спектральные анализы выполнены в ИГЕМ РАН, аналитики Г.Е. Белоусов и В.А. Сычкова, 83-88 в Институте Минералогии, геохимии и рудообразования НАН Украины методом пробирной плавки со спектральным аналитическим окончанием, аналитик - А.А. Юшин. Н/о - содержания не определялись. Месторождения и рудопроявления (*): 1-21 - Контактное, 22-29 - Этырко, 30-32 - Сквозное, 33-36 - Магнитное, 37-53 - Рудное, 54-63 - *Луктурское, 64-65 - *Майлавское, 66-69 - *Базальтовое, 70-78 - Правонингамакитское, 79-80 - Удоканское.

Удокан-Чинейского района имеют палеопротерозойский возраст, логично было бы искать общность в происхождении месторождений меди и сопутствующих металлов, залегающих в различных средах. Дискуссия о происхождении Удоканского и Чинейских месторождений продолжается уже на протяжении нескольких десятилетий [1]. Споры о первичности сульфидных руд [3], связанных с расслоенными массивами [14], или залегающими в осадочных породах [15] базировались на аргументах этих крайних составляющих

единой рудно-магматической системы. Месторождения, существенно отличающиеся по многим параметрам от Удоканского и Чинейских месторождений, но залегающие в осадочных породах, рассматривались как месторождения-спутники Удокана и в генетическом отношении как его полные аналоги, имеющие осадочное происхождение. Этим во многом объясняются возникавшие затруднения в расшифровке структуры таких месторождений и направлений геолого-разведочных работ.

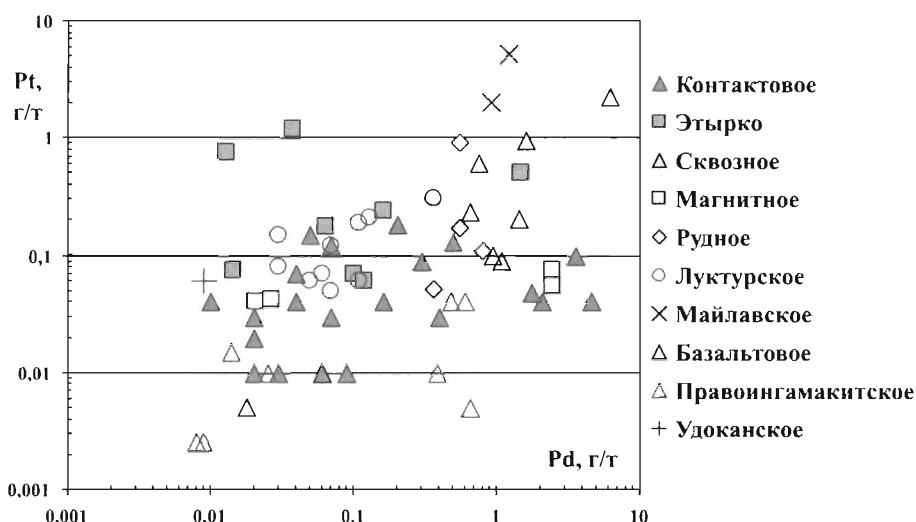


Рис. 3. Концентрации Pt, Pd, Au в рудах месторождений Удокан-Чинейского района

В первые годы изучения сульфидных руд Чинейского массива [26] предполагался ликвидационный характер руд и локализация их вдоль контакта с вмещающими терригенными породами. В последующем был установлен прерывистый характер рудных тел (месторождения Рудное, Верхнечинейское, Сквозное, Контактное) и их ассоциация с флюидно-магматическими брекчиями. Отсутствие сульфидных руд вдоль южного контакта массива между Верхнечинейским и Сквозным месторождениями (см. рис. 1) может быть «компенсировано» рудными телами Правоингамакитского месторождения. Экзоконтактовые руды участка Сквозной вместе с эндоконтактовыми рудами позже были выделены в Сквозное месторождение Чинейского массива. Другие участки Правоингамакитского месторождения (Валунный, Базальтовый, Правоингамакитский) по своему составу (пирит-халькопиритовые), с высокими концентрациями Co, Ni, Au и Ag, МПП более близки к экзоконтактовым рудам месторождений Чинейского массива, чем к рудам Удоканского месторождения [17]. Преобладание жильных сульфидных тел на месторождении Ункур, расположенном в южном экзоконтакте Луктурского массива чинейского комплекса с Cu-Ni рудами также подтверждает наше предположение о более широком развитии гидротермальных сульфидных руд, залегающих среди карбонатно-терригенных пород удоканской серии. Вкрапленность пирит-халькопиритовых руд установлена нами также в титаномагнетитовых габброидах Майлавского массива.

Промышленные концентрации сульфидов установлены в эндо- и экзоконтактовых зонах Чинейского массива (месторождение Рудное в

восточной части массива, Верхнечинейское, Сквозное – в южной его части, и Контактное – в западной). Сульфиды выявлены и в центральной части интрузива – в виде прожилково-вкрапленных зон в высокотитанистых габброидах (титаномагнетитовые месторождения Этырко и Магнитное – [16]), а также субогласные с ритмическими единицами зоны пирит-халькопиритовых вкрапленных руд с тонким самородным золотом в западной части массива [24]. Основные различия между вкрапленными и прожилково-вкрапленными эндо- и экзоконтактовыми рудами сводятся к различиям их минералого-геохимических характеристик: в первых Cu/Ni отношение достигает 1:10 (выделяются халькопирит-пирротиновые и пирротин-халькопиритовые минеральные разновидности), а во вторых – 1:100 (преобладают существенно халькопиритовые руды, реже – борнит-халькопиритовые). Минеральный состав Контактного месторождения отличается от состава руд остальных участков преобладанием пирит-халькопиритовых разновидностей.

Во всех типах руд устанавливаются повышенные концентрации МПП, меняющиеся от эндо- к экзоконтактовым рудам [7, 25]. В западной части массива обнаруживаются и жильные руды, оторванные на первые десятки метров от подошвы интрузива. Они почти полностью сложены халькопиритом, но содержат много второстепенных и редких минералов, таких как миллерит, кобальтин, герсдорфит, никелин, арсеногаухекорнит, майченерит, садбернит, котульскит и др.

Детальное изучение результатов фракционирования расплавов показало, что более высокотемпературные (меланократовые) минералы являют-

ся кумулятивными фазами и составляют нижние части ритмических единиц, а низкотемпературные накапливались в верхних частях. Сульфидные минералы в строении расслоенных подразделений являются наиболее низкотемпературными образованиями и их кристаллизация имеет существенно более низкие температуры по отношению к силикатным составляющим магматических пород. Остаточный расплав-флюид кристаллизовался под литологическим экраном, при его наличии, или перемещался в вышележащие вмещающие породы, которые могли быть магматическими более ранних этапов кристаллизации или осадочными для всего магматического комплекса. Сульфидные руды среди титаномагнетитовых рудных залежей месторождений Магнитное и Этырко являются наложенными, экзоконтактовыми для кристаллизовавшихся низкотитанистых расплавов. Перемещение такого остатка еще выше во вмещающие осадочные породы и отложение их приводило к образованию экзоконтактовых руд (Рудное, Верхнечинейское, Сквозное месторождение). Последнее одновременно принадлежит к северному флангу Правоингамитского месторождения (участок Сквозной). Более удаленные от контакта Чинейского массива рудные тела уже не рассматривались в ассоциации с Чинейским массивом, а выделялись в ранг месторождений сателлитов Удоканского месторождения, сходство которых определялось только локализацией в осадочных породах. Существенно жильный тип их объяснялся метаморфизмом осадочных руд. Геохимических сравнений таких руд практически не проводилось. Десятилетние дискуссии проводились на основании сравнения руд практически монометалльного Удоканского и полиметалльных месторождений Чинейского массива.

Первые сульфидные включения устанавливаются в интерстициальных лейкократовых обособлениях (см. рис. 2а), насыщенных летучими компонентами в ассоциации с биотитом, кварцем, микроклином и акцессорными минералами (апатит, циркон, флюорит и др.). Линзы сплошных борнит-халькопиритовых (месторождение Рудное Чинейского массива) или пирит-халькопиритовых руд (месторождение Контактное) вероятно кристаллизовались из сульфидных расплавов, которые образовались в результате ликвации остаточного флюидо-расплава (см. рис. 2в). Отделявшиеся флюиды формировали гидротермальные системы, выносившие металлы из магматического очага во вмещающие породы. Причем вмещающими становились и ранее закристаллизованные породы

этого же комплекса (см. рис. 2б, г-е), о чем свидетельствуют зоны прожилкового сульфидного оруденения в высокотитанистых габброидах (см. рис. 3), в которые внедрились более магнезиальные расплавы. Во вмещающих карбонатно-терригенных породах уже гидротермальные растворы формировали рудные тела, в частности Правоингамитского месторождения. В нем, а также в месторождениях Ункур, Красное, Бурпала устанавливаются более высокие концентрации Ag, Au и других металлов, чем в рудах Удоканского месторождения. В районе штольни 2 участка Наминга Удоканского месторождения в зоне выклинивания халькозин-борнитовых руд наблюдаются многочисленные послонные и секущие прожилки, которые не могли образоваться без участия высокотемпературных гидротермальных растворов [29].

Тектонические перемещения блоков земной коры вывели на современную дневную поверхность месторождения разных типов и образованные в разных геологических обстановках (рис. 4): медно-сульфидные руды, связанные с расслоенными массивами; месторождения медистых песчаников, сформированных в придонных частях поверхностных водных бассейнов; существенно гидротермальные медные руды в кварцевых жилах в обрамлении Чинейского массива.

Таким образом, закономерное распределение в пространстве осадочных и магматических месторождений позволяет рассматривать их в рамках единой Удокан-Чинейской рудно-магматической системы (РМС). Вертикальный размах

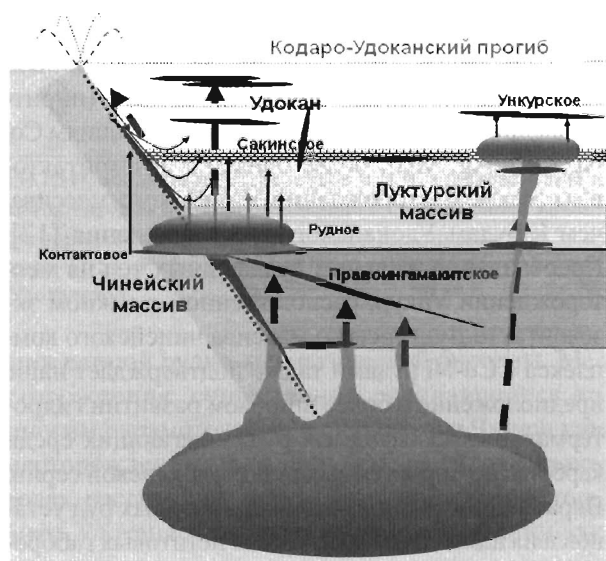


Рис. 4. Модель формирования сульфидных руд Удокан-Чинейской рудно-магматической системы

такой РМС по геофизическим данным составляет не менее 4,5-5 км [1]. В ней последовательный ряд месторождений и рудопроявлений от магматического генезиса (вкрапленные и сплошные сульфидные руды в центральных и эндокон-

тактовых частях расслоенных ультрабазит-базитовых массивов) сменяется гидротермально-осадочными месторождениями в осадочных породах в обрамлении габброидных массивов и далее месторождениями в осадочных породах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения Читинской области России // Чита. 2004. 520 с.
2. Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка зоны БАМ // Чита. 2002. 61 с.
3. Гонгальский Б.И. О происхождении медных руд в осадочных и магматических (Чинейский массив) горных породах // Чита, Недра Востока, 1993. №2. С. 2-4.
4. Гонгальский Б.И. Сульфидные руды Удокан-Чинейского рудного района. Труды XXI Межд. Конф. посв. 100-летию акад. В.И. Смирнова // Москва, МГУ, 2010. 272-289.
5. Гонгальский Б.И., Изох А.Э., Кривенко А.П. и др. Гигантские концентрации меди в месторождениях Кодаро-Удоканского района (С. Забайкалье) // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Москва, ИГЕМ РАН, 2005. С. 206-217.
6. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон // Новосибирск: Наука. 1993. 184 с.
7. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Минералогия и геохимия платиновых металлов Чинейского массива (Северное Забайкалье) // Платина России. – Т. IV. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). - М.: ЗАО «Геоинформарк», 1999. - С.30-40.
8. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. О платиноносности Чинейского расслоенного массива // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука. 1994. С. 144-154.
9. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строние, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. № 7, 2008. С. 691-720.
10. Гонгальский Б.И., Л.Б. Макарьев, С.К. Вояковский. Мезо-кайнозойский магматизм Удокан-Чинейского района и урановое оруденение // Вулканизм и геодинамика. Петропавловск-Камчатский. 2009.
11. Гонгальский Б.И., Ю.Г. Сафонов, Н.А. Криволицкая, В.Ю. Прокофьев, А.А. Юшин. Новый тип медно-благороднометалльного оруденения в Северном Забайкалье // Докл. РАН, 2007. Том 414. №5. С. 645-648.
12. Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // 2008. С. 57-60.
13. Кнауф В., Ланда Э., Макарьев Л. Минералы платиновой группы в альбититах чинейской серии (Восточное Забайкалье). http://www.natires.com/rp2m_udok.htm
14. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986.
15. Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удокана // М.: Наука. 1983. 248 с.
16. Криволицкая Н.А. Сульфидная минерализация Чинейского массива / Геология рудных месторождений. 1986, № 5, с. 94-100.
17. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых / Том 2. Стратегические виды рудного сырья // М.: ИГЕМ РАН. 2006. 672 с.
18. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и туруингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. с. 267-279.
19. Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б., Вояковский С.К. и др. Перспективы выявления новых типов комплексного уранового оруденения в Кодаро-Удоканской минералогической зоне (Чинейский массив) // В сб.: Мат-лы по геологии мн. урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 152. М., 2008. С. 117-124.
20. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 12. с. 1227-1241.
21. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. РАН, 2009. Т.242. №4. С. 517-521.
22. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны) // М.: Научный мир, 2008. 184 с.
23. Ступак Ф.М., Кренделев Ф.П., Криволицкая Н.А., Ступак Р.М. Новый тип медного оруденения в хр. Удокан // ДАН СССР 1987. Т.297. № 4. С.929-931.
24. Татаринцев А.В., Яловик Л.И., Четкин В.С. Динамометаморфическая модель формирования расслоенных массивов основных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье) // Новосибирск: Наука. 1998. 120 с.
25. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.И., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы // Новосибирск. «Параллель». 2008. 194 с.
26. Четкин В.С. Некоторые особенности медно-никелевого оруденения в Чинейском стратифицированном габброноритовом плутоне // Геология и полезные ископаемые Забайкалья. - Чита: ЗабНИИ. 1966. С.54-65.
27. Ernst, R.E. Large Igneous Provinces in Canada Through Time and Their Metallogenic Potential // Mineral Deposits Division, Special Publication, 2007, No5, pp. 929-937.
28. Fraser, G. L., Huston, D. L., Gibson, G. M., et al. Geodynamic and Metallogenic Evolution of Proterozoic Australia from 1870 - 1550 Ma: A Discussion // Geoscience Australia Record, 2007, 16, 76 p.
29. Gongalskiy B. and N. Krivolutsкая. Udokan-Chiney ore-magmatic system, Russia // Northwestern Geology. 2009. V.42. P.180-184.
30. Rogers, J.J.W. and Santosh, M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent // Gondwana Res., 2002, No5, pp. 5-22.
31. Zhao G.C., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent // Earth Sci. Rev., 2002, v. 59, Iss. 1.4, p. 125-162.

О ПЕРСПЕКТИВАХ РАСШИРЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ПЛАТИНОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г.В. Поляков, А.Э. Изох

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Исследованиями последнего десятилетия в южном обрамлении Сибирской платформы выделена Саянская докембрийская металлогеническая зона, объединяющая Кингашскую группу платинометалльно-медно-никелевых месторождений Канского зеленокаменного пояса и близкие по составу рудопоявления Алхадырского террейна в Бирюсинском блоке докембрийских структур Присяянья [6, 8, 9, 21, 28, 29, 39, 40]. Широкомасштабное комплексное изучение этой зоны показало, что она может быть отнесена к разряду особо крупных минерально-сырьевых объектов на юге Сибири. Имеющиеся материалы по докембрийским ультрамафит-мафитовым комплексам Енисейского кряжа [15, 19, 36, 45], а также расположенным восточнее расслоенным массивам Байкало-Патомского и Кодаро-Удоканского перикратонных прогибов юго-восточной окраины Сибирской платформы (2, 3, 23, 43, 50) позволяют существенно расширить границы и перспективы этого региона и выделить его в качестве обширной докембрийской платинометалльно-медно-никелевой (МПП-Cu-Ni) провинции, прилегающей к Сибирской платформе. В нее могут быть включены, помимо Саянской зоны, Енисейский кряж – на северо-западе, Байкало-Патомский и Кодаро-Удоканский прогибы – на юго-востоке (рис. 1).

Платиноносные комплексы Саянской зоны и Енисейского кряжа

Саянская зона, занимающая центральное положение в докембрийских тектонических сооружениях южного обрамления Сибирской платформы (рис. 1), относится к категории линейных высокоомобильных глубокопроницаемых структур, в которой фиксируются зеленокаменные пояса, насыщенные продуктами ультраосновного и основного магматизма с многочисленными МПП-Cu-Ni рудопоявлениями [8, 9, 15, 19, 36, 45]. В её пределах выделяются три различающихся по возрасту, строению и составу структурно-формационных блока: Канский, Бирюсинский и Шары-

жалгайский. В первых двух сосредоточены главные рудные узлы этой зоны: Кингашский в Канском, и Барбитайский – в Бирюсинском блоках.

В Канском блоке, отвечающем по составу слагающих комплексов зеленокаменным поясам, находится наиболее крупная и хорошо изученная Кингашская группа платинометалльно-медно-никелевых месторождений [8]. Рудопродуктивным для собственно Кингашского месторождения является по О.М. Глазунову и др. [8], одноименный преимущественно ультрамафитовый (габбро-перидотитовый) массив, который относится к особому, железистому типу гипербазитов. В сочетании с вмещающими высокомагнезиальными вулканитами Канского пояса рудоносные интрузии образуют вулcano-плутоническую ассоциацию, принадлежащую по оценкам ряда исследователей [15, 19, 21] к коматиит-базальтовым сериям. Кингашский массив характеризуется контрастно-дифференцированным внутренним строением, а в отдельных интервалах разреза отчетливо проявленной магматической расслоенностью. В нём прослеживается последовательная смена вверх по разрезу дунит-перидотит-пироксенитовых горизонтов существенно габброидными. Наиболее высокие концентрации платины и палладия приурочены к нижней преимущественно ультрамафитовой части плутона. Здесь находится относительно мощная рудная зона сульфидов меди и никеля, суммарные содержания платиноидов в которой достигают 17 г/т [8]. Характер рудной минерализации свидетельствует о принадлежности массива к МПП-содержащим существенно никелевым месторождениям сульфидного типа.

По геологическому строению, возрасту, особенностям состава и внутреннего строения, характеру сульфидной медно-никелевой и платинометалльной минерализации Кингашское месторождение сопоставляется с месторождением Джинчуань в Северном Китае, которое также приурочено к приплатформенным докембрийским структурам (Северо-Китайский и Таримский блоки). Радиологические датировки для пород и

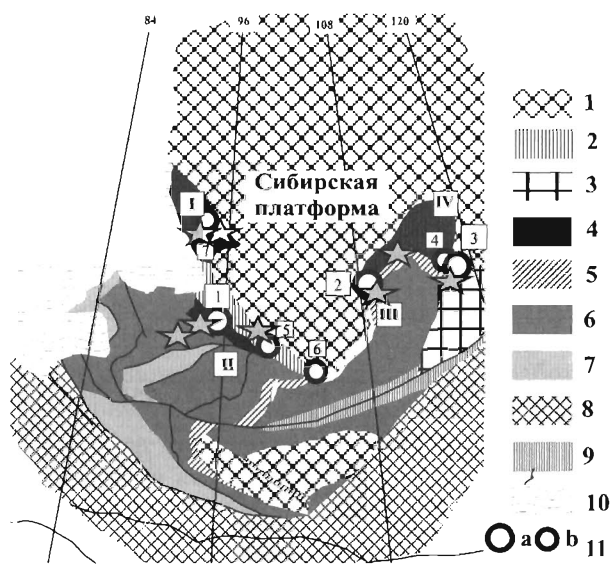


Рис. 1. Схема размещения докембрийских платинометалльных ареалов в структурах южного обрамления Сибирского кратона

I – Енисейский кряж, II – Саянский (Канская и Бирюсинская глыбы), III – Байкало-Патомский, IV – Кодаро-Удоканский. 1 – континенты и микроконтиненты; 2 – выходы фундамента Сибирской платформы; 3 – ремобилизованные докембрийские блоки; 4-9 – складчатые области: 4 – рифейские; 5 – рифей-вендские; 6 – раннекаледонские; 7 – позднекаледонские; 8 – герцинские; 9 – пермо-триасовые; 10 – отложения чехла Западно-Сибирской плиты; 11 – платинометалльные месторождения и рудопроявления (а – месторождения; б – рудопроявления): 1 – Кингашское; 2 – Йоко-Довыренское; 3 – Чинейское; 4 – Луктурское; 5 – Тартайское; 6 – Малозадойское; 7 – Шумихинский массив (предполагаемое); звездочкой показаны проявления сперрилитовой (PtAs₂) россыпной минерализации

руд Кингашского месторождения составляют 850 млн лет [16], а для месторождения Джинчуань 825 млн лет [53].

Расположенный к северо-западу от Канского пояса Енисейский кряж также следует рассматривать как перспективный в отношении Cu-Ni и платинометалльного оруденения регион. С учётом имеющихся новых данных на нём следует остановиться несколько подробнее. Здесь широко проявлены разнообразные преимущественно докембрийские ультрабазит-базитовые ассоциации, с которыми связаны геохимические ореолы меди и никеля, а также практически не исследованные точки Cu-Ni минерализации [15]. В Заангарской части Енисейского кряжа в позднем неопротерозое широко проявился рифтогенный и внутриплитный магматизм (чапинский щелочно-пикрит-лампроитовый, захребетнинский габбро-нефелинсиенитовый, чивидинский трахибазаль-

товый, среднетатарский ийолит-фойяитовый, пенченгинский фенит-карбонатитовый [33] комплексы). С этим этапом связываются высокопродуктивные золоторудные месторождения [36]. Кроме того, еще с начала 20 века после работ Н.К. Высоцкого [5] в Енисейском кряже известны шлиховые ореолы платиноидов среди которых преобладает сперрилит (таблица). Эти находки были в последнее время подтверждены А.П. Кривенко [38] и Г. И. Шведовым [52]. Как показали специальные исследования, шлиховые ореолы сперрилита являются поисковым признаком для платиноносных интрузивов. Такие ореолы сопровождают Кингашский и Верхнекингашский массивы Канской глыбы и ряд других платиноносных массивов Саянской зоны. Они характерны и для Чинейского и других плутонов Кодаро-Удоканского прогиба на востоке провинции. Следует также подчеркнуть, что на Енисейском кряже широко распространены сульфидизированные метаморфические породы, в том числе черные сланцы, что также является благоприятным фактором для сульфидизации базитовых расплавов и формирования магматического сульфидного оруденения, поскольку показано, что без контаминации серой в коровых условиях рудоносные магмы не образуются [55].

Изученность собственно ультрабазит-базитового магматизма Енисейского кряжа для целей детального металлогенического анализа пока недостаточна. Ранее здесь выделялось несколько разновозрастных базитовых и базит-ультрабазитовых комплексов: индиглинский, токминский и сурнинский (данные геологической съемки 1960-65 гг.). В ходе более поздних геолого-разведочных работ, а также тематических исследований были уточнены состав и структура этих комплексов.

Кроме того, по периферии Енисейского кряжа в слабо эродированных областях широко развиты трапповые пермо-триасовые комплексы, включая Вороговский дифференцированный массив, а также дайки долеритов и габбро-долеритов, прорывающих докембрийские отложения.

Многочисленные массивы, относящиеся к разновозрастным базит-ультрабазитовым комплексам недостаточно изучены в отношении МПГ Cu-Ni оруденения. Для некоторых из них характерна первичномагматическая расслоенность и дифференцированность от ультрамафитов до лейкогаббро. Это в частности отмечается для Шиверского, Устькузеевского и Шумихинского массивов. Вместе с тем ряд массивов, относящихся к этим комплексам могут рассматриваться как перспективные для поисков Cu-Ni месторожде-

Сведения о находках минералов платиновой группы
в аллювиальных отложениях Енисейского кряжа

№ п.п.	Название объекта	Минеральные формы платиноидов	Источник информации
1	Лев. приток р. Тайменка (лев. приток р. Подкаменная Тунгуска)	Pt	[5]
2	Лев. приток р. Подкаменной Тунгуски (нижн. течение)	Pt	[5]
3	Система р. Нойба, лев. приток р. Тея (Докторовский прииск)	Pt(?)	[5]
4	р. Огне (Гавриловский прииск Рязановых), р. Енашимо, прав. приток р. Тея	Ir(?) (или Pt)	[5]
5	р. Енашимо, прав. приток р. Тея (Ново-Мариинский прииск Григорьева)	Pt	[5]
6	р. Севатликон, прав. приток р. Калами	Ir(?) (или иридистая Pt) в виде тетраэдров и октаэдров	[5]
7	Система р. Горбилук (приток р. Б. Пит)	Pt	[5]
8	р. М. Пенченга (Благодатский, Ольгинский, Богодско-Рождественский прииски Лопатина)	Pt (окатанные зерна (0,5мм))	[5]
9	В россыпях р. Аяхта, лев. приток р. Б. Пит	Pt и самор. Fe	[5]
10.	р. Кадра, лев. прит. Б. Пит (прииск Матонина Пророко-Ильинский или Благословенный) находится выше впадения В. Севагликона	OsIr	[5]
11	Верховье р. Удерей (Елизаветинский прииск Ускова)	Pt и OsIr	[5]
12	р. Б. Уромок, прав. прит. р. Удеря (Аполпинариевский прииск)	Pt	[5]
13	р. Б. Шаарган, прав. прит. р. Удеря (Михайловский и Екатерининский прииски)	OsIr и Pt	[5]
14	р. Тыгина лев. прит. р. Ишимба, лев. прит. р. Удерей (воскресенский прииск Переплетчикова)	Pt	[5]
15	Верховье р. Б. Мурожная (Константино-Еленинский и Казанский прииски)	Pt	[5]
16	Верховье р. Б. Мурожная, в 42-63,6 км к северу от Прокопьевского прииска Асташева	Pt	[5]
17	р. Сухой Пит, в 31,8 км выше зимовья Сухой Пит	Pt	[5]
18	кл. Точильный, прав. прит. р. Б. Пит в 21 км. от его устья	OsIr	[5]
19	кл. Вертолетный, прит. р. Горбиловки	OsIr	[5, 38]
20	р. Ломбанча	PtAs ₂	[5, 38]
21	р. Гаревка	PtAs ₂	[5, 38]
22	р. Колоромо	PtAs ₂	[5, 52]
23	р. Красавица	PtAs ₂	[5, 52]
24	рч. Даниловский	PtAs ₂	[5, 52]
25	Месторождение Аяхта	PtAs ₂	[5]
26	р. Сым, лев. прит. р. Енисей	RuOsIr	[5]
27	р. Гурахта	PtAs ₂	[52]

ний. Со времен Н.К. Высоцкого на Енисейском кряже известны, по крайней мере, две точки, где платина была выявлена при отработке золотоносных россыпей по речкам Гаревка и Ломбанча. Платина в этих россыпях представлена сперрилитом (PtAs₂), который характерен для платиносодержащих сульфидных руд расслоенных базитовых комплексов [5, 38]. Россыпи сперрилита по р. Гаревка и р. Колоромо приурочены к интрузиям индиглинского комплекса габбро-амфиболито-

вого состава. Россыпь по р. Ломбанча располагается в междуречье рек Ерунда и Чиримба к юго-востоку от Олимпиадинского месторождения Ерундинского рудно-россыпного района, где также картируются выходы интрузий индиглинского комплекса. В этом же районе известны крупные массивы сурнихинского (оливиновые пироксены) и токминского габбро-диабазового комплексов в которых выявлена Cu-Ni минерализация с содержанием меди и никеля до первых процентов.

Наиболее перспективным районом Енисейского края в отношении Cu-Ni и платинометалльного оруденения по нашему мнению является район Шумихинского перидотит-пироксенит-габбрового массива. Здесь широко распространены разнообразные ультрамафит-мафитовые массивы, а также выходы ортоамфиболитов, с которыми связаны геохимические аномалии и отдельные рудопроявления Cu и Ni. Сперрилитовые шлиховые ореолы наиболее широко проявлены именно в этом районе. Кроме того, в связи с разработкой россыпных и коренных месторождений золота этот район становится более доступным, в нём развивается необходимая инфраструктура. Что касается других районов проявлений россыпной платины в Енисейском крае (Исаковская зона, Зимовейнинский массив в Приангарье, Панимбинская зона), то перспективы обнаружения здесь значимых Cu-Ni рудопроявлений значительно ниже. Ультрамафит-мафитовый комплекс Исаковской зоны по последним данным относится к проявлениям рифейских офиолитов складчатых структур обрамления Сибирского кратона [44, 51]. Здесь россыпная платиновая минерализация представлена парагенезисом, типичным для офиолитовых гипербазитов. В частности, на месторождении песчано-гравийных смесей по р. Енисею в районе Исаковской зоны обнаружены платиновые минералы (иридосмин, рутениридосмин, ферроплатина), которые соответствуют платиноидам из офиолитовых ассоциаций [27]. В этом районе в связи с офиолигами значительных Cu-Ni месторождений с МПГ неизвестно.

В целом же Енисейский край по рассмотренным нами показателям и данным других исследователей [15, 19, 36, 45] должен быть отнесен к безусловно перспективным в отношении платинометалльной минерализации регионам и, соответственно, включён в состав выделяемой металлогенической провинции

Высокие перспективы по МПГ-Cu-Ni оруденению, связанному с докембрийскими ультрамафит-мафитовыми комплексами обозначились в последние годы в расположенном к юго-востоку от Канского выступа Бирюсинском блоке Саянской зоны. Здесь сходные магматические и рудные комплексы приурочены к Алхадырскому террейну [30] и Гутаро-Удинской зоне [29], которые выделяются из состава окраинных структур докембрийского фундамента Сибирской платформы (рис. 2).

В Алхадырском террейне [30], ограниченном с северо-востока Бирюсинским, а с юго-запада Главным Саянским глубинными разломами, в

последнее десятилетие выявлены многочисленные относительно небольшие по размерам интенсивно метаморфизованные ультрабазит-базитовые интрузивы, вмещающие сульфидные платинометалльно-медно-никелевые руды (Барбитайский рудный узел). Возраст амфиболитового метаморфизма слагающих этот террейн комплексов по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования составляет 600 млн лет, а возраст прорывающих эти комплексы гранитов по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования - 450 млн лет [30]. Надежных датировок самих рудоносных комплексов Бирюсинского блока пока не получено. Имеются предварительные U-Pb определения нескольких зерен циркона, выделенных М.Ю. Подлипским из верлита Тартайского массива (Гутаро-Удинская зона), которые соответствуют 639 ± 11 млн лет (СКВО = 0,45).

Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы этого района представляют будины, первоначальные формы сохраняются лишь в наиболее крупных телах [30]. Среди них выделяются по ведущему породному парагенезису анортозит-пироксенит-габбровые, долеритовые, дунит-перидотит-пироксенитовые и дунит-гарцбургитовые разновидности. Наиболее продуктивными в рудном отношении являются преобладающие в Барбитайском районе дунит-пироксенитовые интрузивы (Желос, Такты-Ой, и др.). Состав слагающих эти массивы ультрамафитов отвечает умеренномагнзиальному низкощелочному ряду. На петрохимических диаграммах они образуют единый тренд составов пород от дунитов до оливиновых вебстеритов. По поведению петрогенных, редких и редкоземельных элементов эта ассоциация в целом отвечает производным пикритоидных магм.

В Гутаро-Удинской зоне ультрамафит-мафитовые интрузивы характеризуются более крупными размерами и лучшей сохранностью первичных форм проявления (массивы Тартайский, Огнитский, Эгельдекский, Медвежьего лога, и др.) [29, 49]. В них обнаруживается более полный ряд дифференциатов от дунитов до плагиоперидотитов, а иногда (Тартайский массив) и до меланогаббро. По петрологическим и минералого-геохимическим характеристикам они, как и интрузивы Барбитайского узла, относятся к производным высокомагнезиальных пикритоидных магм.

Минеральный состав сульфидных руд в массивах Барбитайского и Гутаро-Удинского районов, по-существу, идентичен. Они представлены парагенезисами пирротина, пентландита и халькопирита. В Огнитском массиве руды более никелистые, сложенные преимущественно тверды-

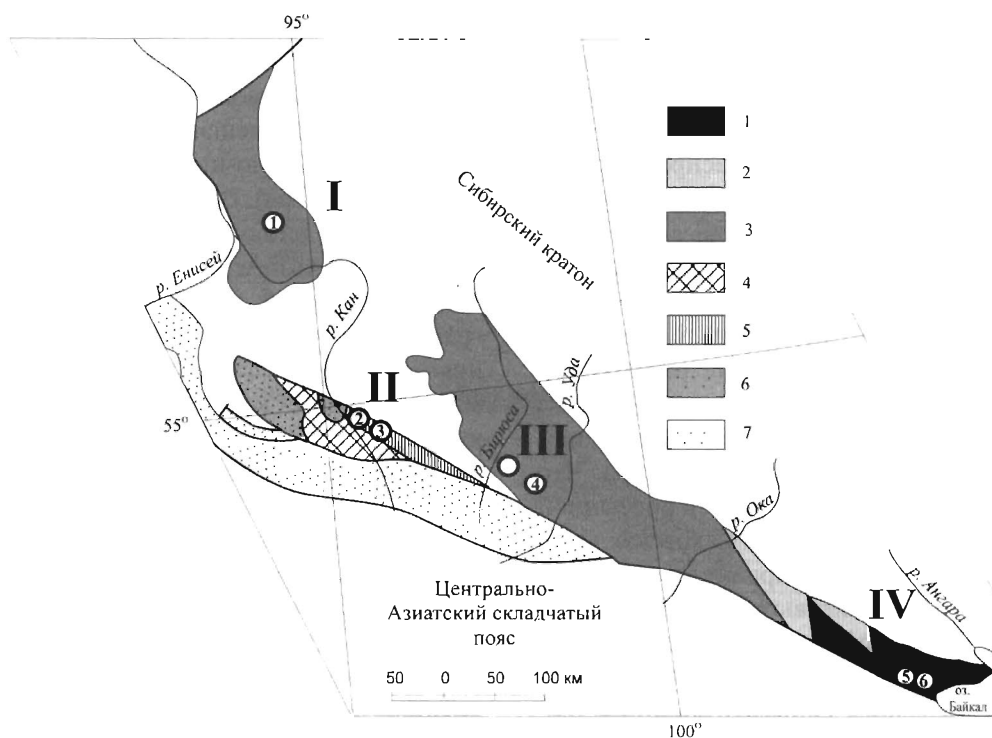


Рис. 2. Схема размещения МПГ-Cu-Ni месторождений и рудопроявлений Енисейского кряжа и Саянской зоны (на основе [36])

I – Енисейский кряж, II – Канский пояс, III – Бирюсинский блок, IV – Шарыжалгайский выступ.

1, 2 – архейские метаморфические комплексы Шарыжалгайского выступа: 1 – гранулит-гнейсовые, 2 – гранит-зеленокаменные, 3 – архей-протерозойские метаморфические комплексы Бирюсинской глыбы. 4–6 – метаморфические комплексы Канского пояса: 4 – протерозойские; 5 – среднерифейские; 6 – позднерифейские; 7 – рифейские образования Дербинского антиклинория. Медно-никелевые рудопроявления и месторождения: 1- Шумихинский массив, 2- Кингаш; 3- Кунгус; 4 – Барбитай; 5- Малозадойский, 6 – Черемшанский

ми растворами пентландита и халькопирита. С сульфидами ассоциируют минералы благородных металлов, включая МПГ. Среди них отмечаются электрум, арсениды иридия, родия и платины, медистый палладий, палладистое серебро, сперрилит, соединения палладия с серой, сурьмой и висмутом [29]. В Тартайском массиве М.Ю. Подлипским обнаружены наряду со сперрилитом, Pd-Cu-Sb и Pt-Fe-Cu сплавы, а также изоферроплатина. Минералы МПГ в Огнитском массиве представлены по данным Н.Д. Толстых сперрилитом, геверситом, соболевскитом, стибипалладиитом, мертиитом, и редкими фазами.

В целом МПГ-Cu-Ni рудопроявления Бирюсинского выступа (Алхадырская и Гутаро-Удинская зоны), как и Канского зеленокаменного пояса (Кингашский рудный узел) относятся к высокопродуктивным платино-палладиевым месторождениям сульфидного типа, связанным с высокомагнезиальным (пикритовидным) магматизмом приплатформенных рифтогенных структур докембрийского возраста.

Платиноносные комплексы Байкало-Патомского и Кодаро-Удоканского прогибов

Аналогичное структурное положение характерно для рудоносных комплексов Байкало-Патомского и Кодаро-Удоканского перикратонных докембрийских прогибов юго-восточного обрамления Сибирского кратона. Они представлены расслоенными ультрамафит-мафитовыми массивами краевых рифтогенных структур южной окраины Сибирской платформы и Алданского кристаллического щита: Йоко-Довыренским, Авкитским, Гасан-Дякитским, Чайским и Нюрундуканским Байкало-Патомского ареала и Луктурским, Верхне-Сауканским, Эбкаганским, Чинейским и другими плутонами Кодаро-Удоканского ареала. В них обнаруживаются платинометалло-медно-никелевые рудопроявления, причем как сульфидного, так и малосульфидного типов.

Среди рудоносных массивов Байкало-Патомского ареала типичным и хорошо изученным является Йоко-Довыренский плутон, который приурочен к Сыннырско Патомской рифтогенной

структуре и связан с выполняющими ее рифейскими пикритобазальтами и базанитами сыннырской и иняптульской свит [20, 25, 26]. Возраст вулканитов полученный по цирконам уран-свинцовым методом, составляет 700 ± 20 млн лет [18], возраст пород Йоко-Довыренского плутона по существу, идентичен: 700 ± 35 млн лет (Sm Nd [7]) и 740 ± 35 млн лет [17]. Внутреннее строение и состав этого плутона изучены многими исследователями и достаточно полно [2, 3, 12, 20, 23, 25, 26, 37, 42]. Он принадлежит к типичным представителям дунит-троктолит-габбровой формации. В придонной его части, включая небольшой по мощности приподошвенный силл, залегают плагиоперидотиты и плагиодуниты. Низы разреза главного тела плутона сложены ритмично чередующимися горизонтами плагиодунитов, плагиоперидотитов, троктолитов и оливковых габбро, в верхах преобладают оливковые габбро и габбронориты. Состав исходного расплава отвечает низкотитанистым пикритам и коматиитам [23].

Платинометалльная минерализация, как и рудоносность плутона в целом, исследована также достаточно детально [2, 3, 13, 20, 23, 24, 26]. Она принадлежит к двум общеизвестным типам. Сульфидный тип платинометалльной минерализации, сопутствующий медно-никелевому оруденению приподошвенной и нижней существенно ультрамафитовой части плутона, по своим масштабам не достигает промышленных размеров. Значительно большие перспективы имеет приуроченный к средней и верхней части разреза мало-сульфидный тип платинометалльного оруденения, свойственный высокопродуктивным расслоенным ультрамафит-мафитовым массивам мира (стиллуотерский тип). В средней части разреза Йоко-Довыренского плутона на границе дунит-троктолит-габбрового и габброноритового горизонтов выявлена тонко расслоенная критическая зона с линзами такситовых пород, в которой находится платиноносный риф с суммарными содержаниями Pt и Pd до 15 г/т. Сульфидная вкрапленность здесь не достигает высоких концентраций и представлена преимущественно троилитом в сочетании с пентландитом, кубанитом и халькопиритом. Среди минералов МПГ доминируют теллуриды и висмутотеллуриды Pt и Pd с преобладанием палладия. Установлено сходство мало-сульфидной минерализации Йоко-Довыренского плутона с известными докембрийскими расслоенными массивами древних платформенных областей (Стиллуотерским, Бушвелдским, Фёдоров-Панским и др. [14]). В других расслоенных

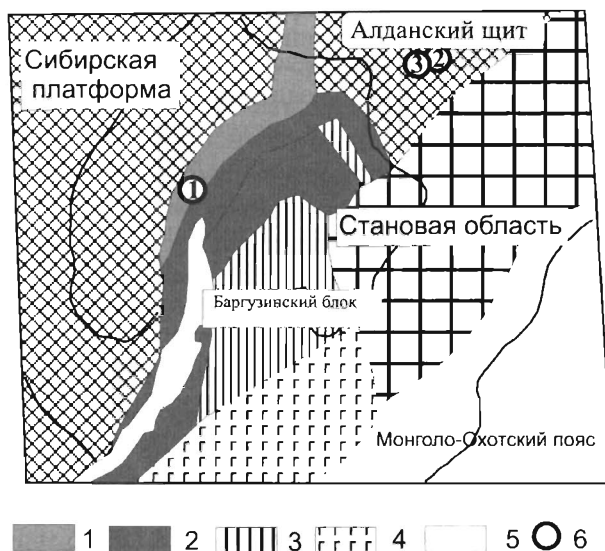


Рис. 3. Схема размещения платиноносных расслоенных массивов юго-восточного обрамления Сибирского кратона

1 - рифейский окраинноконтинентальный Байкало-Патомский прогиб; 2 - рифейско-вендский Байкало-Муйский офиолитово-островодужный пояс; 3 - микроконтиненты: Муйский и Баргузинский; 4 - венд-кембрийская Еравнинская островодужная система; 5 - позднепалеозойско-мезозойский Монголо-Охотский пояс; 6 - платиноносные массивы: 1 - Йоко-Довыренский (Байкало-Патомский прогиб); 2 - Чинейский, 3 - Луктурский (Кодаро-Удоканский ареал)

плутонах Байкало-Патомского ареала отмечаются проявления лишь сульфидного типа оруденения. Малосульфидный тип минерализации в них пока не установлен, но вполне возможен, ибо опыт показывает, что для его выявления необходимы детальные исследования достаточно полных разрезов расслоенных серий, что для подавляющего большинства массивов этого района пока не достигнуто.

В Кодаро-Удоканском районе среди ряда известных также расслоенных ультрамафит-мафитовых плутонов (Чинейский, Верхне-Сауканский, Луктурский, Эбкаганский и др.), приуроченных к рифтогенным структурам одноименного перикратонного прогиба, минерализация МПГ пока установлена лишь в Чинейском массиве. Интерес к этому массиву и, как следствие, более глубокое его исследование обусловлены в свою очередь, выявлением в нём редкого сочетания богатых оксидных железо-титан-ванадиевых и сульфидных медно-никелевых руд, в которых со временем была установлена и сопутствующая платинометалльная минерализация.

Чинейский плутон изучался в разные годы многими исследователями и в самых разных ас-

пектах [4, 10, 11, 22, 23, 35, 48, 50, 57]. Недавно опубликовано монографическое описание платинометалльной минерализации в этом плутоне [2]

Массив приурочен к системе субширотных разломов (Чинейскому и другим) Кодаро-Удоканского прогиба, в структурах которого расположены и другие расслоенные ультрамафит-мафитовые плутоны данного ареала. Вмещающими для них служат протерозойские терригенно-карбонатные отложения. Радиологические определения возраста пород чинейского комплекса, полученные Ar-Ar методом по биотиту из габброидов Чинейского и Луктурского массивов отвечают раннему протерозою [2]. Они хорошо согласуются с возрастом прорывающих габброиды гранитов кодарского комплекса (1876 ± 4.2 млн лет и 1873.1 ± 2.5 млн лет), полученным по цирконам U-Pb методом [34].

По составу слагающих пород Чинейский плутон относится к пироксенит-габбро-анортозитовой формации. Он характеризуется относительно большими размерами и отчетливо выраженным расслоенным строением основной центральной его части, которая сложена преимущественно (около 85%) высокотитанистыми габбро и габброноритами, переслаивающимися с низкотитанистыми их разновидностями, а также лейкогаббро, анортозитами, пироксенитами и рудными габбро. Fe-Ti-V руды характеризуются высокими содержаниями Ti и V, большими запасами и образуют месторождение из категории крупных промышленных. Суммарные содержания в них Pt и Pd, как правило, не превышают, 2 г/т.

Сульфидная минерализация обнаруживается во всех породах массива, но наиболее высокие концентрации сульфидов, сопровождающиеся богатыми рудами, характерны для нижнего его контакта с песчаниками удоканской свиты. Руды так называемой краевой серии сложены преимущественно пирротином и в меньшей степени халькопиритом, концентрации которого нарастают в направлении к контакту. Они подразделяются на эндоконтактовые и экзоконтактовые. Эндоконтактовые руды меняются по составу от преимущественно пирротиновых с небольшим количеством пентландита и халькопирита – на удалении от контакта, до пирротин-халькопиритовых в контакте. В них устанавливаются титаномагнетит, магнетит, ильменит, а также разнообразные сульфидные (кубанит, кобальтин, никелин, виоларит и др.) и арсенидные минералы, включая минералы МПГ (котульскит, майченерит, палладоарсенит, паоловит, сперрилит и др.) [2]. По соотношению Pt и Pd руды преимущественно палладиевые – средние содер-

жания в сульфидной фазе Pt составляют 4,01%, Pd – 24,24%. Суммарные содержания Pt и Pd в рудах эндоконтактовой зоны до 20 г/т.

Экзоконтактовые руды находятся преимущественно в юго-восточном обрамлении массива в виде вкрапленного сульфидного оруднения, сульфидных жил и линз в песчаниках удоканской серии. Они содержат наряду с преобладающими пирротином и халькопиритом, маухерит, борнит, кобальтин-герсдорфит и другие сульфиды и сульфоарсениды [2]. Платинометалльная минерализация представлена в основном, палладиевыми минералами (фрудит, паоловит, стибнопалладинит, садберит, и др.). Из платиновых минералов отмечается сперрилит. Руды, как и в эндоконтактовой зоне, существенно палладиевые, суммарные содержания Pt и Pd в них до 2-3 г/т.

В Кодаро-Удоканском районе помимо Чинейского плутона известен еще целый ряд массивов этого комплекса: Луктурский, Верхнесакуканский, Эбкаганский, Ингамакитский и др., с которыми установлена сульфидная медно-никелевая или медная минерализация. Масштабы и перспективы ее в настоящее время не изучены, хотя прогнозные ресурсы по 18 объектам оцениваются более чем в 24 млн тонн меди [31]. Оценка на МПГ этих интрузивов не проводилась. Как это уже отмечалось, геохронологические исследования Чинейского и Луктурского интрузивов показали, что их формирование происходило практически синхронно. Полученные нами с использованием Ar/Ar метода оценки времени становления Чинейского и Луктурского массивов подтвердили синхронность этих массивов и возможность их отнесения к раннепротерозойской платиноносной эпохе (1900 - 1850 млн лет). Так, для биотита из габброидов Чинейского массива получен Ar/Ar возраст 1880 ± 16 млн лет, а для биотита из габбро Луктурского массива 1890 ± 5 млн лет [2].

К перспективным в отношении малосульфидного платинометалльного оруднения следует относить и интрузивы каларского габбро-анортозитового комплекса Кодаро-Удоканской зоны. Традиционно с интрузивами этого типа связываются ильменит-титаномагнетитовые и апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды, однако в последнее время малосульфидное платинометалльное оруднение установлено в Лантарском и Геранском массивах [46]. Повышенные содержания МПГ обнаружены в нельсонитовых (apatит-ильменит-титаномагнетитовых) рудах Мустулинского габбро-анортозитового массива в Монголии [1].

Заключение

Для формирования платиновых месторождений необходимым условием является высокие содержания МПГ в родоначальных расплавах. Высокие содержания МПГ характерны ультрамафит-мафитовых комплексов крупных изверженных провинций (LIP), связанных с глубинными мантийными плюмами [32]. Для базальтов срединно-океанических хребтов содержания Pt и Pd не превышают десятых долей мг/т, в то же время содержания этих элементов в связанных с мантийными плюмами траппах достигают первых десятков г/т. Это установлено как для Сибирских траппов, так и для траппов провинции Эмейшань на юге Китая. В Южном Китае платиноносные дифференцированные массивы установлены как в связи с высокотитанистыми так и низкотитанистыми базальтами и пикритоидами. В центральной части платформы Янцзы известны дифференцированные перидотит-габбовые массивы с комплексным Fe-Ti-V и МПГ оруденением. К таким образованиям относится, в частности, пермский (260 млн лет) массив Панчихуа. В последнее время установлен еще целый ряд подобных массивов с которыми связаны высокие содержания МПГ (Hongge, Xinjie, Vaima) [58]. В восточной части ареала платобазальтов Эмейшань установлены ультрамафит-мафитовые силлы также сопровождающиеся медно-никелевым и платинометалльным оруденением (Yangliuping, Zhengziyanwuo, Jing-Bao-Shan). По оценкам китайских геологов содержания Pt и Pd в базальтах провинции Эмейшань превышают $n \cdot 10$ мг/т [56], что на два порядка выше значений, характерных для конвектирующей мантии. На примере Сибирского, Таримского и Эмейшаньского плюмов показано, что именно для центральных частей подобных суперплюмов характерны высокие содержания МПГ в родоначальных расплавах и, соответственно, высокие степени плавления мантийного субстрата, что благоприятно для формирования высокопродуктивных платиновых месторождений [41, 47].

В южном обрамлении Сибирского кратона для позднего докембрия выделяется несколько возрастных рубежей, которые можно рассматривать как проявления докембрийского плюмового магматизма: раннепротерозойский (1900 - 1700 млн лет) и рифейский (850-650). Первому рубежу отвечает время формирования Чинейского и Луктурского интрузивов Кодаро-Удоканского прогиба. Время внедрения массивов чинейского комплекса отвечало протерозойской крупной изверженной провинции, с которой в других районах Мира связа-

ны крупные Cu-Ni и платинометалльные месторождения – Fox River Sill провинции Сьюперииор в Канаде (1883 млн лет [59, 61]), платиноносные и медь-никеленосные расслоенные интрузивы Восточной Кимберли в Австралии (1857 млн лет [54]). Эти комплексы связаны с внутриконтинентальными рифтовыми структурами, возникающими после формирования суперконтинента на рубеже 2-1,9 млрд лет и приведшими к его распаду [60] (рис. 4а). Эти данные существенно повышают прогнозный потенциал чинейского комплекса.

Рифейский рубеж отвечает времени распада суперконтинента Родиния (850-750 млн лет). Для этого возрастного рубежа характерно широкое развитие рифтогенного плюмового магматизма и, соответственно, генерация продуктивных в отношении МПГ высокомагнезиальных расплавов. Предполагается, что распад Родинии происходил не одновременно, а в широком интервале времени [60]. По аналогии с раскрытием Атлантического океана при распаде Гондваны, которое также происходило не одновременно, этот интервал может измеряться десятками миллионов лет. Геохронологические данные для Кингашского рудносного интрузива Канского выступа позволяют сопоставлять его с месторождением Джинчуань в Северном Китае, формирование которого увязывается с рифейской крупной изверженной провинцией (рис. 4б). В этом же достаточно широком диапазоне времени формировались, судя по всему, и платиноносные комплексы Бирюсинского блока.

Важным признаком для выделения перспективных районов в отношении Cu-Ni и платинометалльного оруденения являются шлиховые ореолы сперрилита. Недавно было показано [49], что все крупные платинометалльные месторождения южного обрамления Сибирского кратона сопровождаются россыпной минерализацией сперрилита, а с приближением к коренному источнику к сперрилиту могут добавляться минералы палладия. В этом отношении широкое развитие сперрилита в золотоносных россыпях Енисейского кряжа может свидетельствовать о перспективах этого района на обнаружение коренных Cu-Ni МПГ рудопроявлений.

В целом, представленный обзор по магматогенным платинометалльным рудопроявлениям докембрийских структур южного обрамления Сибирской платформы и Алданского кристаллического щита свидетельствует о том, что этот регион должен рассматриваться как крупнейшая металлогеническая провинция, высокоперспек-

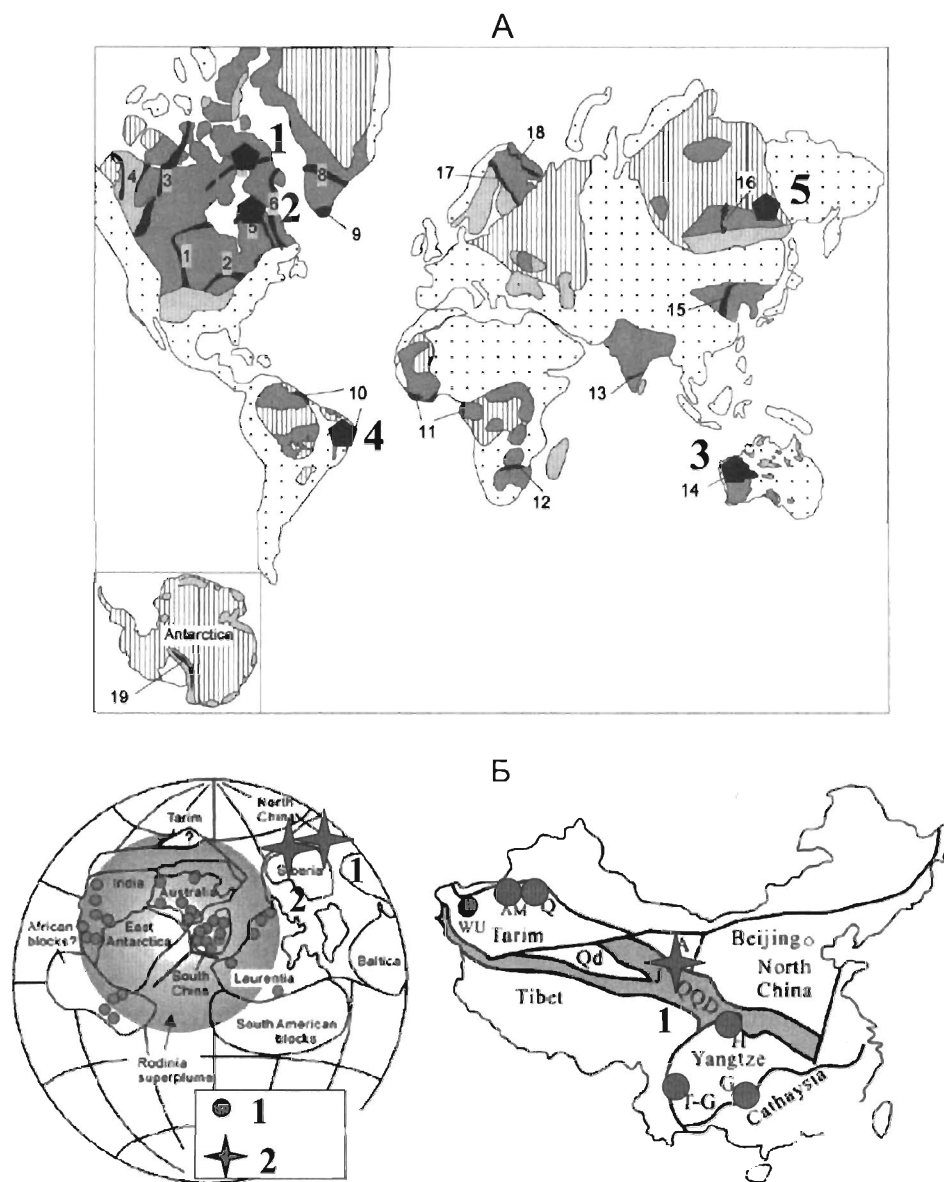


Рис. 4. Схемы размещения раннепротерозойских орогенных поясов и посторогенных платиноносных расслоенных интрузивов [по 60] (А) и рифейских ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых массивов [по 53] (Б)

А - 1 – Fox River Sill, Канада (1883 млн лет), 2 - Montagnais, Канада (1884 млн лет), 3 - East Kimberley, Австралия (1830; 1846; 1856; млн лет), 4 - San Juan de Manapiare комплекс, Бразилия (1900 млн лет), 5 – Кодаро-Улоканский район - Чинейский массив (1880 млн лет), Луктурский массив (1890 млн лет).

Б - рифейские ультрамафит-мафитовые интрузивы: Н - мафит-ультрамафитовый комплекс Ханнань; Г - мафитовые дайки и силлы Гуангкси; Т - Г - мафит-ультрамафитовый комплекс Тонгге- Гаоджиасун; Q - мафит-ультрамафит-карбонатитовый комплекс Qiganbulake; AM – мафитовые дайки Aksu; WU - расслоенный интрузив Wachu западного Тарима; J – Cu-Ni месторождение Джинчуань [53] Звездочкой обозначены: 1 - месторождение Джинчуань, 2 - Кингаш

тивная на платинометалльные месторождения, сопряженные с древними ультрамафит-мафитовыми комплексами. В нём сочетается чрезвычайно продуктивная, как свидетельствуют данные по многим районам мира, металлогения зеленокаменных поясов и крупных расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов древних щитов и платформ (Бушвельд, Садбери, Стиллуотер, Фе-

дорово-Панские тундры, Джиньчуань, Fox River Sill провинции Сьюпериор в Канаде и др.).

Работа выполнена при поддержке программы «Платина России», проекта ОНЗ-2.1 СО РАН, программы фундаментальных исследований ОНЗ-2 РАН и программы поддержки ведущих научных школ (грант НШ -65458.2010.5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Автономные анортозиты в докембрийских выступлениях Центрально-Азиатского складчатого пояса / Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др. // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск. 1991. С. 264-265.
2. Благороднометаллическая минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. / Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Новосибирск: Изд-во Параллель, 2008, 192 с.
3. Благороднометаллическая минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) / Орсов Д.А., Рудащевский Н.С., Крейсер Ю.Л., Конников Э.Г. // Докл. РАН, 2003, т. 390, №2, с. 233-237.
4. Благороднометаллическая минерализация сульфидных руд Чинейского плутона / Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Криволицкая Н.А. и др. // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. 5, с. 225-249.
5. Высоцкий Н.К. Платина и районы её добычи. М.: Изд-во АН СССР. С. 1933. 240 с.
6. Геохимия и рудоносность основного и ультраосновного магматизма зеленокаменных поясов юга Сибири / Мехоношин А.С., Бурмакина Г.А., Горнова М.А. и др. // Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитов гранулит-нейсовых комплексов, зеленокаменных поясов, офиолитов. Иркутск 1990. С. 97-101.
7. Геохимия изотопов Nd и Pb в породах Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье): пример контаминации основных магм осадочным материалом / Неймарк Л.А., Немчин А.А., Амелин Ю.В. и др. // XII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам и геохимии. М. 1989, с. 323-324.
8. Глазунов О.М., Боггибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. - Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003, 192 с.
9. Глазунов О.М., Павлова Т.Л. Геолого-геофизическое обоснование новой никель-платиноносной провинции Сибири // Проблемы геологии Сибири. Материалы конф., посвящ. 75-летию геологического образования ТГУ. - Т. 2. - Томск: ТГУ, 1996. - С. 101-102.
10. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. О платиноносности Чинейского расслоенного массива // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994, с. 144-154.
11. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука, 1993. 189 с.
12. Гурулёв С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива М.: Наука. 1965. 122 с.
13. Дистлер В.В., Степин А.Г. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного ультрабазит-базитового интрузива // Докл. АН, 1993, т.328, №4, с. 498-501.
14. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Якуевич Б.А. Платино-металльные месторождения России. Спб.: Наука. 2000. 753 с.
15. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения / Корнев Т.Я.; Еханин А.Г.; Князев В.Н.; Шарифулин С.К. Красноярск: Изд-во КНИИГиМС. 2004. 178 с.
16. Изотопно-геохимические ограничения модели формирования Кингашского ультрамафит-мафитового массива (Восточный Саян) / Гертнер И.Ф., Глазунов О.М., Морикио Т., Тишин П.А., Чернышов А.И., Краснова Т.С., Врублевский В.В. // Петрология магматических и метаморфических комплексов, в 5. - Матер. Всероссийской научной конференции, Томск, 24-26 ноября 2005. Томск: ТГУ. Т. 1, с. 61-72.
17. Изотопные свидетельства королевой контаминации в Йоко-Довыренском массиве. / Кислов Е.В., Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. // Геол. и геофиз., 1989, №9, с. 140-144.
18. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья / Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. // Геология рудных месторождений, 1991, т. 33, №6, с. 34-49.
19. Канский зеленокаменный пояс и его металлогения. / Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Романов А.П., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Красноярск: КНИИГиМС, 2003, 133 с.
20. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. - Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН. 1998. 265 с.
21. Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) / Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г. // Геол. и геофиз., 1993, т. 34(8), с. 98-108.
22. Конников Э.Г. Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1993. С. 130-132.
23. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
24. Конников Э.Г., Игнатович В.И. Платинометаллическая минерализация в Забайкалье // Отечественная геология, 1993, №12, с. 15-19.
25. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Качаровская Л.Н. Новые данные о петрологии и рудоносности Йоко-Довыренского никеленосного плутона // Геол. и геоф., 1988, №3, с. 36-50.
26. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Платиноносные ультрабазит-базитовые массивы Северного Забайкалья // Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. Тр. ОИГГМ СО РАН, вып. 829, Новосибирск, 1995, с. 88-108.
27. Макаров В.А., Шведов Г.И. Золото и металлы платиновой группы Сымского месторождения песчано-гравийных смесей (среднее течение р. Енисей) // Минералы и руды Красноярского края Красноярск : КНИИГиМС, 1999, с. 44-51
28. Мехоношин А.С.; Колотилина Т.Б. Платиноносные ультрамафиты Бирюсинского выступа Сибирской платформы – Платина России. Т. 3. М.: Геоинформмарк, 1999. С. 97-106.
29. Мехоношин А.С.; Колотилина Т.Б. Сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение массивов Гутаро Удинской металлогенической зоны (юг Сибири) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Матер. третьей международной конференции. Екатеринбург. 2009, т.2, с.49-51.
30. Мехоношин А.С.; Колотилина Т.Б. Формационная типизация базит-ультрабазитовых комплексов Алхадырского террейна (юг Сибири) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Матер. третьей международной конференции. Екатеринбург. 2009, т.2, с.51-54.

31. Минерально-сырьевая база Читинской области, перспективы использования и развития // Разведка и охрана недр, 2000, №1, с. 2-10.
32. *Надретт А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.
33. *Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа (Центральная Сибирь) / Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А.* // Доклады РАН, 2011.
34. *Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингерского комплексов, Восточная Сибирь. Геодинамические следствия / Ларин А.М., Котов. Сальников и др.* // Петрология, 2000, т. 8, №3, с. 267-275.
35. *Новые разновидности соболевскита PdBi, содержащие Sb и Te / Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Пальчик Н.А. Изох А.Э.* // Доклады РАН, 1997, т. 356, № 5, с. 669-672.
36. *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения. // Геология и геофиз, 2011, т. 52 (1). С. 158-181.
37. *Петрография и петрохимия Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габб-роно-ри-тового плутона (Северное Прибайкалье) / Ярошевский А.А., Ионов Д.А., Миронов Ю.В., Коптев –Дворников Е.В., Абрамов А.В., Кривошлясов Г.С.* // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1981, с. 86-116.
38. *Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / Отв. ред Г.В. Поляков, В.И. Богнибов.* Тр Объедин.ин-та геологии, геофизики и минералогии СО РАН, в. 829. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1995, 151 с.
39. *Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П.* Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геол. и геофиз. 2006. Т.47 (13) С. 1227-1241.
40. *Поляков Г.В., Кривенко А.П.* Современные перспективы платиноносности Южно-Сибирского региона и пути их реализации // Платина России., т.5, М:Геоинформмарк. 2004. С. 401-408
41. *Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлениями плюмового магматизма / Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.* // Геология и геофизика, 2006, т.47, №1, с.166-178.
42. *Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области / Балькин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е.* Труды ИГиГ СО АН СССР, в.664. Новосибирск:Наука: Сиб отд. 1986. 206с.
43. *Распределение благородных металлов в гипербазит-базитовых комплексах Байкальской горной области / Конников Э.Г., Куликова А.Б., Куликов А.А., Кислов Е.В.* // Геохимия 1987, №7, с. 970-977
44. *Рифейские офиолиты Исаковского пояса // Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А.* // Геол. и геофиз. 1994. №8 С. 69-81.
45. *Сульфидно-никелевое и благороднометалльное оруденение в гранит зеленокаменной области Восточного Саяна / Ножкин А.Д., Цыпуков М.Ю., Попереков В.А., Смагин А.Н., Ренжин А.В.* // Отч. геология, 1995, N 6, с. 11 17.
46. *Сульфидная Cu-Ni минерализация палеопротерозойских мафит-ультрамафитов Востока Алдано-Станового щита / Приходько В.С., Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Пересторонний А.А.* // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Матер. третьей международной коференции. Екатеринбург. 2009, т.2, с.110-114.
47. *Термохимическая модель пермо-триасовых мантийных плюмов Евразии как основа для обоснования закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений / Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* // Геология и геофизика, 2010, т.51, № 9, с. 1159-1187.
48. *Толстых Н.Д., Кривенко А.П.* Формы концентрирования элементов платиновой группы в сульфидных рудах Чинейского массива // II Международный симпозиум «Проблемы комплексного использования руд». СПб: 1996, с. 152-164.
49. *Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю.* Информативность шлиховых ореолов для поисков платинометалльного оруденения. // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52 (3), с. 221-240
50. *Трунева М.Ф.* Эволюция рудообразующего процесса на Чинейском медно-сульфидном месторождении. // Геол. и геофиз. 1982, №7, с. 59-66
51. *Черных А.И.* Геологическое строение и петрологические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа. Автореферат дисс. канд. геол-мин. наук. Новосибирск. 2000. 21 с.
52. *Шведов Г.И., Некос В.В.* Постмагматическая природа сперрилита из некоторых золотоносных россыпей юга Красноярского края. // Платина в геологических формациях Сибири. Красноярск 2001, с. 144-147.
53. *Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the - 825 Ma south China mantle plume? / Li X. H., Su L., Chung S.-L., Li Z. X., Liu Y., Song B., Liu D. Y.* // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2005, V 6, N 11, p. 1-16.
54. *Hoatson D.M.* Platinum-group element mineralisation in Australian Precambrian layered mafic-ultramafic intrusions // AGSO J. Australian Geol. and Geophys., 1998, v. 17, № 4, p. 139.151.
55. *Mungall J.E.* Magmatic Geochemistry of the PGE. / Exploration for deposits of Platinum-group elements. Mineralogical Association of Canada Short Course 35, Oulu, Finland, p. 1-34
56. *Ni-Cu-(PGE) magmatic sulfide deposits in the Yangliuping area, Permian Emeishan Igneous province, SW China / Zong X.Y.; Zhou M.F.; Cao Z.M.; Sun M.; Wang Y.L.* // Miner. Depos., 2003, Vol. 38, Iss. 7, p. 831-843.
57. *Oxides of the Pb-Sb-Bi system from the Chiney Massif (Aldan Shield, Russia) / Tolstykh N.D., Krivenko A.P., Lavrentiev Y.G. et al.* //Europ. Journ. Mineral., 2000, v. 12, p. 431-440.
58. *Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi area, southwestern China / Zhong H.; Zhou X.H.; Zhou M.F.; Sun M.; Liu B.G.* // Miner. Depos., 2002, Vol. 37, Iss. 2, p. 226-239
59. *Precise U-Pb zircon ages for the Molson dyke swarm and the Fox River sill; constraints for Early Proterozoic crustal evolution in northeastern Manitoba, Canada / Heaman L.M., Machado N., Krogh T.E., Weber W.* // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 94, № 1, p. 82-89.
60. *Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a Pre-Rodinia supercontinent / Zhao G.C., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M.* // Earth Sci. Rev., 2002, v. 59, Iss. 1.4, p. 125-162.
61. *Scoates R.F.J., Eckstrand O.R.* Platinum-group elements in the upper central layered zone of the Fox River Sill, northeastern Manitoba // Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol., 1986, v. 81, № 5, p. 1137.1146.

ПЕРСПЕКТИВЫ СЕВЕРОБАЙКАЛЬСКОЙ НИКЕЛЕНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ НА ПЛАТИНОИДЫ

Д.А Орсов¹, А.С. Мехоношин², Р.А.Бадмацыренова¹

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

²Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Северобайкальская никеленосная провинция (СНП) расположена в Западном Забайкалье и в геологическом плане охватывает структуры Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса. Она относится к числу наиболее перспективных регионов России для поисков месторождений металлов платиновой группы (МПГ). В последние десятилетия здесь выявлены коренные и, связанные с ними, россыпные проявления платиноидов в различных рудно-формационных комплексах. Эти данные позволили выделить Байкало-Муйскую область, входящую в Байкальскую платиноносную провинцию [6].

Известные в СНП проявления МПГ имеют довольно широкое распространение и связаны с разнообразными комплексами пород – базитовыми и ультрабазитовыми массивами в связи с медно-никелевым или хромитовым оруденением, вулканогенно-терригенными (золото-кварц-сульфидные руды) и черносланцевыми толщами (колчеданно-полиметаллические руды), но чаще всего с золотоносными россыпями. Анализ имеющихся данных позволяет выделить на территории Северобайкальской провинции несколько рудных и рудовмещающих формаций, в которых зафиксированы повышенные концентрации МПГ, а в ряде случаев и собственно минералы МПГ.

К платиносодержащей хромитовой формации, связанной с офиолитовыми комплексами, относятся Парамский и Шаманский гипербазитовые массивы. Парамский массив расположен по обеим сторонам р. Витим и протягивается на 20 км в субмеридиональном направлении при максимальной ширине около 5 км. В центральной его части среди апогартбургитовых серпентинитов и дунитов отмечаются проявления хромитовой минерализации, представленной жилами и шширами массивных хромититов. В них отмечены повышенные содержания МПГ: Ir менее 0,1 г/т, Pt и Rh – 0,01 г/т, Ru – 0,015 г/т, Pd до 0,02 г/т [20].

Шаманский массив находится в междуречье Витима, Таксимо и Нелинды на правом борту р. Витим. В плане представляет собой овальное тело, ориентированное в северо-северо-западном

направлении, длиной 25 км при максимальной ширине 6 км. Он сложен в различной степени серпентинизированными гартбургитами с небольшой долей дунитов и лерцолитов. На его площади известно около 15 точек хромитовой минерализации, представленной жилами и шшировыми обособлениями сплошных хромититов. Ресурсы хромитовых руд по категории Р₃ оцениваются в 40 млн т [12]. По единичным анализам в хромититах отмечается Pt: от 0,8-1,25 до 2,44 г/т, в среднем 1 г/т. Кроме того, весьма высокое содержание Pd выявлено в рудной хромит-магнетитовой фракции [20].

Сульфидная платиноидно-медно-никелевая формация представлена несколькими базит-гипербазитовыми массивами, которые являются продуктами магматической деятельности разных геодинамических обстановок [21, 23]: островодужной (Маринкинский, Среднемамаканский, Заоблачный), коллизионной (Чайский, Гасан-Дякитский, Нюрундуканский) и рифтогенной (Йоко-Довыренский, Авкитский).

Наиболее перспективным на платиноиды является Йоко-Довыренский расслоенный дунит-троктолит-габбровый массив, расположенный в пределах Олокитского синклиория (прогиба). В плане он представляет собой расслоенное линзовидное тело, вытянутое в северо-восточном направлении на 26 км при максимальной ширине выхода 3,5 км и крутом падении (70-80°) к юго-востоку. Абсолютный возраст массива по последним данным 725,0±8,6 млн лет (U-Pb метод, бадделейт из габбро-пегматита габброноритового горизонта) [26] и 737±4 млн лет (U-Pb метод, циркон из плагиоперидотита, устное сообщение Л.В. Данюшевского и А.А. Арискина). Формирование Йоко-Довыренского массива связывается с проявлением нескольких интрузивных импульсов базитовой магмы.

Массив вмещает вкрапленные и массивные сульфидные медно-никелевые руды, пространственно и генетически связанные с приподожвенными плагиолерцолитами (Байкальское месторождение), а также малосульфидное платиноме-

галльное оруденение, которое приурочено к горизонту такситовых габброидов и анортозитов (Риф I) в области перехода дунит-троктолитовой зоны в оливин-габбровую. Все типы руд Байкальского месторождения содержат платиноиды и характеризуются преобладанием Pd (0,034-6,000 г/т) над Pt (0,020-0,380 г/т) при величине отношения Pt/Pd=0,06-0,71. Концентрация остальных МПГ достигает (г/т): Rh – 0,018, Ru – 0,045, Ir – 0,033 и Os – 0,021 г/т. Максимальные содержания МПГ установлены в жильных рудах. Во всех типах руд отмечается Au (до 0,66 г/т). Минералы благородных металлов представлены сперрилитом, геверситом, садбернитом, мертиитом I, надретитом и электрумом [1, 16].

Горизонт малосульфидного платинометаллового оруденения Рифа I прослеживается на 20 км и на глубину до 1 км. Суммарная концентрация МПГ колеблется от 0,3 до 12,1 г/т при содержаниях Cu 0,006-0,710, Ni 0,023-0,430, S 0,03-1,60 мас.%. Наиболее высокие концентрации МПГ фиксируются в такситовых лейкогаббро и анортозитах. В отдельных пробах содержания Pt достигает 4,1, а Pd – 7,8 г/т. В анортозитах выявлено 15 минералов МПГ и 3 фазы состава (Pd,Pt)(Sn,Cu), Pd₃(Te,Pb)₂ и (Pd,Hg)₂(Cu,Fe)S(Te,Pb) [1, 16]. Главными концентраторами Pt и Pd являются мончеит, потарит и тетраферроплатина. В рыхлых склоновых отложениях массива выявлены сперрилит, потарит и Pt-Fe сплавы [22]. Прогнозные ресурсы МПГ: Pd – 46,2 т, Pt – 66 т.

Авкитский интрузив находится в непосредственной близости от Йоко-Довыренского массива на юго-западном фланге Холоднинского месторождения на водоразделе рек Холодная и Тья. В региональном плане он располагается в зоне Чая-Нюрндуканского тектонического шва среди вулканогенно-карбонатно-черносланцевых отложениях ондокской свиты. В плане и разрезе он представляет собой удлиненно-линзовидное тело, приуроченное к Авкитскому разлому. Его длина 1400 м, ширина, по геофизическим данным, не превышает 400 м. Сульфидное оруденение встречено в лежачем эндоконтакте интрузива в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше по разрезу ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Мощность зоны оруденелых пород около 15 м. Среднее содержание металлов в руде по керну скв. 15 составляет: Ni – 0,54%, Co – 0,032, Cu – 0,135% [10, 17].

Авкитский массив ультрамафитов в рассматриваемом районе не единственный. К северо-востоку от Холоднинского месторождения в той же

зоне Чая-Нюрндуканского разлома известен ряд подобных ему тел интенсивно серпентинизированных ультраосновных пород. Верхнехолоднинский линзовидный массив ультрамафитового состава находится в верховьях р. Холодная в сланцах тыйской свиты [10, 17]. Автономные линзовидные тела расслоенных ультраосновных пород отмечены по правобережью р. Чая среди мраморов авкитской свиты на фланге Овгольского полиметаллического проявления у подножия Сын-нырского хребта. Большая часть их метаморфизована и представлена серпентинитами либо серпентин-хлорит-тремолитовыми сланцами, по реликтам структур в которых устанавливается состав исходных пород. Их магматическое происхождение доказывается присутствием ксенолитов метаморфизованных осадочных пород, а также наличием кумулятивных структур. По особенностям химизма они сходны с Авкитским массивом, что предполагает возможность обнаружения в этих телах МПГ.

Среднемамаканский лерцолит-пироксенит-габбровый массив находится среди метавулканитов келянской серии в пределах Каралон-Мамаканской структурно-формационной зоны восточного сегмента Байкало-Муйского пояса и занимает водораздельную часть рек Средний Мамакан и Большой Якорь примерно в 140 км северо-восточнее п. Таксимо. Это крупный интрузив площадью около 150 км² сложен перидотитами, пироксенитами, габбро, габброноритами и плагиоклазитами [4]. Возраст массива определен Sm-Nd методом по мономинеральным фракциям из лейкогаббронорита – 704±71 млн лет [2].

Вкрапленное сульфидное оруденение наблюдается в жилах диаллагитов, развитых среди габброидных пород, и горнблендитах, которые, являются продуктами преобразования пироксенитов [4]. Повышенные содержания МПГ обнаружены в северо-восточной части массива в тонкоритмично-расслоенной серии перидотит-габбровой зоны. Из минералов МПГ установлен звятинцевит [18]. Принимая во внимание схожесть по многим петро-геохимическим параметрам и рудной специализации с Йоко-Довыренским массивом авторы относят Среднемамаканский интрузив в разряд весьма перспективных на выявление платиноидов, в том числе и малосульфидного типа.

Маринкинский дунит-троктолит-габбровый массив расположен в бассейне р. Тулдунь (левый приток р. Витим) и приурочен к Келяно-Ирокиндинской структурно-формационной зоне в западном обрамлении Муйской глыбы. Он имеет кон-

центрически-зональное строение. Центральную часть массива слагают дуниты и плагиодуниты площадью около 2 км². На северо-востоке к ним примыкает расслоенная серия, представляющая собой чередование троктолитов, плагиодунитов, перидотитов. Остальную часть массива слагают оливковые габбро и габбронориты. Площадь интрузива около 11 км² [5, 19]. Возраст массива по данным [21] составляет 835±12 млн лет (Sm-Nd метод, оливковое габбро). Наиболее богатое сульфидное Cu-Ni оруденение приурочено к центральной ультраосновной части массива. По данным Э.Л. Прудовского и др. (1969 г.) содержание Ni здесь достигает 0,35, Cu - 0,2 и Co - 0,09 мас.%. В породах массива содержания МПГ небольшие: Pt - до 20 мг/т, Pd - 0,30 мг/т и Rh - <20 мг/т. По данным ОАО «Бурятнедра» в рудах выявлены повышенные концентрации Pt (до 0,5 г/т) и Pd (до 0,65 г/т). Ресурсы платиноидов по категории Р₃ оцениваются в 8 т [9].

Чайский дунит-перидотит-габброноритовый массив, вмещающий одноименное сульфидное Cu-Ni месторождение, расположен на северо-западных склонах Верхнеангарского хребта, примерно в 90 км северо-восточнее оз. Байкал, и залегает в пределах северо-западного крыла Кичеро-Мамского антиклинория, вблизи сочленения последнего с Олоkitским синклинорием. Он имеет размеры 1,5 x 5,0 км. Возраст массива (Sm-Nd и U-Pb-методы, габбронориты) 627±25 млн лет [27]. Оруденение сосредоточено в осевой части ультрамафитового ядра плутона и пространственно сопряжено с пироксенитами. Разведанные запасы Ni 260 тыс. т, Cu - 86 тыс. т, Co - 10,7 тыс. т. Прогнозные ресурсы Ni оценены в 800 тыс. т, Cu - 270 тыс. т и Co - 33 тыс. т. Повышенные содержания МПГ установлены в массивных рудах при разведке месторождения: Pt до 0,55, Pd до 0,20, Rh до 0,02 г/т [11, 24].

Бликий по формационной принадлежности и геодинамическому типу Чайскому массиву является Нюрундуканский, породы которого содержат бедное сульфидное Cu-Ni оруденение. Массив слагает водораздельный хребет бассейнов р. Нюрундукан - р. Холодная - р. Кичера в 10 км к северо-востоку от пос. Нижнеангарск. Нюрундуканский массив, также как и Чайский и Гасан-Дякитский, отнесен в состав чая-нюрундуканского интрузивного комплекса магнезиальных базитов [19, 23]. Он прорывает метаморфические толщи юго-западной части Кичеро-Мамской зоны. Сульфидная минерализация, представленная вкрапленным типом, приурочена, главным образом, к блокам и линзам ультраосновных по-

род, в меньшей степени она встречается в габброидах. Максимальная концентрация сульфидов отмечается в зонах трещиноватости и развития пегматоидных габбро. Часто такие пегматоидные участки содержат флогопит. По аналогии с Йокон-Довыренским массивом такие разновидности пород могут быть перспективными на обнаружение малосульфидного платинометалльного оруденения. Оруденение массива характеризуется низкими содержаниями Pt (0,002 - 0,03 г/т) и Pd (0,002 - 0,15 г/т) при величине отношения Pd/Pt=1-6 (среднее 3).

Платиносодержащая золоторудная формация представлена группой месторождений и рудопроявлений, которые располагаются в Келяно-Ирокиндинской, Самокутской, Каменной, Каралонской и Кедрово-Витимконской золоторудных зонах [7]. По большинству месторождений данные по платиноидам отсутствуют. Более детально на платиноиды изучены месторождения Ирокиндинское и Каменное.

Ирокиндинское месторождение размещается в Келяно-Ирокиндинской структурно-формационной зоне в юго-западной части Муйской глыбы. Оно приурочено к лежащему боку Ирокиндинского разлома и сложено киндинской толщей альмандин-диопсид-двуполевошпатовых, альмандин-двуслюдяных гнейсов с кальцифирами и амфиболитами позднего архея. Рудные тела представлены кварц-золото-сульфидными жилами, которые локализуются в зонах разрывных нарушений [7, 14]. Широко развит околожильный метасоматический ореол, представленный зонами пропилитизации и березитизации. По данным инверсионно-вольтамперометрического анализа [14] повышенные концентрации Pt 0,13-0,15 г/т установлены в околожильных березитах. Однако, промышленно интересные содержания Pt до 2,5 - 7,3 г/т выявлены в жильном кварце с сульфидами. Содержание Pd в этих пробах небольшое от 0,01 до 0,13 г/т. Позднее исследования [25] с помощью более надежного микропробирного нейтронно-активационного анализа подтвердили наличие МПГ в рудах и измененных породах месторождения. В жильных рудах установлены содержания Pt - 0,04-7,30 г/т, Pd - 0,02-0,13 г/т, во вмещающих породах - Pt - 0,9-3,6 г/т.

Золото-колчеданное месторождение Каменное находится в бассейне одноименного ручья, впадающего севернее Парамского массива в р. Витим. Месторождение приурочено к интенсивно дислоцированной толще вулканогенно-осадочных пород, относимой к каралонской свите. Руд-

ные тела – колчеданные залежи, образующие серии линзовидных кулисообразно расположенных тел, протягивающиеся на 750–800 м по простиранию при мощности зоны 150–200 м [8]. Повышенная платиноносность выявлена во всех типах руд и колеблется, по данным микропробирного нейтронно-активационного анализа, для Pt – 2,5–34,3 г/т, Ru – 0,022–0,525 г/т. По данным рентгенофлуоресцентного анализа содержание Pd составляет 2,98 г/т, Rh – 0,53 г/т [25].

Платиносодержащая колчеданно-полиметаллическая формация представлена крупнейшим Холоднинским месторождением, расположенным в 40 км от северной оконечности оз. Байкал. Месторождение приурочено к юго-восточному крылу Олоkitской палеорифтогенной зоны. Свинцово-цинковые руды локализуются в черносланцевой толще графит-слюдисто-кремнистого состава. Содержания МПГ в них составляет: Pt – 0,057–1 г/т, Ru – 0,012–0,030 г/т [25].

Россыпные проявления МПГ связаны с золоторудными россыпями. Многочисленные проявления платиноидов в основном в отработывавшихся на золото россыпях были известны давно. Подробная сводка таких находок дана Н.К. Высоцким [3]. В золотых россыпях по притокам р. Келяна ручьям Адян Келянский и Адян Парамский в районе пос. Таксимо до 10% объема шлихового золота составляли иридий, никелистое железо. Имеются указания на присутствие в районе р. Келяна высоких содержаний платины в коренных породах, по-видимому, в серпентинитах Келянского массива. Есть сведения и о платине из района Парамского массива. Находки МПГ были сделаны и в золоторудных россыпях по ручьям Каменный и Качо (бассейн р. Янгуда). Значительное количество (до 40 г/т) МПГ отмечено Н.П. Михно в шлихах из долины ручья Бугорикты (правый приток р. Муя), а также в россыпи Многообещающая коса в долине р. Витим, дренирующей в этом месте Шаманский гипербазитовый массив.

Проведенное [13] изучение минералов МПГ из золотоносных аллювиальных отложений Муйской и Северобайкальской зон показало, что среди первичных минералов МПГ наибольшим распространением пользуются твердые растворы Os-Ir-Ru, значительно меньшим – Pt-Os-Ir-Ru и Pt-Fe сплавы и весьма ограниченным – сперрилит. Несмотря на комплексный характер, каждая россыпь обладает специфическим набором и составом минералов. По преобладанию групп минералов выделены четыре основных минералого-гео-

химических типа ассоциаций платиноидов: рутениридосминовый, осмиридиевый, ферроплатиновый и сперрилитовый. Для каждого типа ассоциации предполагается свой коренной источник.

В заключение можно отметить, что наиболее перспективной на поиски коренных месторождений платиноидов остается сульфидная платиноидно-медно-никелевая формация. Месторождения МПГ в мафит-ультрамафитовых расслоенных комплексах составляет основную базу добычи платиновых металлов за рубежом. Первоочередным объектом для поисков и оценки служит рудный узел в районе подготавливаемого к эксплуатации Холоднинского свинцово-цинкового месторождения [17]. Здесь помимо Йоко-Довыренского массива располагаются несколько крупных расслоенных никеленосных интрузивов – Чайский, Нюрундуканский, Гасанджитский и практически неизученные – Водопадный и Авкитский. Здесь же на площади около 12 тыс. км² между Абчадским и Байкало-Конкудерским разломами выявлено более 10 аналогичных массивов [15]. Сам Йоко-Довыренский массив изучен недостаточно. Открытая в 60-х годах зона Си-Ni оруденения (Байкальское месторождение) исследована фрагментарно – на отдельных участках с поверхности и на глубину 200–750 м по редкой сети скважин. Данные геофизических методов позволяют прогнозировать наличие в глубинных плагиоперидотитах Йоко-Довыренского массива богатых сульфидных руд, в том числе и платиносодержащих. Более перспективна на поиски платиноидов его центральная часть, где располагается Риф I. Расчетная глубина развития платиноносного горизонта около 500 м [15].

Другим перспективным объектом может служить хромитовое оруденение Шаманского массива. Формационная принадлежность, характер и масштабы хромитового оруденения, близость его состава с известными платиноносными массивами альпинотипных гипербазитов позволяют ожидать нахождения в нем руд, а также богатых россыпных проявлений МПГ по ручьям, дренирующим этот массив.

Необходима переоценка отработываемого Ирокиндинского золоторудного месторождения как комплексного платино-золоторудного, а также оценка его хвостоотвалов, которые накопились за время многолетней эксплуатации месторождения.

Особую группу представляют собой платиносодержащие россыпи золота, в которых содержания платиновых минералов нередко достигают величин, пригодных для попутной отработки. Среди них можно выделить россыпи по руч. Адян

Келянский и Нижний Каменный Муйской зоны (бассейн среднего течения р. Витим).

Анализ сырьевого потенциала МПГ Северо-байкальской провинции свидетельствует о необходимости комплексного использования платино-содержащих руд различных месторождений. Поэтому актуальной задачей является не только

организация научно-исследовательских и поисково-оценочных работ, но и разработка соответствующих технологий извлечения МПГ из различных типов руд и россыпей золота.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта ОНЗ РАН 2.1.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Благороднометаллическая минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы* / Н.Д. Толстых, Д.А. Орсов, А.П. Кривенко, А.Э. Изох. Новосибирск: Параллель, 2008, 194 с.
2. *Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса* / Е.Ю. Рыцк, Ю.В. Амелин, Н.Г. Ризванов и др. / Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3-15.
3. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи: Обзор месторождений вне Урала. Л.: Изд-во АН СССР, 1933, 240 с.
4. *Грудинин М.И., Демин И.А.* Среднемамаканский лерцолит-пироксенит-габбровый массив (Северо-Байкальское нагорье) / Геология и геофизика, 1990, № 6, с. 67-74.
5. *Грудинин М.И., Мазукабзов А.М., Демин И.А.* Ультрабазит-базитовый магматизм обрамления Муйской глыбы (Средневитимская горная область) / Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 2002, т. 77, вып. 4, с. 77-86.
6. *Додин Д.А., Чернышов Н.М., Якуевич Б.А.* Платино-металлические месторождения России. СПб.: Наука, 2000, 755 с.
7. *Золото Бурятии*. Кн. 1 / П.А. Рошкстаев, А.Г. Миронов, Г.И. Дорошкевич и др. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004, 515 с.
8. *Золото-сульфидное месторождение Каменное (Северное Забайкалье, Россия) – представитель рифейского эпitherмального золото-теллуридно-серебряного оруденения* / А.Г. Миронов, С.М. Жмодик, А.А. Боровиков и др. / Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 5, с. 407-426.
9. *Кислов Е.В.* Платино-металлическо-медноникелевые месторождения в островодужных структурах (на примере Северобайкальской провинции) / Металлогения древних и современных океанов – 2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс: ИМин УрО РПН, 2010, с.69-73.
10. *Кислов Е.В., Орсов Д.А., Малышев А.В.* Северо-Байкальская никеленосная провинция, Республика Бурятия / Руды и металлы, 2007, № 6, с.6-15.
11. *Леснов Ф.П.* Основные черты никеленосной габбро-пироксенит-дунитовой формации Северного Прибайкалья / Геология и геофизика, 1966, № 8, с. 12-24.
12. *Лоскутов И.Ю., Асосков В.М.* Оценка потенциальной хромитоносности Шаманского гипербазитового массива / Руды и металлы, 2010, № 6, с. 32-36.
13. *Минералы платиновых металлов и типы их ассоциаций в золотоносных россыпях Саяно-Байкальской складчатой области (территория Бурятии)* / Д.А. Орсов, Ю.Ч. Очиров, А.Г. Миронов и др. / Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 3, с. 335-346.
14. *Нестрадиционные золото-платиновые месторождения Восточной Сибири* / А.Ф. Коробеников, Г.Л. Митрофанов, В.К. Немеров, Н.А. Колпакова / Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 4, с. 432-444.
15. *Нефедьев М.А.* Глубинное строение и оценка перспектив Довыренского базит-гипербазитового массива по геофизическим данным (Северное Прибайкалье) / Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Материалы международной конференции. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2005, С. 163-165.
16. *Орсов Д.А., Конников Э.Г.* Распределение элементов и минералов группы платины в разрезе Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового расслоенного плутона (Восточная Сибирь) / Новые горизонты в изучении процессов магма- и рудообразования. Материалы научной конференции. Москва: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН). 8-11 ноября 2010 г. М.: ИГЕМ РАН, 2010, с. 134-135.
17. *Орсов Д.А., Кислов Е.В., Малышев А.В.* Перспективы освоения Северобайкальского никеленосного района / Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геоэкологии Западного Забайкалья. Материалы международной научно-практической конференции. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007, с. 98-101.
18. *Переляев В.И.* Ультрабазит-базитовые комплексы западной части Средне-Витимской горной страны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2002, 18 с.
19. *Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области* / П.А. Балькин, Г.В. Поляков, В.И. Богнибов, Т.Е. Петрова. Новосибирск: Наука, 1986, 200 с.
20. *Скурский М.Д.* Недр Забайкалья. Чита, 1996, 692 с.
21. *Sm-Nd-данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса* / А.Э. Изох, А.С. Гибшер, Д.З. Журавлева, П.А. Балькин / Доклады АН, 1998, с. 88-92.
22. *Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю.* Россыпные критерии поисков платиноносных комплексов / Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы. Сборник тезисов докладов научно-практической конференции. М.: ЦНИГРИ, 2008, с. 179-180.
23. *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.
24. *Шишкин Н.Н., Кумпан Е.А.* О медно-никелевом сульфидном оруденении в Безымянном массиве основных и ультраосновных пород / Труды. Гипроникель. Вып. 21. JL., 1964, с. 70-96.
25. *Элементы платиновой группы в золото-сульфидных и полиметаллических рудах Саяно-Байкальской складчатой области и возможные формы нахождения платины и палладия в сульфидных* / Миронов А.Г., Жмодик С.М., Колесов Г.М. и др. / Геология рудных месторождений, 2008, т. 50, № 1, с. 47-66.
26. *Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А.* Возраст 725 млн лет (U-Pb по бадделиту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франклинской магматической провинции северной Лаврентии, датированной как 723 млн лет / Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2009, с. 330-332.
27. *Amelin Y.V., Riisk E.Y., Neymark L.A.* Effects of interactions between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt. / Earth and Planetary Sci. Lett., 1997, v. 148, N 1, p. 299-316.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСАХ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г.Л. Митрофанов

ФГУНПП «Иркутскгеофизика», г. Иркутск

В южном обрамлении Сибирской платформы сосредоточены разнообразные месторождения благородных металлов, образующие своеобразный крупный минерагенический пояс. Он включает регионы, относящиеся к металлогеническим провинциям: Енисейский кряж, Восточный Саян, Байкальскую горную область (Байкало-Патомское нагорье и Западное Забайкалье). Западная ветвь этого пояса существенно золоторудная, в то время как восточная - платинометалльно-золоторудная. Значительный интерес представляют проявления МПГ в крупных золоторудных полигенных месторождениях «Сухоложского типа» в углеродистых черносланцевых формациях, распространенных в Байкало-Патомском нагорье. Они могут быть востребованы в перспективе в качестве комплексных платинометалльно-золотых объектов при разработке эффективных технологий извлечения МПГ, находящихся в ультратонких минеральных обособлениях и плохо улавливаемых существующими для золотых руд данных месторождений методами обогащения. Сравнение региональных условий формирования этих провинций представляет значительный интерес с точки зрения перспектив платиноносности.

Региональные критерии прогнозирования комплексного платино-полиметалльного оруденения в углеродистых осадочных формациях были рассмотрены ранее [1], и выделены следующие:

- *Бассейновый*, включающий шесть типов потенциально платиноносных бассейнов углеродистого седиментогенеза, которые обусловлены благоприятным сочетанием палеогеодинамических режимов и палеогеографических обстановок:

А - внутри- и окраинноконтинентального рифтогенеза;

Б - пассивных окраин континентов на ранних стадиях раскрытия океанов;

В - активных окраин континентов;

Г - бассейнов форланда коллизионных этапов.

В пределах выделяемых бассейнов намечаются зоны, отличающиеся по палеогеографическим

условиям осадконакопления и накопления МПГ:

I - условиям континентального шельфа и эпиконтинентального мелководного бассейна (100-300 м) с типами бассейнов: эпиконтинентальным надрифтовым, шельфа пассивной окраины континента, шельфа задугового моря;

II - условиям накопления осадков на материковых склонах и их подножьях с процессами лавинной седиментации и относительным глубоководьем (500-3000 м) с типами:

I - бассейны склона и подножья пассивной окраины континента,

II - бассейны склонов и котловин задуговых морей.

- *Формационный*, включающий в качестве перспективных шесть основных типов углеродистых формаций.

- *Региональной металлогенической специализации*.

- *Постседиментационных преобразований*.

В качестве критериев средне-крупномасштабного прогнозирования выделены два: *критерий рудообразующих процессов и критерий локализации руд*.

На основе этих критериев нами проведен сравнительный анализ тектонических закономерностей размещения и формирования месторождений благородных металлов в черносланцевых формациях Байкало-Патомского нагорья и Енисейского кряжа, вмещающих крупные и сверхкрупные месторождения. В золоторудных месторождениях в черносланцевых формациях этих регионов зафиксирована платиноидная минерализация, максимальное количество которой установлено в Байкало-Патомском нагорье.

Фактический материал показывает, что в южном обрамлении Сибирского эпикарельского кратона структурно-формационные комплексы (СФК) позднего докембрия и раннего палеозоя, вмещающие крупные благороднометалльные месторождения, формировались на эпикарельском фундаменте в «миогeosинклинальных» и «эвге-

осинклинальных» зонах (рис. 1)

Эвгеосинклинальные зоны повсеместно занимают периферическое положение по отношению к платформе, а вулканогенные образования в них подстилаются осадочными толщами миогеосинклинального (шельфового) типа, сопоставимого с низами разрезов миогеосинклинальных зон [12].

Формированию миогеосинклинальных прогибов предшествует возникновение вдоль зон глубинных разломов окраинно-континентальных рифтов с перидотит-габбро-базальтовым магматизмом. Миогеосинклинальные комплексы содержат большой объем высокостарых тонкотерригенных осадков.

Особенности тектонического развития юга Восточной Сибири в позднем докембрии - отсутствие линейно-вытянутых офиолитовых поясов, надсубдукционный характер офиолитов, зон с резко увеличенной мощностью земной коры на большой площади, наличие большого количества выступов фундамента внутри зон, влияющих на распределение фаций осадков, нелинейный «пе-

гельчатый» структурный рисунок складчатых зон, существенно гранитоидный магматизм, тяготеющий к выступам фундамента, наличие длительно существующих центров эндогенной активности.

По стилю тектонического развития и своеобразию СФК геодинамические условия рифея юго-западной окраины Сибирской платформы могут быть классифицированы как условия рифтогенной окраины палеоконтинента с сочетанием «миогеосинклинального» (шельфового) осадконакопления с «эвгеосинклинальным», с мощным гранитоидным магматизмом на заключительных этапах тектоно-магматической активизации (ТМА). Мозаично-блоковый деструктивный характер границы Сибирского палеоконтинента вероятно начал формироваться еще в конце карелия.

Все СФК формировались в окраинноконтинентальных (в рифее и раннем палеозое), эпиконтинентальных (в нижнем палеозое) морских бассейнах и в орогенных структурах областей ТМА в позднем рифее-раннем палеозое.

Количество, время и интенсивность проявле-

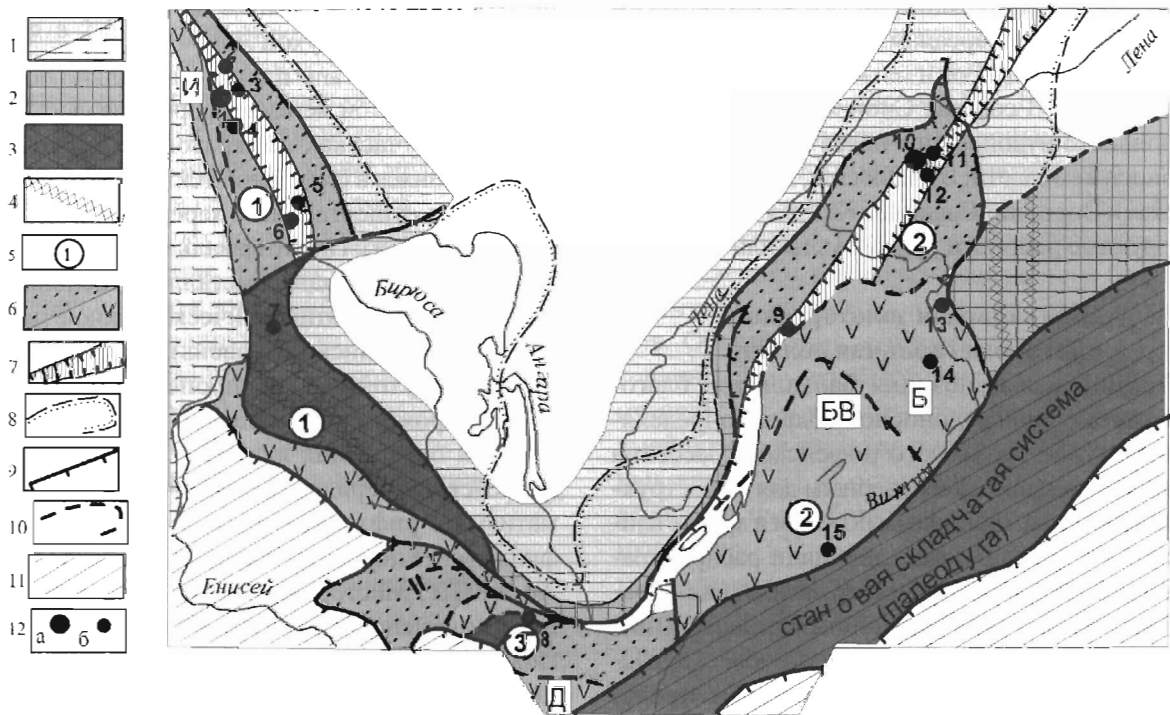


Рис. 1. Тектоническая схема домезозойских структур юга Сибирской платформы.

Составил Г.Л. Митрофанов с использованием данных Т.Я. Корнева (2004), Ю.Г. Сафонова (2004).

1. Границы чехла Сибирской платформы (а) и Западно-Сибирской плиты (б). 2-3. Выступы дорифейского фундамента платформы (2) и складчатых систем (3). 4. Реликты зеленокаменных поясов. 5. Складчатые системы на эпикарельском фундаменте: 1 - Присяно-Енисейская; 2 - Байкальская; 3 - Восточно-Саянская; 6. Мегазоны: миогеосинклинальные (а), эвгеосинклинальные (б): Б - Байкало-Витимская; БВ - Баргузино-Витимская; И - Исаковская; Д - Дзидинская. 7. Рифтовые зоны палеошельфов. 8. Границы рифейской трансгрессии. 9. Границы складчатых систем (бассейнов). 10. Границы мегазон. 11. Структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса. 12. Месторождения золота: а - сверхкрупные, б - прочие; 1 - Олимпиадинское, 2 - Советское, 3 - Эльдorado, 4 - Ведугинское, 5 - Васильевское, 6 - Самсоновское, 7 - Кузеевское, 8 - Зун-Холбинское, 9 - Мукодекское, 10 - Сухой Лог, 11 - Высочайшее, 12 - Вернинское, 13 - Уряхское, 14 - Ирокиндинское, 15 - Назаровское.

ния ТМА в разных частях системы обрамляющих Сибирский палеоконтинент окраинных бассейнов различно. В Енисейском кряже после позднего рифея процессы ТМА проявлены слабо. В Саяно-Байкальской горной области мощные процессы активизации проявились в нижнем кембрии, ордовике и девоне в Саянах, ордовике, девоне и карбоне в Байкальской горной области. Сформировавшаяся в ходе этих процессов мозаично-блоковая структура обрамления Сибирской платформы существенно влияла на минерагеническую зональность и типы эндогенного золотого и платинометалльного оруденения.

Благороднометалльный рудоносный пояс в южном обрамлении Сибирской платформы включает рудоносные области, рудные районы и узлы. Их расположение обусловлено комплексом геодинамических и тектонических факторов, отражающих геологическую и тектоническую эволюцию краевой зоны Сибирского кратона в позднем докембрии и палеозое. Границы минерагенических таксонов определяются границами областей накопления специализированных металлоносных осадков, активизированными глубинными разломами фундамента, ареалами эндогенных тектоно-термальных процессов и магматогенных структур этапов ТМА. В составе Сибирского благороднометалльного рудоносного пояса выделяются три рудоносные области: Байкальская, Присаяно-Енисейская и Восточно-Саянская. Каждая из них включает рудные районы и рудные узлы или зоны.

Байкальская золоторудно-платинометалльная область

Тектоническая позиция Байкальской благороднометалльной рудоносной области определяется контуром задугового рифейского бассейна осадконакопления с характерным для этих структур повышенным тепловым потоком в ареале влияния мантийного плюма - площади распространения магматических и метасоматических образований этапов ТМА. Окраинноконтинентальный бассейн, вмещающий рудоносную область, расположен в клинораздвиговой (pull-apart wedge) мегаструктуре [9], разделяющей Алданский и Ангарский геоблоки Сибирского кратона в пограничной зоне Урало-Монгольского палеоокеана. В бассейне выделяется две мегазоны: шельфовая (миогеосинклинальная) и глубоководная (эвгеосинклинальная).

Шельфовая мегазона развивалась в вершине угла и бортах клинораздвигав на отколоте в начале рифея, при формировании клинораздвигав,

фрагменте фундамента кратона. Палеоструктура дна бассейна была сложной и состояла из системы щелевидных трогов (рифтов) и поднятий, образующих расходящийся от вершины клинораздвигав веер структур. От слияния двух главных рифтов (Олоkitско-Бодайбинского и Верхне-Нечерского) далее к северо-востоку образовалась единая рифтовая Бодайбино-Вилуйская зона. К участку слияния трех рифтовых лучей приурочен Бодайбинский рудоносный. Часть прогиба, сохранившаяся в краевом провесе («заливе») Ангаро-Витимского ареал-плутон и обуславливает Бодайбинский рудный район.

Фундамент Бодайбинского прогиба разбит системой глубинных коровых разломов поперечных к оси рифта, вдоль которых в осевых частях сложных антиклиналей предполагаются нескрытые штоки палеозойских гранитоидов. Массивы Константиновский и Джегдокарский обнажены. Инъективно-купольные структуры развиты и по периферии прогиба. Невскрытый массив (Угоханский плутон, вероятным сателлитом которого является Константиновский шток) предполагается по геофизическим данным на глубине 3 км под месторождением Сухой Лог [4].

На первом этапе платинометалльно-золотое оруденение в этой мегазоне формировалось в надрифтовых участках эпикратонных, длительно развивавшихся в спокойной тектонической обстановке (без существенных перерывов и несогласий), прогибов с гидротермально-осадочным накоплением благородных металлов, в основном на определённом стратиграфическом уровне (валухтинско-хомолхинский уровень), при синхронных вулканоплутонических процессах в соседних зонах. Вероятно, обязательным условием формирования оруденения являлось наличие раннего (рифейского) перидотит-габбро-базальтового магматизма в рифтовых зонах, а также наличие в фундаменте породных ассоциаций, обогащенных Au и МПГ. Месторождения и проявления локализованы непосредственно в осевой части прогиба в зоне зеленосланцевого метаморфизма. Рудные узлы приурочены к поперечным северо-западным разломам фундамента. Оруденение жильного, жильно-прожилкового золото-кварцевого типа локализовано гипсометрически выше золото-сульфидного с платиноидами и распространено по всей территории, в целом не выходя за пределы биотитовой изограды метаморфизма. Главная часть этого типа оруденения сосредоточена в южной части рудного района в сложно дислоцированных складчатых толщах рифея и венда.

К югу шельфовая мегазона сменяется глубоководной эвгеосинклинальной в составе двух зон: Байкало-Витимской и Баргузино-Витимской. В эвгеосинклинальной мегазоне количество рифтов резко увеличивается. Система рифтов и реликтовых блоков фундамента образуют здесь ячеистую мозаично-блоковую структуру зоны рассеянного спрединга.

Все места концентрации благородных металлов в указанных зонах локализованы в пределах разноразмерных провесов кровли в гранитоидах Ангаро-Витимского ареал-плутона и «окнах» вмещающих пород, практически не затронутых гранитизацией. Слагающие эти провесы и «окна» СВК представлены вулканогенно-осадочными и интрузивными породами рифса и палеозоя, претерпевшими гидротермально-метасоматические изменения березит-лиственитовой формации. Размер этих провесов и «окон» в эвгеосинклинальной зоне и определяет масштаб и контуры рудных таксонов от рудного района до рудного узла (зоны). Суммарная мощность пород в провесах кровли, вмещающих рудные районы, по геофизическим и геологическим данным оценивается в 2-8 км. Эти мощности соизмеримы с мощностью осадочных пород в «заливе» Ангаро-Витимского ареал-плутона, в котором расположен Бодайбинский рудный район. Провесы кровли и «окна» интродуцированы мелкими штоками-сателлитами главного плутона.

Внутри крупных провесов и «окон» - рудных районов положение рудных зон определяется приуроченностью к зонам рифтов. Крупные рудные узлы контролируются узлами сочленения разно ориентированных зон корово-мантийных разломов, контролирующих рифтовые зоны, охватывая как рифтовые зоны, так и краевые части крупных реликтовых блоков сиалического фундамента.

Присяно - Енисейская рудоносная область

Присяно - Енисейская рудоносная область охватывает структуры Заангарской части Енисейского кряжа, Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов фундамента платформы. Для глубинного строения области характерна повышенная мощность земной коры (до 55 км), которая разбита сериями продольных (СЗ) и поперечных (СВ) разломов, и характеризуется наличием на глубине единого крупного гранитоидного плутона, частично обнажающегося в виде массивов татарско-аятинского комплекса. Зоны аномальной мантии и локального утонения коры, в отличие от Байкаль-

ской области, не выявлены. Отсутствуют крупные фанерозойские зоны ТМА. Юго-восточная часть области, представляет собой активизированный в рифее краевой выступ эпикарельского фундамента Сибирской платформы. В Ангаро-Канской, Бирюсинской и Канской глыбах установлены зеленокаменные троговые комплексы с характерными образованиями базальт-коматиитовой формации с Cu-Ni и Au-МПГ оруденением, приуроченные к зонам глубинных разломов СЗ простирания [7]. Раннедокембрийские толщи прорваны гранитоидами с возрастом 1837-1950 и 1750-1920 млн лет. Формирование зрелой континентальной земной коры завершилось до начала рифея.

В Заангарской части Енисейского кряжа раннедокембрийские образования обнажаются в ядрах антиклинориев (тейская серия) и перекрыты несогласно отложениями рифея, слагающими две синхронные структурно-формационные мегазоны: Заангарскую миогеосинклинальную и Исаковскую эвгеосинклинальную. Заангарская мегазона сложена преимущественно осадочными породами, сформировавшимися в едином прогибе. Они представлены аспидной и флишоидной формациями сухопитской и тунгусикской серий среднего и верхнего рифея соответственно суммарной мощностью 8-10 тыс. м [13]. Выделяется две структурно-формационные зоны: 1) восточная Чернореченско-Каменная, амагматичная, сформировавшаяся в условиях внешнего шельфа; 2) западная Ангаро-Тисская - миогеосинклинальная с проявлением высокомагнезиального базальтоидного вулканизма вдоль зон глубинных разломов. Образования, сосредоточенные на уровне кординской и удерейской свит сухопитской серии, относятся к коматиит-базальтовой формации и выделяются в качестве рифейских зеленокаменных трогов [7]. В основании кординской свиты выделяют панимбинскую осадочно-вулканогенную толщу [13], которая вместе с кординской свитой рассматривается как продукт начального рифейского рифтогенеза. Они распространены в зонах Ишимбинского, Татарского, Усть-Ангарского и Приенисейского разломов, нарастающих в северо-западном направлении Бирюсинский и Тагульский разломы и, соответственно, зеленокаменные пояса раннего докембрия. Ишимбинский и Татарский разломы ограничивают «Центральный грабен-рифт», или «Татарско-Ишимбинский континентальный рифт» по [13], контролирующий размещение золоторудных месторождений. При линейном положении главных складчато-разрывных и золоторудных структур вдоль гра-

ницы Сибирского кратона в обнаженной части Енисейского кряжа геофизическими методами установлено продолжение осадочных комплексов рифея под платформенным чехлом в восток-северо-восточном направлении между Приангарским и Тунгусским поперечными глубинными разломами, входящими в состав Патома - Вилюйского линейного элемента в пределах Иркинеевского авлакогена. Структура авлакогена в участке замыкания аналогична таковой Байкало-Патомского прогиба [17]. Таким образом, Енисейский рифейский рудоносный бассейн сформировался в зоне пересечения глубинных разломов фундамента в «устьевой» части Иркинеевского авлакогена и может быть отнесен, так же как Байкальский, к бассейнам в зонах клинораздвигов. Северная и южная его границы совпадают с границами авлакогена, восточная - с Анкиновской зоной глубинного разлома.

Исаковская эвгеосинклинальная зона отличается широким развитием позднерифейских вулканоплутонических образований «островодужного» типа дискуссионной тектонической принадлежности и нами интерпретируется как вулканогенный прогиб трогового характера. Таким образом, на уровне геосинклинального этапа Енисейский бассейн осадконакопления может быть интерпретирован как бассейн активной континентальной окраины с широкой палеошельфовой зоной, осложненной продольными окраинноконтинентальными рифтовыми зонами над активизированными раннедокембрийскими разломами. В нижней части геосинклинального комплекса на уровнях панимбинской толщи, кординской и удерейской свит отмечается повышенная концентрация Cr, Ni, V, Pt, Pd, Sn, W, Mo, Nb, Pb, Te, Se, Au. Панимбинская толща и кординская свита включают главный объем золотого оруденения Енисейского кряжа золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Удерейская и горбилоская свиты содержат наибольшее количество золоторудных объектов, но суммарно значительно уступающие по объемам и представленные кварцево-жильными типами [13].

В рудах Олимпиадинского месторождения в кординской свите установлена Pt от 0,005 до 24 г/т (среднее 1,41 г/т в рудном теле №4) и Pd в количествах от 0,01 до 1,9 г/т [8]. Эти данные показывают принципиальную платинометалличность золоторудных объектов Енисейского кряжа, но нуждаются в дальнейшем изучении.

Образованию орогенного комплекса предшествовали процессы складчатости, многоэтапного метаморфизма [16] и формирования мигматит-

гранитового тейского (850-865 млн лет) и гранитового татаро-аяхтинского (850±60 млн лет) комплексов батолитовой формации. С последним большинством исследователей связывается формирование золоторудных месторождений Енисейского кряжа. Позднеорогенные комплексы представлены лейкогранитовой, щелочно-гранит-сиенитовой и ийолит-сиенитовой формациями позднего рифея-венда, завершившими доплатформенное развитие.

Итак, в пределах Енисейского кряжа оруденение контролируется полем распространения отложений панимбинско-горбилоского (главным образом панимбинско-кординского) стратиграфических уровней в зоне Центрального интраконтинентального трога-рифта на сочленении его и поперечных систем глубинных разломов в ареале воздействия орогенных гранитов татарско-аяхтинского комплекса. Рудные образования сформировались в два основных этапа: 847-682 млн лет и 780-685 млн лет. Поздние рудные преобразования слабо проявлены в интервалах 538-526 млн лет и 368-364 млн лет в южной части кряжа на границе с Восточно-Саянской провинцией.

В основе прогнозирования и поисков месторождений Сухоложского типа длительное время лежали представления о метаморфогенно-гидротермальном генезисе золотосульфидного оруденения в углеродистых миогеосинклинальных толщах [1]. В «Геолого-генетических моделях...» [2] выделено три группы регенерированных месторождений конвергентного ряда, две из которых характеризуют месторождения с термофлюидными системами малоудаленными и удаленными от гранитных батолитов. Сухой Лог отнесен к последним (удаленным более 3-5 км). При этом предполагается формирование «первичного» месторождения (или рудоносного горизонта) за счет «первичных» флюидов мантийного или (и) коро-мантийного происхождения.

Новая «рифтогенная» модель формирования месторождения Сухой Лог предполагает связь месторождения с палеорифтом, процессами частичного метаморфно-метасоматического преобразования рудного вещества при региональном метаморфизме в венде - кембрии и формировании месторождения под воздействием гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса [12].

Изучение платиноносности данного типа месторождений показало, что распределение основного рудного компонента, Au, и сопутствующих ему МПП в пределах рудных объектов имеют существенные различия [3, 4]. Отсюда возникают

вопросы, касающиеся, возможно, различных источников рудных компонентов, или вариаций условий формирования золотой и платинометалльной минерализации. Как следствие, это отражается и на критериях прогноза таких объектов.

Предполагалась связь формирования месторождения и района в целом с рифейским рифтогенезом [10]; позднее была разработана флюидо-динамическая (рудно-углеводородная) модель формирования большеобъемных платинозолоторудных месторождений Сухоложского типа [14], учитывающая полученные данные по характеру зональности оруденения и распределения рудных компонентов на месторождении и влияние гранитоидов.

Принципиально новые данные были получены в процессе дальнейшего изучения месторождения по составу и температуре флюидов, возрасту рудообразующих процессов и модельному возрасту рудных свинцов [4], глубинному строению месторождения, а также новых данных о роли газотранспортных реакций в процессах формирования рудных поликомпонентных объектов [4]. Все они говорят о значительной роли в формировании оруденения не только внутрикоровых процессов, но и мантийных флюидов.

Вырисовывается следующий сценарий формирования Бодайбинского рудного района. Предистория формирования Бодайбинского РР связана с развитием межкратонного Патома-Вилюйского раннепротерозойского протогеосинклинального прогиба с большим количеством пород базит-гипербазитового состава. Его образования в последующем явились фундаментом Бодайбинского прогиба. Позднекарельская гранитизация (1750-2100 млн лет) проявилась только по краю кратонных блоков и происходила при значительной переработке базитов и глубинном привносе В, так как сформировавшиеся гранитоиды отличаются высокими содержаниями турмалина (Амандраский массив).

Карельский этап сменился длительным периодом тектонической стабилизации с формированием кор химического выветривания, их переотложения. Сформировавшийся во впадинах чехол из продуктов зрелых переотложенных кор выветривания, содержащих кластогенное золото и тонкораспыленные ММПГ [14], стал хорошим структурно-литологическим и геохимическим барьером для формирования в Бодайбинском межкупольном прогибе оруденения типа «несогласия», обеспечившего дополнительную концентрацию благородных металлов в фундаменте Бодайбин-

ского рифейского прогиба.

В конце нижнего – начале среднего рифея в результате активизации эндогенных процессов начинается деструкция эпикарельского кратона, раздвигание Ангаро-Ботуобинского и Алданского мегаблоков и формирование Байкальского клинораздвиги и системы щелевых рифтогенных зон в его пределах. Наиболее крупный из них, Олоkitско-Бодайбинский, возник на месте раннепротерозойской межкупольной зоны с минимальной мощностью коры. Его сопровождали оперяющие рифтовые структуры. К зоне их сочленения и приурочен Бодайбинский эпикратонный прогиб. Рифтогенные формации представлены грубообломочными вулканогенно-осадочными толщами (медвежевская свита) часто с горизонтами железистых кварцитов. Вулканисты андезито-базальтового состава ассоциируют с пластовыми интрузиями перидотитов, метадолеритов, диоритовых порфиритов. Установлено проявление линзовидных тел карбонатитов с Nb-P-редкометалльным оруденением (Нечерское поднятие) и метасоматиты с касситерит-мусковит-кварцевыми рудами с возрастом 1300 ± 140 млн лет [6].

Следующий этап (RF₂-O?) характеризуется длительным формированием надрифтовой впадины - Бодайбинского прогиба. Общая мощность осадков составила около 11000 м при очень низкой скорости седиментации. Характерно накопление углеродистых терригенных пород, причем они приурочены к отложениям средней и верхней части верхнего рифея (хомолхинский и аунакит-вачский уровни). Для всех отложений рифея характерна литофильная или лито-халькофильная геохимическая специализация, и только породы хомолхинского уровня отличаются сидерофильным профилем геохимической специализации. Это связано с активизацией эндогенных процессов, накоплением осадков хомолхинской свиты в условиях синхронной вулканической деятельности в Олоkitской части рифта и в смежной Байкало-Витимской эвгеосинклинальной зоне. Формирование отложений сопровождалось поступлением пирокластического материала, гидротермальными процессами с привносом рудного материала из фундамента, первичным накоплением Au, МППГ и сопутствующих сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, Fe), а также частичным привносом S [4] и С. Примерно этому временному уровню (900 - 800 млн лет) соответствуют метаморфические преобразования зеленосланцевой фации базальтоидов тыйской и медвежевской свит; формирование колчеданно-полиметал-

лических руд (с попутным Au) Холоднинского месторождения (800-700 млн лет) в Олоkitской зоне рифта. Этот уровень является главным рудовмещающим и, по-видимому, рудоносным, обеспечившим в последующем формирование уникальных золото-платиноидных поликомпонентных месторождений.

Складчатостью и метаморфизмом осадки в пределах надрифтовой части Бодайбинского прогиба в верхнем рифее и венде не затрагивались, хотя в Олоkitской части рифта и в Байкало-Витимской зоне в конце рифея прошли интенсивные эндогенные процессы с интрузивной и вулканической деятельностью. В то же время формирование над хомолхинской свитой мощной толщи терригенно-карбонатного состава верхнего рифея, венда и платформенных отложений кембрия-ордовика (?) способствовало сохранности, перераспределению и концентрированию оруденения в специфических условиях замкнутого бассейна с застойным режимом водообмена и длительно устойчивых Р-Т параметрах. Терригенно-карбонатный экран имняжской свиты над рудоносной хомолхинской обеспечивал устойчивый геохимический барьер и термостатирование всей рудно-магматической системы.

Каледонский этап эндогенной активности в регионе начался в ордовике и связан с активизацией Забайкальского плюма. Становление массивов автохтонных гранитов (420-430 млн лет) в участке незакрытого Бодайбинского рифта привело к формированию своеобразной «заливообразной» структуры размером 200 x 50-60 км в краевой части ареал-плутона с сохранением мощной толщи осадков рифея и венда (до 7 км) в надрифтовой части Бодайбинского прогиба, окаймленной гранито-купольными структурами в бортах рифта. Она является определяющей для контуров Бодайбинского рудного района и зоны влияния термофлюидной системы. Тепловые поля гранитоидов с подобным морфологическим положением кровли играют, по-видимому, как «фокусирующую», так и стабилизирующую роль зон выщелачивания и отложения металлов [2].

В провесах кровли, широких зонах экзоконтактов и вдоль глубинных разломов регионально проявились процессы метасоматоза березит-лиственитовой фации. Эти процессы, вероятно, сопровождались перераспределением «первичного» оруденения, привнесом и концентрированием новых порций рудного вещества мантийными флюидопотоками. Активизировались поперечные (СЗ) разломы фундамента, вдоль которых возник-

ли благоприятные для локализации оруденения складчатые и разрывные структуры в осадочных толщах. Они определили местоположение рудных узлов. Участки пересечения их с субмеридиональными разломами явились наиболее проницаемыми для флюидопотоков и гидротермальных растворов и формирования локальных калиевых метасоматитов, вмещающих месторождение Сухой Лог. Вероятно, в этот этап и сформировалось главным образом поликомпонентное Au-МПГ сульфидное оруденение. По данным вариаций состава свинцов золотоносных пиритов и золота месторождения Сухой Лог отвечают интервалу модельных возрастов 450-175 млн лет. Это свидетельствует скорее в пользу мантийной природы свинцов, связанной с флюидопотоками каледонского и герцинского этапов. Каледонский этап завершился перед девоном полной складчатостью рифей-нижнепалеозойских толщ прогиба.

Заключительный акт формирования структур прогиба и оруденения относится к новой активизации плюма в герцинский этап. Он проявился в раскрытии Бодайбино-Вилуёвского участка рифта, внедрении интрузий гипербазитов и базитов, закрытии Олоkitской части рифта, мощным тепловым потоком, интенсивным флюидопотоком, кремне-калиевым метасоматозом и формированием перемещенных гранитов Ангаро-Витимского ареал-плутона (~320 млн лет).

Возраст процесса формирования кварцевых жил (316 ± 16 млн лет). По начальным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равным 0,717 источником вещества являются коровые образования. Модельный возраст рудного свинца из золото-кварцевых жил соответствует значениям 333-397 млн лет [5].

Таким образом, тектоническая позиция Бодайбинского рудного района определяется приуроченностью:

- к эпикратонной палеошельфовой надрифтовой впадине со специфичным глубинным строением и осадконакоплением в условиях интенсивного флюидопотока над зоной тройного сочленения рифтингов первого порядка;
- к активизированному в среднем палеозое участку рифтинговой зоны первого порядка, интенсивно проработанному мантийным флюидопотоком;
- к крупному «заливу» в зоне палеорифта в краевой части Ангаро-Витимского ареал-плутона, играющему роль межкупольной зоны с низким метаморфизмом и концентрированным флюидопотоком, а также:
- наличием в рифтовой зоне локальных поло-

жительных аномалий силы тяжести, соответствующих телам базитов и локальных отрицательных гравиметровых аномалий над нескрытыми телами гранитоидов;

- благоприятными локальными складчато-разрывными структурами.

Весь процесс формирования рудоносной тектонической структуры охватывал период, как минимум, от нижнего рифея до среднего карбона. Он включал два крупных этапа тектонической субплатформенной стабилизации (RF_1 - RF_2 и RF_3 -O?) и четыре этапа (без учета мезо-кайнозойских) ТМА (RF_3 , RF_3 , O-S, D-C₂).

Позиция рудного района относительно кровли ареал-плутона палеозойских гранитоидов (приуроченность к «заливу»), расположение рудного узла и рудного поля над скрытым на глубине 3 км Угоханским плутоном позволяют рассматривать оруденение промежуточным в классификации регенерированных месторождений [2], занимающим положение между «мало удаленными от гранитных интрузий» и «удаленными».

Пересечение поперечного разлома с зонами СЗ простирания контролирует участки развития локальных калиевых метасоматитов (площадь 5 x 0.7 км), в пределах которых локализовано месторождение Сухой Лог.

Сравнение тектонических особенностей формирования главных рудных районов Байкальской рудоносной области с аналогичными Присяяно - Енисейской и Восточно-Саянской показывает их принципиальную схожесть по многим позициям. Фундамент Тейско-Татарского РР Енисейской области сформировался в нижнем протерозое (1800±100 млн лет). Сиалический фундамент при этом слагает большую часть территории. В раннедокембрийских образованиях вдоль зон разломов установлены коматиит-базальтовые образования в реликтах зеленокаменных трогов [7]. Конец раннего протерозоя характеризовался относительной стабилизацией условий и формированием квазиплатформенного чехла. Рифейский этап начался с заложения Центрального интраконтинентального прогиба-трога. В начале этапа (1400-1100 млн лет) в условиях медленного прогибания произошло накопление 2/3 сухопитской серии. Во время формирования удерейской свиты произошла активизация древних разломов с проявлением ультраосновного-основного магматизма. Вероятно, синхронно с осадконакоплением и гидротермальной деятельностью происходил привнос глубинными флюидами рудных компонентов, в том числе в форме комплексных углеродистых соедине-

ний. Сформировалось «первичное» золото-сульфидное и золото-сульфидно-кварцевое стратиформное оруденение в геохимически специализированных горизонтах. Второй этап (предорогенный, 1100-850 млн лет) характеризовался продолжением осадконакопления, но с усилением тектонической активности к концу этапа, который характеризуется становлением батолитовой гранитоидной формации (татарско-аяхтинского комплекса) (850±69 млн лет). С последним связана регенерация «первичного» оруденения, интенсивные метасоматические и гидротермальные процессы. Этот крупный батолит сформировался в узле пересечения глубинных региональных разломов СЗ и СВ направлений. Под рудными полями установлены локальные плотностные аномалии, подобные зонам базификации Мурунтаусской о рудного поля и Бодайбинского РР. Дальнейшее тектоническое развитие Енисейского кряжа фактически не отразилось на формировании оруденения.

В Восточно-Саянском рудном районе формирование золотого оруденения также происходило по близкой схеме: деструкция эпирифейского фундамента по глубинным разломам, контролировавшим рифтинговые зоны рифеид с базит-гипербазитовым магматизмом; формирование вулканогенно-осадочной толщи с «первичным» оруденением (O-S) в рифтинговых зонах; внедрение гранитоидов таннуольского комплекса повышенной основности и регенерация оруденения; повторная регенерация оруденения при внедрении герцинских гранитоидов и формирование золото-кварцевого жильного оруденения. Отмечается достаточно четкая приуроченность золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого оруденения к «рифтовым» межблоковым структурам и золото-кварцевого к краям сиалических блоков.

Общий процесс формирования тектонических структур, приведший к формированию промышленных золотых и поликомпонентных золото-платиноидных месторождений, охватывает громадный интервал времени от раннего рифея до карбона включительно с постепенным омоложением главных заключительных этапов рудогенеза по простиранию пояса от позднего рифея (Енисейский кряж), раннего-среднего палеозоя (Восточный Саян), раннего - позднего палеозоя (Байкальская горная область).

Выделяются следующие основные этапы, проявившиеся по всему южному фасу Сибирского палеоконтинента и имеющие свои особенности в каждой из рудоносных областей (сегментов пояса):

1) Деструкция эпикарельского фундамента и формирование интракратонных надрифтовых прогибов (средний рифей в Енисейском кряже, средний-поздний рифей в Восточном Саяне и Байкальской горной области, верхний рифей-венд и венд-ранний палеозой в восточной части Восточных Саян.). Деструкция эпикарельского фундамента Сибирского палеоконтинента происходит в первую очередь по древним системам глубинных корово-мантийных разломов над зоной разуплотненной верхней мантии. Надрифтовые прогибы на ранних стадиях формируются в интракратонных условиях в зоне воздействия мантийных плюмов.

2) Развитие рифтогенных процессов и обособление рифтогенных шельфовых зон, глубоководных рифтинговых и спрединговых (рассеянный спрединг) впадин (эвгеосинклиналей).

3) Инверсия внутренних (эвгеосинклинальных) зон, внедрение расслоенных габброидных интрузий и формирование вулканоплутонических ассоциаций «островодужного» типа, метаморфизм внутренних зон и бортов рифтов палеошельфа, внедрение протрузий гипербазитов. В палеошельфовых миеосинклинальных зонах продолжение седиментации, но с синхронными внутренним зонам гидротермальными процессами; эндогенные флюидопотоки в рифтовых зонах с привнесением рудного вещества в углеродистые геохимически специализированные горизонты (~1200-820 млн лет).

4) Пенепленизация, платформенный режим.

5) Термальные процессы, скучивание и сводообразование в эвгеосинклинальных зонах (поздний рифей в Енисейском кряже, ранний палеозой в Саяно-Байкальской области).

Платформенный режим в Байкальской области осложняется этапами тектоно-магматических активизаций, проявившихся в:

- активизации Забайкальского плюма, внедрении по разломам в орогенном своде щелочно-габброидных интрузий, интенсивном магнизиально-железистом и углеродистом метасоматозе под действием мантийного флюидопотока, формировании автохтонных гранитоидных очагов (420-460 млн лет);

- раскрытия Вилюйского сегмента Бодайбино-Вилюйского рифта, внедрении базитов, складчатости в Байкало-Патомском прогибе; во внутренних зонах - тектоническом скучивании, своде - и гранитообразовании (Ангаро-Витимский ареал-плутон).

Значительное влияние на формирование оруденения состава и мощности раннедокембрийского

фундамента и приуроченность рудоформирующих структур (рифтовых зон и надрифтовых прогибов) к участкам раннедокембрийского фундамента фемического профиля с пониженной мощностью земной коры (для поликомпонентных месторождений), или активизированных раннедокембрийских зон глубинных разломов в участках с мощной сиалической корой для собственно золоторудных месторождений. Именно переработкой флюидопотоками в рифее и палеозое раннедокембрийских эвгеосинклинальных образований, зеленокаменных трогов с коматиит-базальтовым магматизмом, золоторудной, платинометалльной, Cu-Ni и хромитовой минерализацией в большей мере объясняется геохимическая специализация терригенных углеродистых толщ Байкало-Патомского прогиба и Енисейского кряжа. Именно различие в строении раннедокембрийского фундамента Бодайбинского и Тейско-Татарского рудных районов является причиной преимущественного развития в Бодайбинском РР среди крупных месторождений поликомпонентных Au-MPP сульфидных, а в Тейско-Татарском РР собственно золоторудных. Это же, видимо, является причиной проявления базальтоидного магматизма в Олоkitско-Бодайбинском рифте в рифее и базитовых интрузий в палеозое, внедрение которых сопровождалось мантийными флюидопотоками с привнесением МПГ.

В удалении от Байкало-Патомского прогиба к югу, в Баргузино-Витимской и Еравнинской зонах геохимическая специализация углеродистых толщ приобретает халько- и литофильный характер, а среди золоторудных месторождений и проявлений отсутствуют (без связи с базитами и гипербазитами) проявления с Au-MPP минерализацией, но усиливается роль золото-полиметаллических, золото-редкометаллических. Аналогичная зональность характерна и для Енисейского кряжа (существенно колчеданное и полиметаллическое оруденение в Исаковской зоне).

В числе особенностей и закономерностей развития структур и благороднометалльного оруденения обрамления Сибирской платформы необходимо также отметить:

- предшествовавший заложению рифейских рифтов субплатформенный этап. В Бодайбинском РР и Енисейском кряже он сопровождался формированием кор химического выветривания, их переотложением и накоплением. При этом над раннедокембрийскими эвгеосинклинальными комплексами и зонами разломов могли формироваться участки оруденения типа «несогласие» с

концентрированием Au и МПГ, которые в последующем послужили дополнительными источниками рудного вещества при процессах ТМА.

- формирование одного главного рудоносного уровня в каждом из бассейнов с «первичным» оруденением.

- согласное перекрытие рудоносного горизонта последующими при участии карбонатных горизонтов и мощности перекрывающих доорогенных образований не менее 3500-4000 м.

- значительный отрыв по возрасту формирования рудоносных толщ от первых этапов тектоно-магматической активизации, метаморфизма и регенерации «первичного» оруденения (он составляет 350-450 млн лет в Енисейском кряже и 400-550 млн лет в Бодайбинском рудном районе).

Последняя закономерность формирования оруденения в регионе - высокая степень концен-

трации в пределах региональных структур крупных рудных объектов.

Особенности формирования благороднометалльного оруденения в пределах золоторудного пояса Сибири в рифее и фанерозое имеет много общих черт как с раннедокембрийскими, так и с фанерозойскими эпохами рудообразования. Очевидно, это является характерной чертой благороднометалльного рудообразования для позднего докембрия активных переходных зон восточноазиатского типа, к которым в палеотектоническом аспекте относятся рассмотренные регионы. Платинометалльность золоторудных месторождений в осадочных углеродистых толщах характерна для зон с проявлением базитового магматизма в фундаменте надрифтовых прогибов, подвергшихся неоднократной тектоно-термальной переработке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог - одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). - Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
2. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений углеродисто-терригенных комплексов (отв. редактор Н.К. Курбанов) // ЦНИГРИ, 1993. 36 с.
3. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Семейкина Л.К., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, №6. С. 467-484.
4. Distler V.V., Mitrofanov G.L., Yudovskaja M.A., Prokofiev V.Y., Lishnevskii E.N. // Geology, composition and genesis of Sukhoy Log noble metals deposit, Russia // Ore Geology Reviews 24 (2004). P. 7-44.
5. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Юдовская М.А. Поликомпонентные месторождения благородных металлов и актуальные проблемы их освоения // Материалы международного совещания. Иркутск, 2004. С. 9-10.
6. Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В. Докембрий Патомского нагорья. - М.: Недра, 1995. 352 с.
7. Корнев Т.Я., Еханин А.Г. и др. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения // Красноярск, КНИИГГиМС, 2004. 176 с.
8. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. - Томск, ТПУ, 2006. 326 с.
9. Красный Л.И. О клиновидных структурах и граничных углах // Геотектоника, 1987, № 4. С. 3-18.
10. Митрофанов Г.Л., Коробейников Н.К., Семейкина Л.К., Немеров В.К. Платиноносность позднедокембрийских углеродистых формаций Байкало-Патомского нагорья // Платиноносность отдельных регионов России, М.: АО «Геоинформак», 1994. с. 150-154.
11. Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Семейкина Л.К. Критерии прогнозирования комплексного платино-полиметалльного оруденения в углеродистых осадочных формациях // Платина России, т. VI. М.: ООО «Геоинформак», 2005. С. 50-60.
12. Митрофанов Г.Л. Тектонические закономерности размещения крупных и сверхкрупных месторождений благородных металлов южной части Восточной Сибири. - Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. Иркутск, 2006. 42 с.
13. Мкртчян А.К., Берзон Е.И., Зуев В.К. и др. Прогнозно-поисковые модели основных формационных типов золоторудных месторождений Енисейского кряжа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири. Красноярск, 2010. С. 46-63.
14. Немеров В.К., Семейкина Л.К., Митрофанов Г.Л. Рудные концентрации платиноидов на ранних стадиях постседиментационных преобразований углеродистых отложений и перспективы их выявления в Восточной Сибири // Платина России, т. VI. М.: ООО «Геоинформак», 2005. С. 40-50.
15. Немеров В.К. геохимическая специализация позднедокембрийских черносланцевых толщ Байкало-Патомского нагорья. - Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1989. 22 с.
16. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Полевая Т.В., Леонтьев С.И., Власов В.С., Малышева К.И. Геолого-структурная позиция и типизация золоторудных полей восточной части Енисейского кряжа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири. Красноярск, 2010. С. 94-102.
17. Тектоника юга Восточной Сибири (объяснительная записка к Тектонической карте юга Восточной Сибири масштаба 1:1500000, ред. Г.Л. Митрофанов). - Иркутск, Вост-СибНИИГГиМС, 1987. 103 с.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ИНТРУЗИВОВ, РУДНЫХ ПОЛЕЙ, УЗЛОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 549.27:552.3(470.22)

ПЛАТИНОИДЫ В РАССЛОЕННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВАХ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Е.В. Шарков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва sharkov@igem.ru

Месторождения и рудопроявления платиноидов Карело-Кольского региона связаны с крупными раннепалеопротерозойскими (2.5-2.4 млрд лет) расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Эти интрузивы произошли за счет расплавов кремнеземистой высоко-Mg серии (КВМС), и являются составной частью крупной изверженной провинции, располагающейся на территории восточной части Балтийского щита. Здесь наблюдается около 20 расслоенных интрузивов. Из них платиноносные Мончегорский, Федорово-Панский, Имандровский и др. расположены на Кольском полуострове, Луккулайсваара и Ципринга - в северной Карелии, а крупнейший в Европе Бураковский массив - в Южной Карелии [10 и библиография там]. Вместе с аналогичными интрузивами, расположенными на территории Финляндии, они образуют крупнейшую в мире потенциально-платиноносную провинцию.

Все эти интрузивы близки друг к другу по набору пород и характеру разрезов, приближаясь по строению к классическим платиноносным интрузивам Бушвельда и Стиллутера. В составе каждого массива наблюдаются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, бронзититы, нориты, габбронориты и анортозиты. Эти интрузивы часто содержат рудную минерализацию, включая металлы платиновой группы (МПГ), сульфиды Cu и Ni, а также горизонты хромитов. Вместе с тем, они заметно различаются по своей кумулятивной стратиграфии и масштабами рудной минерализации, которые только в некоторых из них имеют экономическое значение.

Так, наибольшим разнообразием и богатством оруденения характеризуется Мончегорский комплекс (Кольский регион), где развиты промышленные месторождения сульфидных Cu-Ni-

(МПГ), малосульфидных МПГ, а также хромитов. В пределах же крупнейшего Бураковского комплекса (Ю. Карелия) пока установлены только промышленные месторождения хромитов, а выявленные масштабы МПГ-минерализации невелики. Промышленные содержания платиноидов встречаются в массиве Федорово-Панских тундр (Кольский регион) и значительные - в интрузиве Луккулайсваара (Сев. Карелия). Все остальные массивы характеризуются в целом невысокими содержаниями рудных компонентов и пока не представляют экономического интереса.

Мончегорский комплекс (Кольский полуостров). Комплекс образован двумя самостоятельными разновозрастными интрузивами: Мончегорским плутоном с возрастом 2.5 млрд лет и более молодым (2.45 млрд лет) массивом Мончегорско-Волчьих Тундр (Главного хребта), сложенным преимущественно габброидами [10]. Несмотря на то, что эти интрузивы образованы однотипными кумулатами, они резко различаются по своей кумулятивной стратиграфии и распространенностью пород. Комплекс на рубеже около 2 млрд лет назад попал в зону регионального Главного Кольского разлома и в настоящее время представляет собой коллаж из тектонических блоков (см. рис. 8 в статье Горбунов и др., эта книга).

Мончегорский плутон (МП) имеет в целом серпообразную форму (рис. 1), главными элементами строения которого являются Краевая серия, образованная неравномернозернистыми, преимущественно мелкозернистыми габброноритами, и Расслоенная серии. Она имеет автономную внутреннюю структуру и характеризуются переходом снизу вверх от $O1+Cr1$ кумулатов к $O1+Opx\pm Cr1$, затем Opx ; завершается сохранившаяся часть разреза $Opx+Pl\pm Crpx$ кумулатами.

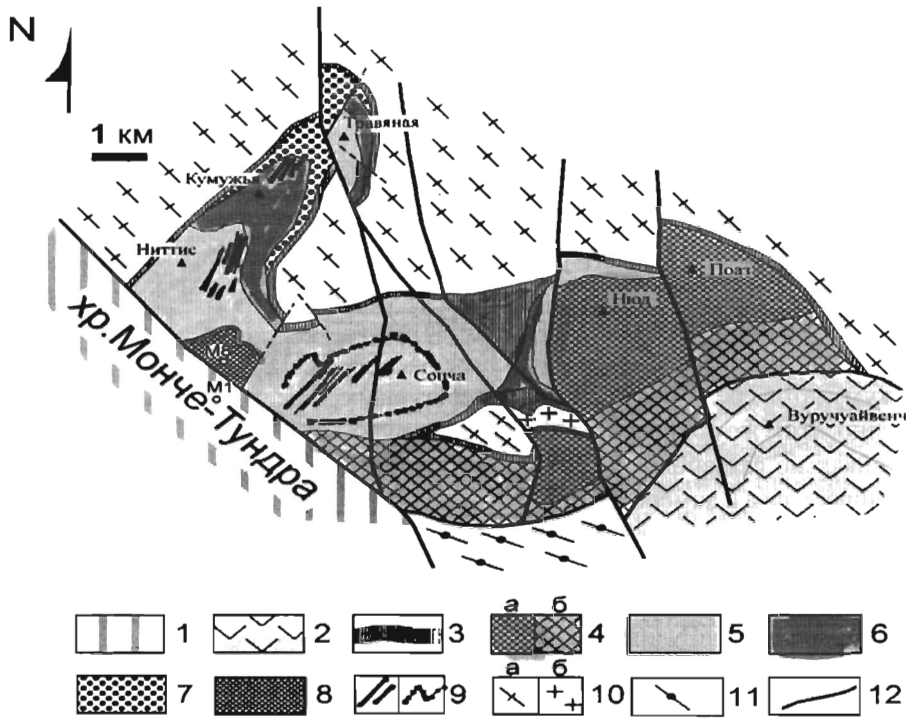


Рис. 1. Схема строения Мончегорского плутона

1 - габбронориты и габбронорит-анортозиты массива Главного хребта; 2 - вулканогенно-осадочные комплексы палеопротерозойской Имандра-Варзугской структуры; 3-9 - образования Мончегорского плутона: 3 - краевые быстроохлажденные зоны, 4 - $Pl+Orx\pm Cpx$ кумуляты (а - свежие, б - метаморфизованные), 5 - Орх кумуляты, 6 - ритмичное чередование Orx , $Orx+Ol\pm Chl$ и $Ol+Chr$ кумулятов, 7 - кумуляты, 8 - дунитовая линза, 9 - сульфидное Cu-Ni оруденение (а - жилы сплошных сульфидов, б - вкрапленные руды «рудного пласта Сопчи»); 10 - образования архейской рамы плутона: а - гранулиты кольской серии и эн. тербиты (гиперстенные диориты), б - гранодиориты; 11 - палеопротерозойский супракустальный комплекс г. Арваренч; 12 - тектонические нарушения

Южное окаймление плутона образовано полосой сильно измененных мафитов и ультрамафитов, известных в качестве Южно-Сопчинского массива и габброноритов предгорий горы Вуручайвенч, наращающих разрез плутона в его восточной части. Изотопный возраст метапород практически не отличался от МП [6], а их изменение, очевидно, связано с тектоно-метаморфической переработкой пород плутона вдоль надвигового контакта с супракустальными комплексами палеопротерозоя и неoarхея, прилегающими к нему с юга.

Распределение рудной минерализации в плутоне в целом подчиняется кумулятивной стратиграфии (см. рис. 9 в статье Горбунов и др., эта книга). Особый интерес представляют два рудоносных рифа: «рудный пласт Сопчи» (слой тонкорасслоенных перидотитов мощностью 2-3 м с богатой сульфидной Cu-Ni-МПГ вкрапленной минерализацией среди макрослоя бронзититов) и неявно выраженный горизонт с богатой мало-сульфидной МПГ-минерализацией в измененных габброидах предгорий горы Вуручайвенч и юга Сопчи, представляющий собой серии сближен-

ных рудоносных линз [2, 4].

Массив Главного хребта (МГХ) образован тремя крупными тектоническими блоками, которые образуют хребты Монче-, Чуна- и Волчьих Тундр, сложенные на поверхности базитами. В пределах обнаженных частей массива Главного хребта все разрезы однотипны и подразделяются по вертикали на три зоны (снизу вверх): (1) габбро-норитов, (2) трахитоидных габбро-норит-анортозитов и пижонитовых габбро-норитов, и (3) массивных габбро-норит-анортозитов. Судя по керну скв. М1 (рис. 2), пробуренной в зоне сочленения МП и МГХ, под зоной габбро-норитов наблюдается чередование габбро-анортозитов, габбро-норитов, оливковых габбро-норитов, норитов и бронзититов с единичными тонкими прослоями дунитов. В самом низу разреза, на глубинах 2100-2300 м установлен мощный (около 260 м) горизонт оливинхромитовых кумулятов (дунитов).

Мы полагаем, что Сопчеозерская дунитовая линза в МП является фрагментом нижней части разреза МГХ, прорывавшего затвердевший к тому времени соседний Мончегорский плутон. С этим согласуется и практически идентичный состав оли-

вина и хромита в породах линзы и дунитах низов МГХ. В пределах последнего, в отличие от МП, сульфидная минерализация практически отсутствует, но в породах зоны габбро-норитов устанавливаются неявно выраженные горизонты с богатой малосульфидной МПП-минерализацией [2].

Изучение интрузивов Мончегорского комплекса показало, что их формирование происходило за счет периодического поступления новых порций свежего расплава в затвердевающие интрузивные камеры, о чем свидетельствует неустойчивость кумулятивной стратиграфии, несистематические изменения разрезов, непредсказуемое появление высокотемпературных кумулатов среди более низкотемпературных и т.д. [10]. Очевидно, этим же объясняется и появление рудоносных рифов, никак не связанных с кристаллизационной дифференциацией расплава в камере плутона.

Повторные внедрения свежей магмы в затвердевающие интрузивные камеры играли важную роль в формировании интрузивов, но только часть из них была рудоносной, что хорошо видно на примере рифа «Рудный пласт Сопчи» в МП. Новая порция плотного расплава распространялась по временному дну затвердевающей интрузивной камеры, образуя самостоятельный горизонт (рис. 3).

Федорово-Панский интрузив (Кольский полуостров) разбит разломом на два фрагмента: массивы Федоровых и Панских тундр соответственно [5]. Общая длина массива достигает 80 км, и на уровне современного эрозионного среза он сложен преимущественно норитами и габбро-норитами. В нем устанавливается два неявно-выраженных горизонта малосульфидных Au-содержащих Pt-Pd руд, расположенных в верхней и нижней частях крупного (около 3000 м) макрослоя габбро-норитов. Эти горизонты приурочены к зонам беспорядочного чередования норитов и габбро-норитов с анортозитами и пятнистыми габбро-анортозитами.

Минералы платиновых металлов (МПП) встречаются в форме моно-, и реже полиминеральных сегрегаций в краевых частях зерен халькопирита и других сульфидов, а также внутри вторичных силикатов по соседству с сульфидными зернами. Наиболее характерны висмутотеллуриды Pd и Pt, особенно меренскиит и мончеит, характерные для наименее измененных магматических пород, где связана с сульфидами Fe, Cu и Ni. Другие МПП – арсениды и сульфоарсениды связаны преимущественно с сильно измененными породами, и формировались при постмагматическом преобразовании оруденелых пород, включая зеленосланцевый метаморфизм вторичными минералами; среди них отмечаются Pd-Au сплавы (до 3% от всех МПП) и изоферроплатина (около 1% [1]).

Массив Луккулайсваара в Северной Карелии характеризуется другим типом платиноносного рифа, описываемым в качестве Критической подзоны [10 и литература там]. Эта часть массива состоит из тонкого, в ряде случаев беспорядочного чередования различных кумулатов, часто характеризующихся неравномернозернистым сложением, нередко с

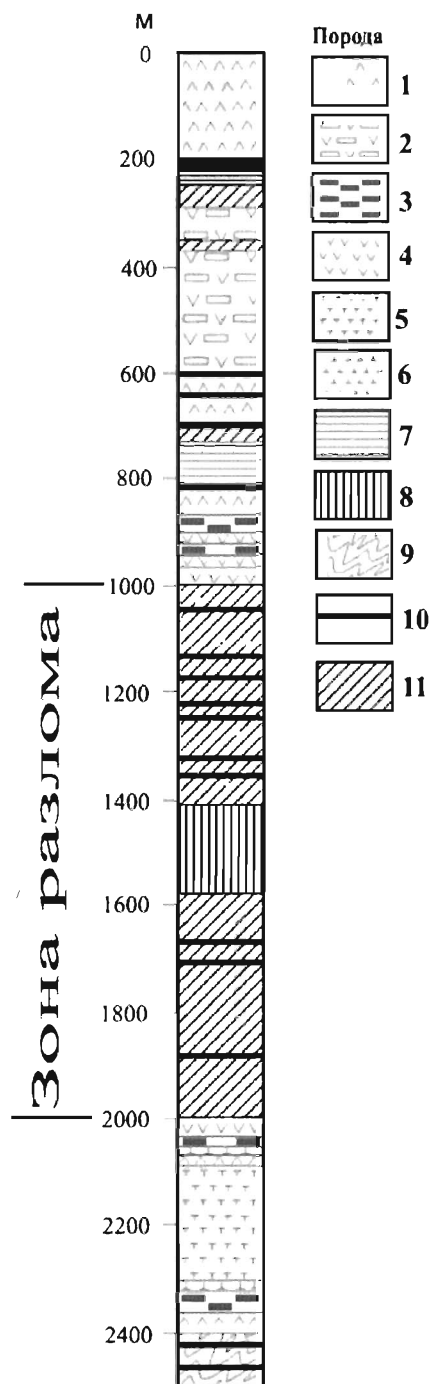


Рис. 2. Схематический разрез скв. М-1
1 – габбро-норит-анортозиты (Pl кумулаты); 2 – габбро-нориты (Pl+Px кумулаты); 3 – бронзититы (Orx кумулаты); 4 – нориты (Pl:Orx кумулаты); 5 – гарибургиты (Ol-Crt-Orx кумулаты); 6 – дуниты (Ol-Crt кумулаты); 7 – зоны тонкого ритмичного переслаивания базитов и ультрабазитов; 8 – бластокатаклазированные архейские гнейсы и диориты из тектонического блока; 9 – подстилающие архейские гнейсы и диориты; 10 – дайки долеритов; 11 – тектоническая смесь бластомилонитизированных габброидов в зоне разлома

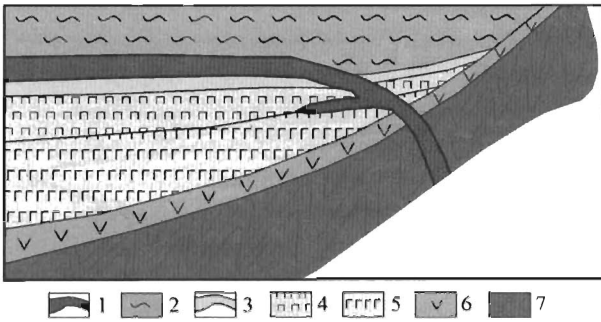


Рис. 3. Схема внедрения новой порции свежего расплава в затвердевающую интрузивную камеру

1 - порция новой магмы; 2 - старый расплав в интрузивной камере; 3 - зона кристаллизации; 4 - Орх кумулаты; 5 - ОI-Орх кумулаты; 6 - Краевая зона; 7 - вмещающие кристаллические сланцы кольской серии архея

грубозернистыми участками вплоть до появления габбронорит-пегматитов с гнездами и неправильными линзовидными участками, обогащенными сульфидами, апатитом и МПМ. Содержания последних достигают 6 ppm в грубозернистых такситовых породах, а в жилах и телах пегматоидных пироксенитов – до 20 ppm. Несмотря на сложность строения этой подзоны, проявления платиноидов здесь все же приурочены к неясно выраженным горизонтам, хотя и не выделяются в стратиграфически определенную рудную зону (риф как таковой). Восточному флангу Критической подзоны свойственно более высокое Pt/Pd отношение, чем западному, что подтверждается присутствием в нем сперрилита и мончеита, в то время как в центральной и западной частях преобладают минералы палладия. Важную роль в перераспределении МПГ играют многочисленные метасоматические зоны среди базитов, где концентрации МПГ могут достигать 70 ppm.

Необычный тип обогащения МПГ связан с анортозитовыми каймами довольно крупного тела микрогаббро-норитов (Надежда) (рис. 4). МПМ здесь ассоциируют с Cu-Ni сульфидами, обычно халькопиритом и представлены теллуридами, висмутидами и арсенидами Pd и Pt; такой характер оруденения связан с термодиффузией (принцип Соре), когда наиболее подвижные компоненты диффундируют к охлаждающимся частям системы [12].

Возможно, что тело Надежда является примером рудоносного расплава, внедрившего уже после затвердевания главной фазы интрузива; также могли выглядеть и подводные каналы рифов. Возможны и случаи, когда внедрение подобных расплавов происходило уже вне контура главного интрузивного тела. По-видимому, в таких случаях появляются крупные месторождения, свя-

занные с небольшим интрузивным телом, как это, например, имеет место в интрузиве Войсис-Бей в Канаде [6]. Обращает на себя внимание, что несмотря на широкое развитие даек и тел микрогабброноритов в массиве Луккулайсваара, существенная МПГ-минерализация установлена только в теле Надежда, остальные практически безрудны.

Крупнейший в Европе **Бураковский расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс** (рис. 5), как и Мончегорский, также образован двумя независимыми разновозрастными интрузивами, происшедшими за счет сходных, но не идентичных расплавов КВМС [9]. Пока единственным промышленным типом месторождений в нем являются хромититы, особенно слагающие Главный Хромитовый Горизонт в Аганозерском теле.

Обсуждение результатов

Почему только редкие порции свежей магмы были рудоносными? Судя по изотопным и геохимическим данным, расплавы КВМС формировались в результате крупномасштабной ассимиляции архейского корового материала ультрамафической магмой в процессе ее подъема к поверхности. По-видимому, это происходило путем «всплывания» очагов высокотемпературных магм сквозь кору по принципу зонной плавки, т.е. путем плавления кровли и кристаллизации у дна, где выделялись наиболее тугоплавкие компоненты. В результате во «всплывающем» очаге происходило обогащение первично-мантийного расплава коровым веществом, и подобные расплавы могут рассматриваться как мантийно-коровые.

Исходные ультрамафические расплавы КВМС, происшедшие за счет деплетированных мантийных субстратов, были обогащены МПГ, о чем свидетельствует факт повсеместной «зараженности» подобных интрузивов рассматриваемой петрографической провинции. Однако этих концентраций было недостаточно для формирования крупных месторождений, обычно связанных с эпизодическими внедрениями порций рудоносных магм в затвердевающие интрузивные камеры, что приводило к формированию рудоносных рифов.

Это предполагает, что исходные расплавы таких порций по пути вверх частично ассимилировали платиноиды из пород коры, содержащих МПГ. Такие породы должны были содержать S, Cl и H₂O, способствующими мобилизации и переносу платиноидов и, скорее всего, представляли собой супракрустальные образования (потоки коматитов, горизонты черных сланцев, различных сульфидоносных пород и т.д.). Из рас-

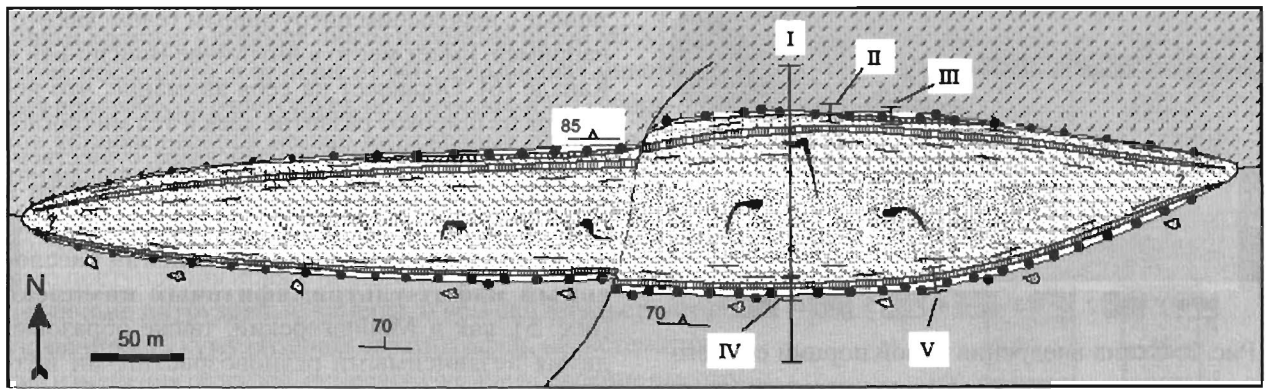


Рис. 4. Линзовидное тело микрогаббро-норитов Надежда, залегающее между горизонтом среднезернистых норитов (вверху) и габброноритов (внизу) в массиве Луккулайсваара (по Latypov et al., 2008) Тело окружено каймой из рубозернистых пегматитовых анортозитов, которые вглубь тела постепенно сменяются среднезернистыми лейкогабброноритами, переходящими, в свою очередь, в микрогаббронориты. Точками показана Cu-Ni-МПГ минерализация. Внутри тела наблюдаются локальные грубозернистые участки с МПГ-минерализацией. I-V - профили, где отбирались образцы

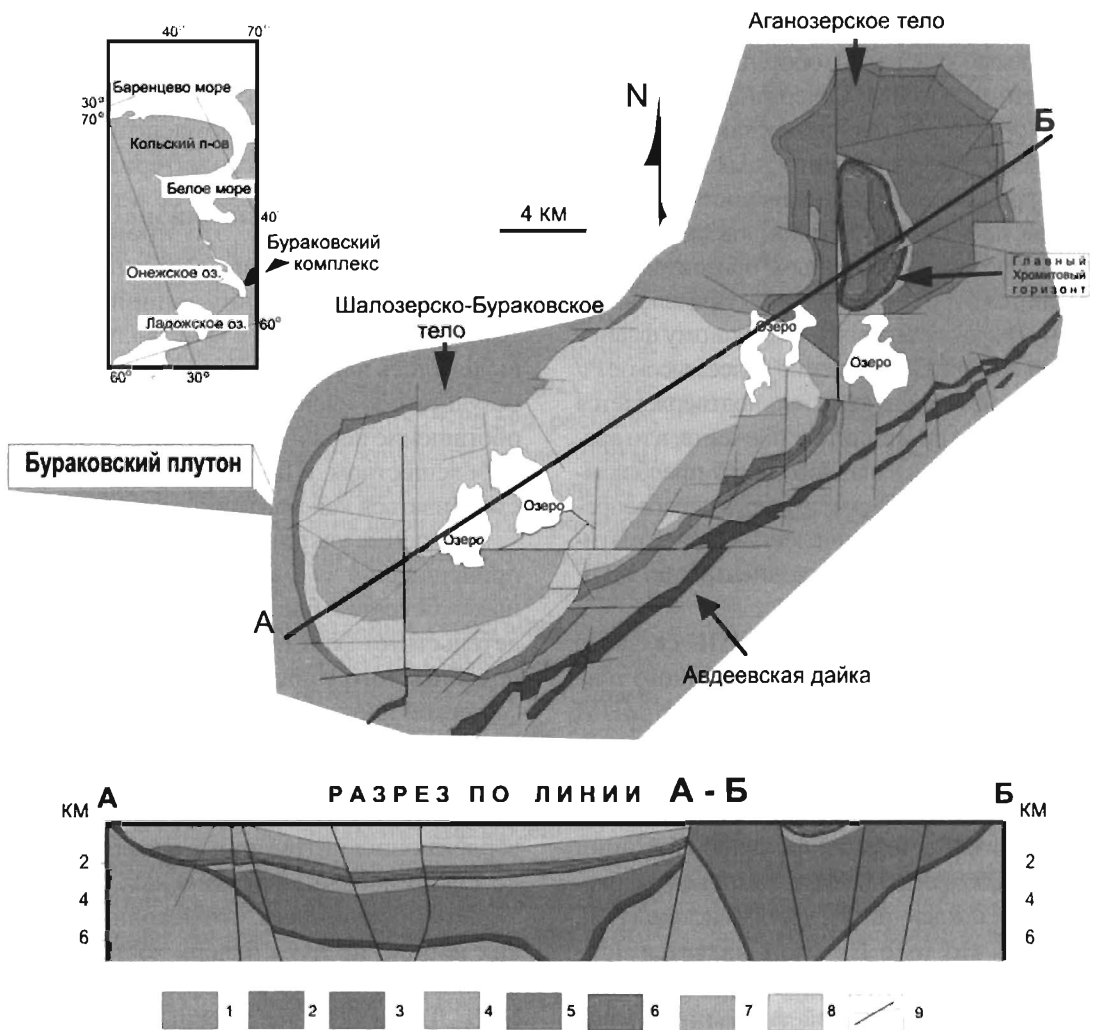


Рис. 5. Схема геологического строения Бураковского комплекса. Выделены: Авдеевская габброноритовая дайка и Бураковский плутон
 1 – архейские плаггиомигматиты; 2 - Краевая серия; 3-8 - Расслоенная серия: 3 и 4 – Дунитовая и Перидотитовая подзоны Ультраосновной зоны, 5 – Пироксенитовая зона, 6 – Габбро-норитовая зона, 7 – зона Пижонитовых габброноритов, 8 – зона Магнетитовых габбро-норит-диоритов; 9 – разломы. По [9]

смотренных интрузивов этому условию соответствуют только Мончегорский и Федорово-Панский комплексы, прорывающий метаосадки кольской серии архея, а также Луккулайсваара, прорывающая сумийские супракрустальные образования. Бураковский комплекс расположен в пределах гранит-зеленокаменной области, где резко преобладают гранитоиды; соответственно, он практически лишен подобной минерализации.

Горизонты хромититов в рассмотренных интрузивах, появление которых также не связано с кристаллизационной дифференциацией, по-видимому, тоже являются своеобразными рифами, происшедшими за счет внедрения в затвердевающие интрузивные камеры порций высокохромистых расплавов. Происхождение таких порций, вероятно, было связано с подъемом магматического очага сквозь породы сильно истощенной верхней мантии, содержащей подиформные месторождения хромитов типа Кемпирса (Ю. Урал). С этим хорошо согласуется наличие высоко-Mg оливина и высокохромистого хромита в рудных горизонтах, а также наличие в хромититах МПМ лаурит-эриксманитовой группы, типичных для хромитов мантийных комплексов офиолитовых ассоциаций.

Распределение тел хромититов в истощенной мантии весьма неравномерное, чем, очевидно, и объясняется непредсказуемость появления порций высокохромистых расплавов в рассмотренных магматических системах.

Преобладающие типы МПГ-оруденения в расслоенных интрузивах

Преобладающим типом МПГ-оруденения в пределах провинции является малосульфидное. При этом все многообразие МПМ в изученных массивах, таких как Мончегорский и Федорово-Панском определяется двумя главными ассоциациями: ранней, сульфидно-висмутидо-теллуридной-сульфоарсенидной, и поздней, где широко развиты арсениды, станниды, антимониды и селениды. Первая распространена преимущественно в практически неизмененных породах; она формировались на магматической стадии и связана с Fe-Cu-Ni сульфидами. Вторая ассоциация характерна для сильно измененных участков массивов и возникала при постмагматическом преобразовании оруденелых пород, включая наложенный зеленосланцевый метаморфизм.

Судя по геологическим данным, в процессе метаморфизма существенного переноса рудного материала не происходило или он имел ограниченные масштабы. При этом если на магматичес-

кой стадии сера играла в рудообразовании значительную роль, то при постмагматических процессах ее роль существенно снижается.

Участие типичных «коровых» компонентов, таких как Bi, Te, As, Sb, Sn, Se и др. в петрогенезисе МПГ-оруденения хорошо согласуется с предложенной моделью формирования расплавов КВМС и постмагматических процессов, в том числе метаморфических, наложенных на уже существовавшие интрузивные породы. При этом часть из указанных элементов принимала участие в минералообразовании непосредственно на магматической стадии, а другие преимущественно в связи с метаморфическими процессами. По-видимому, такое поведение элементов в первую очередь определялось их химическими свойствами.

Согласно Л. Полингу [7], «коровые» компоненты могут образовывать совместно с рудными элементами различные легкоподвижные комплексные соединения. Так, Cu, Pt, Pd, Ag, Au и др. образуют с серой комплексные галогены типа гексохлоратов и хлоратов; Bi, Se и Te входят в группу серы и ведут себя аналогичным образом; Sn, As, Sb, Pb и Zn образуют гидроксо-комплексы и Hg, As, Sb и Sn - сульфидные комплексы. Как видно из приведенных данных, в процессе магматического рудообразования, наряду с серой, в первую очередь участвовали Bi и Te, образуя висмутиды и теллуриды Pd и Pt, а образование таких МПМ как арсениды, станниды, антимониды и селениды связано преимущественно с водными флюидами, сопровождавшими зеленосланцевый метаморфизм. При этом S и Cl играли существенную роль, как при магматическом, так и постмагматическом рудообразовании, а As в форме сульфоарсенидов мог принимать участие и в магматической стадии, но преимущественно связан с постмагматическими процессами.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что образование рудоносных рифов связано с дополнительными внедрениями новых порций расплавов в затвердевающие камеры плутонов, но только с теми, которые были обогащены МПГ и водно-солевыми S-содержащими флюидными компонентами. Как те, так и другие, по-видимому, извлекались из коровых пород (преимущественно супракрустальных комплексов) при «всплывании» сквозь кору промежуточных магматических очагов. Параллельно расплав обогащался также Bi, Te, As, Sb, Sn и др. Все эти компоненты играли важную роль как на стадии обогащения МПГ при плавлении субстратов, так и их фиксации при формировании рифов в камерах плутонов. Они же контролировали и рудооб-

разование в процессах наложенного метаморфизма, который, по-видимому, обычно ограничивался трансформацией минерального состава МПГ-рудопроявлений, существенно не меняя их локализации. Таким образом, в появлении крупных месторождений МПГ в Карело-Кольском регионе первостепенную роль играла комбинация первично обогащенных платиноидами расплавов с наличием в толще коры супракрустальных комплексов, обогащенных МПГ и водно-солевыми S-содержащими флюидными компонентами. Там, где такой комбинации не было, крупные месторождения отсутствуют, несмотря на близкий характер собственно магматической активности. В целом же, по-видимому, можно сказать, что расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, прорывающие супракрустальные толщи, независимо от степени их метаморфизма, являются потенциально рудоносными.

По-видимому, это справедливо и для других крупных изверженных провинций. Например, несмотря на то, что мелкие палеопротерозойские мафит-ультрамафитовые интрузивы широко распространены в рифтогенных структурах Балтийского щита, происшедшие за счет Fe-Ti пикробазальтов, крупные месторождения в связи с ними появляются только в пределах Печенгской структуры, где вмещающими породами интрузивов являются сульфидоносные черные сланцы. Аналогичная ситуация имеет место и в случае уникальных Норильских месторождений сульфидных МПГ-Cu-Ni, где рудоносными являются только массивы, залегающие среди эвапоритов [3].

Из этого следует, что состав исходных распла-

вов является необходимым, но никак не достаточным условием для формирования крупных месторождений, локализация которых зависит и от вещественного состава коры.

Выводы

1. Карело-Кольский регион является крупнейшей потенциально-платиноносной провинцией России. МПГ-оруденение в нем связано с палеопротерозойскими расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами, где приурочено преимущественно к платиноносным рифам. Формирование таких рифов объясняется внедрением в затвердевающие камеры плутонов порций рудносных магм, появление которых имеет случайный характер.

2. Состав первичных магм не является единственной причиной появления крупных и уникальных МПГ-Cu-Ni месторождений, но необходимо присутствие других факторов, особенно рассмотренных выше, и только их комбинация может обеспечить формирование подобных феноменов. Там, где такая комбинация отсутствует, отсутствуют и крупные месторождения при том же самом характере магматической активности.

3. В случае крупных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов появление платиноносных рифов непредсказуемо, поскольку оно зависит от существования платиноносных пород в коре на пути подъема промежуточных магматических очагов. Из этого следует, что в процессе проведения поисково-разведочных работ необходимо тщательное изучение всего разреза, т.к. рифы могут быть найдены в любом месте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балабонин Н.Л., Митрофанов Ф.П., Субботин В.В. и др. Минералы платиновых металлов - индикаторы эволюции рудоконцентрирующих процессов // в кн. Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов (под ред. Ю.Б. Марина). СПб.: СПб Горный институт, 1998, с. 271-281.
2. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др. Рудная платинометаллическая минерализация в Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329-352.
3. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 280 с.
4. Кнауф В.В., Давыдов П.С., Иванченко В.Н. Благороднометаллическая (БМ) минерализация на поисковой площадке Вуручайвенч. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. 11 с.
5. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л. и др. Основные результаты исследований платинометаллической рудоносности расслоенного ультрамафит-мафитового интрузива Федорово-Панских тундр / в кн. Российская Арктика. Геол. развитие, минералогия, геоэкология. СПб.: ВНИИ-Оксангеология, 2002, с. 572-579.
6. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб.: СПбГУ. 2003. 487 с.
7. Полинг Л. Общая химия. М.: Мир, 1974. 846 с.
8. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях. Под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2004. 177 и 177 с.
9. Чистяков А.В., Шарков Е.В. Петрология раннепалеопротерозойского Бураковского комплекса, Южная Карелия // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 101-126.
10. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.
11. Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J. et al. Early Proterozoic layered intrusions in the north-eastern part of the Fennoscandian Shield // Mineralogy and Petrology. 1990. V. 42. P. 1-22.
12. Latypov R. M., Chistyakova, S. Yu and Alapieti T.T. PGE reefs as an in situ crystallization phenomenon: the Nadezhda gabbro-norite body, Lulkulaisvaara layered intrusion, Baltic Shield, Russia // Mineralogy and Petrology. 2008. Vol. 92. P. 211-242.

УДК 549.27(470.5)

КОРЕННАЯ ПЛАТИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СВЕТЛОБОРСКОГО И НИЖНЕ-ТАГИЛЬСКОГО МАССИВОВ, ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА

Н.Д. Толстых*, А.П. Козлов**, Ю.М. Телегин***

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

**Институт проблем комплексного освоения недр РАН, г. Москва

***ЗАО «Урал - МПГ», Екатеринбург

Введение

Зональные габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы Урало-Аляскинского типа являются основными источниками россыпных месторождений платины и традиционно считаются малоперспективными на коренное платиновое оруденение (Johan et al., 2002). Однако, опыт отработки платиновых руд из дунитов (Авроринское месторождение) и хромититов Нижнетагильского массива (Госшахта, Крутой лог, Александровский Лог и др.) [1-4,6, 11,14,17 и др.] указывает принципиальную возможность добычи платины из коренных источников наряду с выявлением новых перспективных месторождений. Такие предпосылки являются весьма убедительными в связи с недавним выявлением рудных зон, представляющих промышленный интерес, в Гальмозанском массиве в Корьякии [10], и в Светлоборском массиве [19]. Это явилось основанием для продолжения исследований на массивах Урало-Аляскинского типа и определения условий локализации в них коренной платиновой минерализации, тем более, что необходимость возрождения Уральской базы платинодобычи является по сей день актуальной [5].

Нами было проведено минералого-технологическое исследование продуктивных ассоциаций минералов металлов платиновой группы (МПГ) из платиноносных дунитов Светлоборского и Нижне-Тагильского массивов Среднего Урала, что позволило уточнить полученные предшественниками сведения о генезисе платиновой минерализации и наметить методику обогащения коренных платиновых руд.

Эти массивы являются эталонными для платиноносного пояса Урала и для зональных комплексов Урало-Аляскинского типа в целом. Их геологическое строение неоднократно приводилось в выше цитируемых работах. Светлоборский массив (вместе с Вересовоборским) является источником самой крупной в мире по протяженности

Исовской россыпи (141 км), а с Нижне-Тагильским интрузивом генетически связаны богатые россыпи Нижне-Тагильского узла россыпной и коренной платиноносности. Л.В. Разин в своей монографии [17] сделал подробное описание и дал оценку перспективности коренных и россыпных месторождений этих двух массивов наряду с другими. По данным этого автора ранее на Светлоборском массиве А.Н. Алешковым и О.К. Ивановым были обнаружены повышенные концентрации платины (единицы г/т) и впоследствии предприняты попытки отработки отдельных участков, но они оказались нерентабельными, хотя прогнозные ресурсы этого массива были высоко (1200 тонн) оценены [13]. Наличие крупных россыпей, генетически связанных со Светлоборским массивом, дали весомые основания прогнозировать коренные платиновые руды, питающие эти россыпи, несмотря на то, что хромитовые шлиры на Светлоборском массиве отмечаются редко и в небольших количествах. Этот прогноз оказался оправданным и был подтвержден недавними исследованиями, проведенными ООО «Урал-МПГ» [19], которые выявили рудные зоны непосредственно в дунитах.

Нижне-Тагильский массив отличается от Светлоборского присутствием в нем коренных промышленных, в свое время отработанных месторождений платины двух рудно-формационных типов: «дунитового» (или платиноносных дунитов), где платина локализована непосредственно в дунитах (Авроринское месторождение) и «хромитового», в котором платина ассоциирует со шлирами и прожилками хромшпинелидов (Госшахта и др.). В дунитах Авроринского месторождения было добыто всего 33 кг платины [3], но обогащенные платиной дуниты были установлены и на других участках Нижне-Тагильского массива [9, 17], что позволяет надеяться на обнаружение аналогичных или более крупных месторождений дунитового типа. Из хромитовых руд

Нижне-Тагильского массива с 1892 по 1922 годы было добыто 115 кг платины; позднее до середины прошлого века было освоено еще более 1000 «малых месторождений» [17 со ссылкой на 12], одно из которых (Госшахта) стала источником 300-400 кг добытой рудной платины [17].

Устаревшие методы обогащения руды в прошедшие годы, в которые велись разработки коренных месторождений, приводящие к значительным потерям, являются основанием вести дальнейшие технологические исследования наряду с минералого-геохимическими.

Краткая характеристика Светлоборского и Нижне-Тагильского массивов

Светлоборский массив (20 км²) находится западнее Качканарского массива (рис. 1А). Он располагается в зеленых сланцах верхнего ордовика и слагает пологие холмы Светлого Бора. Массив имеет линзовидную форму и вытянут в северо-северо-западном направлении с крутым восточным падением. Большую часть массива составляют дуниты: протодуниты и перекристаллизованные дуниты различной зернистости [8, 14]. Пироксенитовая оторочка окаймляет дуниты по периферии массива, расширяясь на западе. Хромит образует убогую сингенетичную вкрапленность во всех типах дунита, но эпигенетические хромитовые шпиры и жилы, с которыми связан платино-хромитовый тип минерализации, встречаются в дунитах Светлоборского массива крайне редко и известны в плотике под элювиальными отложениями Шестого Лога [17]. Светлоборский массив прорывается многочисленными дайками пироксенитов, горнблендитов и иситов, выполняющих системы трещин и связанных с линейными зонами дробления.

Ранее отмечались повышенные концентрации Pt в различных по зернистости дунитах ядра, но пробная отработка их на платину оказалась нерентабельной [17]. Новое рудопроявление платины было выявлено в 2003 году в юго-западной части Светлоборского массива [19]. Несмотря на то, что наиболее перспективной считалась центральная зона [13], рудопроявление выявлено в краевой части дунитового ядра массива, вблизи контакта с пироксенитами и пространственно совпадает с приконтактной зоной трещиноватости. Зона шириной до 170 метров и протяженностью 1,3 км имеет повышенные концентрации платины. Это рудопроявление названо в честь великого исследователя уральской платины Н.К. Высоцкого.

Среднее содержание Pt на разных участках рудопроявления Высоцкого варьирует от 0,1 до 1,5 г/т, достигая в некоторых пробах 22,5 г/т. Оно представляет собой интенсивно серпентинизированные дуниты, подверженные вторичным изменениям. Для всего рудопроявления характерна редкая вкрапленность хромита, некоторые зерна которого подвержены частичному или полному замещению магнетитом. Магнетит является распространенным минералом рудной зоны; он в виде тонкой вкрапленности включен в серпентиновые прожилки. Максимальное количество мелких и тонких включений магнетита сосредоточено в осевой части серпентиновых прожилков, до образования шлейфов в наиболее мощных из них. Единичные включения (6-15 мкм) сульфидов Fe, Ni и Co встречаются среди магнетита и в сростании с ним. Выявленные в аншлифах зерна платины достигают 1 мм, характеризуются ксеноморфным обликом и подвержены интенсивному окислению и вторичным изменениям. Они локализируются непосредственно в оливин-серпентиновой матрице вне пространственной связи с хромшпинелидами.

Нижне-Тагильский массив расположен к юго-западу от Нижнего Тагила. Площадь выхода пород по разным источникам составляет 45-50 км² [5, 7, 16, 17]. Массив слагает гору Соловьевой и аналогично Светлоборскому массиву вытянут в северо-северо-западном направлении с восточным падением. Дуниты слагают ядро массива, которые окаймляются верлитами, оливиновыми и магнетитовыми клинопироксенитами и далее габброидами (тылаитами) (см. рис. 1Б). Дуниты имеют штокообразную форму и обладают отдельностью, образовавшейся за счет пластических деформаций. Зональность дунитового ядра обусловлена сменой тонкозернистых диопсидовых протодунитов на периферии дунитового ядра средне- и крупнозернистыми (до гигантозернистых) дунитами в его центральной части [7].

Хромитовые руды, включенные в дунит, образуют системы струйчатых тел, конформные структуре дунитового ядра [5], что соответствует юго-западной полукольцевой структуре вокруг горы Соловьевой. Крутое падение рудных зон согласуется с падением массива. Многочисленные платино-хромитовые рудные тела (месторождения) сосредоточены в логах, в которых естественной эрозией вскрываются более глубокие внутренние части дунитового тела [3, 6]. Платино-дунитовые руды известны на юге Нижне-Тагильского массива, на правом берегу ручья Мартьян. Хромит здесь, как и платина, представлен акцессор-

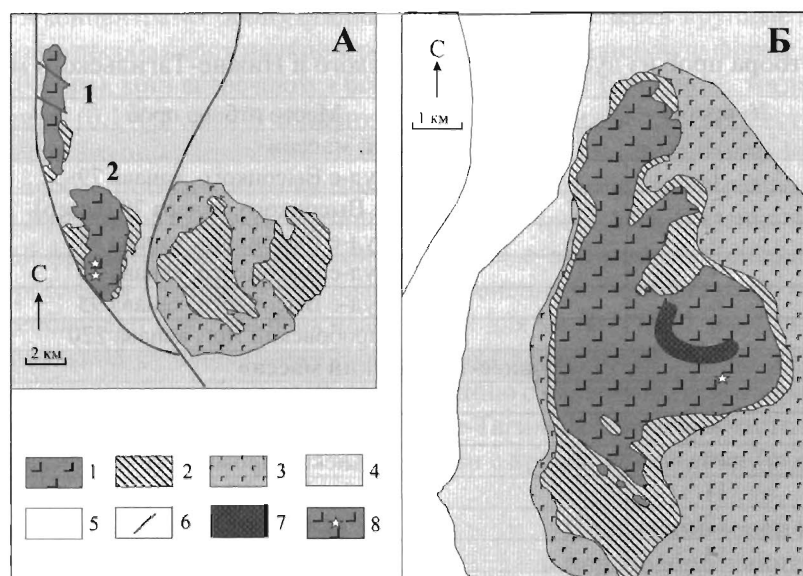


Рис. 1. Схема геологического строения базит-ультрабазитовых комплексов

Тагильской зоны Платиноносного пояса Урала

А – Нижнее-Тагильского; Б – Вересовоборского (1) и Светлоборского (2). По данным Е.В. Пушкарева (2000). 1 – дуниты; 2 – клинопироксениты; 3 – габбро и габбро-долериты; 4 – метавулканыты; 5 – осадочные породы и сланцы; 6 – разрывные нарушения; 7 – платино-хромитовые руды; 8 – платиновые руды в дунитах

ной (сингенетичной) вкрапленностью в дунитах (отработанное ныне Авроринское месторождение).

Результаты исследования

Методы исследования

Для минералогических исследований были отобраны крупнообъемные (15–20 кг) пробы из различных участков коренных руд: дунитов Светлоборского и хромититов Нижне-Тагильского массивов (табл. 1), а также образцы из разведочных канав и скважин (Светлоборский массив).

Методика заключалась в 2-х стадийном дроблении проб, которые дробились до фракции –2 мм, отмывались в воде, затем в тяжелой жидкости (бромформе) до получения концентрата этой фракции, из которого визуально отбиралась платина и все зерна, похожие на платину. Хвосты крупного дробления подвергались дополнительному дроблению до фракции 0,6 мм с последующим получением тяжелого концентрата и отбором зерен платины из проб. При этом учитывались магнитные свойства зерен, для чего каждая фракция разделялась на магнитную и немагнитную фракции (рис. 2).

При поисках платиновых зерен непосредственно в образцах использованы полированные шлифы (пластинки) из разведочных скважин Светлоборского массива и аншлифы, изготовленные из проб 1–15 Светлоборского и Нижне-Тагильского массивов. Применялись методы минераграфического анализа, включающего микроскопичес-

кое исследование МПГ, сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) для получения микрофотографий зерен платины и других МПГ с целью изучения взаимоотношения их с породообразующими минералами. Микрозондовый анализ (ИИ М СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Е. Н. Нилматулина) был использован для выявления составов минералов, а обработка результатов произведена с помощью стандартных графических программ и оригинальной программы А.С. Юрковского.

Распределение платинового концентрата по фракциям дробления

Под платиновым концентратом здесь принимается выборка всех зерен тяжелых минералов и сплавов, полученных на последней стадии схемы обработки проб и дополнительно очищенных от легкой примеси под бинокулярной лупой. В платиновый концентрат кроме платины входят также другие тяжелые самородные сплавы, визуально трудно отличимые от платины, которые впоследствии подвергались идентификации с помощью сканирующего микроскопа.

Как видно из рисунка 3А, на Светлоборском массиве во фракции грубого дробления (–2 мм) было отобрано 638 зерен, слагающих платиновый концентрат, тогда как в результате дополнительного дробления до класса 0,6 мм обнаружено еще 524 зерна. Эти значения являются вполне сопоставимыми и свидетельствуют о том, что для

Места отбора проб из дунитов Светлоборского и Нижне-Тагильского массивов

№ п/п	№ пробы	Место отбора проб
Светлоборский массив		
1	1	Руд-е Высоцкого, канава 79
2	2	Руд-е Высоцкого, канава 79 (север)
3	3	Руд-е Высоцкого, канава 85
4	4	Руд-е Высоцкого, канава 86
5	6	Руд-е Высоцкого, канава 95
6	7	Корововский Лог, канава 220
Нижне-Тагильский массив		
7	8	Александровский Лог-1
8	9	Александровский Лог-2
9	10	Александровский Лог-3
10	11	Крутой Лог-1
11	12	Крутой Лог-2
12	13	Сырков Лог-1
13	14	Дунитовый карьер-1
14	15	Дунитовый карьер-2



Рис. 2. Схема концентрирования проб для минералогического исследования

обогащения руд Светлоборского массива дробление дунитов необходимо доводить до тонкой фракции для того, чтобы избежать потери металла, которая по нашим оценкам может составить до 45 % от извлеченного концентрата.

На Нижне-Тагильском массиве во фракции грубого дробления (-2 мм) оказалось 986 зерен платины, тогда как во фракции тонкого (дополнительного) дробления (-0,6 мм) обнаружено еще 960 зерен (рис. 4А). Как и на Светлоборском массиве, это свидетельствует о том, что при

использовании только грубого дробления потери составят не менее 50 %, и для полного извлечения платины необходимо более тонкое дробление. В самой богатой пробе (№ 10, Александровский Лог-3) большая часть зерен платины высвободилась на ранней стадии дробления; в остальных пробах значительное количество зерен добавилось при дополнительном дроблении до 0,6 мм.

Магнитные свойства платинового концентрата исследовались с помощью ручного магнита. Немагнитная платина в Светлоборском массиве преобладает над магнитной платиной (см. рис. 3Б), хотя последняя представлена также в значительных количествах, соотношение которых варьирует в разных пробах. Как выяснилось при последующих исследованиях в пробах 3 и 6 преобладание магнитной платины связано с примесью самородного железа. В большинстве проб Нижне-Тагильского массива магнитная фракция преобладает над немагнитной (см. рис. 4Б). Как и на Светлоборском массиве, значительная часть зерен в выборках представлена самородным железом и Fe-Cr сплавами, которые визуальнo трудно отличаются от Pt-Fe сплавов, что искажает истинное соотношение платины по магнитным свойствам. Но в любом случае можно утверждать, что магнитная сепарация при обогащении руд не является приемлемым методом, поскольку при ее использовании будет упущена значительная часть немагнитной платины.

Платиновые концентраты каждой из стадий дробления были исследованы на предмет распределения зерен по вариациям их размера. На Свет-

лоборском массиве в концентратах обеих стадий дробления значительно преобладают мелкие зерна платины (менее 0,1 мм), хотя встречаются более крупные индивиды (0,1 - 0,5 мм). В концентрате грубого дробления крупные зерна чаще всего встречаются в 4 пробе, отобранной из канавы 86 рудопроявления Высоцкого как в магнитной, так и в немагнитной фракциях, тогда как в концентрате тонкого дробления крупные зерна платины (до 0,5 мм) преобладают в обедненных платиной пробах из канавы 95 рудопроявления Высоцкого и Коробовского Лога (пробы 6 и 7). Во всех концентратах Нижне-Тагильского массива обеих стадий дробления преобладают зерна -0,1 мм. Более крупные индивиды (+0,1 мм) характерны для пробы № 14 (Дунитовый карьер-1).

Морфология зерен платины

Платина, отобранная из концентратов Светлоборского массива, имеет различную морфологию. Во всех фракциях по стадии дробления и по

магнитности зерен крупные индивиды платины имеют неправильную форму и часто находятся в сростании с оливином, тогда как значительная часть мелких зерен обладает огранкой кубической формы. В немагнитной фракции мелких кристаллов платины значительно больше, чем в магнитной (рис. 5А). Платина Нижне-Тагильского массива в значительной степени представлена ограниченными кристаллами, которые характерны как для мелких (-0,1 мм), так и для более крупных (0,1-0,5 мм) индивидов (рис. 6А,Б). По сравнению с платиной Светлоборского массива, Нижне-Тагильская платина часто находится в сростании с хромшпинелидами (рис. 6В).

Положение зерен платины в породообразующей матрице

Соотношение рудных и породообразующих минералов изучалось в полированных образцах (пластинках, аншлифах) из обоих массивов. На Светлоборском массиве обнаружены крупные

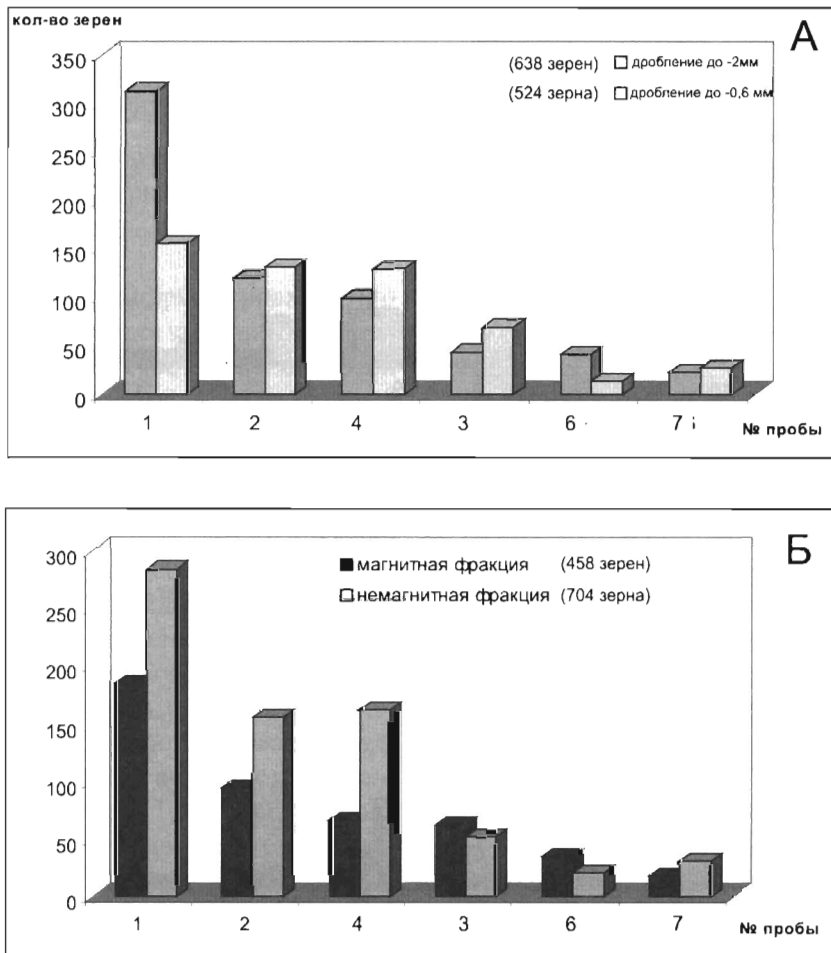


Рис. 3. Светлый Бор. Распределение всех зерен платины из всех концентратов по фракциям крупности (А) и по магнитности (Б)

По оси X — номера проб (см. табл. 1), ранжировано по количеству зерен в платиновом концентрате

(0,5-0,6 мм) выделения платины и других металлов платиновой группы (МПГ), которые имеют неправильную форму, обусловленную положением ее в межзерновом пространстве оливина (рис. 7А), тогда как мелкие зерна (около 100 мкм) характеризуются изометричным обликом (рис. 7Б). И те, и другие находятся в ассоциации с эрликманитом (OsS_2), расположены непосредственно в дуните среди оливиновых зерен: как в сростании с хромитом, так и без него. Тонкая прослойка серпентина всегда присутствует на контакте между платиной и оливином. В некоторых случаях по зернам платины развиваются каймы магнетита. Исследованная платина подвержена частичному и разностадийному окислению, которое визуальным образом выражено ажурными концентрическими зонами (см. рис. 7А). Первичная платина при серпентинизации образует вторичные Pt-Fe-Cu сплавы, преимущественно туламинит, который заполняет тонкие трещинки, секущие

первичные минералы.

В Нижне-Тагильском массиве непосредственно в аншлифе обнаружены крупные скопления платины (до 1,5 мм) в хромшпинелидах. Платина представляет собой Pt-Fe-Cu-Ni сплавы, имеет ксеноморфный характер и заполняет межзерновое пространство зерен хромита (рис. 8А). Она содержит включения Os-Ir (20-30 мкм) и мелкие выделения соединения $PtCu_7$ (рис. 8Б). В некоторых зернах отмечается окисление платины по периферии зерен. Характер окисления отличается от такового на Светлоборском массиве. Каймы оксида платины являются контрастными (рис. 8В).

Видовой состав платиновых концентратов и микропарагенезисы МПГ

Были выявлены основные особенности минеральных ассоциаций для обоих массивов. Для Светлоборского массива характерны магматические Pt-Fe сплавы, преимущественно, изоферроп-

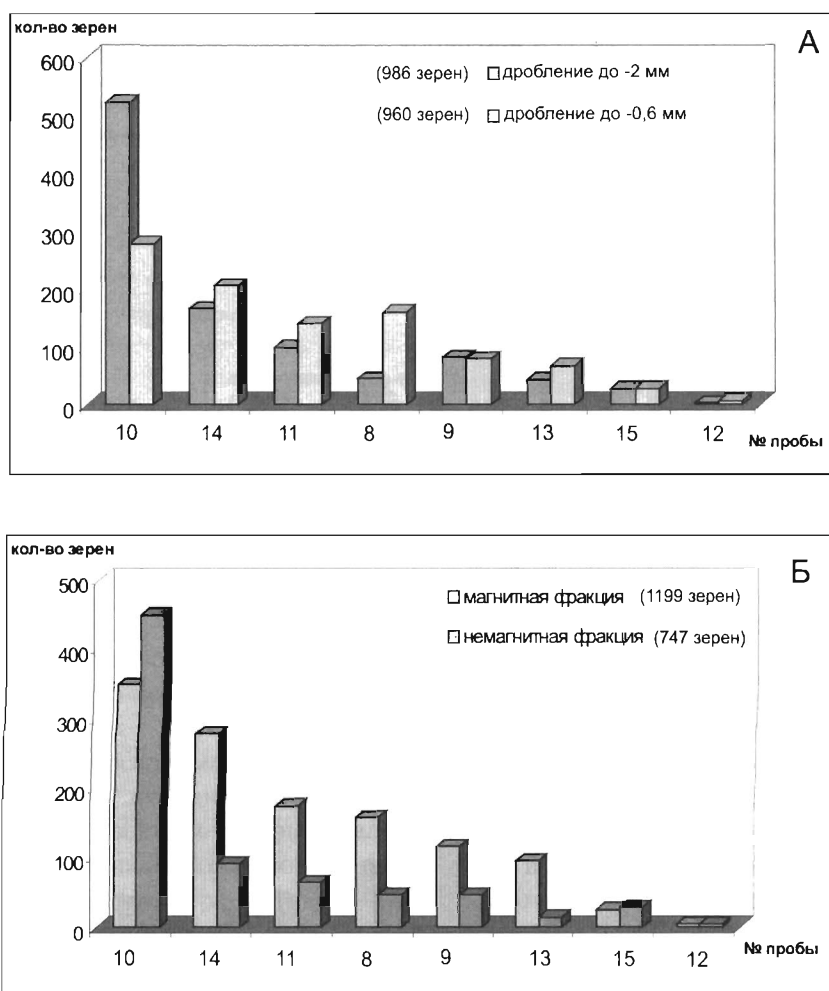


Рис. 4. Нижне-Тагильский массив. Распределение всех зерен платины из всех концентратов протоколочек по фракциям крупности (А) и по магнитности (Б)

По оси X — номера проб, ранжированы по количеству зерен в платиновом концентрате

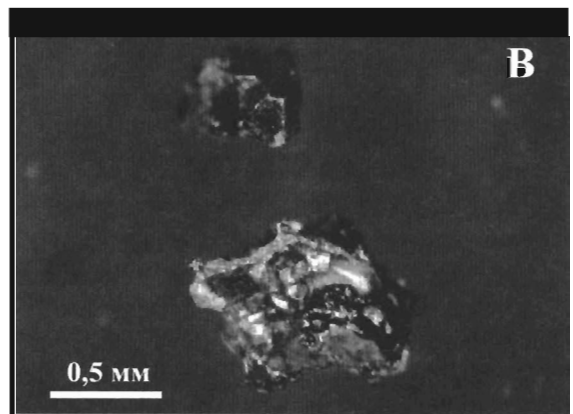
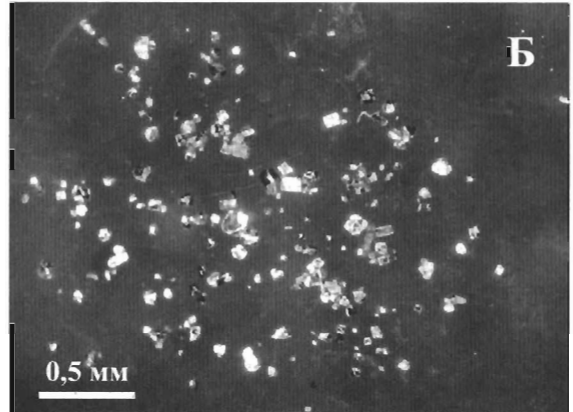
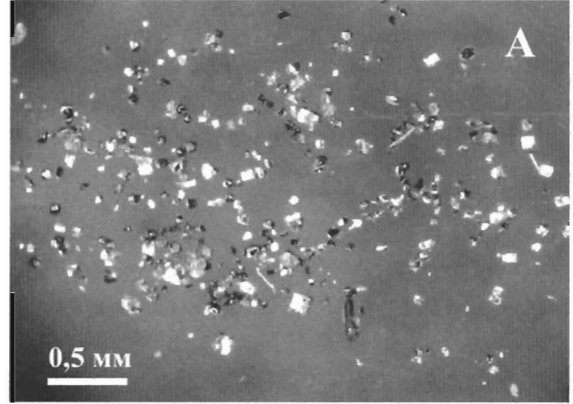
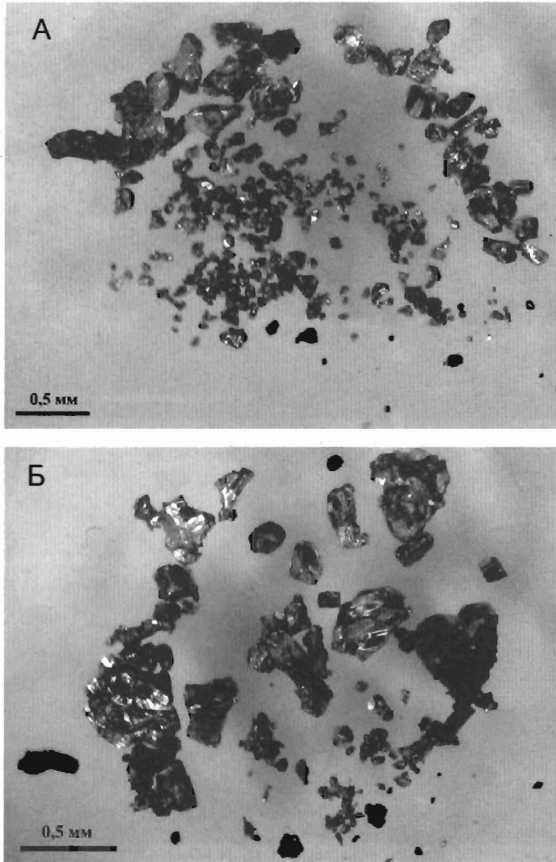


Рис. 5. Морфология зерен платины, проба 1 (Светлоборский массив, канава 79)

А немагнитная платина, Б магнитная платина

Рис. 6. Морфология зерен платины в Нижне-Тагильском массиве

Александровский Лог-3 (проба 10). А - магнитная, Б - немагнитная платина, В - сросток платины с оливином и хромшпинелидом

латина Pt_3Fe , которые в некоторых зернах частично или полностью замещается вторичными Pt-Fe-Cu сплавами (рис. 9 А). В сростании с платиной часто встречается эрликманит (OsS_2), который отмечается также в виде свободных кристаллов в платиновом концентрате. Лаурит (RuS_2), как правило, слагает внутренние части зерен эрликманита (рис. 9Б), что свидетельствует о повышении активности серы в процессе формирования этих магматических сульфидов. Баоит (Rh_2S_3) также является распространенной фазой платиновой минерализации Светлоборского массива. Но в отличие от эрликманита, баоит является поздним минералом, ассоциирующим с магнетитом (рис. 9В). Часто он заполняет пористое пространство окисленной платины. Трещины крупных выделений баоита выполняются вторичными минералами туламинитом и тетрафероплатиной (рис. 9Г). Другие МПГ: сперрилит ($PtAs_2$), куперит (PtS) встречаются как в сростании с платиной, так и в виде отдельных зерен в концентрате. Реже отмечаются сульфоарсениды МПГ системы ирарсит-платарсит-холлингвортит (рис. 9Д) и

соединения Pd с Sb и As. Окисленная платина встречается часто, ее зерна обладают пористой структурой (рис. 9Е), иногда с концентрически зональным рисунком. Зоны, отличающиеся по цвету, относятся к платине разных степеней окисления. Кроме Pt-Fe сплавов, которые преобладают в выборках, были отмечены самородные медь, золото, железо, сплавы Fe-Cr, Cu-Sn, Fe-Cu(Sn), Fe-Nb, пирит и халькопирит. Самой характерной

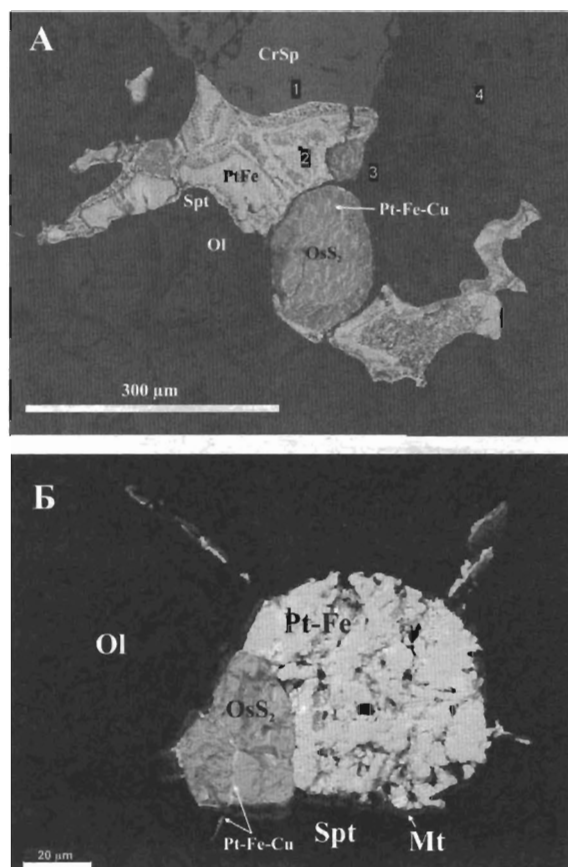


Рис. 7. Изображения СКАНа. Морфология зерен МПГ и положение их в породообразующей матрице Светлоборский массив, образец 5300 (А) и образец 28, скв. 4 (Б)

особенностью платиновых парагенезисов Светлоборского массива является их тесные сращения с магнетитом. Возможно, что именно это обстоятельство является причиной попадания части платиновых зерен в магнитную фракцию.

На Нижне-Тагильском массиве основными платиновыми минералами являются Pt-Fe-Cu-Ni сплавы (в дальнейшем - туламинит), которые в отличие от вторичных Pt-Fe-Cu сплавов Светлоборского массива содержат Ni и не образуют оторочек, а представлены ксеноморфными и идиоморфными зернами и кубическими кристаллами. Первично-магматические сплавы Pt-Fe(Ni) гораздо реже встречаются в исследованных ассоциациях (рис. 10 А) и также содержат Ni в своем составе. Несмотря на кристаллическую форму, туламинит имеет вторичное происхождение; он замещает предшествующие ему никелистые изоферроплатиту и железистую платину, не искажая первичной огранки. На ранней стадии туламинит замещает изоферроплатину по плоскостям спай-

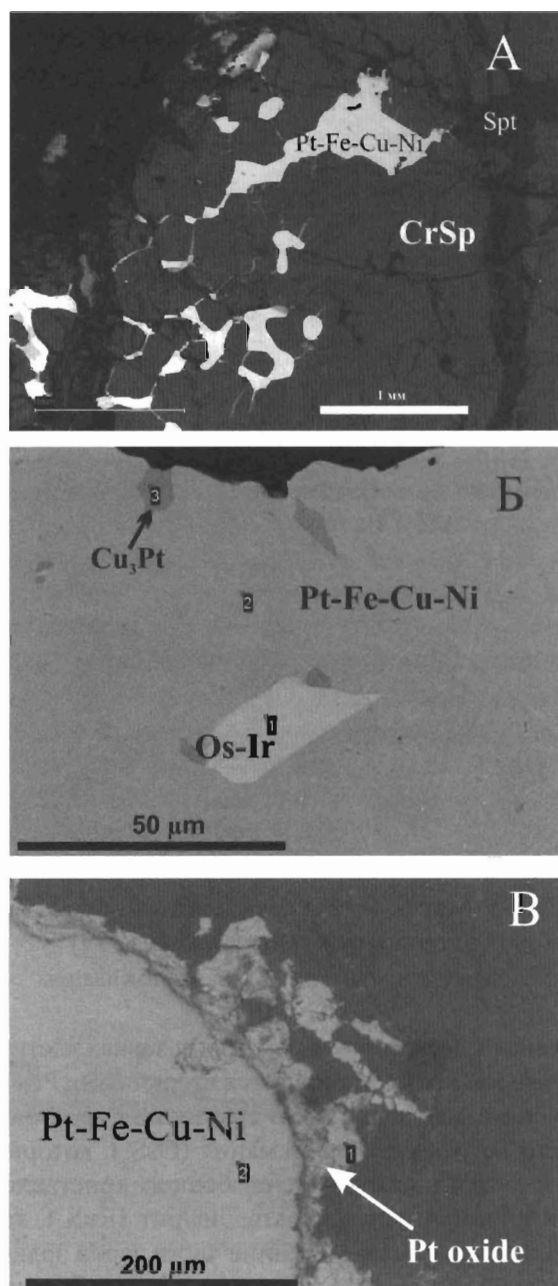


Рис. 8. Изображения СКАНа. Выделения платины на Нижне-Тагильском массиве Проб 10 (Александровский Лог-3). А - ксеноморфные выделения платины (Pt-Fe-Cu-Ni сплавы) в хромите. Б - включения осмия и неназванной фазы Pt, Fe. В - кайма оксида платины по Pt-Fe-Cu-Ni сплавам

ности (рис. 10 В), а при полном замещении наблюдаются метакристаллы туламинита, иногда с реликтами первичной изоферроплатины (рис. 10 Г). Туламинит, в свою очередь, замещается Pt-Cu сплавами. В этом случае зерна Pt-Cu сплавов приобретают неправильную форму (рис. 10 Б) с контурами, лишенными огранки. Pt-Cu сплавы при этом имеют зональную структуру, обусловленную

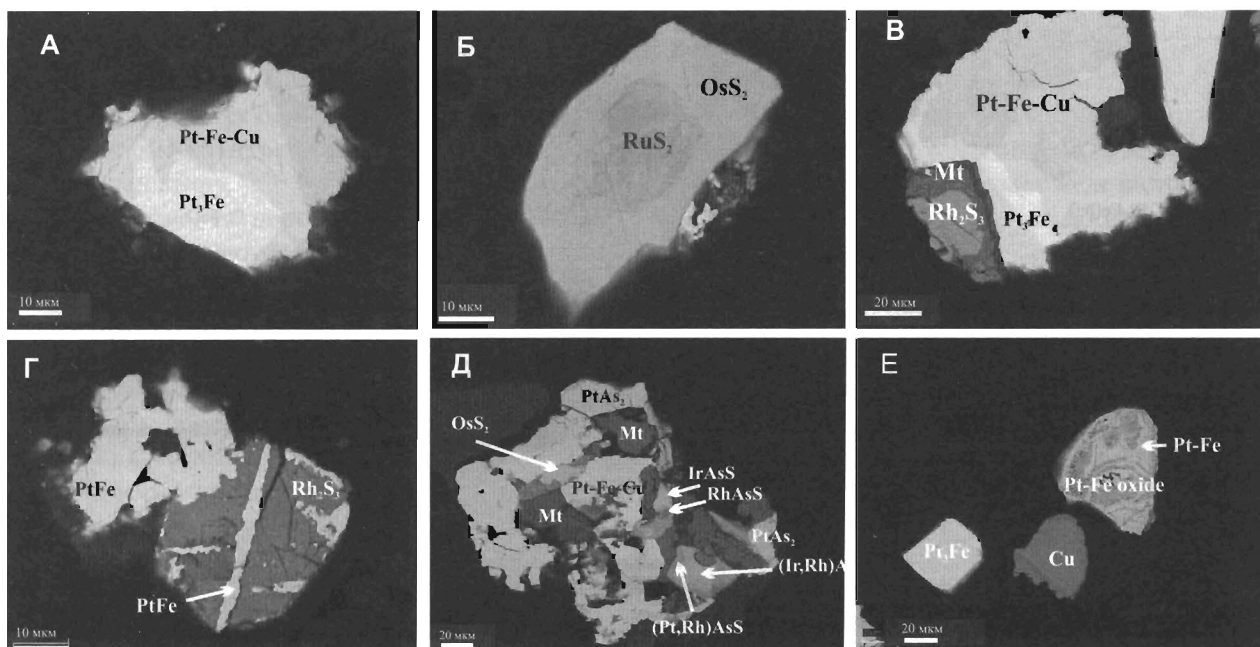


Рис. 9. Изображения СКАНа. Микропарагенезисы МПГ Светлоборского массива

А – замещение изоферроплатины туламинитом. Б – кристалл эрликманита с лауритом во внутренней части зерна. В – выделение баюита, окруженное магнетитом, приуроченное к туламиниту, развивающемуся по изоферроплатине. Г – тетраферроплатина сростается с баюитом и выполняет трещины в нем. Д – микропарагенезис, состоящий из сперрилита ($PtAs_2$), эрликманита (OsS_2), туламинита ($Pt-Fe-Cu$), магнетита (Mt) и сульфоарсенидов МПГ (ирарсита, холлингвортита и платарсита)

последовательным и стадийным замещением более раннего туламинита. Процесс замещения сплавов на Нижне-Тагильском массиве, вероятно, был длительным и полным, поскольку первичные $Pt-Fe(Ni)$ сплавы отмечаются крайне редко. В целом последовательность замещения была следующей: $Pt-Fe(Ni) \rightarrow Pt-Fe-Cu-Ni \rightarrow Pt-Cu$ с увеличением медистой составляющей в этом процессе. Анализ зерен $Pt-Cu$ сплавов показал, что они относятся к неназванной фазе Cu_3Pt .

Окисленная платина довольно часто встречается на Нижне-Тагильском массиве, как и на Светлоборском. Но окисление платины имеет иной характер: оксиды платины образуют прерывистые и концентрические каймы по туламиниту (рис. 10 Д). К другим минералам, которые находятся в парагенезисе с платиной, относятся осмий и иридий, которые включены в туламинит (рис. 10 Б, Г, Е). Они являются более устойчивыми, чем сплавы платины и остаются неизменными в процессе эволюции минеральных парагенезисов. Отмечаются включения лаурита (RuS_2) и неназванной фазы состава $RhNiAs$ (рис. 10 А). Миллерит (NiS) также является распространенным минералом рудной ассоциации Нижне-Тагильского массива, как в сростании с платиной, так и в виде отдельных, хорошо ограненных кристаллов (пробы 8 и 9).

В платиновых концентратах Нижне-Тагильс-

кого массива также встречаются другие кроме платины самородные сплавы. В магнитной фракции некоторая часть зерен относится к самородному железу и сплавам $Fe-Cr$ с примесями Mn и Mo . В немагнитной фракции встречаются самородные медь, цинк, никель и $Cr-Ni$ соединения. Эти металлы и самородные сплавы в некоторых пробах составляют значительную часть концентратов, а в пробе 15 они преобладают.

Характерной особенностью платиновых парагенезисов Нижне-Тагильского массива является отсутствие магнетита, столь распространенного на Светлоборском массиве. Мелкие (40-60 мкм) кристаллы $Pt-Fe-Cu-Ni$ сплавов часто со всех сторон окружены оливином, что свидетельствует о том, что они были включены непосредственно в дунит, вне связи с хромшпинелидами, тогда как крупная платина (см. рис. 8А) генетически связана с хромитовыми обособлениями.

Составы соединений Pt на Светлоборском и Нижне-Тагильском массивах

Микронзондовый анализ $Pt-Fe$ и $Pt-Fe-Cu-Ni$ сплавов показал, что минеральные ассоциации из дунитов Светлоборского и хромититов Нижне-Тагильского массивов в целом отличаются друг от друга по составу сплавов. Первичные магматические $Pt-Fe$ сплавы Светлоборского массива в большинстве случаев соответствуют изоферроплатине

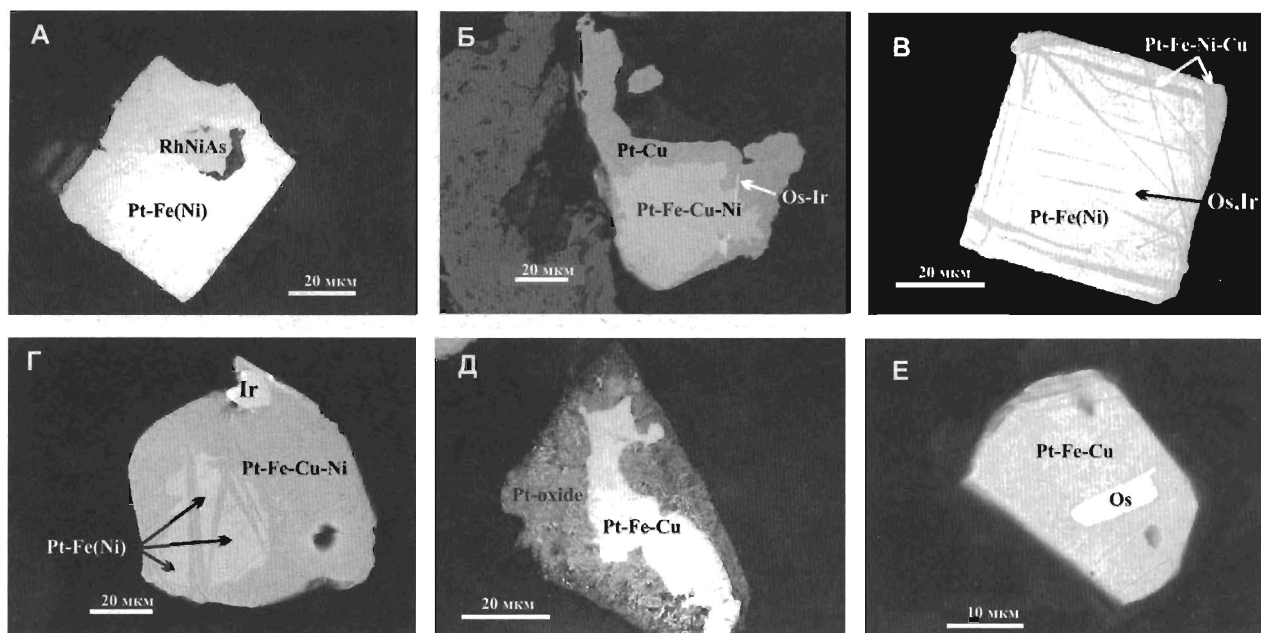


Рис. 10. Изображения СКАНа. Микропарагенезисы МПГ Нижне-Тагильского массива

А – замещение изоферроплатины туламинитом. Б – кристалл эрликманита с лауритом во внутренней части зерна. В – выделение баотита, окруженное магнетитом, приуроченное к туламиниту, развивающемуся по изоферроплатине. Г – тетраферроплатина сростается с баотитом и выполняет трещины в нем. Д – микропарагенезис, состоящий из сперрилита ($PtAs_2$), эрликманита (OsS_2), туламинита ($Pt-Fe-Cu$), магнетита (Mt) и сульфоселенидов МПГ (ирарсита, холлингвортита и платарсита)

Pt_3Fe , за исключением одной пробы № 3 (рудопоявление Высоцкого, канава 85), для которой характерна железистая платина (Pt,Fe) с несколько повышенной концентрацией Fe по сравнению с изоферроплатиной (рис. 11 А). Именно такая Ni-содержащая железистая платина характерна для всех первичных сплавов Нижне-Тагильского массива. Концентрация Ni в магматических сплавах варьирует в интервале 0,4-1,0 мас.% (табл. 3).

В целом все составы вторичных сплавов (каймы на Светлоборском массиве и псевдоморфозы по $Pt-Fe$ – на Нижне-Тагильском массиве) образуют полный изоморфный ряд от тетраферроплатины до туламинита (рис. 11 А), но Ni до 8 мас.% присутствует только в туламините Нижне-тагильского массива (рис. 12 В,Г). Концентрация Ni в магматических сплавах имеет обратнопропорциональную зависимость с концентрацией Pt, а во вторичных сплавах – с суммой $(Fe+Cu)$. Это различие, наряду с морфологическими особенностями $Pt-Fe$ и $Pt-Fe-Cu-Ni$ сплавов подчеркивает различный генезис этих двух выборок. Это свидетельствует о том, что все $Pt-Fe-Cu-Ni$ сплавы Нижне-тагильского массива, несмотря на идеально кубическую форму кристаллов, являются продуктами замещения первичных магматических $Pt-Fe$ сплавов.

Примеси МПГ наиболее характерны для изоферроплатины (см. рис. 11 Б). Среди них типоморфным элементом является Ir. Нижнетагиль-

ская платина почти вся значительно обогащена Ir и содержит устойчивую примесь Rh (до 1 мас.%). Ir присутствует также и в туламините (рис. 12 А,Б), достигая 8-10 мас.%. На Светлоборском массиве изоферроплатина эпизодически содержит десятые доли процента Rh и Pd (табл. 2). Исключением являются Ni- и Ir-содержащие сплавы из пробы № 3, которая по минералого-геохимическим особенностям аналогична нижнетагильским пробам.

$Pt-Fe$ и $Pt-Fe-Cu-Ni$ сплавы, попадающие в различные по магнитности фракции, ничем не отличаются по составу (табл. 2), поскольку намагниченность сплавов платины не зависит от их состава, а связана с их физическими свойствами сплавов (дефектами в структуре). Зерна $Os-Ir-Ru$ сплавов из включений в $Pt-Fe$ сплавах и туламините относятся к различным минеральным видам: осмию, рутениридосмину и иридию.

Анализ пород и особенности состава породообразующих минералов, хромита и магнетита Светлоборского массива

Анализ пород обоих массивов показал, что большинство из них относятся к высокомагнетизальным (37-45 мас.% MgO) разновидностям дунита (рис. 13А), за исключением двух проб Светлоборского массива с более высокой концентрацией Al_2O_3 (пробы 4 и 6).

Эти данные свидетельствуют, что валовой состав пород не коррелируется с платинометаллической минерализацией, поскольку одна из этих проб (№ 4) является богатой в отношении платины, а другая (№ 6) в гораздо меньшем количестве содержит платину.

Характерно, что породы Светлоборского массива в целом являются более железистыми, чем породы Нижне-Тагильского массива (рис. 13Б).

На Светлоборском массиве были проанализированы породообразующие (оливин, серпентин, пироксен) и рудные минералы (хромшпинелиды и магнетит) из образцов разведочных скважин рудной зоны Высоцкого. Состав хромшпинелидов в целом отвечает полю составов для массивов Урало-Аляскинского типа (рис. 14), но составы их различаются отдельно по образцам. Можно отметить, что хромшпинелиды из слабо измененного дунита (образцы 5232 и 6306) характеризуются отчетливым трендом составов Cr-Fe^{3+} при слабом уменьшении Al с увеличением Fe^{3+} , тогда как из серпентинизированных разностей или полностью замещенной серпентином породы (5791) хромшпинелиды в разной степени обеднены глиноземом до полного его отсутствия в серпентинизированных пробах.

Многочисленные зерна оливина из серпентинизированных и неизмененных разностей дунита имеют очень близкие составы, точки которых локализируются в узкой области на тройной диаграмме и являются более железистыми по сравнению с оливином Гальмознанского массива [18].

При этом составы серпентина ложатся в широкое поле на диаграмме (рис. 15), в котором просматриваются два тренда. Один из них соответствует изоморфизму между SiO_2 и FeO , без изменения MgO ; этот серпентин имеет петельчатую структуру и относится к слабо-измененному дуниту. Составы такого серпентина в некоторой части тренда совпадают с составами оливина (без учета воды). Другой тренд относится к серпентину площадному и жильному. Он характеризуется увеличением железистости до 10-15 мас.% FeO при неизменном соотношении других компонентов (см. рис. 15).

Магнетит является распространенным минералом Светлоборского массива. Он встречается в тесном сростании с платиной, окружает зерна МПГ со всех сторон и заполняет трещины и поры в измененной и окисленной платине, что свидетельствует о его наложенном характере. Магнетит образует шлейфовую вкрапленность в площадном наиболее позднем серпентините (рис. 16А) и слагает цепочки зерен в центральной час-

ти серпентинитовых прожилков (рис. 16Б). Часто магнетит окружает зерна хромшпинелидов, частично замещает их. При этом незамещенный хромшпинелид отличается повышенной железистостью (см. рис. 14). Значительное количество магнетита в целом увеличивает железистость дунитов Светлоборского массива по сравнению с дунитами Нижне-Тагильского массива. Высвободившийся при замещении Cr связывается с Fe с образованием Fe-Cr самородных сплавов, присутствующих в платиновом концентрате Светлоборского массива в значительном количестве.

Наряду с магнетитом, мельчайшие включения которого рассеяны в серпентинитовых прожилках, встречаются единичные включения других руд-

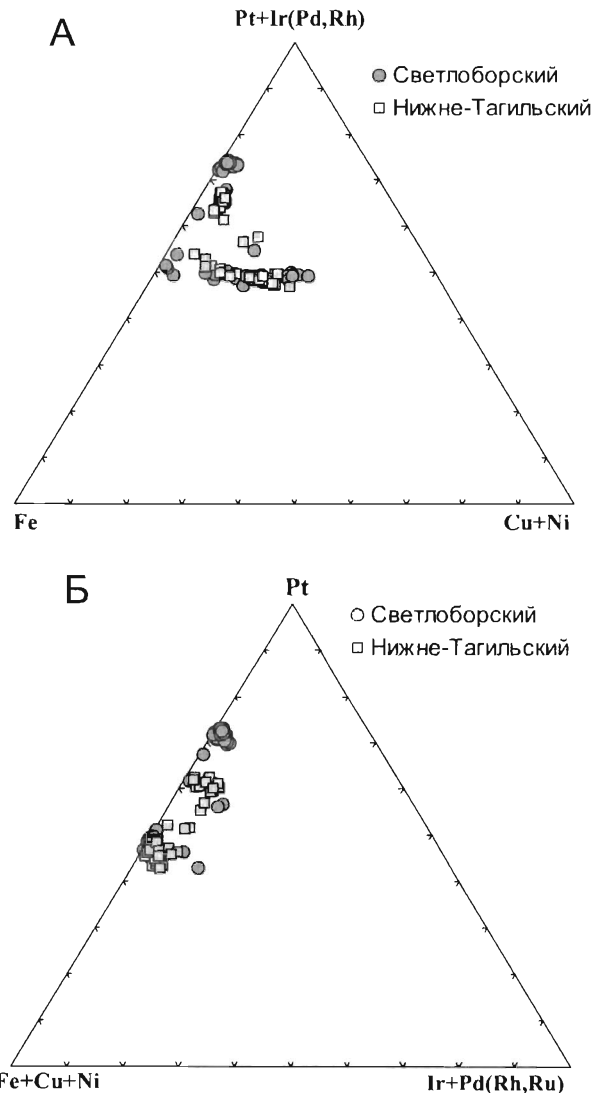


Рис. 11. Составы Pt-Fe и Pt-Fe-Cu сплавов из Светлоборского и Нижне-Тагильского массивов А – примеси (Cu+Ni) в Pt-Fe сплавах и ряд тетраферроплатина-туламинит. Б – количество примесей МПГ в Pt-Fe и Pt-Fe-Cu сплавах

Состав Pt-Fe-Cu сплавов из Светлоборского массива

№ п/п	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
1	74,62	0,00	0,00	0,05	0,12	0,39	15,15	0,41	8,47	99,21
2	88,51	0,10	0,00	0,06	0,19	0,16	8,72	0,01	0,57	98,34
3	74,53	0,00	0,00	0,05	0,02	0,42	14,73	0,23	8,57	98,55
4	87,91	0,16	0,00	0,05	0,35	0,48	8,89	0,05	0,42	98,31
5	86,94	0,00	0,00	0,07	0,01	0,69	9,50	0,02	0,08	97,31
6	88,16	0,00	0,00	0,04	0,00	0,64	9,61	0,04	0,08	98,58
7	88,29	0,00	0,00	0,01	0,37	0,20	8,60	0,04	0,58	98,09
8	76,56	0,00	0,00	0,05	0,18	0,27	17,40	0,37	3,95	98,78
9	87,86	0,00	0,00	0,04	0,00	0,89	9,75	0,03	0,14	98,71
10	88,85	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	9,53	0,07	0,11	98,65
11	74,68	0,00	0,00	0,02	0,30	0,37	16,50	0,37	5,64	97,88
12	87,89	0,19	0,00	0,04	0,91	0,60	8,42	0,04	0,88	98,95
13	87,86	0,00	0,00	0,01	0,05	0,68	9,63	0,05	0,12	98,40
14	88,04	0,01	0,00	0,09	0,97	0,59	8,57	0,05	0,80	99,13
15	88,04	0,00	0,00	0,03	0,04	0,37	9,44	0,03	0,07	98,02
16	87,62	0,00	0,00	0,01	0,05	0,89	9,61	0,03	0,10	98,32
17	87,92	0,18	0,00	0,06	0,40	0,63	8,51	0,03	0,81	98,54
18	88,91	0,00	0,00	0,02	0,29	0,57	8,88	0,04	0,80	99,52
19	87,80	0,10	0,00	0,07	0,38	0,67	8,49	0,06	0,76	98,33
20	89,95	0,00	0,00	0,06	0,38	0,36	8,78	0,01	0,31	99,85
21	88,19	0,00	0,00	0,09	0,00	0,99	9,76	0,04	0,06	99,13
22	87,81	0,05	0,00	0,04	0,41	0,46	8,48	0,04	0,88	98,16
23	74,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	14,62	2,38	6,42	98,47
24	74,68	0,00	0,00	0,01	0,12	0,37	12,48	0,18	10,70	98,55
25	74,05	0,00	0,00	0,03	0,15	0,31	13,86	0,41	9,21	98,02
26	89,21	0,00	0,00	0,05	0,07	0,63	8,33	0,02	0,92	99,24
27	74,08	0,00	0,00	0,00	0,12	0,15	13,42	0,30	9,16	97,22
28	86,65	0,42	0,00	0,00	1,24	0,91	8,70	0,05	0,89	98,86
29	88,18	0,00	0,00	0,04	0,07	0,26	9,40	0,02	0,18	98,15
30	75,01	0,00	0,00	0,06	0,22	0,21	15,64	1,01	6,07	98,21
31	82,74	0,00	0,05	0,00	0,06	0,63	13,82	0,22	0,34	97,87
32	88,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	9,56	0,08	0,36	98,73
33	88,02	0,62	0,00	0,02	0,40	0,17	8,63	0,04	0,32	98,22
34	76,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	20,58	0,69	1,07	98,48
35	75,05	0,00	0,00	0,05	0,08	0,10	11,10	0,49	11,75	98,62
36	74,65	0,00	0,00	0,08	0,00	0,08	11,73	0,76	11,01	98,30
37	73,88	10,74	0,00	0,13	0,54	0,12	11,08	0,88	0,78	98,14
38	74,18	10,29	0,00	0,06	0,54	0,05	11,28	1,24	0,81	98,44
39	87,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	10,49	0,10	1,45	99,93
40	70,18	3,69	0,00	0,10	0,39	0,07	12,04	2,03	9,29	97,79
41	78,73	5,80	0,00	0,08	0,61	0,07	11,24	0,88	0,88	98,29
42	78,68	6,47	0,00	0,11	0,62	0,15	11,12	1,01	0,86	99,02
43	69,14	5,26	0,00	0,07	0,53	0,14	14,34	5,53	3,90	98,89
44	74,64	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	11,59	0,87	10,94	98,10
45	86,68	0,01	0,00	0,13	1,03	0,30	8,48	0,06	0,84	97,53
46	86,61	1,23	0,00	0,02	0,54	0,25	8,52	0,02	0,43	97,62
47	85,42	0,00	0,00	0,03	0,09	2,46	8,91	0,01	0,25	97,18
48	76,18	0,00	0,00	0,04	0,00	0,32	20,17	0,23	0,61	97,56
49	87,41	0,06	0,11	0,07	0,30	0,11	8,68	0,02	0,51	97,26
50	87,12	0,11	0,62	0,03	0,31	0,14	8,61	0,04	0,50	97,48
51	74,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	9,93	0,21	13,42	98,05
52	87,44	0,70	0,00	0,02	0,25	0,21	8,82	0,03	0,37	97,82

Примечание. Анализы 1-10 – магнитная фракция, 11-20 – немагнитная фракция (проба 1)

Таблица 3

Состав Pt-Fe-Cu сплавов из Нижне-Тагильского массива

№ п/п	Pt	Ir	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
1	71,94	2,93	0,04	0,06	0,01	13,37	8,23	2,56	99,13
2	71,34	2,51	0,05	0,34	0,13	14,51	4,99	3,96	97,85
3	72,57	1,68	0,04	0,04	0,01	13,37	6,27	3,96	97,95
4	81,37	2,54	0,05	0,47	0,08	12,45	0,73	1,29	98,98
5	70,74	3,75	0,06	0,37	0,09	14,79	4,38	4,39	98,57
6	70,62	2,84	0,04	0,25	0,08	13,43	7,11	3,47	97,83
7	70,99	2,93	0,07	0,29	0,02	13,72	7,21	3,31	98,55
8	69,73	4,56	0,02	0,65	0,09	14,27	7,49	2,67	99,45
9	69,13	4,99	0,05	0,22	0,13	13,96	7,62	2,51	98,62
10	68,82	4,37	0,07	0,68	0,00	13,73	8,39	2,63	98,68
11	79,77	4,06	0,24	0,37	0,08	11,39	0,77	1,14	97,81
12	68,66	5,06	0,02	0,40	0,14	14,06	6,74	3,01	98,10
13	69,21	4,77	0,03	0,43	0,12	14,04	6,65	3,10	98,34
14	77,80	7,47	0,10	0,48	0,18	10,80	0,68	0,78	98,29
15	72,51	2,18	0,04	0,35	0,19	15,44	2,26	4,80	97,78
16	71,07	3,10	0,06	0,28	0,09	12,30	0,71	9,87	97,46
17	80,45	4,08	0,09	0,54	0,15	11,10	0,74	0,89	98,03
18	71,33	2,65	0,01	0,52	0,06	13,54	2,52	7,75	98,39
19	72,77	7,47	0,07	0,36	0,00	11,14	3,20	3,29	98,31
20	70,50	4,91	0,21	0,75	0,11	16,67	2,28	2,07	97,50
21	77,71	6,44	0,11	0,64	0,11	11,43	0,43	1,00	97,86
22	68,82	8,19	0,09	0,58	0,09	16,81	1,73	1,82	98,13
23	80,04	2,95	0,06	0,56	0,13	12,15	0,78	0,91	97,58
24	73,06	6,10	0,10	0,58	0,12	12,51	3,53	1,95	97,93
25	69,08	5,32	0,04	0,55	0,14	14,63	5,09	3,76	98,61
26	78,99	6,29	0,09	0,54	0,17	11,14	0,69	0,85	98,76
27	68,27	5,25	0,07	0,57	0,17	13,92	5,68	3,59	97,52
28	75,62	5,80	0,19	1,05	0,07	12,43	1,57	1,25	97,99
29	71,24	2,37	0,01	0,11	0,06	13,27	7,94	2,88	97,88
30	75,84	6,61	0,08	0,55	0,06	12,57	0,86	0,87	97,44
31	68,67	6,53	0,14	0,66	0,12	17,28	2,01	1,87	97,30
32	67,20	6,63	0,16	0,72	0,00	13,92	6,43	2,91	97,96
33	66,48	6,66	0,05	0,40	0,07	13,68	7,11	2,80	97,27
34	72,05	2,59	0,06	0,31	0,02	12,17	3,11	7,44	97,75
35	77,15	7,28	0,12	0,55	0,10	10,87	0,51	0,70	97,28
36	71,29	2,71	0,04	0,40	0,11	14,55	3,14	5,40	97,63
37	79,02	5,01	0,10	0,55	0,17	10,83	0,59	0,99	97,25
38	77,64	6,06	0,13	0,53	0,11	11,35	0,97	0,87	97,67
39	80,17	3,89	0,11	0,52	0,18	10,69	0,61	1,12	97,29
40	73,66	0,39	0,06	0,30	0,27	13,37	6,11	4,03	98,20
41	73,29	0,48	0,08	0,32	0,23	13,99	4,99	4,46	97,85
42	72,59	0,47	0,08	0,38	0,35	13,94	3,98	5,39	97,17
43	71,41	0,92	0,01	0,45	0,09	12,21	6,26	6,28	97,63
44	82,19	0,62	0,11	0,33	0,40	11,83	0,78	1,14	97,39
45	74,44	0,44	0,03	0,25	0,06	14,08	3,60	5,33	98,24
46	69,41	3,69	0,03	0,42	0,26	13,68	6,30	3,64	97,42
47	73,16	1,11	0,07	0,27	0,28	14,12	4,74	4,36	98,12
48	74,93	0,25	0,09	0,33	0,20	16,34	2,19	4,63	98,95
49	72,54	0,89	0,07	0,38	0,26	14,68	3,61	5,15	97,57
50	73,27	0,37	0,03	0,58	0,22	14,61	3,69	5,68	98,45
51	74,25	0,76	0,04	0,32	0,22	14,84	4,38	4,68	99,50
52	72,51	0,23	0,08	0,48	0,22	13,55	7,54	2,98	97,58

ных минералов, в частности, самородной меди и пентландита (см. рис. 16А), который, как правило, находится в сростании с магнетитом.

Заключение

Исследование образцов дунитов из Светлоборского и Нижне-Тагильского массивов позволило сделать следующие выводы:

1. Рудная платина, включающая Pt-Fe, Pt-Fe-Cu, Pt-Cu сплавы, а также другие МПГ и самородные сплавы цветных металлов, может концентрироваться как в слабо измененных дунитах, так и в интенсивно серпентинизированных породах. Петрохимический состав вмещающей породы и степень ее серпентинизации не коррелируется с интенсивностью проявления платиновой минерализации. При этом мелкие кристаллы платины располагаются непосредственно в оливиновой матрице, а крупные ксеноморфные выделения тяготеют к хромитовым обособлениям при наличии таковых.

2. Большая часть платиновых зерен (70-90% на Светлоборском массиве и 70-80 % на Нижне-Тагильском массиве), выделенных из протолочек крупнообъемных проб, относится к классу мелких (- 0,1 мм), поэтому дробление дунитов необ-

ходимо проводить до фракции -0,6 мм для извлечения максимального количества платины; более грубое дробление (- 2 мм) способствует только половине ее извлечения.

3. Около 40% платинового концентрата на Светлоборском и 60 % – на Нижне-Тагильском массивах относится к магнитной фракции. Такие соотношения не позволяют предлагать магнитную сепарацию, как метод концентрирования платины. Несмотря на то, что в магнитную фракцию попадают также самородное железо и Fe-Cr сплавы, которые искажают истинные соотношения фракций. Магнитная и немагнитная платина ничем не отличается друг от друга, ни по морфологии, ни по соотношению Pt и Fe.

4. В обоих массивах кристаллические формы выделения платины (кубы), связанные по времени с кристаллизацией оливина, преобладают над платиной ксеноморфного облика, формирование которой связано с образованием эпигенетических хромитовых шлиров. На Светлоборском массиве распространены сульфиды и арсениды МПГ (лаурит, сперрилит, куперит), которые встречаются как включения и сростания с платиной, так и в виде отдельных зерен в платиновом концентрате, что

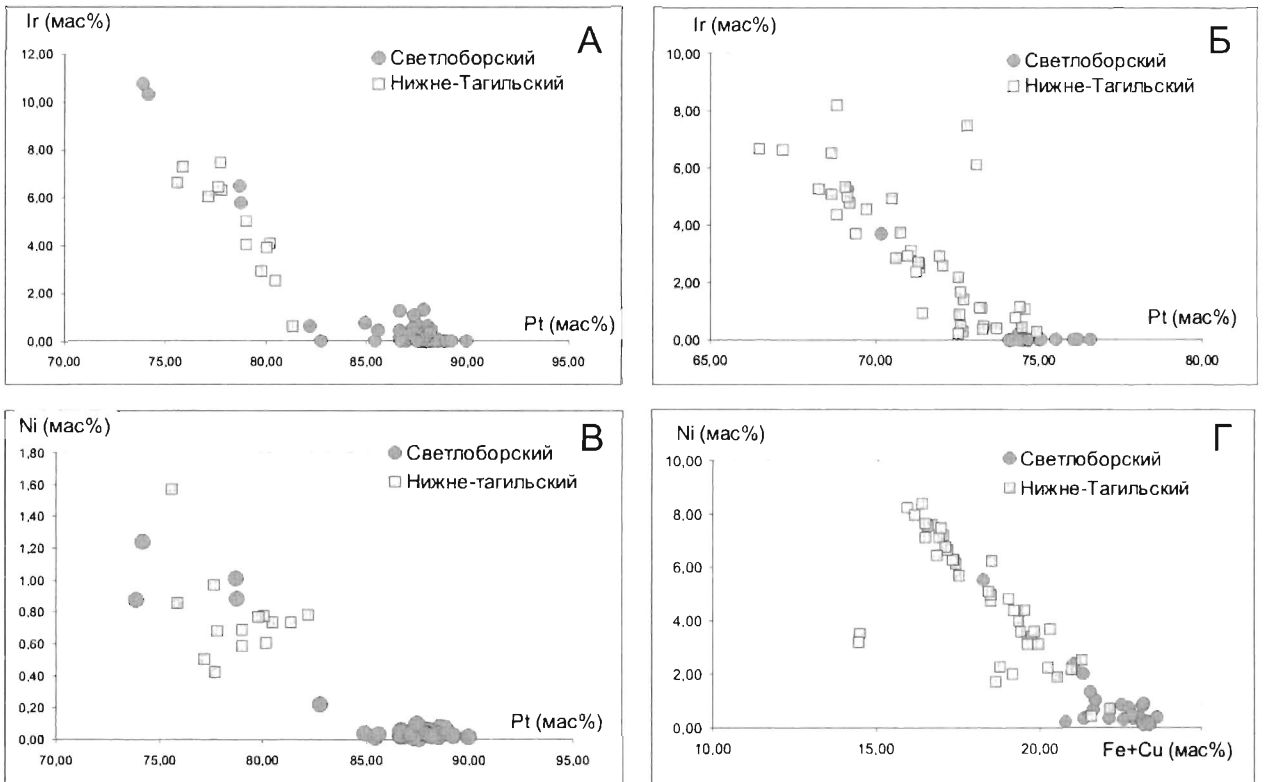


Рис. 12. Уровень примесей Ir в Pt-Fe (А) и в Pt-Fe-Cu (Б) сплавах, а также характер корреляционной зависимости концентраций Ni с Pt в первичных Pt-Fe сплавах (В) и Ni с (Fe+Cu) – во вторичных Pt-Fe-Cu сплавах из Светлоборского и Нижне-Тагильского массивов

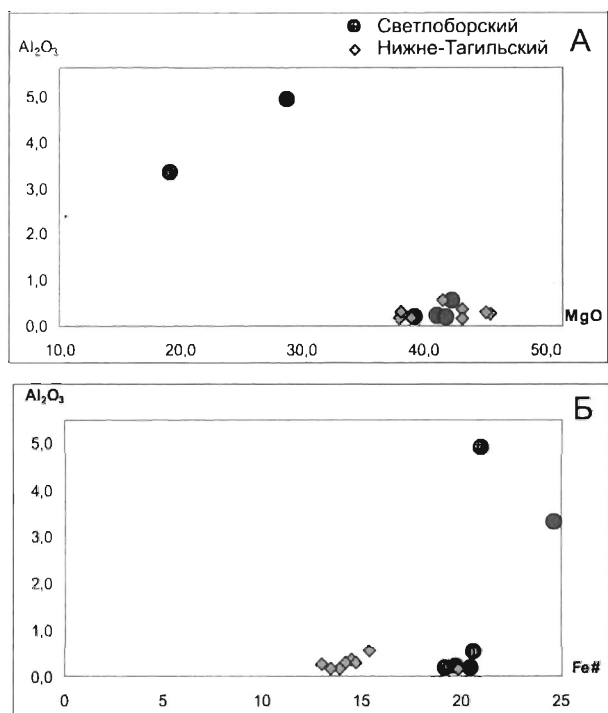


Рис. 13. Диаграммы состава пород Светлоборского и Нижне-Тагильского массивов из образцов 1-15

свидетельствует о повышенной активности серы и мышьяка при формировании платиновых руд.

5. Составы магматических парагенезисов: изоферроплатина с включениями эрликманита на Светлоборском и железистая платина с включениями лаурита - на Нижне-Тагильском массивах свидетельствуют о том, что в первом случае формирование руд происходило при более высокой фугтивности кислорода и более высокой летучести серы, чем во втором.

6. Платина Нижне-Тагильского массива имеет иридино-никелистую специализацию, что обусловлено кристаллизацией ее в восстановительных условиях и из более эволюционированной рудо-формирующей системы, чем на Светлоборском массиве. Это проявляется также в распространении двух магматических парагенезисов: платино - осмиевого и платино - иридиевого.

7. Присутствие Pt-Fe-Cu-Ni твердых растворов на Светлоборском и преобладание их на Нижне-Тагильском массивах обязано процессам серпентинизации дунитов. Общий тренд изменения составов для обоих массивов имеет вид: Pt₃Fe (Pt-Fe) → Pt₂CuFe → PtCu₃, с тем различием, что первая часть этого тренда характерна для Светлоборского, а вторая часть - для Нижне-Тагильского массивов.

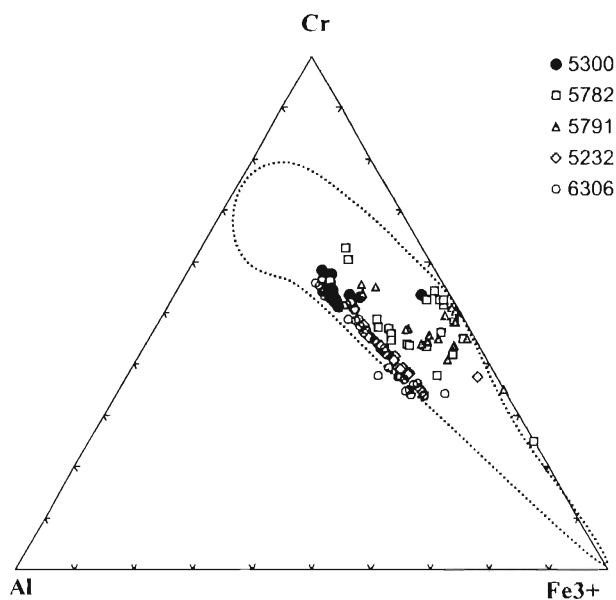


Рис. 14. Состав хромшпинелидов из образцов Светлоборского массива. Поле соответствует составам хромшпинелидов в массивах Урало-Аляскинского типа

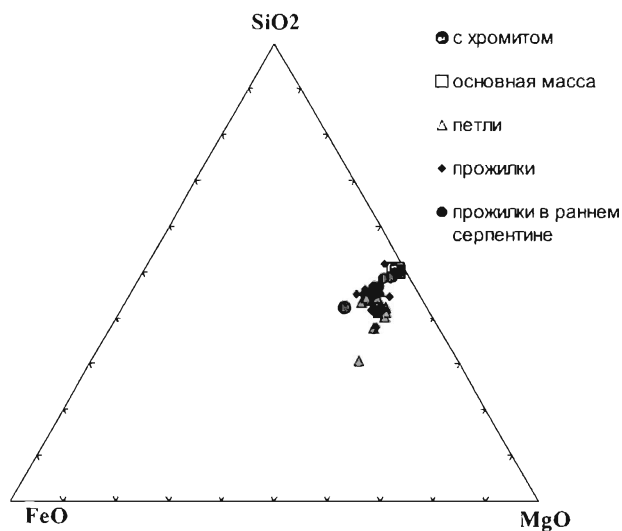


Рис. 15. Диаграмма составов серпентина из пород Светлоборского массива

8. Окисление платины на постмагматическом этапе характерно для обоих массивов, но окислительный потенциал воздействующих флюидов на Светлоборском массиве был более высоким, а процесс окисления платины - более масштабным.

9. Магнетит является значительной составной частью минеральных ассоциаций Светлоборского массива. Интенсивное замещение хромита магнетитом и приуроченность магнетитовой вкрапленности к серпентиновым прожилкам неразрывно

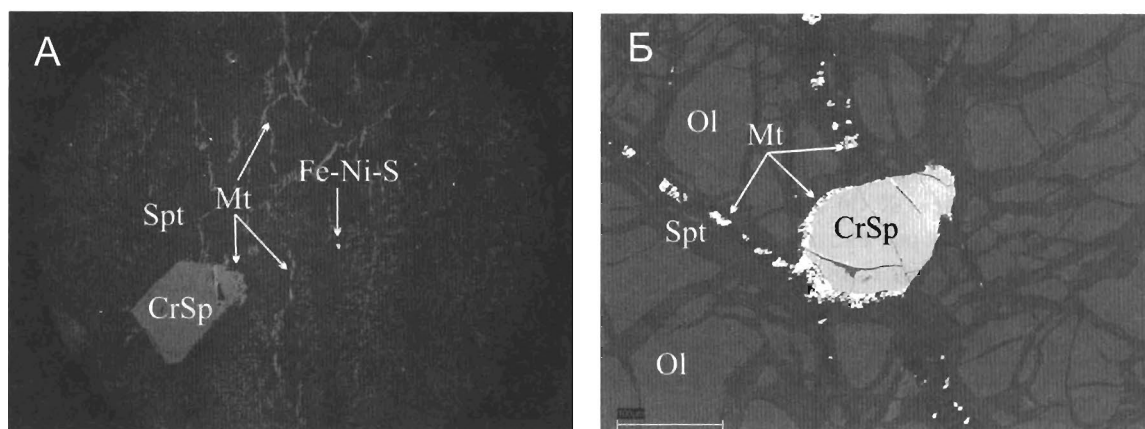


Рис. 16. Характер выделения магнетита в серпентинизированных дунитах Светлоборского массива. А – шлейфовая вкрапленность магнетита в серпентините. Б – крупные выделения магнетита по прожилкам серпентина. Замещения зерен хромшпинелида магнетитом (А, Б)

связаны с окислением платины и обязаны также высокому окислительному потенциалу воздействующих флюидов. Присутствие в этих же минеральных ассоциациях Fe-Cr сплавов, которые восстанавливались на заключительной стадии формиро-

вания руд, наряду с другими самородными сплавами (медью, никелем, железом, цинком и др.) свидетельствует о масштабности постмагматических окислительно-восстановительных процессов, проявляющихся на Светлоборском массиве.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. Платина Урала (платинометаллическое оруденение и перспективы его освоения) // Горный журнал. Уральское горн. обозрение, 1994. – № 6. – С. 62-85.
2. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Спб., 1913. – 694 с.
3. Высоцкий Н.К. Платина и районы её добычи. Ч. 2. Минералы и руды платины, Ч. 3. Геологическая характеристика месторождений платины. Петроград: Комиссия по изучению естественных производительных сил России, состоящая при Российской Академии наук, 1923. – 343 с.
4. Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижне-Тагильском массиве // Геология Рудных месторождений, 1997, Т. 39. – с. 41-48.
5. Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платинометаллические месторождения мира. – Т. II – Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М: ООО «Геоинформмарк», 2003. – 409 с.
6. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. М., 1928. Вып. 108. – 56 с.
7. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. – 488 с.
8. Иванов О.К. Структура и внутреннее строение Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива в Платиноносном поясе Урала // Изв Урал. Горно-геол. Академии. 1996, Вып 4. – С. 62-73.
9. Капин С.А. Коренная платина уральских дунитов // Труды НИИГРИЗолото, 1956. – Вып. 21. – С. 93-102.
10. Козлов А.П., Чантурия В.А. Платиносодержащие дунитовые руды и их обогатимость. М: УРАН ИПКОН РАН, 2009. – 148 с.
11. Лазаренков В.Г., К.Н. Малич, Н.О. Сахьянов Плати-

нометаллическая минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. Л: Недра, 1991. – 127 с.

12. Маханов С.А. Геолого-промышленная оценка месторождения коренной платины дунитового массива горы Соловьевой в пределах разведочной площади / Фонды Кировского прииска треста Уралзолото, 1951.

13. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Сб. научных трудов. М: АО «Геоинформмарк», 1994. – 252 с.

14. Платинометаллическое оруденение в геологических комплексах / К.К. Золоев, Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев и др. Екатеринбург, 2001. – 199 с.

15. Пушкарев Ф.В. Платиноносные дуниты Урала: новые данные / Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2000. – С. 53–79.

16. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Закарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, 2007. № 3. – С. 28-65.

17. Разин Л.В. Промышленно-перспективный минерально-сырьевой потенциал Уральского платиноносного пояса. М: Изд-во «Университетская книга», 2008. – 172 с.

18. Сидоров Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона / диссертация на соискание ученой степени доктора наук. Петропавловск-Камчатский, 2009. – 394 с.

19. Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д. Геологические особенности рудопоявлений платины Светлоборского и Каменушинского массивов Платиноносного пояса Урала / Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Том 2. Екатеринбург, 2009. – С. 212–216.

УДК 549.27:552.26(470.21)

О НОВОМ РУДНО-ФОРМАЦИОННОМ ТИПЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУД В ДВУЧЛЕННЫХ РАЗРЕЗАХ МАССИВОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО РАССЛОЕННОГО ПЛУТОНА

В.В. Кнауф, Н.С. Гусева
ЗАО «НАТИ», г. Санкт-Петербург

В зоне сочленения Мончегорского и Мончетундровского расслоенных мафит-ультрамафитовых плутонов, тяготея к южной границе Мончегорского плутона, присутствуют интрузивные тела (далее в тексте массивы): Вуручуайвенч, Морошкового озера, Южносопчинский, массив Южного обрамления Дунитового блока НКТ. Интерпретация геологической истории этих массивов неоднократно пересматривалась, поскольку, как по набору слагающих разрезы этих массивов пород, так и по их последовательности в разрезе каждый интрузив отличен от трех других, а также от Мончегорского и Мончетундровского плутонов. Нами установлено, что, несмотря на различия, разрезы всех четырех массивов имеют принципиально сходное двучленное строение и состоят из двух элементов: продуктов кристаллизации сухих расплавов и продуктов кристаллизации надкритических флюидов. Формирование таких двучленных разрезов в массивах обрамления Мончеплутона мы объясняем поступлением в кристаллизующиеся исходно сухие расплавы водного флюида из вмещающих пород, что нарушает типичный ход кристаллизации, характерный для расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий.

В двучленных разрезах массивов обнаружено промышленное платинометалльное оруденение по морфологии и генезису отличающееся от известных медно-никелевых руд с сопутствующей платиноидной минерализацией: “рудного горизонта (риф) г. Сопча”, “критического горизонта” г. Нюд, эпигенетических сульфидных жил НКТ и г. Сопча, “донной залежи” (краевой серии) Мончеплутона. Платинометалльные руды массивов обрамления Мончеплутона формируют дискордантные к границам разных петрографических типов пород тела, минеральный состав платиноидов в рудах разнообразен: от скважины к скважине и в разных рудных интервалах одной и той же скважины соотношения минералов платиноидов с разными анионными группировками различно. Полученные данные свидетельствуют,

что формирование платинометалльных руд обусловлено спецификой условий кристаллизации магмы при формировании двучленных разрезов массивов обрамления Мончеплутона.

Платинометалльные руды, локализованные в двучленных разрезах массивов южного обрамления Мончегорского расслоенного мафит-ультрамафитового плутона, по совокупности геологических и минералогических характеристик не соответствуют ни одному из описанных в литературе типов платинометалльных руд, что делает целесообразным выделение самостоятельно дилатантного декомпрессионного рудно-формационного типа руд, обладающего специфическим набором поисковых признаков.

Введение

Исследованиями [8,12,14 и др.] показано, что относительно (2-15 кв. км) языкообразные массивы Вуручуайвенч, Южносопчинский, Морошкового озера, массив Южного обрамления НКТ (рис. 1), тяготеют к южному обрамлению Мончеплутона в зоне сочленения Мончегорского и Мончетундровского плутонов, и в своих разрезах имеют породы и элементы разреза, характерные как для Мончегорского, так и для Мончетундровского плутонов, не являясь, при этом, полными аналогами какой-либо части разреза ни того, ни другого плутона. По составу слагающих пород, эти массивы отличаются друг от друга и не могут быть объединены в единое тело. Ввиду указанных сходств и различий массивы обрамления относились к Мончетундровскому, либо к Мончегорскому плутону или рассматривались в качестве самостоятельных интрузивных тел.

Поисковыми работами последнего десятилетия с большим объемом буровых работ в массивах обрамления выявлены промышленные платинометалльные руды в ассоциации с убогой медно-никелевой минерализацией.

Изучение керна показало, что, при специфике каждого из массивов, все они имеют сходные ха-

рактерные особенности: расположены на периферии крупных расслоенных интрузий, разрезы каждого массива двучленны (продукты кристаллизации сухих магм с кумулюсной структурой и продукты кристаллизации надкритических флюидов), в каждом из них присутствует платиноидная минерализация, зоны рудной минерализации дискордантны петрографическим границам горизонтов.

Двучленное строение разреза этих массивов, нетипичное для крупных расслоенных комплексов, присутствие в них дискордантных рудных тел, которые по морфологии и минеральному составу отличаются от известных в большинстве расслоенных комплексов платинометалльных рифов, краевых серий и эпигенетических сульфидных жил, являются генетическими признаками, того, что механизмы формирования массивов и присутствующих в них руд, отличны от процессов формирования пород и руд в крупных расслоенных мафит-ультрамафитовых плутонах и требуют специального анализа.

Методы исследования

Целенаправленные поиски платиноидов и изучение геологического строения массивов южного обрамления Мончеплутона начались во второй половине 1990-х годов ОАО «Кольская ГМК» и ОАО «Центрально-Кольская экспедиция». Было проведено бурение по сети 50х50 м с локальным сгущением до 25х25 м (более 500 скважин); по результатам опробования керна выделялись рудные интервалы, выполнялись специализированные работы по изучению минерального состава платиноидов для выделения природных разновидностей платинометалльных руд, которые использовались при установлении технологических типов руд и подсчете запасов. Огромный объем аналитических данных, полученных ОАО «Кольская ГМК», приведен в отчетных документах компании, однако геологическая интерпретация, выходящая за рамки поисковых работ, не производилась и настоящая публикация одна из немногих, заполняющих этот пробел.

В ходе полевых работ изучались взаимоотношения пород в обнажениях, изучался керн опорных скважин с отбором проб на различные виды анализа. В камеральный период производилось петрографическое, минерографическое и минералогическое изучение препаратов, уточнялось строение разреза массивов и характер взаимоотношений между отдельными элементами разреза, а также особенности рудной минерализации.

Изучение минералов платиноидов проводилось по технологии «ртт-минералогия» [5] с ми-

нералогической чувствительностью 0,01 г/т по фазовому эквиваленту концентраций. Химический состав пород, содержание рудных компонентов и выделение рудных тел проводилось на основании изучения рядовых и групповых проб. Составы минералов изучались локальными методами в микрозондовых препаратах гравиконцентратов проб и в прозрачно-полированных шлифах. Электронно-микроскопическое изучение и определение химического состава породообразующих, акцессорных и рудных минералов выполнено на растровом электронном микроскопе Hitachi S570 с энергодисперсионным SDD спектрометром с аналитическим элементным диапазоном от бора и выше при ускоряющем напряжении 20kv.

Химический состав петрогенных элементов пород определялся рентгено-флуоресцентным методом, содержания окисного и закисного железа измерялось аналитическим методом.

Основные черты геологического строения массивов южного обрамления Мончегорского плутона

Мончегорский плутон образует в плане дугу, сложенную из двух протяженных ветвей - меридиональной и широтной. Меридиональная, длиной 7 км, представлена в рельефе горами Ниттис, Кумужья и Травяная (НКТ). Широтная, длиной 9 км, представлена горами Сопча, Нюд, Поаз. Каждая из ветвей имеет мульдобразную структуру с падением крыльев к осевым частям. Мощность плутона варьирует от 500 м (гора Травяная) до 1500 м (горы Ниттис и Сопча).

В объединенном разрезе Мончегорского плутона представлен полный и непрерывный дифференциальный ряд пород, характерный для расслоенных интрузий, однако наращивание разреза происходит со смещением в горизонтальной плоскости таким образом, что ветвь НКТ имеет в разрезе гарцбургиты и ортопироксениты, в разрезе горы Сопча преобладают пироксениты, а горы Нюд-Поаз сложены плагиоортопироксенитами, меланоноритами, оливиновыми норитами и норитами [8, 13]. Такое строение плутона объясняется кристаллизационной гравитационно-кинетической дифференциацией мафит-ультрамафитовой магмы [8]. В средних частях разреза плутона известны маломощные выдержанные горизонты Cu-Ni руд с МПГ минерализацией («горизонт 330», «критический горизонт»). Суммарная мощность полного разреза Мончегорского плутона составляет 3,5 – 4 км.

Интрузивные породы Мончегорского плутона прорваны жилами пегматитов основного и

среднего состава и дайками диоритов, долеритов и лампрофиров. На горах Сопча и НКТ известны жильные эпигенетические медно-никелевые руды. Мончегорский плутон пересечен серией сбросо-сдвигов, разбивающих его на блоки, смещенные относительно друг друга.

В зоне сочленения Мончегорского и Мончетундровского плутонов, пространственно тяготея к южной границе первого, известны массивы Вуручайвенч, Морошкового озера, Южносопчинский, Южного обрамления Дуניתового блока НКТ (рис. 1), причем принадлежность двух последних к Мончегорскому либо Мончетундровскому плутонам остается предметом дискуссии.

Массив Вуручайвенч (см. рис. 1) примыкает с юга

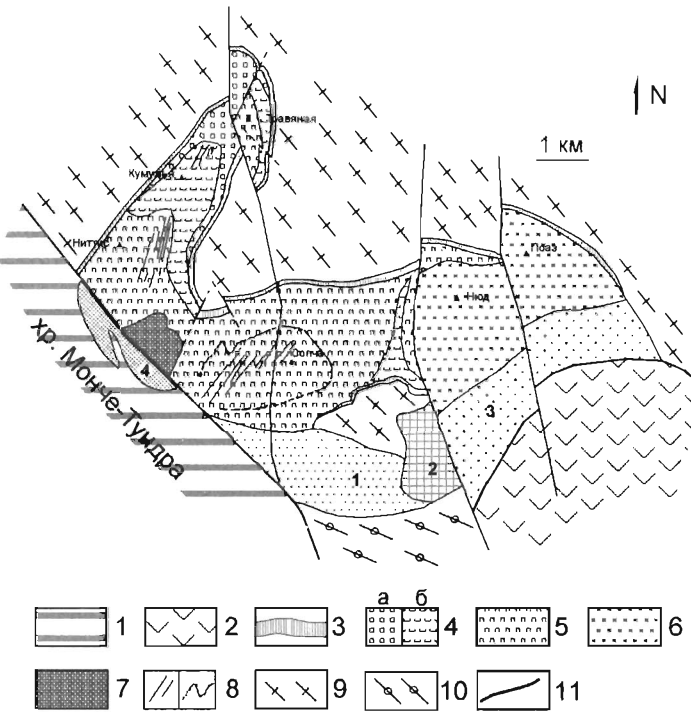


Рис. 1. Схема геологического строения зоны сочленения Мончегорского и Мончетундровского плутонов и положение изученных массивов

Массивы: 1 – Южносопчинский, 2 – Морошкового озера, 3 – Вуручайвенч; 4 – Южного обрамления НКТ. Условные обозначения: 1 – габбро-нориты и габбро-норит-анортозиты Мончетундровского массива; 2 – вулканогенно-осадочные комплексы Имандра-Варзугской серии; 3-9 – образования Мончегорского плутона: 3 – краевая серия с сульфидной медно-никелевой минерализацией (“донная залежь”), 4 – чередование а) - $Ol + Orx \pm Chl$, $Orx + Ol$ и б) - $Orx + Ol (+ Pl)$ кумулятов, 5 – Orx кумуляты, 6 – $Pl + Orx \pm Crx$ кумуляты, 7 – кумуляты и образования “дуניתового блока”, 8 – сульфидное Cu-Ni оруденение (а – эпигенетические жилы сплошных сульфидов, б – вкрапленные руды “рудного пласта Сопчи – горизонта 330”); 9, 10 – образования архейской рамы плутона: 9 – гранулиты, гнейсо-диориты Кольского блока 10 – риодациты и дациты Имандра-Варзугской зоны; 11 – тектонические нарушения

к норит – габбро-норитовой части разреза Мончеплутона (горы Нюд-Поаз) и представляет собой полого падающее на Ю-В клинообразное тело, залегающее на гранито-гнейсах архейского фундамента, и перекрытое породами Кукшинской свиты Имандра-Варзугской серии, под которыми массив прослежен отдельными скважинами на 4,5 км в южном направлении. Порода выходят на дневную поверхность к Ю-З и Ю-В от массива Нюд-Поаз, и по простиранию прослеживаются в С-В направлении на 8 км, а затем уходят под акваторию оз. Имандра.

Вертикальная мощность (более 700 м) максимальна в северной части массива, с постепенным выклиниванием по падению. В разрезе массива присутствуют два основных типа пород

а) безводные кумуляты – меланонориты, нориты и габбро-нориты, в верхней части подвергшиеся посткристаллизационным преобразованиям – слагают нижнюю часть разреза;

б) водосодержащие тальк-хлорит-(цоизит-вуагнатит¹)-плагиоклазовые породы, которые ранее описывались как металейкогаббро, мета-анортозиты или плагиоклазиты – слагают верхнюю часть разреза.

Нижняя и верхняя части разреза сочленяются через переходную зону мощностью до 200 м, в которой различные по соотношениям породообразующих минералов породы с неравномернозернистыми, такситовыми и пегматоидными структурами образуют незакономерные обособления от 0,5 до 3-5 м с четкими или чаще размытыми границами (рис. 2). Вся переходная зона конформно верхней и нижней границе массива полого погружается в Ю-В направлении. Как это будет показано ниже, именно к этой зоне в целом, приурочено платино-металльное оруденение, занимающее дискордантное положение по отношению к границам отдельных петрографических разновидностей пород. Границы рудных тел, выделяемые по лимитам промышленных кондиций руд (по концентрациям рудных компонентов), не совпадают с пет-

¹ Вауагнатит – $CaAlSiO_4(OH)$ – ромбический алюмосиликат кальция описан в родингитовых дайках офиолитовой зоны Таурус Маунтин (Taurus Mountains) в Юго-западной Турции, где он находится в ассоциации с пренимом, гидроросселларом, везувианом, хлоритом [15]. В породах массива Вуручайвенч вауагнатит ранее не описывался из-за схожести с цоизитом, однако, в вауагнатите содержание Н₂O 5.1 масс%, тогда как в цоизите только 1.9. Соотношение цоизит – вауагнатит в породах требует уточнений.

рографическими границами, что отличает данный тип платинометалльного оруденения от “платинометалльных рифов” (Меренский риф Бушвельда, горизонт 330 Сопчи), для которых существует четкий петрографический контроль оруденения.

Соотношение Мончегорского плутона и массива Вуручайвенч уже более 50 лет является предметом дискуссий.

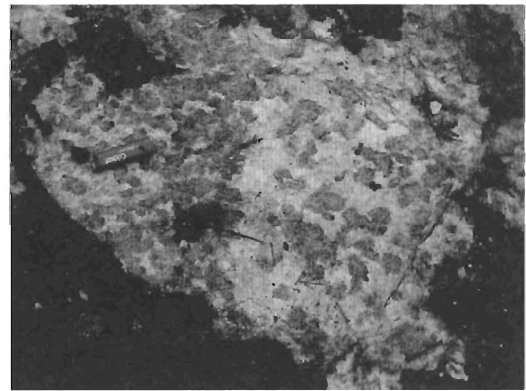
Присутствие в породах массива Вуручайвенч низкотемпературных водосодержащих минералов обычно рассматривается как свидетельство преобразования пород в ходе наложенного метаморфизма [8, 11]. Однако, поскольку породы самого Мончегорского плутона не метаморфизованы, то наложенные термальные преобразования пород массива Вуручайвенч рассматривался как указание на их более древний возраст [8]. Позднее была отмечена непрерывность смены составов от пироксенитов и норитов, слагающих горы Нюд-Поаз, к габброноритам нижней части разреза массива Вуручайвенч, а также была установлена близость возрастов формирования «пегматоидных метагаббро-анортозитов» Вуручайвенча (2497 ± 21) и такситовых габброноритов горы Нюд (2507 ± 9) [1, 11]. На основании этих наблюдений

был сделан вывод, что породы массива Вуручайвенч представляют самую верхнюю часть общего дифференцированного разреза Мончегорского плутона [11], несмотря на тот факт, что степень “метаморфизма” пород верхней части разреза Вуручайвенча необъяснимо увеличивается снизу вверх без каких-либо видимых геологических причин. В этой противоречивой ситуации объект дискуссии отсутствует: верхняя часть разреза Вуручайвенча (и других массивов обрамления Мончеплутона), представленная водосодержащими минеральными парагенезисами, является результатом кристаллизации водонасыщенного остаточного расплава (правильнее - надкритического флюида) в специфических условиях, что не имеет отношения к “наложенному метаморфизму”.

Принимая указанные выше возрастные датировки, структурная трактовка соотношений Мончеплутона и массива Вуручайвенч требует уточнений. Если предположить, что габбро-нориты и плагиоклазиты массива Вуручайвенч, залегающие гипсометрически ниже норитов гор Нюд-Поаз на 200 м, ранее присутствовали в мульдах на вершинах гор, но уничтожены эрозией, то необходимо допустить наличие очень крутой флек-



а



б



в



г

Рис. 2. Неравномернoзернистые такситовые и пегматоидные породы верхней части разреза массива Вуручайвенч. На фото б и г видны рыжие пятна - окисленные сульфиды меди и никеля

суры с большой амплитудой крыльев. Тем не менее, ни подобная структура, ни ее реликты не выявлены в ходе геологосъемочных и поисковых работ. Породы нижней части разреза массива Вуручайвенч по составу образуют непрерывный ряд с пироксенитами и норитами гор Нюд и Иоаз, что дает основания рассматривать массив Вуручайвенч как боковой силлообразный апофиз норитов Мончеплутона. Условия кристаллизации магмы в таком апофизе отличались от условий кристаллизации в основном объеме Мончеплутона, что обусловило специфику разреза массива Вуручайвенч, а также наличие дискордантного платинометалльного оруденения.

Массив Морошкового озера. К югу от юго-западной оконечности горы Нюд, вблизи Морошкового озера, среди пород архейской рамы залегает массив Морошкового озера (см. рис. 1). По единичным скважинам его мощность составляет около 100 м. Из-за небольших размеров, малой мощности и низких рудных перспектив массив детально не разбуривался и изучен хуже, чем другие массивы южного обрамления Мончеплутона.

Вследствие незначительной мощности этого массива, двучленное строение разреза слабо выражено и наличие пород нижней части разреза фиксируется по присутствию редких реликтовых зерен предположительно первично кумулюсных пироксенов, образующих геновую структуру, а наличие пород верхней части разреза - по широкому развитию парагенезисов водосодержащих минералов, близко сопоставимых с парагенезисами верхней части разреза массива Вуручайвенч (плагиоклаз-цоизитовые породы), но отличающимися от последних существенно более кислым плагиоклазом (андезин и олигоклаз) и повышенным содержанием кварца. В породах массива Морошкового озера обнаружены бедная медно-никелевая минерализация с платиноидами и повышенные содержания титаномагнетита и ильменита.

Массив Южносопчинский. Массив имеет удлиненную языкообразную форму и протягивается на 4,5 км в юго-восточном направлении от горы Сопча (см. рис. 1) при ширине выходов около 1,5 км. По имеющимся данным, мощность массива не превышает 1 км. В разрезе массива присутствуют ультраосновные породы и метагабброиды. Большинство исследователей [3, 12, 14] описывают массив как дифференцированный от перидотитов и пироксенитов до габбро-норитов и габбро, или, основываясь на контрастности пород, выделяют из габброидов краевой части массива Главного Хребта самостоятельное дайковое

тело пироксенитов [11].

Разрез массива состоит из двух основных элементов:

а) преимущественно пироксенитов, в том числе оливиновых, с кумулюсными панидиоморфнозернистыми структурами (безводными породами), не закономерно перемежающимися с апопироксенитовыми, сложенными водосодержащими минералами (тальк, хлорит), сохранившими структурные и вещественные реликты, позволяющие реконструировать их первичный состав и структуру;

б) преимущественно лабрадор-паргаситовых (водосодержащих) пород, часто с незначительными количествами кварца и биотита, которые описываются как метагаббро-нориты, металейкогаббро, анортозиты или плагиоклазиты. Структуры пород равномернозернистые с различной и обычно невысокой степенью идиоморфизма плагиоклаза и роговой обманки, в большинстве случаев огранка минералов фрагментарна или отсутствует, признаков кумулюсных структур не наблюдается. Специфична акцессорная минерализация: ильменит, рутил, сфен, апатит, монацит, магнетит, изредка хромит.

Между пироксенитами, апопироксенитами нижней и лабрадор-паргаситовыми породами верхней части разреза присутствует переходная зона мощностью до 150 м, имеющая сложное строение, характерной особенностью которой является наличие пород, состоящих преимущественно из роговой обманки и плагиоклаза с редкими реликтовыми зернами клинопироксена, неравномернозернистыми пегматоидными и такситовыми структурами. Значительные вариации соотношений между породами, обогащенными темноцветными или лейкократовыми минералами, а также не закономерные сочетания такситовых, пегматоидных и их гигантозернистых структур варьирующего плагиоклаз-роговообманкового состава указывают на сложный характер взаимоотношений между породами нижней и верхней частей разреза Южносопчинского массива (рис. 3).

Изредка в основании разреза можно наблюдать эндоконтактовую часть массива, где подплавленный материал вмещающих архейских толщ диоритового состава внедряется внутрь пироксенитов (рис. 4).

Важно подчеркнуть, что наблюдается именно внедрение диоритов в пироксениты, с разобщением их единого объема на фрагменты-блоки, подобные будинам (рис. 4а), и попадание не крупных фрагментов пироксенитов в диоритовую матрицу, где первичные минералы полностью замещены вторич-

ным парагенезисом. Процесс внедрения диоритов сопровождается формированием в пироксенитах локальных зон развития сланцеватых пород, локальной переработкой пироксенитов в апопироксенитовые породы с кварцем и образованием маломощных кварцевых прожилков (рис. 4б).

По аналогии с массивами Вуручайвенч и Мошкового озера (приуроченность к южному обрамлению Мончеплутона, однотипный двучленный разрез, состав его элементов, структурные особенности пород, характер аксессуарной и рудной минерализации и др.) наименее противоречива интерпретация Южносопчинского массива в качестве бокового апофиза Мончеплутона: пироксенитовой части разреза, представленной на г. Сопча. К такому же мнению в последнее время приходят и сотрудники ОАО «Печенгагеология», проводившие поисковые работы на этой площади.

По данным поискового бурения МПГ оруденение Южносопчинского массива присутствует как в нижней, так и верхней части разреза, но основная часть заключена в переходной зоне. Рудные тела, выделяемые по опробованию керна в соответствии с принятыми кондициями, имеют форму пластообразных и линзовидных тел, дискордантных границам петрографических разновидностей пород и не контролируются ими. Мощность рудных тел для различных значений кондиционных лимитов (бортовые содержания 0,5 - 3,0 г/т) значительно варьирует от непрерывных

интервалов в 120 м до разрозненных маломощных в 0,5 - 3 м, не увязывающихся в соседних скважинах буровых профилей. Последнее указывает на отсутствие прямой зависимости между кристаллизационной стратификацией, составом пород разреза и формированием МПГ оруденения.

Массив Южного обрамления НКТ. Меридиональная ветвь (НКТ) Мончеплутона отделена от массива Мончетундра тектонической зоной, протягивающейся на 5 км с С-З на Ю-В при ширине зоны около 1 км. Зона сочленения имеет сложное строение и включает фрагменты разреза как Мончегорского, так и Мончетундровского массивов, среди которых откартированы протяженные тела, сложенные пироксенитами, норитами и габбро-норитами (с такситовыми и пегматоидными структурами), которые обоснованно сопоставляются с фрагментами разреза Южносопчинского массива или аналогичны им.

В ходе поисковых работ на хром ОАО «Кольская ГМК» (Сопчеозерское месторождение) по профилю СЗ-ЮВ направления пробурены скважины вдоль южного контакта дунитового блока НКТ, которые были заложены в породах, аналогичных фрагментам разреза Южносопчинского массива. Скважинами вскрыты пироксениты, нориты, габбро-нориты с интервалами мощностью до первых десятков метров с Cu-Ni и МПГ минерализацией. Характерно, что все рудные интервалы локализованы в такситовых разновидностях

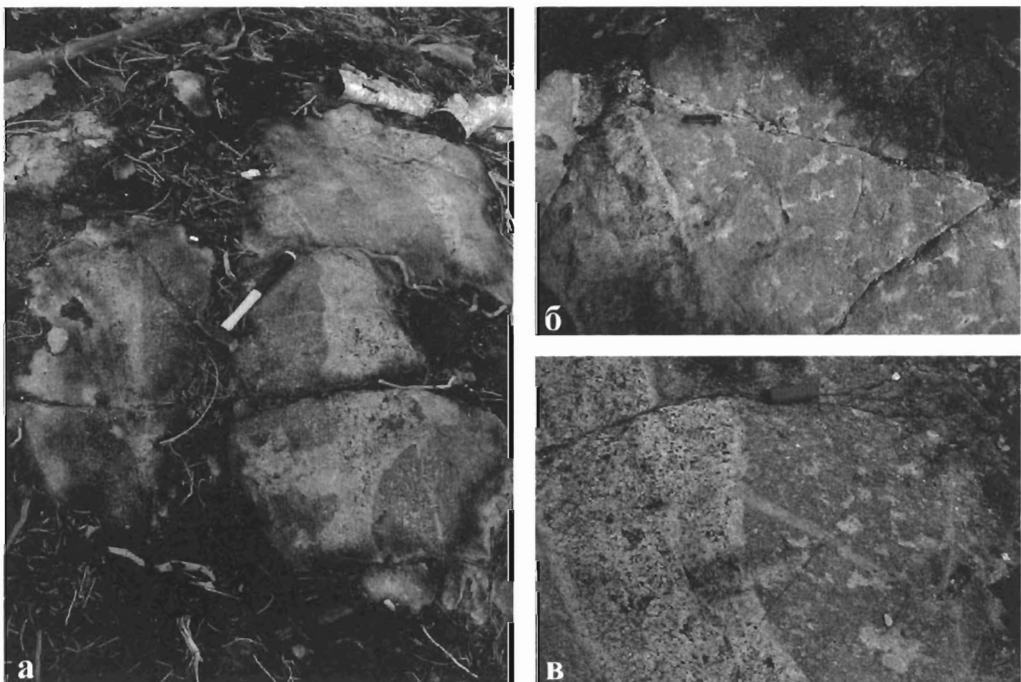


Рис. 3. Сложные пространственные соотношения отдельных разновидностей пород зоны перехода между нижней и верхней частями разреза массива Южносопчинский

норитов и габбро-норитов, причем, именно в них первичные магматические минеральные парагенезисы и структуры в значительной мере или полностью замещены комплексом водосодержащих минералов (обычно тальком и хлоритом) с образованием реликтовых теневых структур [6].

Детальное изучение разрезов по скважинам петрографическими, петрохимическими и минералогическими методами не производилось, поэтому сопоставление массива обрамления НКТ с двучленными разрезами интрузивов обрамления Мончеплутона затруднено, однако, многие характерные особенности строения и состава этого массива не позволяют исключать его из общего анализа. Последнее усиливается тем, что в ходе поисковых работ ОАО “Центрально-Кольская экспедиция” 2001-2003 годов на Лойпишуньонской площади (перекрывает рассматриваемый массив) в скважинах также выявлены рудные интервалы с платиноидами в такситовых разновидностях метагаббро-норитов.

Обобщенная характеристика двучленных разрезов

В основании разрезов изученных массивов залегают породы с ясно выраженными кумулюсными структурами, закономерно изменяющие свой состав с запада на восток вдоль по цепочке выходов массивов обрамления Мончеплутона от оливиновых пироксенитов и плагиопироксенитов (массивы Южного обрамления НКТ, Южносопчинский) до норитов и габбро-норитов (Вуручайвенч).

Все разновидности клинопироксенитов залегают в основании разрезов Южного обрамления НКТ и массива Южносопчинский и изучены в последнем. Оливиновые и плагиоклазовые пироксениты с панидиоморфнозернистой структурой, по составу и структуре аналогичны пироксени-

там горы Сопча. Преобладающим минералом этих пород является ортопироксен (En 80), доля оливина в оливиновых пироксенитах не превышает 10%; сохранившиеся зерна оливина покрыты магнетитовой пылью (рис. 5а). Вокруг зерен ортопироксена и по трещинам в нем прорастает авгит (рис. 5б). Интеркумулюсное пространство сложено тальк-хлоритовым агрегатом (рис. 5а).

Пироксениты частично преобразованы в тальк-хлоритовые породы с сохранением теневых магматических структур (рис. 5в) и вплоть до тальк-хлоритовых сланцев (рис. 5г). В эндоконтакте массива (в связи и без видимой связи с внедрением диоритового расплава) процесс формирования апопироксенитов сопровождался образованием линзообразных участков, разъединяющих массивные пироксениты на отдельные блоки и “будины” (рис. 5 д, е). Во внутренних частях пироксенитовых “будин” сохраняются магматические кумулюсные структуры, но первичные минералы частично или полностью замещены низкотемпературными водосодержащими парагенезисами с присутствием кварца, минералов титана и сульфидов меди и никеля, фосфатов редкоземельных элементов. В отдалении от эндоконтакта “будинирование” пироксенитов выражено слабо, однако, в керне поисковых скважин внутри толщи пироксенитов нижней части разреза массива в значительном удалении от эндоконтакта постоянно встречаются интервалы апопироксенитов (бесполевошпатовые тальк-хлоритовые породы с кварцем и бедной сульфидной минерализацией) мощностью до первых десятков метров.

Равномернозернистые нориты и габбро-нориты слагают нижнюю часть разреза массива Вуручайвенч. По минеральному составу и структуре они аналогичны норитам горы Нюд. Это породы с гипидиоморфнозернистой структурой; главными

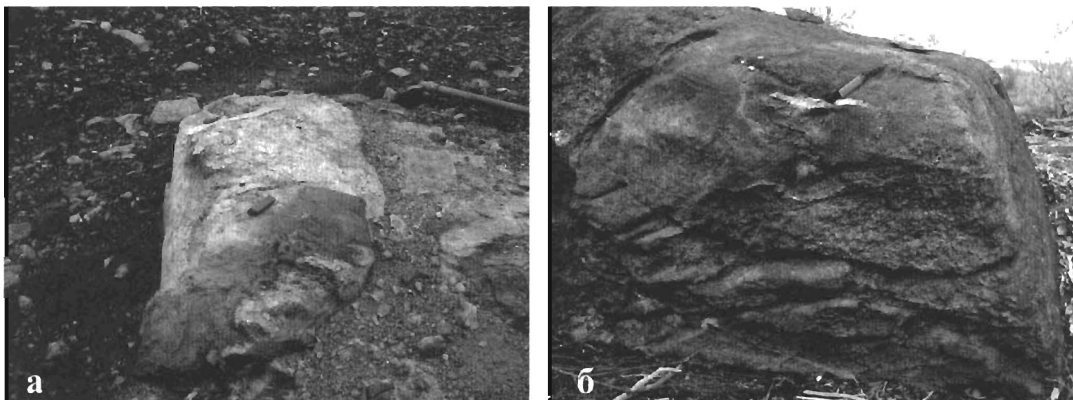


Рис. 4. Эндоконтактовая зона массива Южносопчинский: а – соотношения диоритов и пироксенитов; б – кварцевая линза среди пироксенитов и апопироксенитовых пород

породообразующими минералами является плагиоклаз (Ap_{65-85}), ортопироксен и клинопироксен.

Выше уже указывалось, что над норит-габбро-норитами залегает переходная зона мощностью около 200 м, для которой характерны породы с такситовыми и пегматоидными структурами, сложенные плагиоклазом и водосодержащими темноцветными минералами с постоянным присутствием кварца (см. рис. 2). В этой связи важно отметить, что верхняя часть нижнего (норитового) элемента разреза массива претерпела низкотемпературные термальные преобразования, выразившиеся в замещении первичномагматических кумулюсных минералов вторичными водосодержащими парагенезисами без механического расщепления пород (рис. 6). Этот факт – нарастание степени “метаморфизма” вверх по разрезу без наличия видимых причин и источников глубинного тепла – отмечался и ранее [8, 11], однако, интерпретации этого явления не производилось: констатировалось лишь, что породы “метаморфизованы” или “милонитизированы”.

На рисунке 6 показана типичная последовательность замещения первичных магматических минералов и структур норитов и габбро-норитов массива Вуручайвенч (скв. 1899), причем полное преобразование магматических структур и минералов в тальк-хлорит-амфибол-плагиоклазовый агрегат с теневой структурой происходит на интервале 24 м без расщепления и милонитизации. Это мы связываем с особенностями состава среды кристаллизации верхней части двучленного разреза, а не с оторванным во времени наложенным метаморфизмом.

Нарастание степени измененности пород вверх по разрезу противоречит предположению о метаморфической природе пород верхней части разреза [11], поскольку для процессов регионального метаморфизма сложно допустить наличие источника тепла сверху (над разрезом), для процессов динамометаморфизма в породах отсутствуют ясно выраженные протяженные зоны дробления, для процессов автometаморфизма трудно допустить присутствие в исходной сухой магме такого количества воды, которого было бы достаточно для полной переработки объема пород, достигающего в некоторых случаях половины вертикальной мощности всего разреза.

Верхние части двучленного разреза во всех массивах представлены принципиально сходными породами, сложенными плагиоклазом и водосодержащими темноцветными минералами. Для пород верхней части разреза массива Южносопчинский пироксен не характерен. В породах верхней части массивов Вуручайвенч и Морошкового озера пироксен присутствует, но представлен высококальциевым диопсидом, в отличие от пижонитов и авгитов пород нижних частей разрезов. Разными авторами эти породы² называются анортозитами, плагиоклазитами, металейкогаббро, метаноритами.

Эти породы сложены плагиоклазом (лабрадор - в массивах Вуручайвенч и Южносопчинский, андезин-олигоклаз - в массиве Морошкового озера) и зернами преимущественно водосодержащих темноцветных минералов разной степени идиоморфизма - эденит - паргаситовой роговой обманки и цоизита-вуагнатита, однако степень идиоморфизма плагиоклаза не позволяет рассматривать породы в качестве плагиоклазовых кумулятов. Также в породах присутствуют кварц, хлорит, тальк, актинолит, мусковит, сфен, рутил, ильменит, магнетит, сульфиды Fe, Cu и Ni в незначительных количествах.

В породах массива Морошкового озера (рис. 7 в, г) присутствует клинопироксен (авгит, диопсид), обрастающий амфиболом (эденит-паргасит). Вуагнатит (и цоизит) образует более мелкие, по сравнению с клинопироксеном, зерна, занимающие, однако, ту же структурную позицию, что и клинопироксен (диопсид). Реакционных соотношений между клинопироксеном и цоизитом (вуагнатитом) не наблюдалось, что свидетельствует о том, что он не является продуктом изменения клинопироксена, а кристаллизовался одновременно с ним.

Из-за малой общей мощности массива Морошкового озера и высокой обводненности кристаллизующегося расплава, нижняя часть разреза в этом массиве практически отсутствует.

Фотографии шлифов в отраженных электронах пород верхней части разрезов представлены на рисунке 7. В массиве Вуручайвенч в редких образцах присутствуют структурные, реже вещественные реликты пироксена, замещенного хлорит-актинолитовым агрегатом (рис. 7 д, е). В шлифах пород верхних частей разрезов внут-

² Согласно определению, приведенному в петрографическом словаре (Рыка, Малишевская, 1989) и рекомендациям Петрографического Кодекса [10], плагиоклаз-роговообманковые породы, в которых роговая обманка первична, следует называть габбро-роговообманковое, однако, поскольку этот термин часто понимается как габбро, в котором клинопироксен замещен роговой обманкой (уралитизация, [4]), мы используем описательное название «породы, сложенные плагиоклазом и водосодержащими темноцветными минералами», поскольку здесь роговая обманка первична и не является продуктом преобразования пироксена.

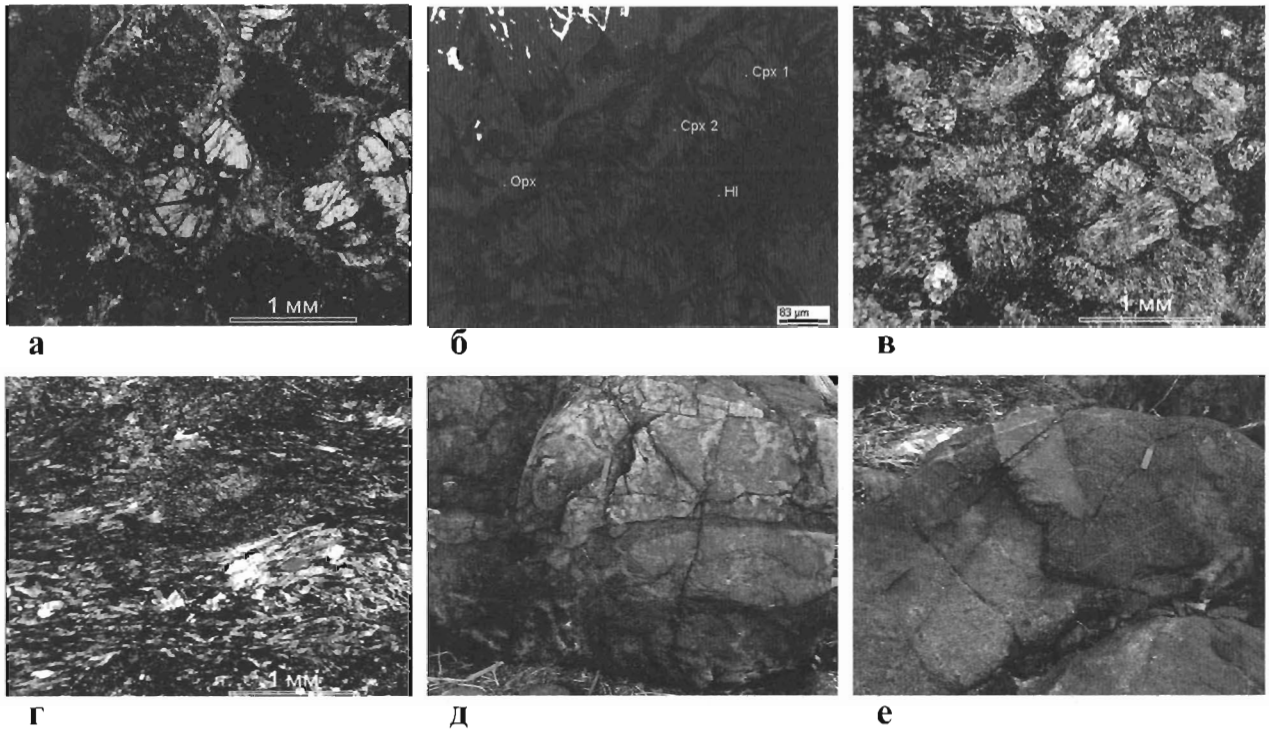


Рис. 5. Горные породы нижней части массива Южносопчинский

а - «свежий» оливиновый пироксенит с панидиоморфнозернистой структурой, интеркумулясное пространство сложено тальк-хлоритовым агрегатом. Оливин покрыт рудной (магнетитовой) пылью; б - формирование клинопироксеновых кайм вокруг ортопироксеновых ядер. (BSF - изображение. Орх - ортопироксен (En 80), СРх1 и 2 - авгиты, Нл - хлорит); в - продукт посткристаллического преобразования пироксенитов, порода сложена тальк-хлоритовым агрегатом, но полностью сохраняются магматические панидиоморфнозернистые структуры; г - тальк-хлоритовый сланец с бластокластической структурой с сульфидами меди и никеля; д - соотношения между неизмененными пироксенитами и апопироксенитовыми породами. Рыжие пятна в нижней части фотографии - окисленные сульфиды; е - соотношения между апопироксенитовыми породами и свежими пироксенитами

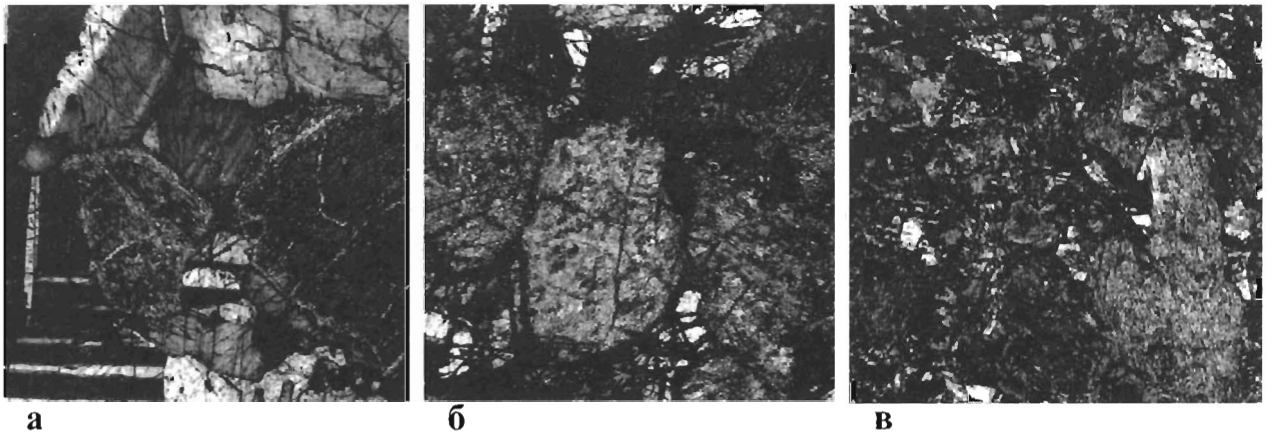


Рис. 6. Последовательность преобразования кумулятов

Поле зрения 3 мм, а - глубина 120 м, вокруг пироксенов тонкие каймы водосодержащих минералов, плагиоклаз не изменен; б - глубина 97 м, пироксены полностью замещены агрегатом тальк-хлоритового состава; в - глубина 76 м, порода полностью изменена

ри зерен отчетливы многочисленные мелкие поры, которые не могут быть сопоставлены с дефектами поверхности, возникшими при полировке препаратов. Наличие микропористости, как свидетельство флюидонасыщенности среды кри-

сталлизации характерно для верхних частей разреза рассматриваемых массивов.

Несмотря на наличие фрагментарных реликтовых структур, водосодержащие минералы в породах верхних частей разрезов первично кри-

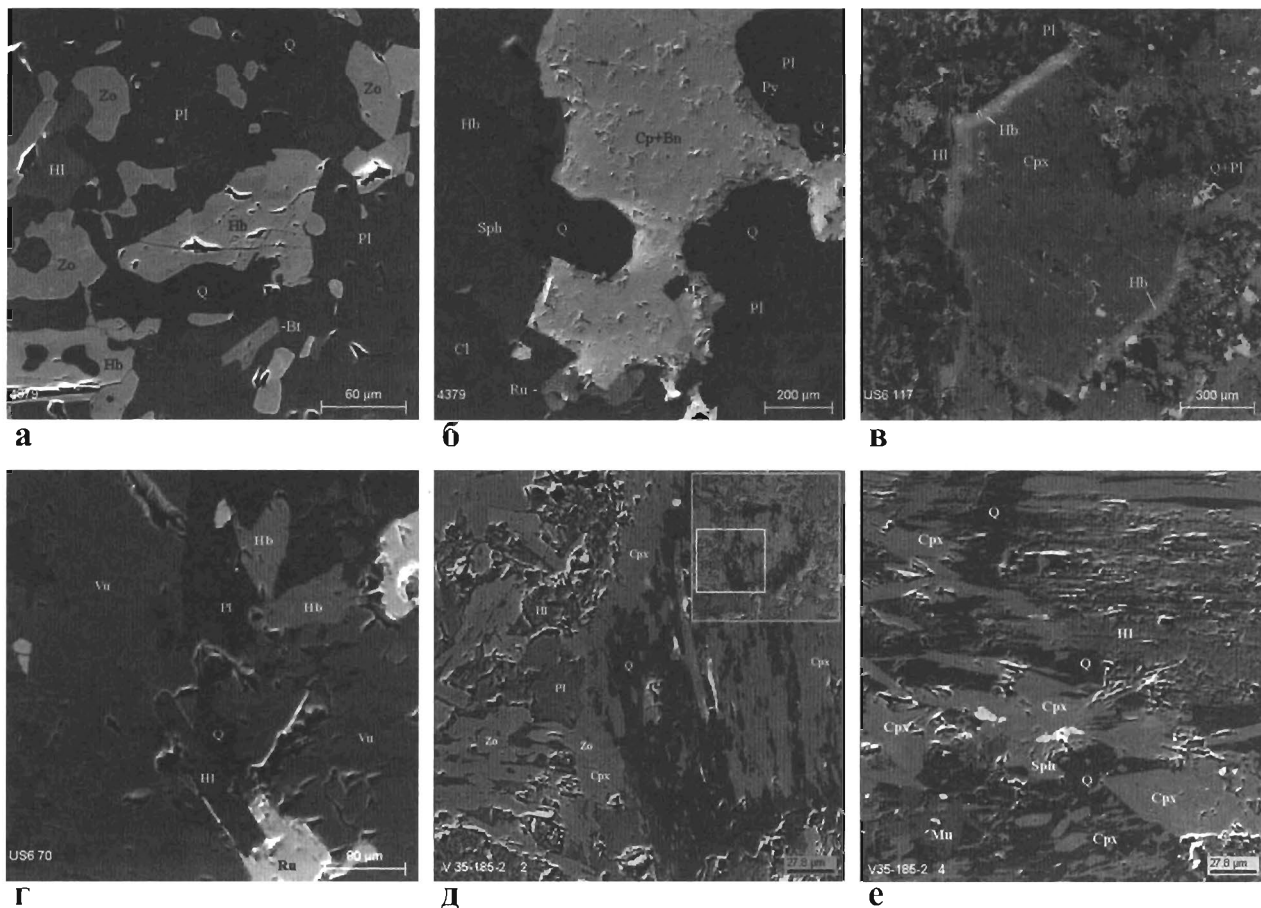


Рис. 7. BSE – изображения пород верхних частей двучленных разрезов

а, б – массив Южносопчинский; в, г – Морозковского озера; д, е – Вуручайвенч, в верхнем правом углу фото д – структурный реликт клинопироксена. (Zo – цонзит, Hb – роговая обманка, Cl – хлорит, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Q – кварц, Sph – сфен, Ru – рутил, Cl – кальцит, Cr+Bn халькопирит с борнитом, Py – пирит, Cpx – клинопироксен, Vu – вуагнатит

сталлизационные (кристаллизовались из водонасыщенного расплава/надкритического флюида). Вероятно, термальные преобразования пород нижней части разреза связаны с фильтрацией горячих флюидов, поступающих извне через раскристаллизованные кумуляты, и обогащающих остаточный расплав, и этот процесс сопряжен во времени с формированием верхних частей разрезов.

Между безводными кумулятами нижних частей разрезов и породами верхних частей разрезов, сложенными плагиоклазом и водосодержащими темноцветными минералами, отсутствуют резкие магматические или тектонические контакты, которые могли бы указывать либо на формирование пород из разных порций магмы, либо на их механическое совмещение в пространстве.

Химические составы пород массива Южносопчинский были пересчитаны на безводный минеральный состав, после чего нанесены на диаграмму Ol-Orx-Cpx-Pl, (рис. 8).

Пересчеты, основанные на этом принципе использовались ранее ([5] и ссылки в этой пуб-

ликации), а в данном случае позволяют реконструировать породу в классификационных единицах Ol-Orx-Cpx-Pl, охватывающих все многообразие основных и ультраосновных пород нормального ряда, независимо от степени их изменения и замещения вторичными, в том числе водосодержащими минералами. Расчет позволяет оценить также содержание такого компонента, как “водная фаза”, количество которой может достигать 8 мас.% в анопироксенитах. На диаграмме (рис. 8) отчетливо выделяются две области скопления точек составов. Первая сконцентрирована вблизи Орх-угла и отражает составы свежих и измененных оливиновых пироксенитов, ортопироксенитов, плагиопироксенитов. Вторая локализована в области габбро-норитов – анортозитов. Однако в разрезе массива габбро-нориты и анортозиты отсутствуют, а присутствуют плагиоклаз-роговообманковые породы, составы которых, за исключением воды, соответствуют на диаграмме полю габбро-норит-анортозитов. Между первым и вторым полем на диаграмме

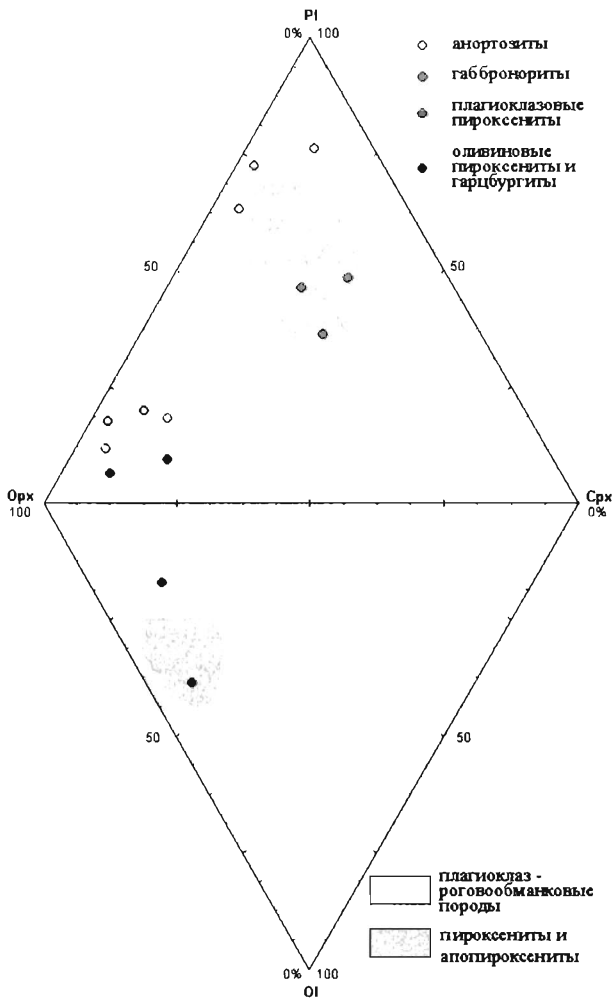


Рис. 8. Диаграмма составов пород массива Южносопчинский

1 - поле оливиновых и плагиоклазовых пироксенитов,
2 - поле габбро-норитов-анортозитов

существует разрыв, отражающий прекращение кристаллизации одного типа пород и начало кристаллизации другого. Общее направление изменения составов отвечает ходу кристаллизации расслоенных комплексов: гарцбургиты-оливиновые ортопироксениты – плагиоклазовые ортопироксениты – нориты – габбро-нориты – анортозиты. (Пример – Мончеплутон). Между отчетливо обособленными на диаграмме полями по петрографическим признакам намечаются переходы, которые описаны в породах массивов Вурчуйвенч и Морошкового озера, где присутствует существенно диопсидовый пироксен, вероятно замещающий первичный клинопироксен другого (авгит-пижонитового) состава, реликты которого приведены на фото (см. рис. 7), что показывает тенденцию системы к типичному для расслоенных комплексов пути фракционной диф-

ференциации, а обособленность полей подчеркивает невозможность его реализации при существовавших условиях кристаллизации.

Положение рудных тел в разрезах массивов обрамления Мончеплутона

Как отмечалось выше, платинометалльные руды исследованных массивов характеризуются относительно невысокими содержаниями Cu и Ni (0,3 и 0,2% соответственно) при содержании МПГ и Au в первые граммы на тонну.

Рудные минералы Cu, Ni и ассоциирующих МПГ по большей части встречаются в виде прерывистых тонких микропрожилков и разрозненных гнезд в сланцеватой матрице водосодержащих силикатов или формируют тонкую рассеянную рудную сыпь с редкой мелкой вкрапленностью, причем, первый морфологический тип наиболее характерен для нижних частей двучленных разрезов, а второй – для верхних и развит в такситовых и пегматоидных разновидностях пород. Выделение рудных интервалов в скважинах производилось по химическим анализам проб кернa, причем, опробовались те интервалы кернa, в которых визуально определялись даже единичные мелкие зерна сульфидов Cu и Ni.

Тонкие особенности рудной минерализации освещались многими авторами [3 со ссылками, 2, 6, 7, 11 и др.]. Здесь же приведем те данные, которые получены в последние годы.

Выделяемые рудные тела в изученных массивах не контрастны по отношению к вмещающим породам? и положение границ рудного тела и количество рудных тел в разных (сближенных) скважинах значительно варьирует в зависимости от принимаемого бортового содержания (рис. 9). Эти особенности рудных тел массивов обрамления Мончеплутона являются важными признаками, отличающими данный тип минерализации от такового рифового типа (Меренский риф, горизонт 330 Мончеплутона), поскольку в последних рудные тела резко контрастны с вмещающей породой (различия концентраций на 1-3 порядка), приурочены к определенным стратиграфическим уровням расслоенных разрезов комплексов, и при изменении бортовых содержаний объем запасов рудных компонентов и форма рудного тела (рифа) практически не изменяется.

В исследованных массивах при заданных относительно высоких бортовых содержаниях полезных компонентов в соседних скважинах выделяется различное количество рудных интервалов, причем, поскольку петрографический конт-

роль границ самих тел отсутствует, то это не позволяет проводить однозначную корреляцию рудных интервалов в соседних скважинах. Единое рудное тело выделяется только при понижении бортовых содержаний (до 0,5 г/т по сумме концентраций МПГ) и в этом случае его мощность может превышать 100 метров (с пропорциональным – на порядки величин – увеличением запасов рудных компонентов). При выделении рудных тел по концентрационному признаку они оказываются и в верхней, и в нижней части разреза и тем самым их положение может быть определено как дискордантное границам петрографических разновидностей пород и основных элементов двучленного разреза массива.

Аналогичный вывод справедлив и для западного блока месторождения Вурчуйвенч, где выделен рудный горизонт (рудное тело №1 в паспорте месторождения) мощностью от долей до первых метров (в скважине 1990 аномально высокая мощность составляет 21 м), однако, границы рудного горизонта также дискордантны границам петрографических разновидностей пород (данные по более чем 200 скважинам). На рисунке 10а приведена карта стратоизогипис подошвы рудного тела №1, и указаны устойчиво выдерживающиеся на большой площади элементы залегания пород. При общем пологом погружении пород на ЮВ видны поперечные флексуобразные структуры (шарниры показаны стрелками) с амплитудой крыльев до 250 м. Крапом на карте выделен западный борт наиболее крупной флексуры. На

рисунке 10б в условных единицах показано распределение масс $Pd+Pt+Au$ в пределах рудного горизонта, и отчетливо видно, что на западном склоне этой флексуры запасы рудных компонентов минимальны вследствие уменьшения суммарного содержания МПГ и (или) мощности рудного тела. Наличие рудных флексур не связано с пострудной тектоникой: признаки катаклаза, милонитизации, смещения рудных и петрографических горизонтов бурением по густой сети не выявлены. Кроме того, на рисунке 10в показано, что флексуры синрудные и имеют рудоформирующее значение, поскольку при относительной выдержанности суммарных содержаний МПГ в рудном горизонте и общем арсенидном типе палладиевой и платиновой минерализации, характерной для всего рудного тела №1, выделяется также существенно висмута-теллуридная платиноидная минерализация, тяготеющая к гипсометрически высоким частям флексур, преимущественно располагаясь на “водораздельной” части над западным бортом наиболее крупной флексуры.

В отличие от месторождения Вурчуйвенч, для которого выделены природные разновидности платиноидных руд и построены карты их распределения, в рудных телах – для Южносопчинского и других изученных массивов данных еще недостаточно для аналогичных построений. Однако, общие особенности платиноидной минерализации уже обозначилась: дискордантность рудных тел и значительные вариации минерального состава МПГ как по латерали, так и в разрезе каждой скважины при относительном постоянстве суммарной концентрации Pd и Pt в рудных интервалах. Так, для месторождения Вурчуйвенч основными природными разновидностями платиноидных руд являются арсенидные, арсенидно-антимонидные и висмута-теллуридные типы, а также руды, в которых минералы МПГ тонкодиспергированы (зерна менее 3 мкм) и находятся в силикатной матрице, сло-

(Южносопчинское рудопроявление, борт 0.5 [■] и 2.0 [□] г/т $Pd+Pt+Au$)

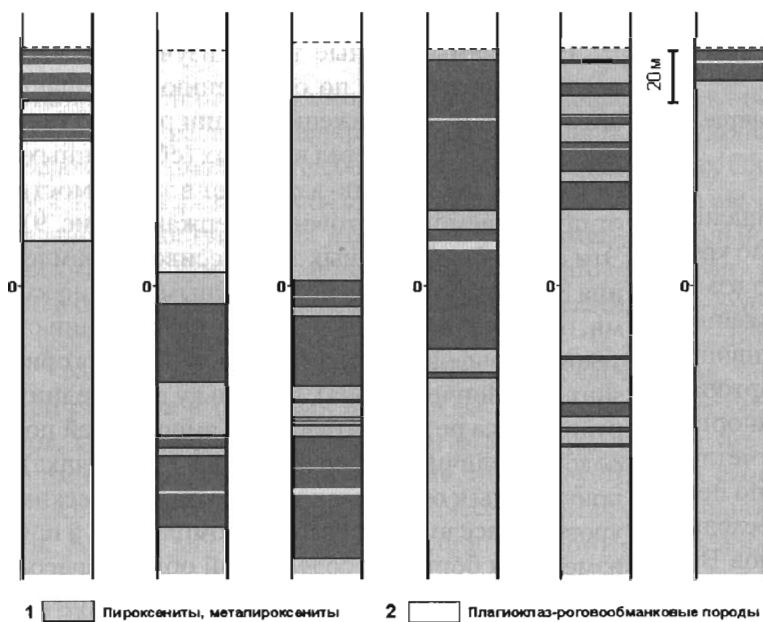


Рис. 9. Положение рудных интервалов в скважинах профиля 30, массив Южносопчинский

1 - пироксениты и апопироксенитовые породы нижней части разреза, 2 - плагноклаз-роговообманковые породы верхней части разреза. Указаны рудные интервалы, выделенные с бортовыми содержаниями ($Au+Pd+Pt$) 0,5 и 2,0 г/т

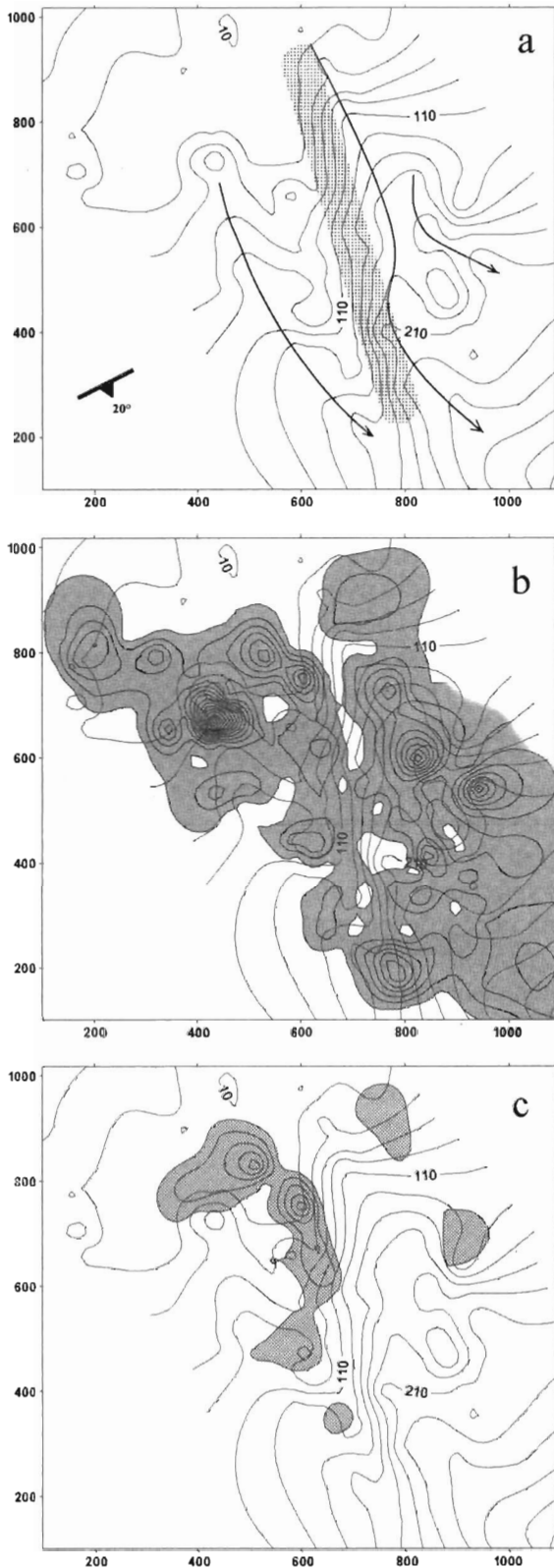


Рис. 10. Стратоизогипсы подошвы рудного тела западного участка месторождения Вуручайвенч. Подробное обсуждение в тексте

женной водосодержащими минералами. Вероятно, в последнем типе значительная часть рудных металлов присутствует также в решетках сульфидов Cu и Ni, на что указывают повышенные концентрации МПГ в сульфидных концентратах при отсутствии их собственных минералов с размером зерен более 5 мкм. В тяжелых концентратах этой разновидности руд среди минералов благородных металлов золото может преобладать над минералами платиноидов, поскольку большая часть последних находится в рассеянном виде, несмотря на то, что концентрация золота обычно в 5-10 раз ниже суммарных концентраций платиноидов. Сульфоарсенидная минерализация Pt и Rh (а также Ni и Co), которая отмечается во многих публикациях и наиболее легко определяется вследствие относительно большого размера минеральных зерен, в целом не типична, поскольку в общем балансе природных разновидностей руд она занимает менее 1%. В рудных интервалах скважин, пробуренных в других массивах обрамления Мончеплутона, постоянно фиксируются различные минеральные парагенезисы платиноидов, причем в последовательных рудных интервалах одной скважины минеральные ассоциации изменчивы и даже контрастны. Например, в скважинах 1885 и 1887 (Южносопчинский массив, но то же типично для массива обрамления НКТ) в рядовых пробах из маломощных рудных интервалов установлены ассоциации сульфидов Pd и Pt с самородными минералами Pt, сульфидные ассоциации без самородных фаз, существенно арсенидные, арсенидно-антимонидные, теллуридные, висмута-теллуридные, ассоциации минералов палладия со свинцом. В ряде случаев наблюдается замещения первичных минералов МПГ тонким агрегатом вторичных сульфидных и самородных фаз платины, палладия, меди и никеля.

Эти данные свидетельствуют о том, что разнообразие фазовых форм МПГ при приблизительно равных суммарных концентрациях рудных элементов может быть объяснено только контрастностью локальных условий формирования минеральных парагенезисов, что плохо вписывается в модель фракционной кристаллизации магматического расплава с образованием протяженных пластообразных платинометаллических рифов. Это заключение только усиливается дискордантным положением рудных тел и зон минерализации по отношению к границам петрографических разновидностей пород и даже по отношению к границе основных элементов двучленных разрезов массивов обрамления Мончеплутона.

Модель формирования двучленных разрезов и платинометаллических руд

Приведенные выше данные показывают, что фор-

мирование руд со всеми их специфическими особенностями тесно связано с формированием самих двучленных разрезов массивов южного обрамления Мончеплутона. Поэтому предлагаемая модель учитывает разнородные данные: вещественную связь массивов обрамления с основной магматической камерой (Мончеплутоном), периферическое расположение их относительно основной магматической камеры, пластообразную клиновидную форму (отношение мощности к линейным размерам в плане составляет от 1:4 до 1:10 для разных массивов), различный состав нижних частей разреза (кумулясные оливиновые пироксениты для Южносопчинского и меланокониты для интрузива Вуручуайвенч), специфичность верхних частей разрезов, в которых темные минералы представлены водосодержащими фазами, наличие переходной зоны с широким развитием такситовых и пегматоидных пород между нижней и верхней частями разреза, приуроченность зон с платиноидной и медно-никелевой сульфидной минерализацией к переходной зоне и зонам преобразования пород нижней части разреза, дискордантная по отношению к границам горизонтов различного петрографического состава формой рудных тел, а также изменчивость рудных парагенезисов по разрезу и латерали при относительно постоянстве суммарных концентраций рудных компонентов в рудных интервалах скважин.

На рисунке 11 приведена схематическая модель формирования двучленных разрезов и платинометаллического оруденения в массивах обрамления Мончеплутона.

На первом этапе (рис. 11а) из основной магматической камеры (то есть из основного объема Мончегорской интрузии) расплав в виде боковых силлообразных апофизов проникал в ослабленные зоны архейского фундамента. Состав расплава определялся степенью дифференциации мафит-ультрамафитовой магмы в основной камере, и в момент начала внедрения состав расплава в основной камере и боковом апофизе были тождественны. С учетом линейных размеров боковых апофизов, которые для современного эрозионного среза могут быть реконструированы по геологическим картам (см. рис. 1) справедливо утверждение, что условия кристаллизации расплава в боковом апофизе существенно отличались от условий, существовавших в основной камере.

Это следует из того, что на единицу объема расплава площадь контакта расплава с вмещающими толщами в боковом апофизе многократно

больше, чем площадь контакта для того же объема магмы в основной камере. Это обуславливает специфику тепло-массообмена между расплавом и вмещающими породами и предопределяет ход кристаллизации магмы в боковом апофизе.

Несмотря на уплощенную форму и большую площадь соприкосновения расплава с вмещающими породами в боковом апофизе, на первом этапе контаминация магмы веществом вмещающих пород минимальна, поскольку давление в расплаве было выше и происходило внедрение расплава во вмещающие толщи при формировании самого тела бокового силлообразного апофиза. Остывание безводного расплава в боковом апофизе начиналось с фракционной кристаллизации и гравитационной отсадки кумулатов, аналогичной кристаллизации магмы в расслоенных комплексах.

Нижние части разреза рассматриваемых массивов (рис. 11б) образованы оливин-пироксеновыми или пироксен-плагиоклазовыми кумулатами (массивы Южносопчинский и Вуручуайвенч, соответственно), причем различия состава определялись составом исходной магмы, поступавшей в боковой апофиз. Начало кристаллизации приводило также к возникновению объемных эффектов (до 10 об.% для силикатных расплавов), за счет кристаллизационной усадки и общего остывания масс в боковом апофизе. Смена направления градиента давления доказывается внедрением подплавленных пород архейской рамы (диоритов) в неостывшие, но консолидированные приконтактные части нижних элементов разреза массивов (см. рис. 4), фрагментированию мафит-ультрамафитовых кумулатов в зоне их эндоконтакта, образованием ксенолитов, а также наличием нерегулярных участков перекристаллизации и окварцевания пород.

Однако, наибольшее влияние декомпрессии на ход формирования двучленных разрезов с рудной минерализацией в боковых апофизах оказал приток водного флюида (рис. 11с). Выше отмечалось, что значительные объемы пород нижних мафит-ультрамафитовых частей разреза массивов преобразованы в апопироксениты и тальк-хлоритовые сланцы (см. рис. 5 и 6) как в зоне эндоконтакта, так и в горизонтах мощностью в десятки метров (наблюдения по керну) внутри пород нижнего элемента разреза на значительном удалении от эндоконтакта. Принимая во внимание, что хлорит и тальк содержат около 12 и 5 мас.% H_2O соответственно, можно ориентировочно оценить масштаб притока водного флюида, изменившего сухие кумулаты. Водный флюид в больших ко-

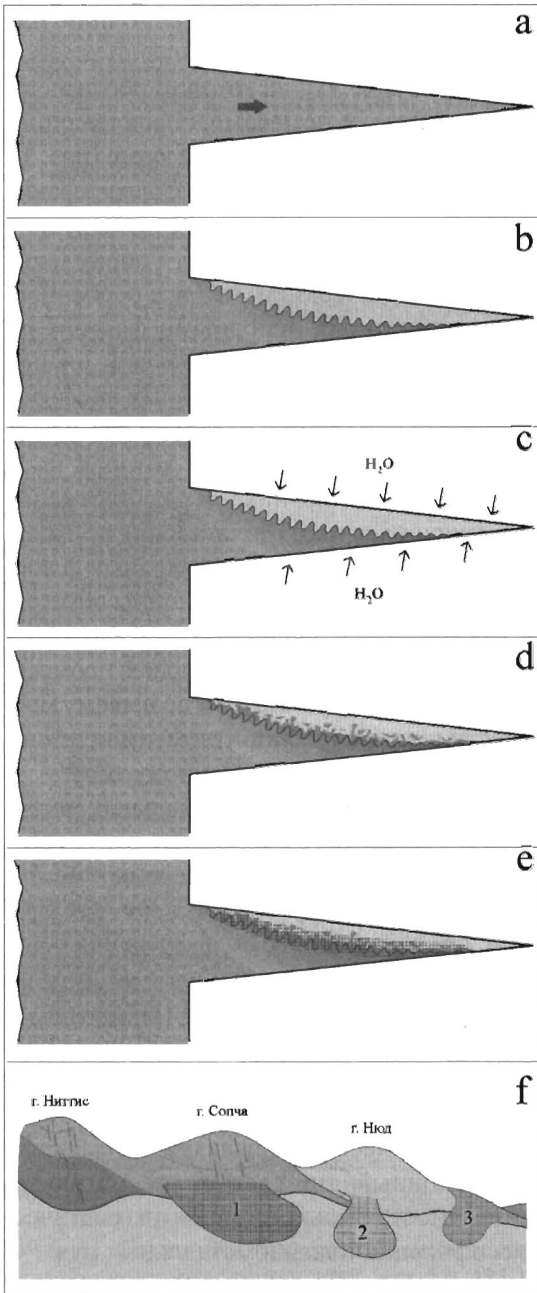


Рис. 11. Модель формирования двучленных разрезов и руд массивов обрамления Мончеплутона

личествах был привнесен. Кроме наличия водосодержащих минералов в апопироксенитах привнос фиксируется и по аксессуарным минералам: уже отмечалось, что в измененных породах постоянно присутствуют кварц, сфен, ильменит, рутил, апатит, фосфаты и оксиды редкоземельных элементов, которые не характерны для пород мафит-ультрамафитового состава.

В завершении этого и на следующем

этапе (рис. 11d) водный флюид вследствие декомпрессии проникал в объем бокового апофиза не только снизу, попутно производя термальные преобразования пород нижней части разреза, но и сверху, обогащая остаточный расплав. Насыщение остаточного расплава водным компонентом обусловило преобразование самого остаточного расплава из гомогенной жидкой фазы в гетерогенный надкритический флюид. Это качественное изменение нарушило ход кристаллизационной дифференциации, который типичен для "сухих" расслоенных комплексов, поскольку в данном случае изменился химический и фазовый состав остаточного расплава. Обогащение расплава водным компонентом понизило температуру кристаллизации фаз и непрерывный последовательный процесс кристаллизации был приостановлен, поэтому орто-клинопироксеновые и плагиоклазовые кумулаты в верхних частях разреза рассматриваемых массивов отсутствуют (рис. 12). Вероятно, остановка кристаллизации не была полной, поскольку реликтовые клинопироксены (диопсиды, см. рис. 7) изредка отмечаются при петрографическом анализе и можно ожидать, что при большем количестве химических анализов пород разобщенные поля составов пород на диаграмме (см. рис. 8) могут оказаться связанными.

При последующем остывании надкритического флюида, начиная с некоторой рубежной температуры, кристаллизация продолжилась, но кристаллизовались уже плагиоклаз и водосодержащие темноцветные минералы, которые сформировали верхние элементы двучленных разрезов массивов, причем, механизмы фракционной кристаллизации и формирования пироксеновых и плагиоклазовых кумулатов уже не реализовывались.

Вероятно, начало и ход кристаллизации надкритического флюида происходили в обстановке значительных локальных градиентов состава и вязкости локальных объемов кристаллизующегося флюида, а также изменения градиентов в ходе кристаллизации (то есть кинетики процесса), в особенности в переходной зоне над уже раскристаллизованными породами нижней части разреза, которые неравномерно пронизаны участками хлоритизации и оталькования, фиксирующими каналы проникновения флюидов. Локальные неоднородности приводили к неравномерной пятнистой кристаллизации надкритического флюида и формировали область преимущественного развития пород с такситовыми и пегматоидными структурами. Наблюдения в обнажениях и керне скважин показывают, что пространственная ориентировка границ или более типичных нечетких зон перехода (см. рис. 2 и 3) отдельных тел или групп тел с такситовыми и пегматоидными структурами имеют незакономерную пространственную ориентировку, но, в целом, они тяготеют к переходной зоне мощностью до 200 м между нижней и верхней частями разреза массива

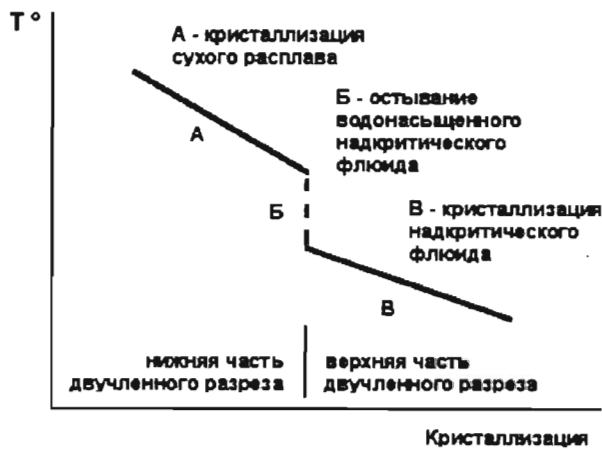


Рис. 12. Схема формирования двучленного разреза

вов (рис. 11d), в которой локализована большая часть рудной минерализации (рис. 11e). Последняя формировалась на заключительных этапах кристаллизации надкритического флюида и заканчивалась уже в гидротермальную стадию при температурах ниже 500 градусов. Об этом свидетельствует присутствие во всех рудных парагенезисах фрудита ($PdBi_2$), температура плавления которого составляет 486° . Источником рудных компонентов являлся сам надкритический флюид (преобразованный остаточный расплав), дополнительно обогащенный за счет переотложения платиноидов из нижних частей разреза при преобразовании пироксенитов в апопироксениты. Поскольку формирование руд происходило в условиях локальных градиентов, рудные тела не контрастны в отношении рудных компонентов, не имеют стратификации, характерной для рудных рифов расслоенных комплексов и не контролируются петрографическим составом пород. Только при наличии градиентов в среде кристаллизации или при их объединении в более крупные структуры градиентов могут быть объяснены факты, приведенные на рисунках 9 и 10 и, в частности – поперечные рудные флексуры месторождения Вуручайвенч.

Вся последовательность формирования двучленного разреза и рудной минерализации (см. рис. 11a-e) показана на примере одного бокового апофиза основной магматической камеры, и в зависимости от состава расплава, поступающего в разные апофизы, который может быть различен в зависимости от степени дифференцированности расплава в основной магматической камере, в каждом из боковых апофизов проявится специфика в составах пород нижней и верхней частей разреза и рудной минерализации при сохранении

общей направленности хода кристаллизации. Для массивов южного обрамления Мончеплутона это показано на рисунке 11f, на котором обозначены отдельные массивы с номерами, совпадающими с их нумерацией на геологической карте (рис. 1).

Заклучая обоснование модели формирования двучленных разрезов и связанной с ними рудной минерализации, в массивах южного обрамления Мончеплутона, подчеркнем, что все особенности объясняются двумя основными факторами: незначительной мощностью и большой площадью контакта боковых силлообразных апофизов с вмещающими породами и особенностями хода кристаллизации в апофизах, при которой из-за объемных эффектов возникает разуплотнение кристаллизующихся масс (дилатансия), приводящая к декомпрессии и насыщению водным флюидом остаточного расплава. Эти причины обуславливают формирование специфической благороднометалльной минерализации, имеющей промышленное значение, которую следует по нашему мнению отнести к новому дилатантному (или декомпрессионному) рудно-формационному типу.

В классификации платинометалльных месторождений по морфологии и составу руд в качестве самостоятельного типа выделены “месторождения, не контролируемые расслоенностью” [9]. В нем, без дальнейшего подразделения объединены месторождения разнообразные по морфологии, составу и генезису руд. По формальным признакам (морфологии рудных тел) руды рассматриваемых массивов могут быть отнесены к числу “руд не контролируемых расслоенностью”, однако по генетическим признакам дилатантный /декомпрессионный/ тип следует рассматривать в качестве самостоятельного элемента генетической классификации платинометалльных руд.

Заклучение

Понимание процессов формирования двучленных разрезов и платинометалльных руд массивов южного обрамления Мончеплутона имеет важное не только теоретическое, но и практическое значение. Так, при составлении паспорта месторождения Вуручайвенч была использована гипотеза о “рифовом” типе руд. По аналогии (но без должного обоснования) с Меренски рифом Бушвельда и горизонтом 330 Мончеплутона генезис и форма рудных тел месторождения Вуручайвенч представлялись обусловленными магматической фракционной кристаллизацией мафит-ультрамафитового расплава, при которой в определенной части разреза образуется маломощ-

ный протяженный горизонт (риф), обогащенный рудными компонентами. При такой трактовке генезиса поисковыми признаками оруденения являются, прежде всего, положение руд в разрезе расслоенного мафит-ультрамафитового комплекса, четкий петрографический контроль оруденения, высокая контрастность концентраций рудных компонентов в рудном рифе по отношению к вмещающим породам (более двух порядков, [9]).

Все указанные признаки отсутствуют в массивах южного обрамления Мончеплутона. Концентрационные границы рудных тел, выделенные по лимитам кондиций при подсчете запасов на месторождении, в данном случае, не совпадают с положением естественных геологических границ областей рудной минерализации. Несовпадение концентрационных границ рудных тел, используемых при подсчете запасов руд, и геологических (генетических) границ оруденения не вызывает удивления или отторжения, поскольку цели и смысловая нагрузка проведения границ разные.

Благодарности. Геологический анализ и генетическая интерпретация рудной минерализации в массивах южного обрамления Мончеплутона, приведенные в публикации, основаны на данных, полученных в ходе поисковых работ ОАО "Кольская ГМК". Несмотря на то, что работы носили производственный характер, в ходе наших исследований осуществлялось заинтересованное сотрудничество в изучении необычного платинометалльного рудного объекта с сотрудниками ОАО "Кольская ГМК" с геологами В.Н. Иванченко, П.С. Давыдовым, А.С. Галкиным, А.Н. Дедюхиным, В.В. Озерянским, С.Н. Гончаровым, а также с В.В. Шолохневым, В.С. Докучаевой за что авторы им искренне благодарны. Доброжелательная критика и углубленное обсуждение петрологических аспектов исследования на протяжении ряда лет осуществлялись Е.В. Шарковым и, несмотря на разногласия по некоторым вопросам, авторы глубоко признательны Евгению Витальевичу.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Изотопные U-Pb и Sm-Nd исследования интрузивных и дайковых пород* / Баянова Т.Б. Смолькин В.Ф. Федотов Ж.А., Деленицин А.А. / Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района часть 2, Апатиты, 2004, с. 5-46.
2. *Галкин А.С., Кнауф В.В.* МПГ в разрезе НКТ - меридиональной ветви Мончегорского плутона (Кольский полуостров) / <http://www.natires.com/rnkt.htm>
3. *Гроховская Т.Л. Латина М.И., Мохов А.В.* Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) / Геология рудных месторождений, 2009, т.51, №6, с. 520-539.
4. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Наука, 1955, 479 с.
5. *Кнауф В.В.* О модели метаморфизма толщ Южного Тамдытау, (Западный Узбекистан) / Записки всесоюзного минералогического общества, 1989, вып. 5, с. 125-130.
6. *Кнауф В.В., Галкин А.С., Дедюхин А.Н.* МПГ в такситовых габбро-норитах южного обрамления НКТ (минералогия, генетические особенности, основные технологические свойства оруденения) / <http://www.natires.com/taxites.htm>
7. *Кнауф В.В., Давыдов П.С., Иванченко В.Н.* Благороднометалльная (БМ) минерализация на поисковой площади Вуручайвенч / Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандина-

8. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North -TACIS N KA-0197 "Стратегические минеральные ресурсы - основа устойчивого развития Севера" (Россия-Финляндия-Швеция). Апатиты, 2008, с. 88-97.
9. *Козлов Е.К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973, 287с.
10. *Налдредт А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб: СПбГУ, 2003, 487 с.
11. *Петрографический Кодекс.* СПб: ВСЕГЕИ, 1995, 127с.
12. *Проблема габброидов предгорья Вуручайвенч* / Смолькин В.Ф. Федотов Ж.А., Орсов Д.А. Онненстедтер Д. / Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района часть 1, Апатиты, 2004, с. 66-72.
13. *Чащин В.В., Дуракова А.Б.* Государственная геологическая карта РФ, листы Q36-III,IV, издание второе, масштаб 1:200000 //ОАО "Центрально-Кольская экспедиция", 2000.
14. *Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения / Москва: Научный мир, 2006, 365 с.
15. *Шолохнев В.В.* Схематизированная геологическая карта района города Мончегорска, масштаб 1:50000 /ОАО "Центрально-Кольская экспедиция", 2001.
16. *Sarp. H., Bertrand J., Mc Near E. Vuagnatite, CaAl(OH)SiO4, a new natural calcium aluminum mesosilicate / American Mineralogist, 1976, V.61, p.825-830.*

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВКРАПЛЕННЫХ РУД НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА

М.З. Комарова, С.М. Козырев, В.И. Максимов, О.Н. Симонов, С.Г. Снисар, А.П. Вахрушева, П.В. Пигарева, С.П. Ерыкалов, С.А. Вилинский

На основе специализированного минералогического и микрозондового изучения благороднометалльной минерализации вкрапленных руд трех месторождений Норильского рудного узла – Норильск-I, Черногорского и Масловского – проведен сравнительный анализ между объектами по перечню, количественному распределению главных собственных фаз благородных металлов (БМ) в исходном питании, продуктах обогащения и особенностям химического состава. Показано сходство объектов по основным параметрам вещественного состава в части БМ-оруденения. Масловское и Черногорское месторождение рассматриваются как резервные объекты по восполнению платино-медно-никелевого сырья для переработки на предприятиях ОАО ГМК «Норильский никель».

Введение

Благороднометалльному оруденению во вкрапленных рудах норильско-талнахских месторождений и рудопроявлений, по мнению специалистов геологов и технологов, принадлежит, и будет возрастать, существенная роль в поддержании и восполнении ресурсов металлов платиновой группы, а также золота и серебра.

Здесь имеет значение ряд общеизвестных факторов [3, 4, 5, 6, 7, 9], в том числе:

- более высокая (сравнительно с массивными рудами) концентрация драгметаллов в сульфидной массе делает рациональным префлотационное выделение в голове технологического процесса гравитационных концентратов, обогащенных минералами МПГ (и особенно – платиной);

- несоизмеримо большие запасы вкрапленного сырья, сравнительно с прогрессивно исчерпываемыми богатыми (массивными) рудами, при отсутствии на данный момент возможности их восполнения за счет новых, резервных скоплений.

Авторами наработан значительный фонд сведений в процессе многолетних геолого-технологических исследований вкрапленных руд место-

рождений Норильского рудного узла и некоторых проявлений за его пределами. В предлагаемой публикации обобщены результаты специализированного изучения благороднометалльной (БМ) минерализации трех месторождений: эксплуатируемого – Норильск-I и наиболее привлекательных с позиции резервных – Черногорского и Масловского [3, 4, 5, 7].

Как известно, первый из названных объектов является эталоном классической характеристики строения, вещественного состава руд и сведений о БМ оруденении, а также опыта многолетней (со времен открытия) промышленной переработки.

Черногорское месторождение, изученное авторами с геолого-технологической позиции, включая БМ-минерализацию, на площади, планируемой для открытой разработки, к настоящему времени рассматривается в качестве аналога месторождению Норильск-I и его резерва [4].

Масловское рудопроявление (выделенное также в ранге месторождения) к настоящему времени разведано в северной части и геолого-экономически подтверждено как пригодное к вовлечению в сферу переработки на предприятиях ЗФ ОАО ГМК «Норильский никель». Авторами, изучавшими параллельно с бурением вещественный состав и обогатимость вкрапленных руд, впервые подготовлены оригинальные материалы по минералогии драгоценных металлов этого объекта, частично публикуемые в [8].

Методы и объемы исследований

Двадцатилетний период проводимых авторами геолого-технологических исследований, сопровождающих поисково-разведочное бурение и проходку горных выработок по прослеживанию горизонтов вкрапленных руд в пределах означенных объектов, регулярно включал характеристику БМ оруденения. Особенности распределения и форм нахождения МПГ (а также Au и Ag) показаны на материале 45-ти технологических проб в разрезах (оконтуренных в соответствии с действующими

*Примечание гл. редактора. Безусловно в качестве резервного объекта следует рассматривать и уникальные по запасам техногенные месторождения платино-медно-никелевых руд.

или временными кондициями) рудных горизонтов по 69-ти скважинам и ряду горных выработок.

Следует отметить, что характеристика БМ оруденения состояла, главным образом, в выявлении и изучении собственных минеральных форм МПГ, Au и Ag. Проблема изоморфного вхождения МПГ в сульфидные минералы, по причине отсутствия необходимой аппаратуры, рассматривается на ограниченном числе образцов (продукте) и, в основном, со ссылками на литературные источники.

Отработанная последовательность и методика исследований БМ-оруденения включала:

- поиск МБМ в полированных шлифах керновых образцов при минераграфическом анализе оксидно-сульфидного оруденения под микроскопом;
- анализ особенностей распределения БМ (в частности МПГ) в продуктах обогащения вкрапленных руд изученных объектов в зависимости от применяемых при опытах технологий;
- специализированное исследование полированных брикетов, изготовленных из навесок исходного питания и продуктов обогащения (гравитационного и коллективного концентратов) после предварительного отсева материала по классам крупности, гидросепарации каждого класса на лабораторной установке ЛГС-1 с получением гравиконцентрата ЛГС, максимально обогащенного «тяжелыми» фазами БМ (рис. 1);
- микрорентгеноспектральный анализ выявленных МБМ на растровом электронном микроскопе Camscan-4 с энергодисперсионным спектрометром Pentafel Super ATW и системой обра-

ботки данных LINK ISIS-200;

-- количественный подсчет массовой доли минералов платины, палладия и золота на материале гравитационных концентратов (месторождение Норильск-1), в гравитационных и коллективных концентратах (месторождение Норильск-1, верхний «такситовый» горизонт, Масловское месторождение).

Данные о химическом составе МБМ приводятся для Масловского месторождения и частично в [8], по остальным объектам - Норильск-1 и Черногорскому они опубликованы ранее [3, 4, 6] и использованы при обобщении материалов.

Результаты исследований

В статье, представляющей по существу обобщение информации предшествующих исследований и полученных новых материалов, имеется возможность охарактеризовать особенности благороднометалльной минерализации вкрапленного сырья не только непосредственно в рудах, но и в продуктах их обогащения. В этой связи целесообразно привести полученные авторами в процессе геолого-технологических исследований рассматриваемых объектов данные о распределении металлов группы платины в исходном питании проб и выделенных гравитационном и коллективном концентратах при различных вариантах принятой схемы обогащения.

Особенности распределения платины и палладия в продуктах обогащения вкрапленных руд Норильского рудного узла

Переработка вкрапленного сырья месторождений Норильского рудного узла уже более полувека связана с эксплуатацией месторождения Норильск-1. Длительное время основной схемой обогащения оставалась медно-никелевая флотация с получением коллективного концентрата и отвальных хвостов. В связи с возрастанием спроса на благородные, в частности, платиновые металлы, и соответственно – необходимости повышения их извлечения, в конце 20-го столетия обогатителями НГМК внедряется гравитационно-коллективная технология с предварительным (в голове процесса обогащения) циклом гравитации на аппаратах системы Кнелсон и дальнейшей флотацией хвостов гравитации. Этот вариант способствовал наиболее оптимальному извлечению МПГ в гравитационный концентрат, который может быть пригоден для прямой металлургической плавки. Специалистами ГМОИЦ НГМК велись эксперименты в лабораторных, полупро-

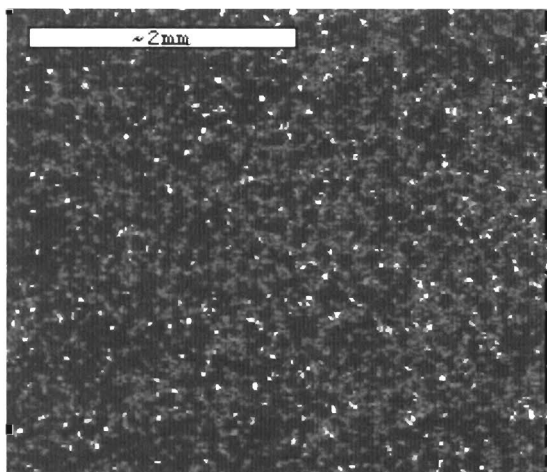


Рис. 1. Распределение частиц благороднометалльных фаз в гравитационном концентрате (класс $-0.075+0.04\text{мм}$). Проба неизмененных вкрапленных руд

мышленных и промышленных условиях с апробацией обогащения на материале различной крупности и на концентраторах различного типа [2]. В таблице 1 обобщены результаты опытов по обогащению вкрапленных руд в части Pt и Pd.

Приводя данные, заимствованные из ранних публикаций, авторы сочли необходимым провести анализ распределения БМ в процессе обогащения вкрапленных руд на материале частных проб, представляющих основные разновидности оруденелых пород (пикритовые и такситовые габбро-долериты), а также товарной руде, составленной из смеси этих разновидностей в реальном соотношении их в недрах, а также руды текущей

добычи. При этом были апробированы следующие технологические схемы:

– на трех частных пробах – действующая в то время стандартная схема коллективной медно-никелевой флотации с получением коллективно-го (флотационного) концентрата и хвостов;

– на товарной руде – полупромышленные испытания по действующей (базовой) схеме и новой (внедряемой в то время) технологии с применением в «голове» процесса цикла гравитации исходного питания крупностью -0,42 мм на установке Кнельсон-3;

– на руде текущей добычи (без подшихтовки «медистых») и вкрапленных руд талнахских мес-

Таблица 1

Распределение металлов платиновой группы в продуктах обогащения вкрапленных руд месторождений Норильского рудного узла.

Материал	Схема обогащения	Продукт	Содержание, г/т	
			Платина	Палладий
Норильск-1				
<i>Основной горизонт</i>				
Товарная руда, Гп, Гт, Гк	Гравитационно-флотационная класс-0,42мм	Гравиконцентрат КН-3	96,6	75,5
		Коллективный к-т	13,7	69,4
		Руда	2,0	6,4
Руда текущей добычи*	Гравитационно-флотационная	Гравиконцентрат КН-12	2962,0	1164,0
		Коллективный к-т	0,5	4,7
		Руда	1,8	5,2
<i>Верхний такситовый горизонт</i>				
	Гравитационно-флотационная	Гравиконцентрат КН-3	83,0	72,4
		Коллективный к-т	32,5	119,0
		Руда	3,3	6,7
Черногорское				
Средняя проба, неизменная руда	Гравитационно-флотационная	Гравиконцентрат КН-3	75,0	108,0
		Коллективный к-т	15,0	50,0
		Руда	1,2	3,4
Промышленная проба, окисленная руда	Гравитационно-флотационная	Гравиконцентрат КН-3	6,0	8,0
		Коллективный к-т	20,6	36,6
		Руда	1,2	3,7
Масловское				
Богато-вкрапленная (6-Мб)	Гравитационно-флотационная	Гравиконцентрат КН-3	93,0	75,0
		Коллективный к-т	11,0	42,0
		Руда	2,2	6,4
Богато-вкрапленная (0М-1)	Гравитационно-флотационная	Гравиконцентрат КН-3	241,0	149,0
		Коллективный к-т	14,3	99,5
		Руда	2,5	5,0
Вкрапленная, среднее из 7 проб	Гравитационно-флотационная	Гравиконцентрат КН-3	57,6	55,1
		Коллективный к-т	17,0	56,8
		Руда	1,6	4,0

торождений) – по новой технологии с гравитацией на аппарате Кнельсон-12 [2].

Сравнительный анализ результатов обогащения по базовому и новому варианту технологии в части платины и палладия показал, что уровень показателей извлечения при использовании новой технологии, сравнительно с базовой, возрастает на 10%. При этом на установке Кнельсон-12 получен гравитационный концентрат, содержащий 2962 г/т Pt при извлечении 87,2%, а Pd – 1164 г/т при извлечении 11,9%.

Вкрапленные руды Черногорского месторождения исследовались на обогатимость в лабораторном варианте гравитационно-флотационной технологии с применением аппарата Кнельсон-3. Испытания велись на частных пробах, характеризующих руды отдельных скважинных пересечений и разновидности вмещающих пород, а также на крупнообъемной пробе, представляющей преобладающую часть запасов месторождения. Технологически исследовались окисленные руды восточной части площади.

При опытах по обогащению вкрапленного сырья Масловского месторождения соблюдался тот же принцип, что для первых двух объектов по отбору материала и той же технологической схеме [7]. Отдельно изучены выделенные при картировании рудного горизонта богато-вкрапленные руды, с повышенным содержанием МПГ.

Далее производится сравнительный анализ распределения металлов платиновой группы в одноименных продуктах обогащения, выделенных по одной схеме и на однотипном аппарате (Кнельсон-3). В ряду месторождений Норильск-I (основной горизонт и верхний тагситовый горизонт) — Черногорское (неизмененные и окисленные руды) — Масловское (вкрапленные и богато-вкрапленные руды) качество гравитационных концентратов изменяется следующим образом:

- по содержанию Pt: 97-83 – 75-6 – 58-241 г/т;
- Pd: 76.0-72.4 – 108.0-8.0 – 57.0-149.0 г/т;
- при содержании Pt, Pd в исходном питании 2.0-3.3 – 1.2-1.2 – 1.6-2.5 г/т и 6.4-6.7 – 3.4-3.7 – 4.0-5.0 г/т соответственно.

Можно говорить о соизмеримости этих параметров между сравниваемыми объектами, исключая окисленные руды Черногорского месторождения.

Заметно отличаются результаты, полученные исследователями Норильской обогатительной лаборатории [2] при гравитации руды текущей добычи на установке Кнельсон-12, а именно: был выделен тяжелый продукт с 2962 г/т Pt и 1164 г/т Pd. Имен-

но навеска данного концентрата явилась объектом детального микрозондового изучения БМ-минерализации месторождения Норильск-I [3, 4].

Коллективные концентраты в той же последовательности проб содержат: Pt 13.7-32.5 – 15.0-20.6 – 17.0-14.3 г/т, Pd соответственно 69.4-119.0 – 49.0-36.6 – 56.8-99.5 г/т.

Пообъектная характеристика благороднометалльной минерализации

Минералогия БМ *месторождения Норильск-I* в кратком изложении приводится с использованием новых материалов, полученных авторами, и ранее опубликованной информации по проблеме [2, 4, 5, 6] для руд основного горизонта и верхнего эндоконтакта рудоносного интрузива.

Как известно, на Норильской обогатительной фабрике (НОФ) перерабатываются вкрапленные руды Основного горизонта, размещенного в подошвенной части Норильского дифференцированного интрузива (пикритовых, тагситовых габбро-долеритов) и частично вмещающих породах нижнего экзоконтакта. С конца 90-х годов прошлого столетия в пределах рудника «Заполярный» геологи Норильского комбината и НКГРЭ провели бурение и проходку горных выработок по прослеживанию приуроченного к верхнему эндоконтакту рудоносного интрузива горизонта вкрапленных малосульфидных руд, представляющих интерес, главным образом, в связи с повышенными концентрациями металлов платиновой группы.

В рудах *основного горизонта* известно на уровне 35-ти инструментально определенных минералов (включая некоторые их разновидности) и 20-ти неидентифицированных фаз МПГ. Как видно из проведенных подсчетов зерен МБМ в наиболее информативных классах (-0.074+ 0.02 мм) гравитационного концентрата, к числу главных, составляющих в сумме 80.3% от общего массива зерен МБМ, относятся минералы изоморфного ряда атокит – рустенбургит (особенно последний), природных сплавов платины и железа (особенно – изофероплатина), сперрилита и самородного золота (табл. 2). В целом в продукте преобладают (63.5%) собственные фазы платины.

Сводная качественно-количественная характеристика МБ-минералогии малосульфидных руд *верхнего эндоконтакта* интрузии Норильск-I составлена по данным предшествующих исследований [4, 6] и дополнительным материалам, полученными авторами в процессе изучения продуктов обогащения. Перечень собственных минералов в данном типе руд представлен более 30-

Таблица 2

Перечень и количественное распределение МБМ в гравиконцентрате “KN-12” пробы вкрапленных руд (основной горизонт) месторождения Норильск-1

Минерал	Доля в массе МБМ, %отн.	
	минсрала	группы
Главные минералы		
<i>Минералы ряда атоakit-рустенбургит</i>		
Атоakit Pd ₃ Sn	11,0	37,5
Рустенбургит Pt ₃ Sn	26,5	
<i>Сплавы платины и железа</i>		
Изоферроплатина (Pt,Pd) ₃ Fe	22,6	24,8
Тетраферроплатина PtFe	2,2	
<i>Арсениды платины</i>		
Сперрилит PtAs ₂	12,2	12,2
<i>Минералы золота и серебра</i>		
Золото самородное Au	6,3	6,8
Кюстелит	0,5	
Второстепенные минералы		
<i>Висмутиды и теллуриды палладия</i>		
Котульскит PdTe	0,9	4,3
Соболевскит PdBi	3,4	
<i>Минералы системы Pd-As-Sb-(Te)</i>		
Мертит II (Pd,Pt) ₈ (Sb,As) ₃	1,8	2,8
Изомертит Pd ₁₁ Sb ₂ As ₂	1,0	
<i>Система Pd₂Sn</i>		
Паоловит Pd ₂ Sn	2,7	2,7
<i>Висмута-теллуриды платины и палладия</i>		
Майчнерит PdBiTe	1,3	2,4
Мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi) ₂	1,1	
<i>Минералы системы Pd₃Sn-Pd₃Pb</i>		
Звягинцевит Pd ₃ Pb	1,1	2,3
Таймырит (Pd,Cu) ₃ Sn	1,2	
<i>Арсениды палладия и никеля</i>		
Палладоарсенид Pd ₂ As	1,2	1,8
Маякит PdNiAs	0,6	
<i>Сульфиды платины и палладия</i>		
Высоцкит PdS	0,4	1,1
Куперит PtS	0,7	
Редкие минералы		
Стибиопалладинит Pd ₂ Sb ₂	0,4	0,8
Стиллуотерит Pd ₈ As ₃	0,2	
Холлингвортит (Rh,Pt,Pd)AsS	0,2	

тью наименованиями, к которым добавляется еще менее 10-ти неназванных фаз.

На примере одной пробы, отобранной из подземной выработки, вскрывшей малосульфидные руды на юго-западном фланге рудника «Заполярный», показан вариант количественной оценки распределения выявленных минералов платиновой группы и золота в гравитационном и коллективных концентратах.

В состав пробы вошли габбро, такситовые габбро-долериты и меланократовые хромитовые габброиды с вкрапленностью пирротина, пентландита, пирита и миллерита. По данным технологического опробования в пробе содержится 10,7 г/т суммы Pt и Pd.

Опыты по обогащению пробы проводились в ООО

«Институт Гипроникель» по гравитационно-флотационной технологии с применением установки Кнелсон-3, результаты которых отражены в таблице 1. Выделенные гравитационный и коллективные концентраты явились объектами исследования МБ-минерализации в брикетах, изготовленных из 5-ти гранулометрических классов каждого продукта.

Количественный подсчет доли каждой выявленной и идентифицированной фазы произведен на массиве из 2100 зерен МБМ.

Наибольшим распространением среди МБМ (табл. 3) пользуются железо-платиновые сплавы (на уровне 55%), минералы ряда атоakit-рустенбургит (около 15%) при абсолютном преобладании первого, сперрилит (6%). Распределение этих компонентов по продуктам обогащения показывает, что преобладающую массу (92%) МБМ в гравитационном концентрате составляет изоферроплатина, в коллективные концентраты наряду со сплавами платины и железа, переходят другие платиновые фазы (сперрилит, куперит) и разнообразные минералы палладия. Эти особенности частично объясняются размерами зерен МБМ (более крупными у платиновых сплавов) и присутствием полиминеральных сростков МБМ между собой и с другими рудообразующими фазами при изменчивой морфологии и величине выделений.

По известным данным [6] при сравнении БМ минерализации исходного питания данной пробы с таковой, представляющей более южную часть поля Прирезки рудника «Заполярный», определены различия в соотношениях между ведущими минералами БМ, что подтверждается и новыми материалами, свидетельствуя об изменчивости распределения драгоценных металлов в горизонте малосульфидных руд.

Благороднометалльная минерализация вкрапленных руд **Черногорского месторождения**, ранее охарактеризована авторами [4, 9] отдельно для двух главных составляющих горизонта – пиритовых и такситовых (плюс контактовые) габбро-долеритов и в целом по основному горизонту. Всего выявлено и

Таблица 3

Перечень и количественное распределение МБМ в малосульфидных рудах месторождения Норильск-1

Минерал	Доля в массе МБМ, %				
	Среднее в пробе ПВ-1		в том числе, в продуктах обогащения		
	минерала	группы	гравикон-центрат	коллективный концентрат 1	коллективный концентрат 2
Главные минералы					
<i>Сплавы платины и железа</i>					
Изоферроплатина (Pt,Pd) ₃ Fe	49,49	54,28	92,13	46,62	38,42
Тетраферроплатина PtFe	4,78		0,21	0,02	8,46
<i>Минералы ряда атокит-рустенбургит</i>					
Атокит Pd ₃ Sn	12,99	13,85	0,59	2,88	21,58
Рустенбургит Pt ₃ Sn	0,86		0,18	0,13	1,42
<i>Минералы системы Pd-As-Sb(Te)</i>					
Винсентит (Pd,Pt) ₃ (As,Sb,Te)	3,59	6,69	2,06	1,89	4,87
Мертиит II Pd ₈ (Sb,As) ₃	2,12		0,36	6,29	0,59
Арсенопалладинит Pd ₈ As _{2,5} Sb _{0,5}	0,83		0,01		1,47
Мертиит I Pd ₁₁ (Sb,As) ₄	0,11		0,33	0,19	
Изомертиит Pd ₁₁ Sb ₂ As ₂	0,05		0,28		
<i>Арсениды платины</i>					
Сперрилит PtAs ₂	6,25	6,25	1,19	17,87	2,02
Второстепенные минералы					
<i>Сульфиды платины и палладия</i>					
Куперит PtS	3,81	4,82			6,80
Брэггит (Pt,Pd)S	0,56		0,68	0,66	
Высоцкит PdS	0,45		1,12	0,25	
<i>Система Pd₂B (B-Sn,As,Sb)</i>					
Паларстанид Pd ₃ (Sn,As) ₂	2,85	2,89	0,66	1,97	3,92
Паоловиг Pd ₂ Sn	0,04		0,22		
<i>Висмутиды и теллуриды палладия</i>					
Котульскит PdTe	2,02	2,23	0,31	2,35	2,35
Соболевскит PdBi	0,21		0,78		
<i>Арсениды палладия</i>					
Палладоарсенид Pd ₂ As	1,65	1,65	0,43	0,92	2,36
<i>Минералы золота и серебра</i>					
Золото самородное Au	1,52	1,52	0,21	4,15	0,61
<i>Висмута-теллуриды платины и палладия</i>					
Меренскит PdTe ₂	0,50	1,07			0,90
Мончеит PtTe ₂	0,57		0,20	1,55	0,19
Редкие минералы					
Стиллуотерит Pd ₈ As ₃	0,80	2,06	0,17	0,94	0,92
Кейтконнит Pd ₃ Te	0,72				1,29
Меньшиковит Pd ₃ Ni ₂ As ₃	0,38		0,01		0,68
Теллурупалладинит Pd ₉ Te ₄	0,14		<0,01		0,24
Лаурит RuS ₂	0,01			0,04	0,01
Звягинцевит Pd ₃ Pb	<0,01		0,01		
Плюмбопалладинит Pd ₃ Pb ₂	<0,01			0,01	
Холлингвортит (Rh,Pt,Pd)AsS	<0,01		0,01	0,01	

инструментально подтверждено на уровне 25-ти минеральных видов и более 20-ти незазванных фаз МПГ. Установлено преобладание в первых минералов платины - железо-платиновых сплавов (25%), сперрилита (32%) при 20% минералов группы мертиита, а во вторых - присутствие на уровне 30% минералов ряда атокит - рустенбургит (не выявленных в пикритовых разностях), наряду с

теми же сплавами платины и железа (20%) и 22% сперрилита (рис. 2, 3).

На площади, предназначенной для открытой добычи (восточная часть месторождения), выделяются вкрапленные руды двух типов – преобладающие неизмененные (и слабо окисленные) и окисленные, развитые на западной оконечности объекта. Интенсивные преобразования в последних руд-

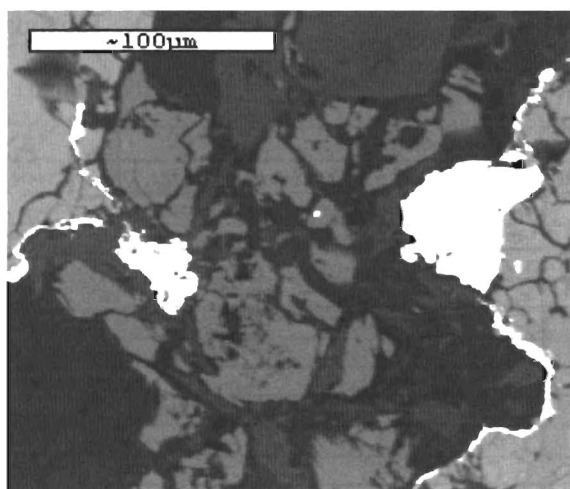


Рис. 2. Каймы и кристаллически-зернистые агрегаты сперрилита (справа) и котульскита (слева) между зернами серпентинизированного оливина и пироксена. Проба неизменных вкрапленных руд

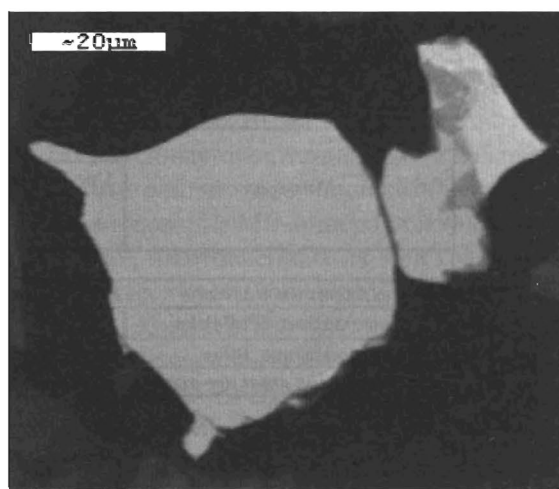


Рис. 3. Фаза Pd_3As (серое слева) и арсенопалладинит (серое справа), холлингвортит (темное) в сростании со сперрилитом (светлое). Гравиконцентрат

ных минералов – носителей Ni и Cu (в частности пентландита, замещаемого виоларитом, пиритом, марказитом, гидроксидами железа, халькопирита – ковеллином, халькозином и другими вторичными фазами), снижением доли сульфидной формы Ni и Cu обусловили весьма низкие показатели извлечения цветных металлов при обогащении. На данной стадии изученности, окисленные вкрапленные руды относятся к труднообогатимым (см. табл. 1) и возникают технико-экономические проблемы их использования и переработки.

В связи со сказанным, проведен предварительный сопоставительный анализ между рудами первого (проба ТПв) и второго (ТПок) типов по особенностям минералогии БМ (табл. 4).

При оптическом и микрозондовом изучении БМ-минерализации с полуколичественным подсчетом зерен МБМ в гравитационном концентрате, полученном гидросепарацией исходной руды неизменных руд (проба ТПв), установлено 25 идентифицированных и 3 неназванных (в том числе, характерная для руд данного и других месторождений НРУ фаза Pd_3As) фазы МБМ. Примерно треть приходится на минералы платины (в порядке убывания – сперрилит, куперит, мончеит, рустенбургит, изоферроплатина), по 10-15% – на минералы палладия и мышьяка (арсенопалладинит, палладоарсенид, стиллуотерит) и теллуридо-висмутиды палладия (котульскит, соболевскит, майченерит) и на том же уровне минералы золота и серебра. Кроме того, в пробе определены минералы ро-

дия (холлингвортит) и рутения (лаурит).

Характерны мономинеральные выделения – кристаллы, полиминеральные сростки МБМ с сульфидами и породообразующими фазами, тонкие каймы и микропрожилки. Следует отметить особенности внутреннего строения выделений куперита. Наряду с однородными выделениями наблюдаются разновидности куперита своеобразного «пестрого» рисунка, при микрозондовом сканировании выявлено тесное микросрастание (типа структур распада) различных, в том числе – железо-платиновых фаз (рис. 4).

Среди МБМ окисленных руд (проба ТПок) выявлено 13 минеральных видов и три неидентифицированных соединения МПГ (включая Pd_3As), а также самородное золото. Наблюдались случаи интенсивного изменения некоторых минералов БМ, например мертиита с зонами выщелачивания и превращением в кислородные соединения палладия, мышьяка и других компонентов (рис. 5).

Благороднометалльная минерализация вкрапленных руд Масловского месторождения к настоящему времени исследована на материале 10-ти проб. Специалистами ООО «Норильскгеология» и ООО «Институт Гипроникель» среди вкрапленных руд выделен горизонт собственно вкрапленных и интервалы богато-вкрапленных [7], с которыми связано значительное обогащение металлами платиновой группы. По вещественному составу и технологическим свойствам – обогатимости с удовлетворительными показателями извлечения цветных и платиновых металлов (см. табл. 1) –

Таблица 4

Распределение МБМ в неизмененных и окисленных вкрапленных рудах Черногорского месторождения

Минерал	Доля, %.	
	ТПв	ТПок
Минералы платины		
Изоферроплатина $(Pt,Pd)_3Fe$	1,1	3,0
Куперит PtS	5,6	15,2
Мончеит $(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$	5,6	-
Рустенбургит Pt_3Sn	2,2	3,0
Сперрилит $PtAs_2$	16,8	12,0
Минералы палладия		
Арсенопалладинит $Pd_8As_{2,5}Sb_{0,5}$	2,2	9,1
Атокит Pd_3Sn	3,3	6,1
Высоцкит PdS	2,2	3,0
Изомертиит $Pd_{11}Sb_2As_2$	1,1	-
Котульскит PdTe	11,1	-
Маякит PdNiAs	2,2	-
Майчнерит PdBiTe	1,1	-
Меньшиковит $Pd_3Ni_2As_3$	5,6	6,1
Мертиит I $Pd_{11}(Sb,As)_4$	3,3	3,0
Мертиит II $Pd_8(Sb,As)_3$	2,2	9,1
Паларстанид $Pd_5(Sn,As)_2$	-	6,1
Палладоарсенид Pd_2As	5,6	6,1
Соболевскит PdBi	2,2	9,1
Стибиопалладинит Pd_5Sb_2	1,1	-
Стилуотерит Pd_8As_3	7,8	-
Минералы золота и серебра		
Золото самородное Au	11,1	9,1
Серебро самородное Ag	1,1	-
Гессит Ag_2Te	1,1	-
Минералы родия и рутения		
Лаурит RuS_2	2,2	-
Холлингвортит $(Rh,Pt,Pd)AsS$	2,2	-

руды данного объекта сопоставимы с таковыми месторождения Норильск-1. В этой связи оруждение по разработанной авторами традиционной методике изучалось в части минерализации драгоценных металлов. Для всех проб поиск МБМ и их микронзондовая характеристика производились на гравитационных концентратах ЛГС-1, с предварительным просмотром представительных шлифов. На одной пробе, кроме того, изучена минералогия БМ в коллективном концентрате.

Основные результаты работ в указанном направлении сводятся к следующему. Установлено и инструментально подтверждено около 30 минеральных видов и названных фаз (табл. 5). Наиболее распространены (составляя 30% от общей массы МБМ) минералы ряда атокит-рустенбургит, сплавы платины и железа, в основном изоферроплатина (19%), по 8-9% приходится на

долю сперрилита, сульфидов платины и палладия (куперита, высокоцита) и золота самородного. Из прочих выявлены котульскит, соболевскит, минералы группы мертиита, винсентит, палладоарсенид, паоловит, мончеит, звягинцевит. К редким находкам относятся меньшиковит, стибиопалладинит, кейтконнит, садберит, штумпфлит и минерал родия - холлингвортит. Обнаруженные фазы МБМ наблюдались как в виде кристаллов, мономинеральных агрегатов, так и в виде разнообразных сростков между собой и с другими рудообразующими минералами (рисунки 6, 7, 8 и 9).

Изученное на одной пробе распределение ведущих МБМ между гравитационным и коллективным концентратами показало, что практически все ведущие БМ-фазы переходят при обогащении в оба продукта (табл. 6), что обусловлено первоначальной крупностью материала поступающего на гра-

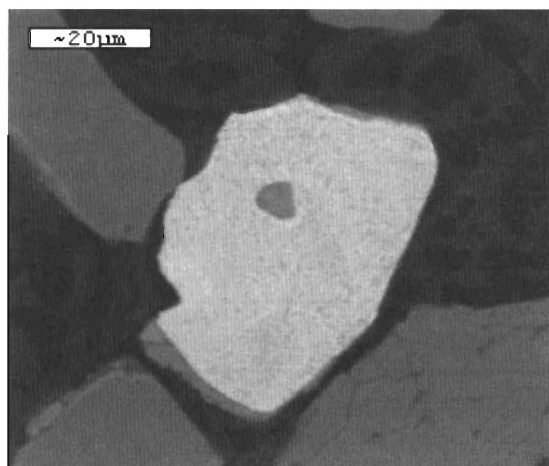


Рис. 4. Срастание (распад твердого раствора) куперита с неназванной железо-платиновой фазой (изоферроплатина?). Проба ТПв, гравиконцентрат, класс -0.04 мм

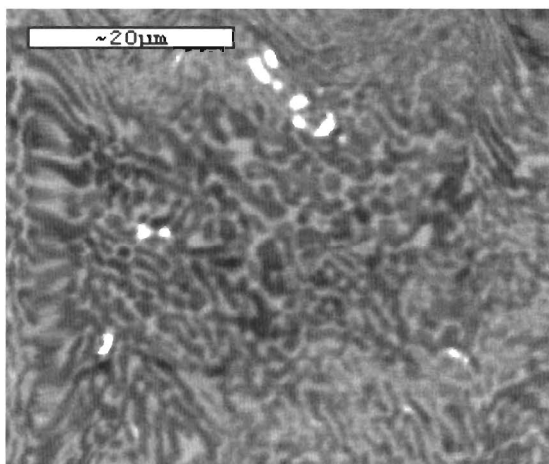


Рис. 5. Зона выщелачивания в меркюриите (серое) с образованием кислородных соединений, различных по содержанию, палладия, сурьмы, мышьяка, меди и никеля (темные «червячки» беднее, чем темно-серые, палладием и богаче цветными металлами). Проба ТПок. Гравиконцентрат. Класс -250 мкм

витацію, и последующим режимом доизмельчения хвостов гравитации перед циклом флотации.

В таблице 7 приводится химический состав наиболее распространенных минералов МПГ из имеющихся определений, результаты обработки которых (для всех проанализированных фаз БМ) помещены в отдельной статье [7].

Таблица 5

Перечень и распределение МБМ во вкрапленных рудах Масловского месторождения (данные 10-ти проб)

Минерал	Доля, % отн.	
	минерала	группы
Главные минералы		
<i>Минералы ряда атокуит-рустенбургит</i>		
Атокуит Pd ₃ Sn	21,4	30,0
Рустенбургит Pt ₂ Sn	8,6	
<i>Сплавы платины и железа</i>		
Изоферроплатина (Pt,Pd) ₃ Fe	16,0	18,9
Тетраферроплатина PtFe	2,9	
<i>Сульфиды платины и палладия</i>		
Куперит PtS	7,1	8,7
Высоцкит PdS	1,6	
<i>Арсениды платины</i>		
Сперрилит PtAs ₂	7,7	7,7
<i>Минералы системы Pd-As-Sb(Te)</i>		
Винсенгит (Pd,Pt) ₂ (As,Sb,Te)	2,9	7,5
Стибиопалладинит Pd ₅ Sb ₂	2,5	
Мертиит I (Pd,Pt) ₁₁ (Sb,As) ₄	2,1	
<i>Минералы золота и серебра</i>		
Золото самородное Au	7,4	7,4
Второстепенные минералы		
<i>Висмутиды и теллуриды палладия</i>		
Соболевскит PdBi	3,7	4,5
Котульскит PdTe	0,8	
<i>Арсениды палладия</i>		
Палладоарсенид Pd ₂ As	2,5	2,5
<i>Система Pd₂Sn</i>		
Паоловит Pd ₂ Sn	2,5	2,5
<i>Висмута-теллуриды платины и палладия</i>		
Мончегит (Pt,Pd)(Te,Bi)	1,8	1,8
<i>Минералы системы Pd₃Sn-Pd₃Pb</i>		
Звягинцевит Pd ₃ Pb	1,6	1,6
Редкие минералы		
Меньшиковит Pd ₃ Ni ₂ As ₃	4,1	6,9
Кейтконнит Pd _{3-x} Te	0,8	
Садберийит PdSb	0,8	
Штумпфлит Pd ₃ Sn	0,8	
Холлингвортит (Rh,Pt,Pd)AsS	0,4	

Выводы

1. Вкрапленные руды трех месторождений Норильск-I (руды основного и верхнего такситового горизонтов), Черногорское (неизмененные и окисленные руды) и Масловское (вкрапленные и богато-вкрапленные руды) характеризуются разнообразным и в принципе сопоставимым между объектами комплексом минералов благородных металлов, включая МПГ, золота и серебра. В целом по каждому из перечисленных месторождений выявлено от 25 до 35 идентифицированных минералов БМ и от 3-5 до 20 неназванных соединений МПГ.

2. К числу главных минералов в основном горизонте вкрапленных руд месторождений (включая по две названные составляющие Норильского, Черногор-

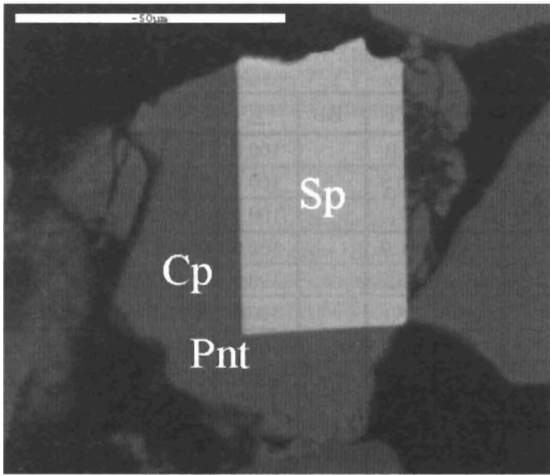


Рис. 6. Кристалл сперрилита. Гравитационный концентрат. Класс-71+45мкм

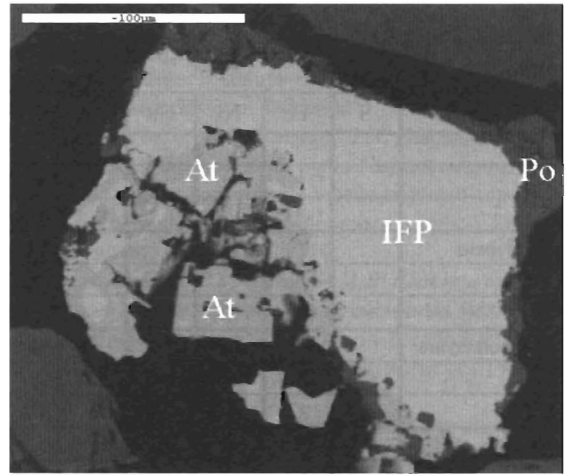


Рис. 8. Сrostок изоферроплатины с атоцитом. Гравитационный концентрат. Класс -125+71мкм

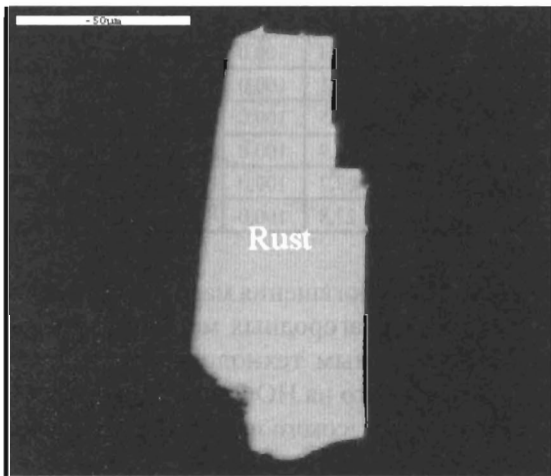


Рис. 7. Гравитационный концентрат. Класс -71+45мкм

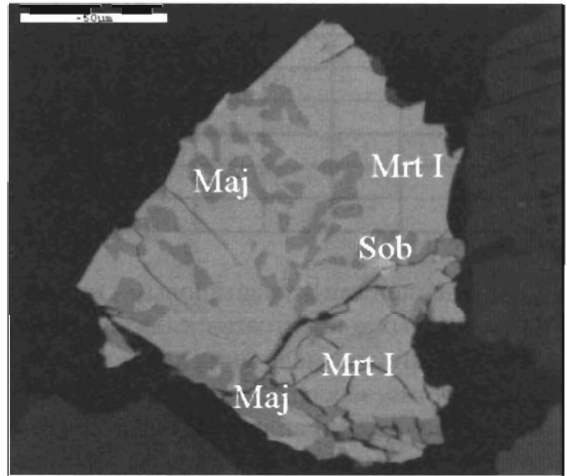


Рис. 9. Мерртиит I с вrostками маякита и соболевскита. Гравитационный концентрат. Класс -250+125мкм

Таблица 6

Распределение МБМ в продуктах обогащения вкрапленной руды Масловского месторождения

МБМ	Руда	Гравиконцентрат	Коллектив. концентрат
Атоцит	+	+	+
Высоцит	+		
Звягинцевит	+	+	
Золото	+	+	+
Изоферроплатина	+	+	+
Котульскит			+
Мерртиит-I		+	+
Мончеит	+		+
Русенбурцит	+	+	+
Соболевскит	+	+	
Сперрилит	+	+	+
Стибиопалладинит	+		

ского и в целом – Масловского) относятся минералы ряда атоцит-рустенбурцит (38-14 – 6-9 – 30), железо-платиновые сплавы (25-54 – 2-3 – 19) и сперрилит в количестве (12-6 · 17-12 – 8).

3. В процессе обогащения малосульфидных вкрапленных руд месторождения Норильск-I в гравитационные концентраты поступило от общей массы МБМ 92% сплавов платины и железа. В коллективные концентраты 1 и 2 также сосредоточилось на уровне 48% изоферроплатины и тетраферроплатины, 22% атокита и 17% сперрилита, переменное количество различных фаз палладия.

4. Высокая концентрация сплавов платины и железа в продукте сепарации на аппарате Кнелсон согласуется с нахождением в материале исходного питания песковой фракции достаточно крупных зерен этих фаз.

Химический состав наиболее распространенных МБМ

Минерал	S	Fe	Ni	Cu	As	Pd	Sn	Sb	Te	Pt	Bi	Σ	Формула
Атокит						72,8	26,2			1,0		100,0	(Pd _{3,01} , Pt _{0,02})Sn _{0,97}
						28,4	20,8			50,8		100,0	(Pd _{1,52} , Pt _{1,48})Sn _{1,00}
		0,1		0,1	0,9	48,8	22,7	0,2		27,2		100,0	(Pd _{2,25} , Pt _{0,57})Sn _{0,94}
Русенбургит						1,7	16,4			81,9		100,0	(Pt _{2,93} , Pd _{0,11})Sn _{0,96}
						26,2	20,3			53,5		100,0	(Pt _{1,59} , Pd _{1,42})Sn _{0,99}
			1,3	1,0		11,6	18,0			68,1		100,0	(Pt _{2,24} , Pd _{0,70})Sn _{0,98}
Изоферроплатина		8,6								91,4		100,0	Pt _{3,01} Fe _{0,99}
		11,0	0,3	2,7						86,0		100,0	(Pt _{2,63} Cu _{0,23} Ni _{0,02})Fe _{1,0}
		9,7	0,6							89,7		100,0	(Pt _{2,86} Ni _{0,06})Fe _{1,08}
Сперрилит					41,5					58,5		100,0	Pt _{0,59} Fe _{0,14} As _{1,24}
		3,4			42,2					54,4		100,0	Pt _{0,72} As _{1,29}
					42,7					57,3		100,0	Pt _{0,72} As _{1,30}
Куперит	13,6									86,4		100,0	Pt _{1,02} Sn _{0,98}
	18,3	9,9	6,9							64,9		100,0	(Pt _{0,57} Fe _{0,30} Ni _{0,20})S _{0,96}
	13,4		0,9			4,3				81,4		100,0	(Pt _{0,94} Pd _{0,09} Ni _{0,03})S _{0,94}
Соболевскит						31,6					68,4	100,0	Pd _{0,95} Bi _{1,05}
						39,7			21,2	39,1	100,0	Pd _{1,03} (Bi _{0,52} , Te _{0,46}) _{0,98}	
						40,1			17,4	42,5	100,0	Pd _{1,05} (Bi _{0,57} , Te _{0,38}) _{0,95}	
Котульскит						41,0			35,1	23,9	100,0	Pd _{1,00} (Te _{0,71} , Bi _{0,30}) _{1,01}	
						40,2			32,5	27,7	100,0	Pd _{0,99} (Te _{0,67} , Bi _{0,35}) _{1,02}	
		0,4				39,3			32,5	27,8	100,0	Pd _{0,97} (Te _{0,67} , Bi _{0,35}) _{1,03}	

Обогащение теми же платиновыми минералами коллективных концентратов, видимо, происходит в результате доизмельчения хвостов гравитации и конкретно, зерен платиновых минералов.

5. Окисленные вкрапленные руды Черногорского месторождения отличаются от неизменных разновидностей не только низкой долей сульфидного никеля и меди, что связано с преобразованием минералов-носителей этих металлов, но и с процессами выщелачивания, охватывающими собственные фазы МПГ (в частности, мергита и других). В комплексе с вещественным составом и низкими показателями обогащения окисленные руды являются труднообогащаемыми, подлежат отдельному учету и нуждаются в поиске для них более рациональных вариантов переработки или подшихтовки к неизменным рудам.

6. Вкрапленные руды Масловского месторождения близки к таковым месторождения Норильск-I по содержанию Pt (в пределах 1,6-2,5 г/т против 2,0 г/т) и Pd (в пределах 4-5 г/т против 6,4 г/т), содержанию в гравитационном концентрате Pt (58-241 г/т против 97 г/т) и Pd (55-149 г/т против 76 г/т). Сравнимы соотношения ведущих БМ-минеральных фаз гравитационных концентратов – минералов ряда атокит-рустенбургит (30 против 37%), железо-платиновых сплавов (19 против 25%), сперрилита (8 против 12%). Достигну-

тые показатели обогащения масловских руд в части цветных и благородных металлов отвечают хорошо обогатимым технологическим сортам перерабатываемого на НОФ норильского сырья.

7. Для более высокого извлечения платиновых минералов и, соответственно, собственно платины в процессе предфлотационного обогащения, оптимальным вариантом является использование гравитационного концентратора более усовершенствованного типа. Подтверждение тому – полученный специалистами ГМОИЦ НГМК на установке Кнелсон-12 из песковой фракции вкрапленной руды месторождения Норильск-I высококачественный гравитационный концентрат, содержащий 41 26 г/т суммы МПГ (в том числе 2962 г/т Pt). Подобный продукт пригоден для использования непосредственно на металлургическом переделе.

8. В целом рассмотренные месторождения Норильского рудного узла сопоставимы между собой в части БМ-минерализации – по разнообразию собственных форм, особенностям распределения в продуктах обогащения и показателям извлечения металлов МПГ, а также золота (и серебра).

На данной степени изученности Масловское и Черногорское месторождения обоснованно можно рассматривать в качестве резервных объектов, восполняющих запасы вкрапленного платино-медно-никелевого сырья Норильского рудного узла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генкин А.Д., В.В. Дистлер, Г.Д. Гладышев и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981
2. Комарова М.З., С.М. Козырев, В.В. Рыбас и др. Минеральные фазы благородных металлов во вкрапленных рудах месторождения Норильск-1. Горный журнал, 2000. № 5. С. 6-9.
3. Комарова М.З., С.М. Козырев, В.А. Люлько, С.А. Виллинский. Благороднометалльная минерализация вкрапленных руд Норильского рудного узла // Недра Таймыра. Вып. 4. Норильск, 2000. С. 122 – 136.
4. Komarova M.Z., S.M. Kozыrev, L.N.Emelina and all. The mineralogy and behaviour of PGM during processing of the Noril'sk-Talnakh PGE-Cu-Ni ores. The Geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum - group elements. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Canada: 2002.p. 757-791.
5. Komarova M.Z., S.M. Kozыrev, O.N. Simonov, V.A. Lulko. The PGE mineralization of disseminated sulphide ores of the Noril'sk - Taimyr region. The Geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum - group elements. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Canada: 2002. p. 547-567.
6. Комарова М.З., А.А. Лежнин, Л.Н. Емелина и др. Малосульфидные платиноидные руды Норильского рудного узла и проблемы их вовлечения в действующее горно-обогатительное производство // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 2. Дудинка, 2004. С. 85 – 110.
7. Комарова М.З., С.М. Козырев, А.В. Дедеев и др. Благороднометалльная минерализация сульфидных медно-никелевых вкрапленных руд Масловского месторождения (Норильский район). Сборник трудов «Института Гипроникель», 2011. (в печати).
8. Козырев С.М., М.З. Комарова, В.И. Максимов и др. Масловское месторождение - реальный резерв сохранения достигнутых показателей извлечения цветных и драгоценных металлов из вкрапленных руд. 2011. (в печати).
9. Козырев С.М., М.З. Комарова, В.И. Максимов и др. Вещественный состав и обогатимость платино-медно-никелевых руд Черногорского месторождения. Цветные металлы, 2011. (в печати).

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И РУД МАСЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Н.А. Криволицкая*, Б.И. Гонгальский**, Н.М. Свирская*

* Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Введение

Одна из крупнейших в мире Норильская провинция включает в себя практически непрерывный ряд разномасштабных месторождений платиноидов и никеля [6] – от уникальных (Норильск 1, Талнахское, Октябрьское) и крупных по запасам (Черногорское, Вологочанское) до средних и мелких (Норильск 2, Большая Барьерная и т.д.). Среди промышленно значимых объектов особый интерес представляет Масловское месторождение, которое активно разведывается в последние годы ООО «Норильскгеология». Месторождение располагается к югу от Норильска 1 (рис. 1). По мнению ряда исследователей, руды его локализованы в юго-западной части массива Норильск 1. По положению в средней части туфо-лаваовой толщи, специфическим особенностям интрузивных пород, а также составу руд Масловское месторождение отличается от остальных объектов района, что позволяет на его примере решать различные вопросы, связанные с генезисом оруденения. Проведенные авторами исследования касались изучения химического и минерального состава магматических пород, в которых сконцентрированы сульфидные минералы, а также определения химического состава последних.

Для детального исследования авторами были выбраны две опорные скважины (ОМ-4 и ОМ-24), вскрывающие интрузивные породы максимальной мощности в северной и южной частях месторождения соответственно. Состав пород изучался с помощью LA-ICP-MS в Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия), а состав породообразующих и рудных минералов определялся с помощью микрозонда JXA 8200 там же и SX 100 Cameca в ГЕОХИ РАН (аналитик Н.Н. Кононкова). Анализ проводился при токе зонда 20 нА, укоряющем напряжении 15 кВ, в качестве эталонов использовались как чистые металлы, так и синтетические фазы с известными содержаниями элементов.

Краткие сведения о геологическом строении района и месторождения

На современной денудационной поверхности Норильского района обнажаются терригенно-карбонатные и угленосные отложения силура-перми и вулканогенные образования раннего триаса. Первые выходят на поверхность в пределах крупных антиклинальных структур – Дудинского и Хантайско-Рыбнинского валов, а последние выполняют центральные части Хараелахской, Норильской и Вологочанской мульды и западную часть Тунгусской синеклизы (рис. 1). Крупнейшие эксплуатируемые месторождения со сплошными рудами располагаются в краевых частях Хараелахской и Норильской и мульды, причем в пределах последней локализуются более мелкие месторождения, в которых наряду с вкрапленным оруденением в подошве интрузивных тел устанавливаются многочисленные мелкие жилы мощностью первые метры. Именно к таким объектам относится Масловское месторождение. Оно располагается к югу от месторождения Норильск 1 и обычно рассматривается в качестве его глубоководной (на 400-800 м от поверхности) Ю-З ветви. Однако строение интрузивного тела оказывается при рассмотрении более сложным; оно состоит из двух разных магматических тел. Протяженность интрузивных образований на месторождении составляет 6 км, а ширина варьирует от 1 до 3,5 км, мощность резко колеблется: в воронкообразных частях массивов она достигает 400 м, и резко сокращается к периферии до 10 м вплоть до полного выклинивания (см. рис. 1), что установлено на основании геофизических данных и результатов бурения.

Интрузивные тела северной и южной частей месторождения занимают различное стратиграфическое положение в разрезе вмещающих пород, среди которых преобладают вулканиты трапповой формации. Подразделение последних на свиты (ивакинскую, сыверминскую, гудчихинскую, хақанчанскую, туклонскую, надеждинскую

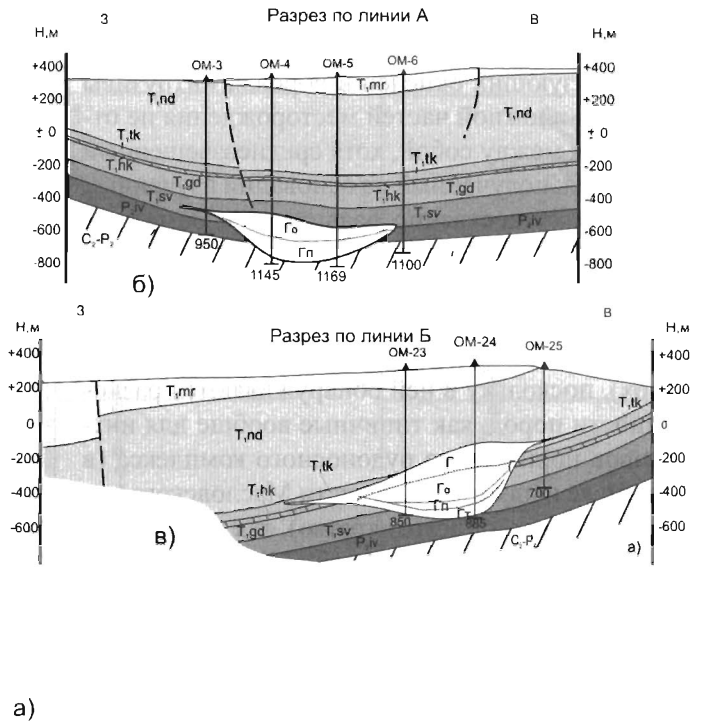


Рис. 1. Схема геологического строения района (а) и разрезы (б, в) Масловского месторождения (по [9] и материалам ООО «Норильскгеология»)

Интрузивные породы норильского комплекса: Г – габбро, габбро-долериты, Г_о – оливиновые габбро-долериты, Г_п – пикритовые габбро-долериты, Г_т – такситовые габбро-долериты, F – феррогаббро; базальты, свиты: T_{1 mr} – моронговская, T_{1 nd} – надеждинская, T_{1 tk} – туклонская, T_{1 hk} – хаканчанская, T_{1 gd} – гудчихинская, T_{1 sv} – сыверминская, P₂ – T₁ – ивакинская; C₂ – P₁ – терригенные породы тунгусской серии; OM-4 – скважины и их номера

и моронговскую, общей мощностью 1000 м) в пределах месторождения было выполнено нами ранее [5] по скв. OM-6 на основании текстурно-структурных и геохимических особенностей пород [3, 9, 11]. В результате бурения и проведенных исследований установлено, что северное интрузивное тело залегает среди терригенно-угленосных пород тунгусской серии (C₂-P₁) и нижних свит туфо-лаваовой толщи – трахибазальтов ивакинской и голейтовых базальтов сыверминской свит на глубине 832-1100 м от поверхности, в то время как южное интрузивное тело прорывает базальты сыверминской-надеждинской свит на глубине 458-870 м.

Внутренне строение и петрография пород.

В строении северного интрузива (рис. 2а) принимают участие (снизу вверх): оливиновые, пикритоподобные, пикритовые габбро-долериты и троктолиты, оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты, габбро-диориты. Характерной особенностью этой части разреза является большая мощность пикритовых габбро-долеритов и отсутствие типичных для рудоносных интрузивов такситовых разновидностей пород. В результате в разрезе доминируют высокомагнезиальные

габбро-долериты, составляя две трети от его мощности. Южное интрузивное тело отличается от северного принципиально иным внутренним строением (см. рис. 2б). Пикритовые габбро-долериты обладают очень незначительной мощностью (около 15 м), в то время как мощность такситовых габбро-долеритов в нижней части интрузива составляет 50 м. Большая часть разреза сложена оливинсодержащими и безоливиновыми габбро с повышенным содержанием железных оксидов – титаномагнетита и магнетита, особенно в верхней части массива.

Неоднородное внутреннее строение интрузивных тел подчеркивается распределением главных породообразующих окислов по приведенным разрезам (см. рис. 2). Для южной части месторождения характерно плавное увеличение магнезиальности пород сверху вниз по разрезу, в то время как в северной части оно происходит резко, скачкообразно. В целом породы относятся к низкотитанистым разновидностям (TiO₂ < 1 мас. %), исключая отмеченные феррогаббро из южной части, где концентрации титана достигают 2 % (табл. 1). Они принадлежат к нормальному ряду железистых габброидов, в котором сумма щело-

чей не превышает 5 мас. %, причем натрий доминирует над калием. По содержанию главных породообразующих окислов в породах интрузивы северной и южной частей месторождения не отличаются между собой, хотя средневзвешенный состав тел, полученный на основании изученных разрезов, существенно различается. Заметные различия установлены по элементам-примесям, особенно по Ta/Nb отношению [10].

Детальная петрографическая характеристика пород дается на примере скв. ОМ-24 (снизу вверх), поскольку в ней обнаруживаются разновидности пород, как типичные вообще для интрузивов норильского рудоносного комплекса (в том числе и для северной части Масловского месторождения – описаны кратко), так и характерные только для данного массива (дается расширенное описание).

Контактные габбро-долериты представляют собой массивные равномернозернистые мелко-, иногда среднекристаллические породы, состоящие из плагиоклаза (An_{67-65}) и клинопироксена ($Mg\# 72-74$) примерно в равных количествах, содержащих иногда до 10 % оливина (Fo_{66-62}). В *такситовых* габбро-долеритах плагиоклаз An_{80-68} (до 60 %) преобладает над пироксеном, а содержание оливина Fo_{72-65} достигает 15%; их характерной особенностью является атакситовая текстура: на фоне неравномернокристаллических лейкократовых пород обособляются участки меланократового состава, часто более мелкокристаллические, обогащенные оливином. Содержание сульфидов может составлять 20 % от объема породы; они образуют неправильные интерстициальные выделения, сложенные халькопирит-пирротинным агрегатом, достигающие 4 см в диаметре. *Пикритовые* габбро-долериты представляют собой массивные, иногда тонкополосчатые, мелко-среднекристаллические породы, состоящие из (об. %): оливина (табл. 2) Fo_{80-78} (50-70), плагиоклаза An_{78-72} (20-25), клино- и ортопироксена (15-20 и 3-4 % соответственно, $Mg\# 80-84$), магнетита (5) с содержанием хрома до 4% и сульфидов (в среднем 5-10, иногда до 15%). Оливин представлен как крупными (до 3 мм) субидиоморфными кристаллами, так и мелкими и средними округлыми зернами (0,1-0,2 - 0,3-0,5 мм). Сульфиды образуют либо вкрапленники до 2 см, либо мелкие интерстициальные обособления среди породообразующих минералов (2-5 мм), либо тонкие прожилки (3-6 мм). Оливины пикритовых габбро-долеритов северной и южной частей месторождения значимо отличаются друг от друга по

содержаниям никеля и марганца (рис. 3).

Несомненный интерес представляют собой породы, формирующие верхнюю часть южного интрузивного тела. До настоящего времени подобные разновидности не были описаны в Норильском районе. Характерной их особенностью является наличие стекла (до 15 %), в котором располагаются порфиновые вкрапленники удлиненных таблитчатых кристаллов плагиоклаза и короткопризматических кристаллов пироксена, иногда субидиоморфного оливина. По составу породы отвечают габброидам нормального ряда. Присутствие стекла в верхних контактных зонах массивов в Норильском районе было описано ранее, например, в Талнахском интрузиве [3], однако эти зоны имели небольшую (первые метры) мощность. В разрезе скв. ОМ-24 характеризуются породы слагают горизонт около 150 м. Истинная мощность их неизвестна, но о ней можно судить на основании факта обнаружения этих пород в скв. ОМ-23, расположенной в 400 м к западу от скв. ОМ-24: истинная мощность их составляет не менее 100 м. В верхней части в породах много магнетита, который образует скелетные или дендритовидные кристаллы (рис. 4). Отличительной особенностью трех главных породообразующих минералов (пироксена, плагиоклаза и оливина) является их отчетливое зональное строение, обилие крупных стекловатых включений (до 60 мкм), в которых нередко также присутствует магнетит (см. рис. 4а). Все перечисленные выше признаки – наличие стекла, дендритовидные формы выделений магнетита, расплавные стекловатые включения – свидетельствуют о чрезвычайно быстрой кристаллизации этих пород. Количество стекла и включений в минералах по направлению к верхнему контакту постепенно увеличивается. При этом состав минералов (в частности, пироксенов, табл. 3) сопоставим с таковым из обычных раскристаллизованных разновидностей соответствующих горизонтов северного интрузивного тела Масловского месторождения.

Сульфидные руды. Сульфидная минерализация приурочена к нижней части интрузивных тел, она представлена вкрапленностью и тонкими (менее 1 см мощностью) прожилками пентландит-пирротин-халькопиритового состава в такситовых и пикритовых горизонтах и жилами халькопирита на контакте интрузивов с вмещающими породами, мощность которых достигает 1 м.

Наибольший интерес из изученных сульфидных минералов представляет пентландит, поскольку состав его существенно варьирует. При

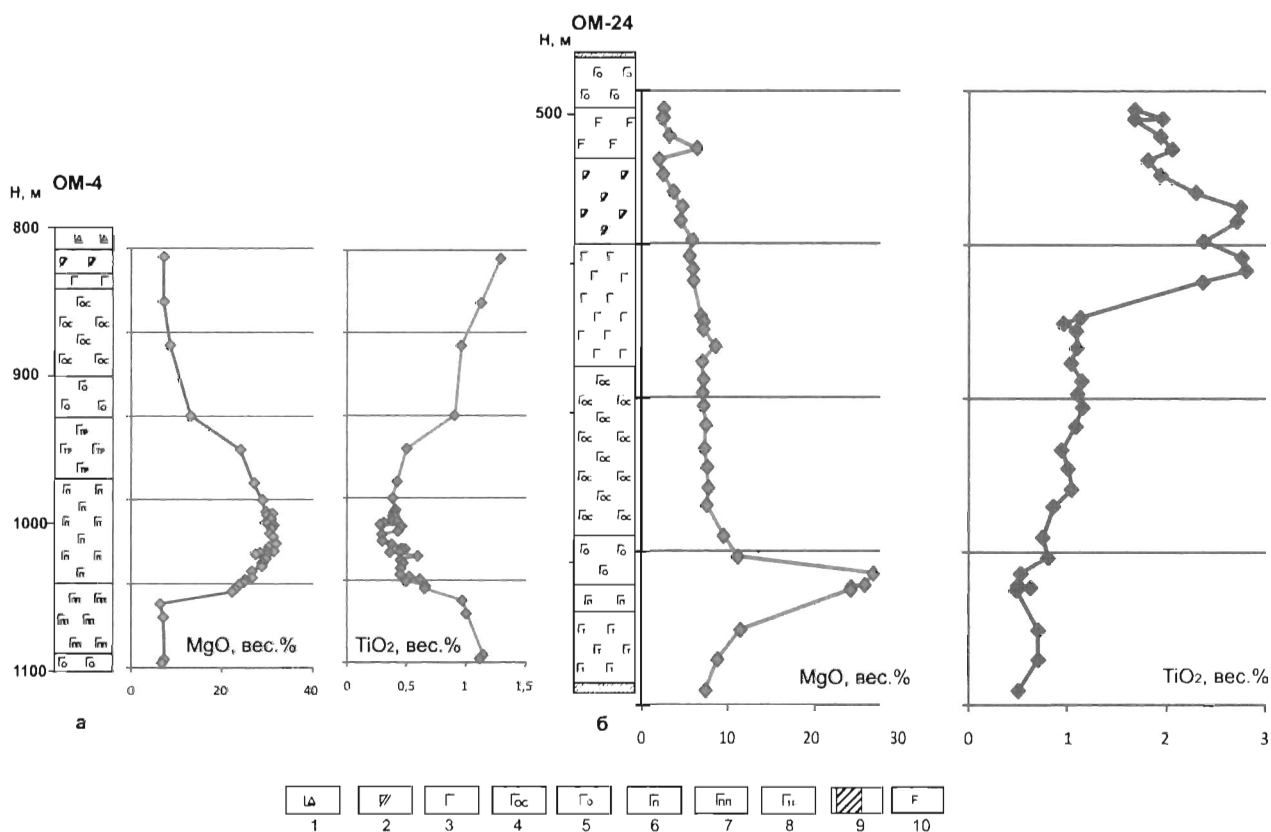


Рис. 2. Стрoение интрузивов северной (а) и южной (б) частей Масловского месторождения и распределение в породах MgO и TiO₂

1 - магматические брекчии, 2 - габбро-диориты, 3-8 - габбро-долериты: 3 - безоливиновые, 4 - оливинсодержащие, 5 - оливиновые, 6 - пикритовые, 7 - пикритоподобные; 8 - троктолиты, 9 - контактовые габбро-долериты, 10 - феррогаббро. Распределение окислов по [10]

рассмотрении его составов обращают на себя внимание существование двух разных членов изоморфного ряда - с примерно равным содержанием Fe и Ni в минерале (FeO - 34, Ni - 33 мас.%) и с резким доминированием Ni (FeO - 24, Ni - 42 мас.%). Другим интересным аспектом химического состава пентландитов является распределения в нем Co. В изученных образцах вкрапленных руд Масловского месторождения установлены низкие концентрации этого металла в минерале, как правило, не превышающие 1 мас. %. Обычно его содержания в пентландитах норильских месторождений несколько выше и составляют 2-3 мас.% (Генкин и др., 1981). Обращает на себя внимание также постоянное присутствие Cu в пентландите, иногда достигающее весьма существенных значений - свыше 3 мас.%. Повышенные значения содержаний этого металла типичны для отмеченных выше высоконикелистых пентландитов.

Пирротин варьирует по составу незначительно, концентрации Fe меняются в нем в пределах 60-62 мас.%, а S - 37-38 мас.%. Наибо-

лее типичной примесью в пирротине является Ni. Он постоянно присутствует в изученных зернах этого минерала из вкрапленных руд Масловского месторождения. Максимальные его концентрации установлены для троилита - 2,65 мас.%. Концентрации Co в пирротинах низки, как правило, они не превышают 0,14 мас.%. Примесь Cu не типична для пирротинов вообще, она отмечается только в ближайшей зоне контакта пирротина с халькопиритом.

Халькопирит является минералом исключительно стабильного состава, соотношения в нем главных элементов - S, Cu и Fe - практически постоянны. Для него типична полная «стерильность» по сравнению с другими рудными минералами в отношении элементов-примесей. Последние устанавливаются только с помощью специально разработанных методик определения на микрозонде или лазерной абляции. Минерал постоянно содержит в своем составе Sb и As на уровне сотен граммов на тонну. Однако никаких закономерностей распределения этих элементов ни в халькопиритах разных типов руд и разных

Состав интрузивных пород Масловского месторождения

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	OM-4/854.8	OM-4/1000	OM-4/1017	OM-4/1028.5	OM-4/1035	OM-4/1053.1	OM-4/1017	OM-4/1028.5
SiO ₂	47.95	42.19	42.46	41.43	42.83	45.02	42.46	41.43
TiO ₂	1.29	0.38	0.46	0.37	0.59	0.66	0.46	0.37
Al ₂ O ₃	13.52	6.59	5.72	5.66	5.89	8.85	5.72	5.66
FeO	11.51	15.83	16.07	16.62	16.07	14.10	16.07	16.62
MnO	0.76	0.24	0.22	0.23	0.24	0.23	0.22	0.23
MgO	7.11	28.84	30.81	30.22	29.54	22.86	30.81	30.22
CaO	11.72	4.62	3.98	4.47	4.74	6.71	3.98	4.47
Na ₂ O	2.64	0.57	0.46	0.23	0.52	0.70	0.46	0.23
K ₂ O	0.64	0.20	0.25	0.34	0.18	0.39	0.25	0.34
P ₂ O ₅	0.15	0.06	0.04	0.03	0.06	0.08	0.04	0.03
Сумма	97.30	99.51	100.48	99.62	100.66	99.60	100.48	99.62
Rb	20.61	6.2	8.1	11.1	5.0	15.9	8.1	11.1
Ba	261	91	88	63	59	106	88	63
Th	1.12	0.31	0.39	0.30	0.39	0.67	0.39	0.30
U	0.62	0.12	0.17	0.10	0.13	0.19	0.17	0.10
Nb	4.99	1.25	1.58	1.43	1.72	2.34	1.58	1.43
Ta	0.32	0.09	0.11	0.13	0.12	0.15	0.11	0.13
La	8.60	2.39	3.04	1.88	2.08	4.01	3.04	1.88
Ce	19.09	5.46	6.66	4.48	5.05	9.37	6.66	4.48
Pb	n/a	2.43	3.41	0.22	0.20	1.55	3.41	0.22
Pr	2.59	0.75	0.87	0.63	0.71	1.28	0.87	0.63
Nd	12.20	3.50	4.01	3.01	3.49	6.06	4.01	3.01
Sr	297	100	100	102	101	167	100	102
Sm	3.34	0.98	1.08	0.86	1.00	1.75	1.08	0.86
Zr	94.56	29.9	29.2	28.4	32.0	52.0	29.2	28.4
Hf	2.38	0.78	0.77	0.73	0.85	1.36	0.77	0.73
Eu	1.24	0.39	0.42	0.25	0.29	0.52	0.42	0.25
Ti	7481	2340	2702	2203	2744	3995	2702	2203
Gd	3.99	1.20	1.31	1.08	1.30	2.17	1.31	1.08
Tb	0.65	0.20	0.22	0.18	0.23	0.36	0.22	0.18
Dy	4.40	1.34	1.47	1.25	1.54	2.43	1.47	1.25
Ho	0.90	0.28	0.30	0.26	0.32	0.51	0.30	0.26
Y	22.7	7.7	8.2	7.2	8.6	14.0	8.2	7.2
Er	2.57	0.81	0.89	0.77	0.96	1.50	0.89	0.77
Tm	0.35	0.12	0.13	0.12	0.14	0.21	0.13	0.12
Yb	2.37	0.79	0.88	0.82	0.96	1.45	0.88	0.82
Lu	0.36	0.12	0.13	0.12	0.15	0.22	0.13	0.12
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
№ обр.	OM-4/1035	OM-4/1053.1	OM-24/518.2	OM-24/554.6	OM-24/655.8	OM-24/705.4	OM-24/745.1	OM-24/823
SiO ₂	42,83	45,02	58,82	54,76	51,27	50,31	50,08	42,75
TiO ₂	0,59	0,66	1,67	1,93	1,08	1,15	1,00	0,62
Al ₂ O ₃	5,89	8,85	12,58	13,13	13,76	15,04	15,83	8,67
FeO	16,07	14,10	13,99	16,18	11,00	10,73	9,65	14,59
MnO	0,24	0,23	0,22	0,27	0,20	0,16	0,16	0,26
MgO	29,54	22,86	2,35	2,41	7,17	7,21	7,65	24,34
CaO	4,74	6,71	5,68	6,56	12,31	13,10	13,07	6,03
Na ₂ O	0,52	0,70	2,84	3,43	2,76	2,20	2,24	1,10
K ₂ O	0,18	0,39	1,44	0,97	0,59	0,35	0,38	0,28
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,26	0,57	0,12	0,13	0,12	0,09
Сумма	100,66	99,60	99,87	100,21	100,27	100,38	100,19	98,74
Rb	5,0	15,9	27,3	26,0	17,81	7,75	10,0	9,3
Ba	59	106	402	435	144	118	137	109
Th	0,39	0,67	4,56	5,27	1,02	1,04	1,24	0,64
U	0,13	0,19	1,59	1,86	0,36	0,35	0,48	0,25

Окончание таблицы 1

Nb	1,72	2,34	16,41	17,37	3,57	3,64	3,77	1,99
Ta	0,12	0,15	0,99	1,06	0,21	0,22	0,23	0,12
La	2,08	4,01	30,18	28,06	6,60	6,93	6,80	4,06
Ce	5,05	9,37	65,00	65,13	15,37	15,79	15,54	9,19
Pb	0,20	1,55	5,20	17,13	9,83	2,37	4,46	n/a
Pr	0,71	1,28	8,55	9,02	2,14	2,20	2,16	1,21
Nd	3,49	6,06	38,60	43,04	10,32	10,53	10,25	5,67
Sr	101	167	259	219	241	234	215	108
Sm	1,00	1,75	9,72	11,32	2,96	2,95	2,94	1,56
Zr	32,0	52,0	338,1	330,0	73,83	77,00	78,9	40,6
Hf	0,85	1,36	8,37	8,53	2,00	2,08	2,22	1,14
Eu	0,29	0,52	2,86	3,57	1,05	1,05	1,01	0,58
Ti	2744	3995	11040	11771	6480	6802	6074	3428
Gd	1,30	2,17	11,30	13,39	3,67	3,67	3,63	1,94
Tb	0,23	0,36	1,87	2,19	0,62	0,62	0,61	0,32
Dy	1,54	2,43	12,39	14,47	4,15	4,21	4,13	2,18
Ho	0,32	0,51	2,55	2,97	0,84	0,86	0,85	0,47
Y	8,6	14,0	69,8	82,7	22,7	23,0	22,65	10,86
Er	0,96	1,50	7,59	8,67	2,49	2,51	2,48	1,28
Tm	0,14	0,21	1,10	1,24	0,35	0,36	0,36	0,18
Yb	0,96	1,45	7,53	8,48	2,43	2,42	2,52	1,28
Lu	0,15	0,22	1,11	1,27	0,36	0,36	0,38	0,20

Примечание. 1) OM-4/1000 - № образца соответствует: номер скважины / глубина (м); 2) содержания окислов даны в %, элементов в г/т.

Таблица 2

Состав оливинов из пикритовых габбро-долеритов Масловского месторождения (мас.%)

№	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	OM-4/1006	OM-4/1006	OM-4/1010.8	OM-4/1010.8	OM-4/1015	OM-4/1020	OM-4/1020	OM-4/1020
SiO ₂	39.24	39.15	39.36	39.34	39.07	39.23	38.93	39.15
FeO	18.85	18.57	19.05	18.94	19.23	19.20	19.32	19.58
MnO	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29
MgO	42.22	42.58	42.22	42.51	41.82	42.01	41.72	41.68
CaO	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.15	0.12	0.15
NiO	0.27	0.23	0.25	0.28	0.27	0.24	0.26	0.25
Сумма	100.97	100.92	101.26	101.47	100.79	101.12	100.63	101.11
Fo	79.98	80.34	79.80	80.01	79.50	79.60	79.38	79.15
№	9	10	11	12	13	14	15	16
№ обр.	OM-4/1026	OM-4/1030	OM-4/1030	OM-4/1035	OM-4/1039	OM-4/1046	OM-4/1046	OM-4/1050
SiO ₂	39.12	38.98	38.80	38.75	39.32	38.99	39.34	38.79
FeO	18.90	19.76	19.54	19.38	19.79	21.15	18.49	21.75
MnO	0.28	0.30	0.30	0.30	0.30	0.32	0.28	0.33
MgO	42.13	41.53	41.59	41.49	41.89	40.52	42.60	39.83
CaO	0.14	0.12	0.14	0.12	0.15	0.13	0.13	0.16
NiO	0.24	0.23	0.23	0.24	0.24	0.31	0.25	0.25
Сумма	100.82	100.91	100.58	100.27	101.69	101.42	101.09	101.11
Fo	79.89	78.94	79.15	79.24	79.05	77.36	80.42	76.55
№	161	166	172	180	182	183	185	189
№ обр.	OM-24/811	OM-24/811	OM-24/811	OM-24/814.5	OM-24/814.5	OM-24/814.5	OM-24/814.5	OM-24/814.5
SiO ₂	38.51	39.02	38.59	38.81	39.11	38.73	38.84	38.93
FeO	20.46	18.95	20.10	19.25	18.01	19.40	18.65	19.24
MnO	0.324	0.296	0.317	0.300	0.279	0.309	0.294	0.301
MgO	40.70	41.99	40.88	41.33	42.41	41.26	41.85	41.42
CaO	0.259	0.267	0.225	0.274	0.258	0.256	0.194	0.266
NiO	0.187	0.206	0.199	0.211	0.226	0.211	0.219	0.215
Сумма	100.44	100.74	100.31	100.17	100.30	100.17	100.04	100.37
Fo	78.00	79.80	78.38	79.29	80.76	79.13	80.00	79.33

Примечание. Fo - мольная доля форстерита в оливине (мол.%).

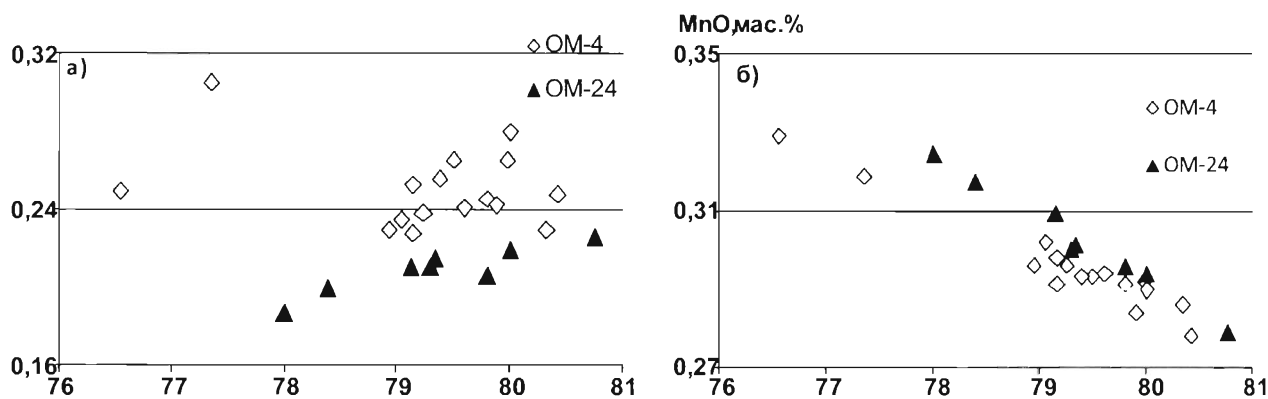
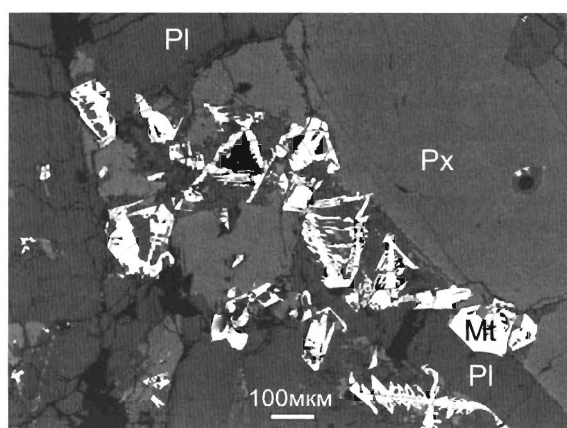
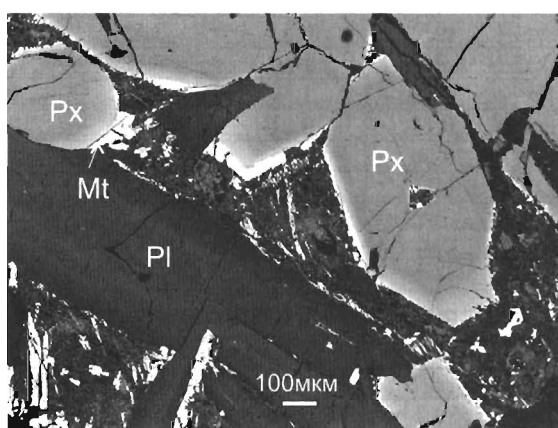


Рис. 3. Диаграммы NiO-Fo и MnO-Fo для оливинов из пикритовых габбро-долеритов Масловского месторождения. Используются данные из таблицы 2



а)



б)

Рис. 4. Электронно-зондовые фотографии пород южного массива Масловского месторождения

массивов, ни по сравнению с другими рудообразующими сульфидами (пирротинами и пентландитами) установлено не было.

Отличительная особенность северного интрузивного тела — обилие минералов платиновой группы во вкрапленных рудах, скопления которых часто видны невооруженным глазом. Среди них преобладают минералы группы атокита-рустенбургита, а среди халькопирита, особенно в прожилках и жилах доминирует звягинцевит (рис. 5, табл. 4).

Заключение

Проблема образования норильских медно-никелевых месторождений обсуждается в литературе более 50 лет [2, 6, 7], тем не менее многие ее аспекты остаются нерешенными. Одним из главных является вопрос о механизме концентрирования металлов, приводящем к повышению их содержаний в рудах на 6-8 порядков. Если на первых этапах изучения рассматриваемых месторождений господствовала идея о формировании оруденения из специфических ультрабазито-

вых магм, обогащенных рудными и летучими компонентами, в условиях закрытой магматической системы [4], то в последние годы она сменилась гипотезой их образования из обычных толеитовых расплавов при их движении из глубины земной коры к поверхности [8, 12, 13], основанная на обедненности пород надеждинской свиты цветными металлами и МПГ, предположительно отсаженными в виде руд. Последняя модель получила практически всеобщее признание в мире.

Рассмотренные данные по Масловскому месторождению свидетельствуют о том, что интрузивы норильского комплекса прорывают нижне-надеждинские базальты, поэтому их обедненность металлами напрямую не связана с формированием руд. Изученные геохимические особенности пород и минералов показывают, что в строении месторождения принимают участие различные интрузивные тела: северное, являющееся продолжением интрузива Норильск 1 (о чем свидетельствует Ta/Nb отношение в породах, а главное — одинаковое изменение составов оливинов в

Таблица 3

Состав пироксенов из интрузивных пород Масловского месторождения (мас. %)

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Сумма	MgO#
1	ОМ-24/597.4	51.08	0.710	1.96	12.17	0.323	14.70	18.75	0.319	0.000	100.02	68.29
2	ОМ-24/597.4	50.75	0.658	2.09	11.44	0.298	15.03	18.74	0.319	0.003	99.33	70.08
3	ОМ-24/620.5	52.00	0.528	2.26	8.49	0.215	16.05	20.18	0.274	0.031	100.03	77.12
4	ОМ-24/620.5	51.99	0.585	2.45	8.87	0.219	16.06	19.87	0.266	0.023	100.34	76.35
5	ОМ-24/655.2	52.57	0.566	2.04	9.25	0.227	15.62	19.92	0.317	0.008	100.52	75.06
6	ОМ-24/657	51.33	0.567	2.14	10.33	0.261	15.83	18.72	0.287	0.007	99.48	73.21
7	ОМ-24/704.6	51.71	0.464	2.33	7.23	0.173	16.37	20.54	0.236	0.158	99.21	80.15
8	ОМ-24/705.4	52.49	0.518	2.47	7.44	0.189	16.46	20.28	0.287	0.152	100.30	79.77
9	ОМ-24/758.6	51.72	0.469	2.36	8.28	0.201	15.96	20.14	0.322	0.404	99.87	77.46
10	ОМ-24/758.6	51.51	0.531	3.32	6.84	0.166	16.43	20.47	0.260	0.585	100.11	81.07
11	ОМ-24/803.3	51.63	0.442	2.36	6.29	0.161	16.69	20.55	0.219	0.388	98.74	82.55
12	ОМ-24/803.3	50.49	0.564	3.57	6.86	0.168	16.62	19.26	0.250	0.823	98.61	81.20
13	ОМ-24/814.5	51.59	0.545	2.89	5.84	0.147	16.79	20.50	0.272	0.986	99.60	83.66
14	ОМ-24/850	52.07	0.475	2.32	6.27	0.166	16.63	20.41	0.259	0.801	99.44	82.53
15	ОМ-24/850	51.66	0.808	2.35	8.43	0.248	16.83	18.39	0.310	0.595	99.66	78.06
16	ОМ-24/856.2	52.32	0.365	2.13	5.92	0.156	16.90	20.61	0.261	0.687	99.37	83.59
17	ОМ-24/856.2	52.24	0.376	2.16	5.72	0.153	16.96	20.65	0.270	0.784	99.35	84.1
18	ОМ-24/870.8	51.31	0.563	3.12	7.25	0.190	16.39	19.52	0.259	0.930	99.55	80.13
19	ОМ-3/802.5	50.41	0.908	3.75	9.27	0.210	15.03	19.92	0.262	0.192	99.95	74.30
20	ОМ-4/815.7	52.54	0.136	1.56	9.73	0.157	13.77	21.25	0.763	0.326	100.25	71.63
21	ОМ-4/815.7	51.76	0.109	1.79	9.86	0.192	14.27	20.45	0.385	0.047	98.90	72.06
22	ОМ-3/810.3	50.95	0.652	2.94	8.57	0.203	15.25	20.21	0.279	0.294	99.34	76.03
23	ОМ-3/810.3	50.40	0.840	3.54	8.93	0.210	14.99	20.14	0.250	0.202	99.50	74.95
24	ОМ-4/834.1	51.65	0.727	3.09	10.55	0.271	16.42	17.89	0.205	0.223	101.05	73.51
25	ОМ-4/834.1	50.67	0.620	4.13	7.36	0.181	16.40	19.73	0.227	0.745	100.08	79.89
26	ОМ-4/834.1	53.06	0.422	2.31	8.24	0.231	15.30	21.50	0.244	0.179	101.51	76.80
27	ОМ-4/836.1	52.54	0.391	2.91	6.00	0.160	17.18	20.37	0.187	0.740	100.52	83.62
28	ОМ-4/880.9	50.72	0.535	3.07	8.74	0.191	15.42	19.73	0.224	0.035	98.69	75.87
29	ОМ-4/880.9	51.46	0.478	3.16	7.37	0.167	15.89	20.37	0.215	0.212	99.33	79.36
30	ОМ-4/920.6	51.22	0.675	3.06	8.28	0.202	15.88	20.08	0.237	0.101	99.73	77.39
31	ОМ-4/920.6	50.33	0.628	3.69	7.51	0.180	16.07	20.05	0.250	0.407	99.11	79.22
32	ОМ-4/970	53.68	0.464	2.80	6.12	0.158	17.60	20.40	0.226	0.654	102.13	83.68
33	ОМ-4/970	53.08	0.588	3.74	6.26	0.154	16.95	20.30	0.245	1.035	102.39	82.85
34	ОМ-4/984.9	51.26	0.630	3.69	5.64	0.138	16.56	20.51	0.271	1.013	99.75	83.97
35	ОМ-4/990.7	52.08	0.649	3.04	5.24	0.143	16.26	21.54	0.377	0.964	100.34	84.68

Примечание. Mg# = 100*MgO/(MgO+FeO)

пикритовых габбро-долеритах) и южное, представляющее самостоятельное интрузивное тело. Главной особенностью последних является закаленный состав пород в верхней его части и иной (по сравнению с северным интрузивным телом) порядок кристаллизации. В рудах северной части, еще в большей степени, чем в Норильске 1, доминирующее значение имеет звягинцевит, в то время как в южном - атоцит-рустенбургит.

Благодарности. Авторы признательны геологам ООО «Норильскгеология» В.В. Кургину, К.К.

Ковальчуку, В.Т. Трофимовой, И.Н. Тушенцовой и другим за помощь в проведении полевых исследований, а также Д.В. Кузьмину за обработку лазерных анализов пород. Особую благодарность авторы выражают чл.-корр. РАН А.В. Соболеву за предоставленную возможность получения прецизионных данных по составам пород и минералов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 07-05-01007, 09-05-01193), программы Президента РФ «Ведущие научные школы России» (НШ-3919.2010.5) и ОНЗ РАН (№ 8).

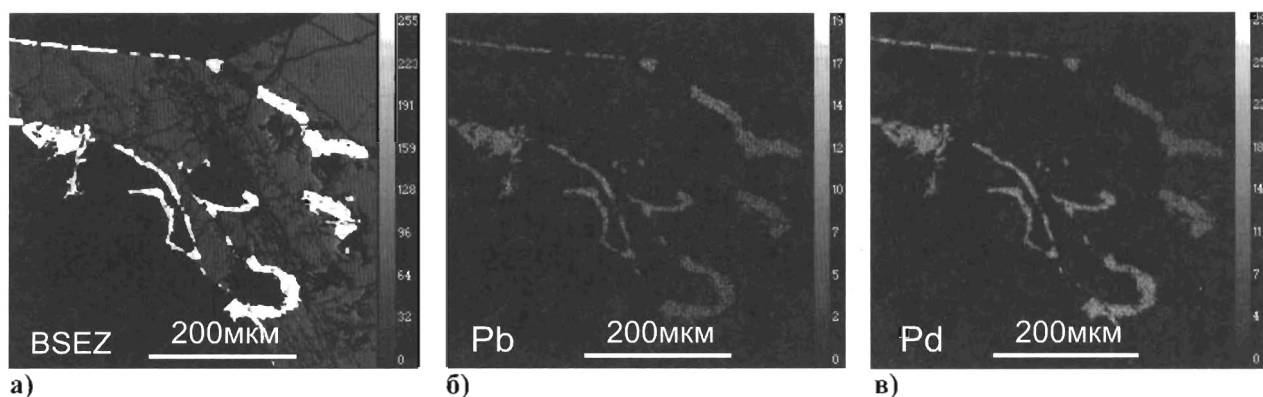


Рис. 5. Выделения звягинцевита на границе сульфидных и силикатных минералов, а также среди халькопирита

Фотографии: а) в отраженных электронах, б-в – в характеристическом рентгеновском: б – Pb Мб, Pd Лб. Шкала справа показывает относительные содержания элементов

Таблица 4

Состав минералов платиновой группы из вкрапленных руд Масловского месторождения (мас. %)

№ п/п	Pt	Fe	Ni	Pd	Sb	Pb	As	Sn	Cu	Сумма	Минерал
1	0.08	0.18	0.01	60.47	0.11	39.14	0	0	0.32	100.31	Звягинцевит
2	0.05	0.13	0.02	60.71	0.14	38.71	0	0	0.34	100.1	Звягинцевит
3	0.47	0.48	0.02	60.73	0.03	38.76	0	0	0.82	101.31	Звягинцевит
4	0	0.39	0.15	59.99	0.05	39.38	0	0	0.14	100.1	Звягинцевит
5	0	0.41	0.19	59.92	0.11	38.81	0	0	0.82	100.26	Звягинцевит
6	0.01	0.37	0.07	59.75	0.15	39.12	0	0	0.26	99.73	Звягинцевит
7	0.19	0.85	0.02	60.05	0.1	38.35	0	0	0.38	99.94	Звягинцевит
8	0	0.77	0.03	60.15	0.15	39.48	0	0	0.14	100.72	Звягинцевит
9	85.77	10.24	0.64	1.16	0.32	0.56	0	0	1.02	99.71	Самородная платина
10	86.95	9.32	0.55	1.52	0.24	0.54	0	0	0.91	100.03	Самородная платина
11	29.41	0.18	0.05	46.24	0.57	0.25	0	22.61	0.47	99.78	Русенбургит
12	52.31	0.24	0.21	27.57	1.15	0.32	0	19.89	0.53	102.22	Атоцит
13	54.3	1.41	0	0.2	0.01	0.37	42.2	0.03	0.24	98.76	Сперрилит

ЛИТЕРАТУРА

1. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений / Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев В.С. и др. М.: Наука, 1981, 234 с.

2. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии. М.: Госгеолтехиздат, 1959, 61 с.

3. Атлас пород и руд Норильских медно-никелевых месторождений / Додин Д.А., Б.Н. Батуев, Г.А. Митенков и др. Л.: Недра, 1971.

4. Геология и полезные ископаемые Норильского района: Дюжиков О.А., Струнин Б.М., Дистлер В.В. и др. М., Недра, 1988, 279 с.

5. Криволицкая Н.А., Рудакова А.В. Структура и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) / Геохимия. 2009. № 5. 16-44.

6. Лихачев А.А. Медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006, 496 с.

7. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платиноидных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003, 506 с.

8. Радько В.А. Модель динамической дифференциации

интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы / Геологи и геофизика, 1991, № 11, с. 19-27.

9. Геологическая карта Норильского района 1:200000 масштаба. Пояснительная записка / Струнин Б.М., Дюжиков О.А. и др. Л.: Недра, 1994, 69 с.

10. Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Snisar S.G. et al. Mineralogical, geochemical and stratigraphical characteristics of the Maslovskoe Pt-Cu-Ni sulfide deposit, Noril'sk Region: implications for relationship of ore-bearing intrusions and lavas / Mineralium Deposita (в печати).

11. Lightfoot P. C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR, with application for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism / Contrib. Mineral. Petrol., 1990, V. 104, p. 631-644.

12. Naldrett A.J. A model for the Ni-Cu-PGE Ores of the Noril'sk Region and Its Application to Other Areas of Flood Basalts / Econ. Geol., 1992, V. 87, p. 1945-1962.

13. Naldrett A.J. Ore deposits Related to Flood Basalts, Siberia / New Developments in Magmatic Cu-Ni and PGE Deposits. Geological Publishing House, Beijing, 2009, p. 141-179.

ПЛАТИНОНОСНЫЙ МАССИВ БИНЮДА (ТАЙМЫР)

О.А. Дюжиков, С.Ф. Служеникин, Д.М. Туровцев

ИГЕМ РАН, Москва, Старомонетный пер., 35, nlo_s@mail.ru

Гипербазитовый массив Бинюда выявлен в процессе геологической съемки масштаба 1:200000 в междуречье рек Тарей и Пясины на юго-западе Таймырского полуострова [3]. В центральной части массива был пройден профиль буровых скважин, позволивших установить его внутреннее строение, вещественный состав и рудную минерализацию. Данный массив является, на наш взгляд, экзотическим явлением, но заслуживает детального исследования, поисково-оценочных работ, а, возможно, и промышленного освоения. К такому же выводу пришел Д.А. Додин и его коллеги из ВНИИОкеангеологии и ВСЕГЕИ.

Поздепермский-раннетриасовый магматизм Таймыра в разные годы изучался Н.Н. Урванцевым, В.А. Вакаром, А.М. Даминовой, Г.А. Ковалевой и другими исследователями. Пристальному вниманию эта территория заслужила в связи с новыми представлениями о ее геолого-структурной позиции и принадлежности к Северо-Азиатской суперплатформе [8]. Особое значение район юго-западного Таймыра стал приобретать, когда появилась возможность параллелизовать характерные черты магматизма этой территории и Норильского рудного района и обнаружить сходство составов определенных продуктов вулканизма обеих провинций [7].

В результате ревизионных маршрутных и тематических исследований Н.Н. Нагайцевой и геолого-поисковых работ А.П. Салманова оконтурен ареал плагиопикритовых базальтов, что позволило по-новому подойти к оценке перспектив рудности территории. Этому способствовали и впервые полученные результаты детальных исследований вещественного состава вулканитов, а главное - плагиопикритов, рассматриваемых по аналогии с Норильским районом в качестве эффузивных комагматов гипербазит-базитовых рудоносных интрузивов [4].

Геологический очерк территории развития массива Бинюда

Юго-западный Таймыр характеризуется сложным зональным строением. В его пределах развиты палеозойские осадочные и позднепермские-

раннетриасовые вулканогенные образования, формирующие сублинейные структуры различного порядка. Эта территория характеризуется слабым проявлением дислоцированности и по морфологии пликативных структур близка Норильскому району. Вулканогенные образования выполняют линейные структуры, вытянутые в субмеридиональном направлении. Дизъюнктивные дислокации образуют две главные системы, отвечающие ориентировке субширотной Южно-Таймырской и субмеридиональной Приенисейской зонам долгоживущих линеаментных структур.

Исследования Ю.Е. Погребницкого, геолого-геофизические материалы В.С. Голубкова, В.И. Яскевича, теоретические обобщения Е.Е. Милановского позволяют считать вполне убедительными представления о единстве геологического развития и тектонического преобразования юго-западного Таймыра и северо-запада Сибирской платформы в доюрское время. Особенности магматизма обеих территорий определяются интенсивным рифтогенезом позднепалеозойской-раннемезозойской активизации, формированием уникальных по степени флюидно-магматической проницаемости Норильского глубинного блока и структуры юго-западного Таймыра как ветвей стволочной раздвиговой зоны Енисейско-Хатангского рифта. Приводимая схема (рис. 1) показывает ареалы плагиопикритовых базальтов в пределах указанных районов. Эти ареалы практически совпадают с предшествующими щелочными базитами раннего этапа магматизма. Пояса долгоживущих линеаментов (см. рис. 1) как составные элементы Северо-Сибирской никеленозной области [11] трассируются и севернее Тунгусской синеклизы, пересекая Енисейско-Оленекский рудный пояс и достигают структур эпи-платформенного Таймыра.

Выполненные нами геодинамические реконструкции, при учете обобщающих материалов по геологическому доизучению Норильского района (Б.М. Струнин, О.А. Дюжиков, О.А. Бармина, В.В. Комаров) позволяют считать, что юго-западный Таймыр, как и Норильский район, тяготеет к области тройного сочленения внутриконтинен-

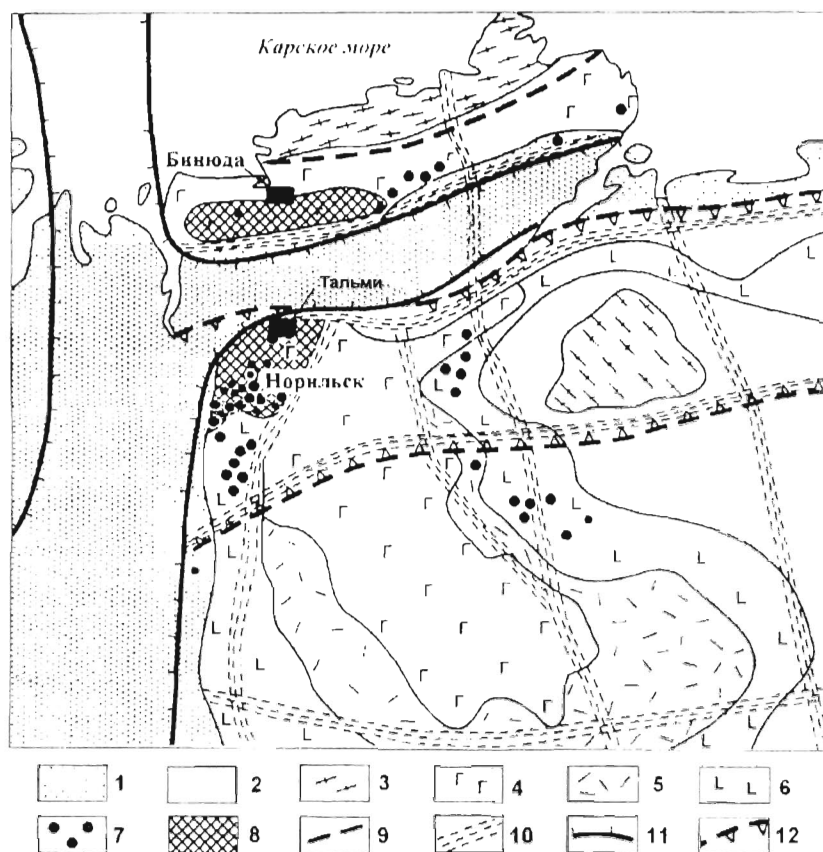


Рис. 1. Геолого-структурная схема Таймыро-Норильского региона

1 - слабелитифицированные мезо-кайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба; 2 - верхнекембрийские-палеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения Таймыра и Сибирской платформы; 3 - выход пород кристаллического фундамента; 4 - преимущественно эффузивные, 5 - эксплозивные и дайковые, 6 - гипабиссальные интрузивные; 7 - дифференцированные интрузивы гипербазит-базитовые и базитовые; 8 - гипербазит-базитовые эффузивы (плагиопикриты), пространственно совпадающие с щелочными и щелочно-базитовыми образованиями; 9 - пограничная флексура, разделяющая Карское сводовое поднятие и Таймырскую эпиплатформенную складчатую систему; 10 - трансструктурные линеаменты; 11 - область стволых раздвиговых зон (тройное сочленение рифтов); 12 - контуры Енисейско-Оленекского рудного пояса

тальных рифтовых зон. Такая экстремальная позиция обеих территорий обусловила уникальную рудоносность Норильского района и развитие пока слабо изученного платиноносного интрузива Бинюда [1, 2].

Интрузив Бинюда

Рассматриваемый интрузив прослежен в субширотном направлении на расстояние около 5 км. Массив представляет собой пластообразное тело, мощностью около 300-350 м, с южным падением под углом 40-42° и полого секущее вмещающие нижнепермские угленосные отложения тунгусской серии (рис. 2). Интрузив рассечен субмеридиональными сдвигами на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга на 300-700 м.

Наиболее представительным является разрез по скважине 3. Видно, что в интрузиве отсутствует отчетливо выраженная расслоенность, но, вместе с тем, его нельзя считать совершенно однородным. Представилась возможность условно выделить следующие горизонты (сверху вниз):

А. Плагиооливиниты (75 м);

Б. Габбро и габбро-долериты, плагиопикриты, плагиооливиниты с шпирово-такситовым рисунком (35 м);

В. Плагиооливиниты с двумя подгоризонтами: а - плагиооливиниты с кресс-кумулятивной структурой оливина и б - плагиооливиниты с порфировидным оливином. Общая мощность 150 м;

Г. Плагиопикриты (40 м).

На рисунке 3 показан количественно-минералогический состав интрузива Бинюда, а изучение шлифов выявило следующее.

Рассматривая строение массива по скважине 3, нами высказано предположение, что горизонты Б, В и Г принадлежат единому телу с элементами расслоенности. Горизонты Б и Г являются, по-видимому, краевыми зонами, а горизонт В является центральной зоной. Выделенный горизонт А принадлежит, скорее всего, отдельному блоку массива и по своему составу отвечает центральной зоне (горизонт В). Такое предположение основано на развитии участков тектонического дробления в нижней части горизонта А, а также на присутствии между горизонтами А и Б прослоев, мощностью 2-3 м, апоаргиллитовых углестых роговиков.

Массив Бинюда рассечен дайками долеритов, мощностью от 1 до 18 м, которые наблюдаются в разрезе горизонтов Б и В. Дайки отвечают типичным толеитам, а поэтому можно считать, что мас-

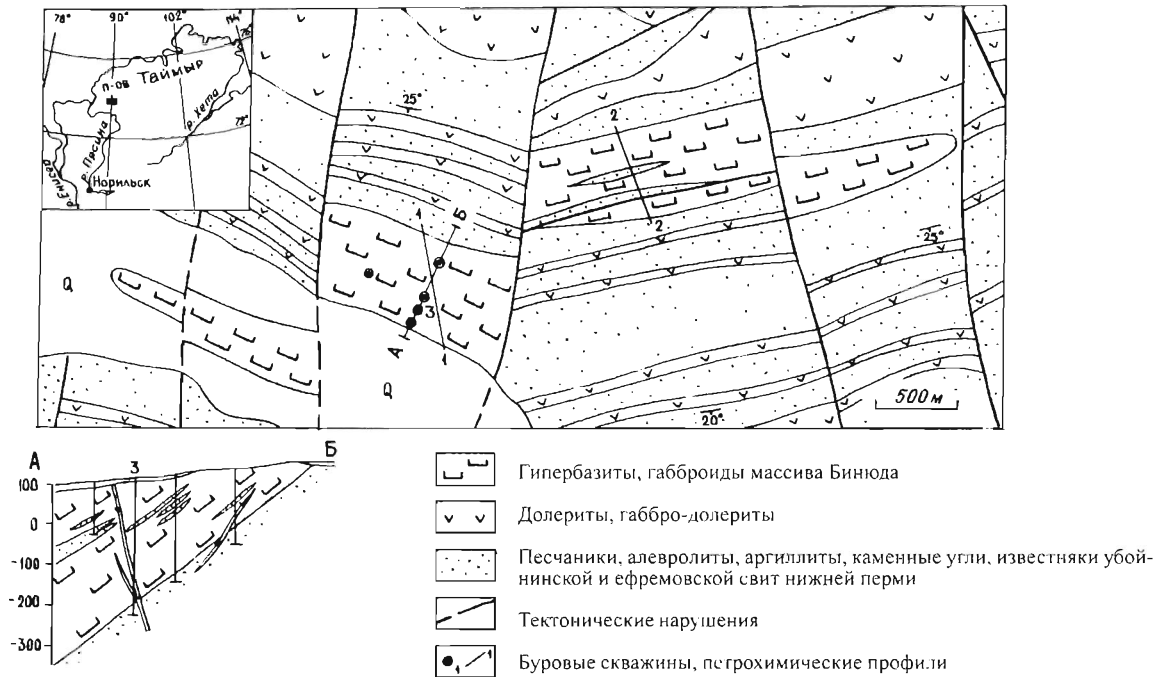


Рис. 2. Схема геологического строения массива Бинюда (по материалам ГГС-200, 1994 г.)

сив Бинюда близок по возрасту дифференцированным рудоносным интрузивам Норильского района.

На основании большого количества химических анализов (табл.) на диаграмме в координатах А – S выделяются поля составов гипербазитов и базитов массива Бинюда (рис. 4). Наибольшее количество точек составов пород попадает между полями пикригов и оливинитов (дунитов). Нам представляется, что, исходя из состава породообразующих минералов массива, целесообразно породы его стержневой зоны называть плагиодунитами. Эти соображения основаны на следующих данных: 1) химический состав пород; 2) специфический структурно-текстурный рисунок оливина; 3) многочисленные микрозондовые анализы, показавшие высокие концентрации Ni в оливине (0,07-0,59 при средней 0,36 мас.%, высокие концентрации Cr в клинопироксене (0,63- 1,39 мас.%); повышенная роль Zn в хромшпинелидах (до 1,03 мас.%); 4. удивительное визуальное сходство дунитовых нодулей в кимберлитах и пород массива Бинюда.

В работах [5, 9, 10] породы массива Бинюда названы фанерозойскими коматиитами Таймыра. Это не противоречит данным по химизму пород и составу породообразующих минералов. Конечно же эти породы отвечают перидотитовым коматиитам, но авторам предлагаемой статьи представляется более целесообразным именовать их плагиодунитами. Указанными исследователями проделана большая работа по изучению массива

Бинюда, а сделанные ими предположения о возможном развитии подобных интрузивов в пределах Центрального Таймыра заслуживают пристального внимания.

Рудная минерализация интрузива Бинюда

Сульфиды распространены в интрузиве весьма неравномерно, обогащая лишь отдельные участки выделенных зон. В самых богатых участках они составляют не более 3-4% объема пород. Сульфиды образуют мелкие (до 1 мм) интерстициальные вкрапленники, реже слагают каплевидные овоиды. Размер последних 3-15 мм.

Сульфиды представлены устойчивой парагенетической ассоциацией - (троилит, железистый гексагональный пирротин) - железистый пентландит + халькопирит. Концентрации Ni в пентландите редко превышают содержания Fe. Низкосернистый характер сульфидного оруденения подчеркивают минералы группы халькопирита (талнахит). Максимальные содержания Cu в породах составляют 0,1-0,14%. Другой медьсодержащий минерал - кубанит, прослеженный в сростках с халькопиритом. Моносulfиды Fe (троилит, реже железистый гексагональный пирротин) содержат не более 0,06 мас.% Ni. С железистыми моносulfидами ассоциирует железистый пентландит. Другой особенностью пентландита является проявление медьсодержащей и медной его разновидности. Медьсодержащий пентландит является,

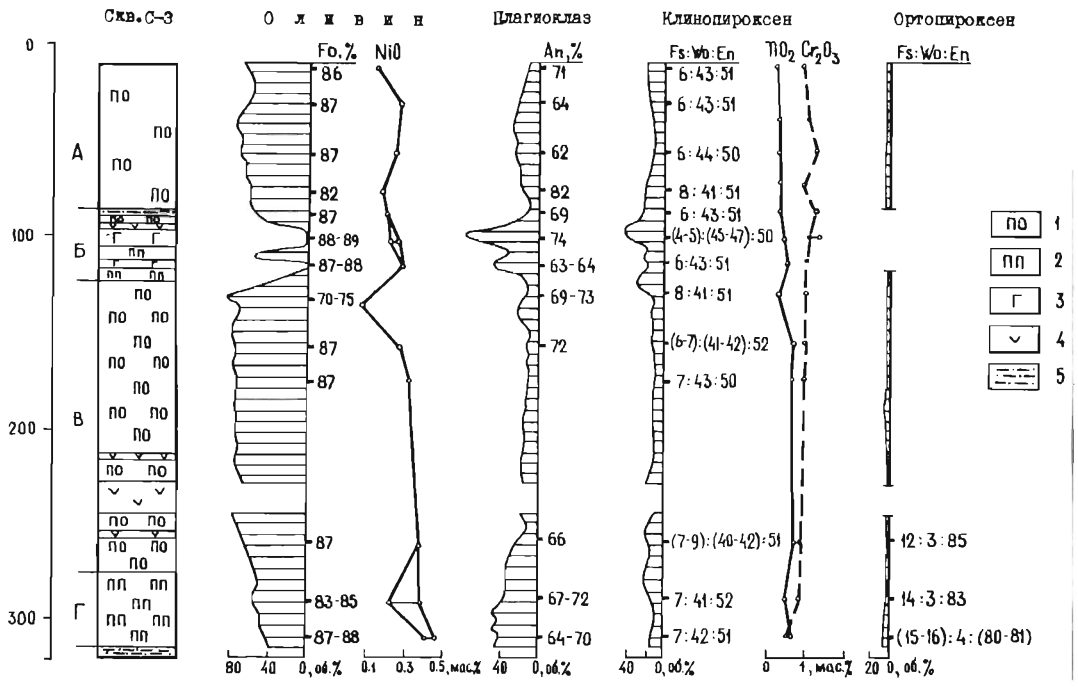


Рис. 3. Колебания количества и состава породообразующих минералов массива Бинюда

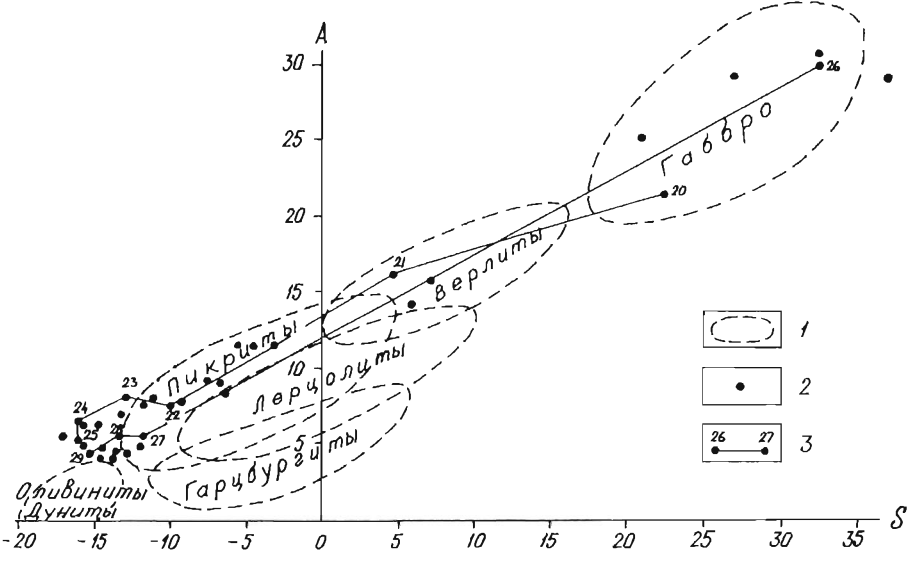


Рис. 4. Положение химических составов пород массива Бинюда

по-видимому, продуктом преобразования первоначального железистого при повышении активности Si уже на постмагматическом этапе. На это указывает появление самородной меди, а также борнита и халькозина.

В сульфидах, особенно в моносульфидах железа и в пентландите, методом рентгеноспектрального анализа обнаруживаются примеси Pt, Rh и Ir, концентрация которых достигает иногда десятых долей процента.

Анализ данных по сульфидной минерализации показывает практическое отсутствие как прямой, так и скрытой зональности оруденения, ха-

рактерной для вкрапленных руд норильских дифференцированных интрузивов.

Оксидная минерализация представлена в интрузиве Бинюда, главным образом, хромшпинелидами. В резко подчиненных количествах развит ильменит.

Фиксируя содержания полезных компонентов в рассматриваемом интрузиве, подчеркнем следующее. Концентрация Ni составляет 0,07-0,59 при средней 0,36 мас.%. Примерно половина валовой концентрации этого металла падает на сульфидный Ni. Вместе с тем, породы интрузива обеднены Si, содержания которой составляют в среднем 0,07

мас.%. Отношение Ni:Cu колеблется в пределах 4-10, в то время как во вкрапленных рудах месторождений Норильского района они всегда меньше 1.

Характер рудной минерализации сохраняется по всему пересечению массива Бинюда. Концентрация PGE металлов составляет 0,1-0,8 г/т, а в единичных пробах достигает 16 г/т. В отдельных пробах количество металлов достигает 20 г/т (устное сообщение А.К. Мкртычяна). Абсолютные содержания редких МПГ (Rh, Ir и Ru) на порядок меньше, чем во вкрапленных рудах Норильска и Талнаха, в то время как их концентрации по отношению к сумме платины и палладия (8-50, до 80) превышают эти отношения в медно-никелевых рудах.

Обсуждение и выводы

Раннетриасовый гипербазитовый массив Бинюда представляет собой чрезвычайно интересный новый объект исследований. Интрузив резко отличается от гипербазит-базитовых интрузивов как Норильского района и Таймыра, так и всей Северо-Сибирской никеленосной области.

Массив Бинюда практически изотропен в своем вертикальном сечении. Однако, состав боковых пород (плагиопикриты) и центральной (стержневой) зоны не однородны, что позволяет говорить о слабо выраженной внутрикамерной расслоенности. Есть основания считать, что магматический расплав был гомогенным перед заполнением гипабиссальной камеры и, по-видимому, не испытал дифференциации на путях перемещения магматической колонны. Массив Бинюда близок, в определенной степени, высокомагнезиальным интрузивам

Норильского района (например, Нижнефокинскому интрузиву), сформированным после накопления плагиопикритовых базальтов гудчихинской свиты [1, 2]. Расплав массива Бинюда отвечает родоначальному пикриту. Считаем также, что первичная материнская магма для большинства траппов Сибирской никеленосной области была пикритоидной, а ведущим механизмом формирования всего многообразия изверженных пород региона был процесс кристаллизационной дифференциации [6].

Породы стержневой зоны массива Бинюда занимают промежуточное положение между оливинитами (дунитами) и породами семейства пикритов и, вместе с тем, они близки меймечитам. Однако, считаем наиболее правомерным называть их плагиодунитами.

Повышенная роль Sr, как и Ni, определяет геохимическую специализацию рассматриваемых пород. Сульфиды распространены в массиве крайне неравномерно. Концентрация МПГ составляет в сумме 0,1-0,8 г/т, но иногда достигает 20 г/т. Преобладает Pd (Pt:Pd = 0.1-0,3). Концентраторами МПГ являются рудообразующие сульфиды - минералы группы пирротина и пентландита.

Таким образом, массив Бинюда является представителем новой для Таймыра рудоносной магматической формации. Дальнейшее детальное изучение его, как и всей пока недостаточно изученной территории Таймыра, позволят не только расширить наши представления об эндогенном рудообразовании исследуемой провинции, но и рекомендовать развитие специализированных работ в аналогичных районах древних платформ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дюжиков О.А. Сибирский суперплот: магматические комплексы, крупные и уникальные PGE - Си -Ni месторождения // Изв. секции наук о Земле РАЕН. - 2008, вып. 16. С. 30-34.
2. Дюжиков О.А. Проблемы платиноидно-медно-никелевого рудообразования Таймыро-Норильского региона // В сб. "Платина в геологических формациях мира". Красноярск, 2010. С. 129-138.
3. Дюжиков О.А., Курбатов И.И., Лапутина И.П. и др. Платиноносные плагиооливиниты - новая рудоносная магматическая формация Таймыра // Докл. АН. 1995. Т. 340, № 2. С. 212-217.
4. Дюжиков О.А., Мкртычян А.К., Салманов А.П. Гео-тектоническая позиция и особенности гипербазит-базитового вулканизма юго-западного Таймыра в связи с перспективами поисков никеленосных массивов // В сб. "Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра". Л.: Севморгеология, 1985. С. 113-121.
5. Курбатов И.И. Петрология и петрохимия Бинюдинской интрузии (Западный Таймыр) // В сб. Недра Таймыра. Вып. 2. Норильск, 1997. С. 56-66.
6. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Многообразные траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). Новосибирск: Наука, 1969. 248 с.
7. Ленькин Е.Н., Гусев Б.В., Голубков В.С. Перспективность трапповой формации Таймыра на медно-никелевое оруденение // В сб. "Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы". Л.: НИИГА, 1973. С. 84-87.
8. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.
9. Романов А.П., Курбатов И.И. Платиноносные оливиниты Бинюдинского комплекса - фанерозойские коматииты Таймыра // В сб. "Платина в геологических формациях Сибири". Красноярск, 2001. С. 141-144
10. Романов А.П., Курбатов И.И., Малич К.Н. и др. Минералогическая и изотопно-геохимическая характеристика платиноносного Бинюдинского плагиооливинитового комплекса Таймыра // В сб. "Платина в геологических формациях мира". Красноярск, 2010. С. 254-270.
11. Урванцев Н.Н. Северо-Сибирская никеленосная область // Геология и геофизика. 1974, № 3. С. 3-11.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МОРФОТЕКТОНИКЕ, ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ И РУДОНОСНОСТИ ГУЛИНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНА

О.М. Гринёв, Р.О. Гринёв

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск

По мнению исследователей, занимавшихся изучением Маймеча-Котуйской щелочной провинции и ее крупнейшего Гулинского вулканоплутона, данные объекты природы представляют собой уникальные явления. Магматизм провинции неразрывно связан с формированием траппового магматизма Тунгусской синеклизы. Для провинции установлена характерная структурно-тектоническая позиция, определяемая ее расположением в С-З части Сибирской платформы в зоне сочленения с крупным пострифтовым Енисей-Хатангским прогибом. Местоположение и внутреннюю структуру размещения магматитов провинции определяет ее приуроченность к узлу пересечения рифейского Котуйского авлакогена, имеющего меридиональное простирание, с более молодым Хатангским палеорифтом широтного простирания, перекрытым MZ-KZ чехлом одноименного прогиба и входящим в систему триасовых рифтов Западной Сибири. Провинция известна крупнейшими в мире проявлениями ультраосновных меймечитовых лав и их комматов дунитов. Массивы провинции представляют собой в совокупности крупнейший рудный узел, для которого, в дополнение к уже известным месторождениям, установлена промышленная россыпная и признаки масштабной коренной золото-платиноносности. Наконец провинция представляет собой своеобразный природный полигон для разработки и проверки петрологических схем проявления глубинного магматизма и связанного с ним оруденения.

В последние годы интерес к триасовому магматизму платформы резко возрос в связи с признанием его плюмовой природы и отнесением Тунгусской синеклизы и синтектонических структур ее обрамления к суперпровинции.

С признанием плюмовой природы триасового магматизма Сибирской платформы возникает вопрос разграничения непосредственно плюмовых и рифтогенных морфоструктур. Многие исследователи отождествляют те и другие образования, тогда как А.Ф. Грачев, на примере данных об изученных плюмовых провинциях, четко разделяют их. Он подчеркивает, что плюм предшествует рифто-

генезу, формируя поля платобазальтов. Лишь в ходе дальнейшего развития плюмовой системы по полному циклу в пределах континентов может происходить заложение рифтовых долин, их тройных сочленений с соответствующим утонением или разрывом коры по принципу продвигающейся трещины от одного плюма к другому [3].

Важное значение имеет анализ внутренней структуры плюмов, обусловленный его распадом на серию второстепенных ячеек при внедрении в литосферу [3, 10]. При этом количество вулканических ареалов в пределах влияния плюма будет равняться количеству ячеек, на которые разветвляется единое тело мантийного диапира.

В отечественной и зарубежной литературе по проблеме вышли десятки публикаций в основном изотопно-геохимической направленности. Однако в целом уровень изученности пород провинции явно не соответствует их научной и практической значимости.

Детально исследованными могут считаться лишь меймечиты Гулинского вулканоплутона. В остальном породы Маймеча-Котуйской провинции аттестованы лишь петрохимическими материалами 1960-1980 гг. Особенно острым является дефицит геохимических данных. Настоящая работа направлена на то, чтобы уточнить структурно-тектоническую принадлежность, определить имеющийся уровень изученности пород уникальной щелочной провинции и в определенной мере восполнить существующий пробел новыми данными по интрузивным породам Гулинского вулканоплутона.

Типизация и тектоническая позиция плюмовых морфоструктур

В предшествующих работах на основе анализа регионально-геологических и геофизических материалов структурно-тектоническая позиция Маймеча-Котуйской провинции была определена как рифтовая, обусловленная приуроченностью к южному обрамляющему поднятию погребенного палеорифта, входящего в состав триасовой Хатангско-Западно-Сибирской рифтогенно-континентальной системы. Для Гулинского

плутона была определена приуроченность к крупной зонально-кольцевой структуре, фрагментом которой он является [5]. После признания плюмовой природы Сибирских траппов и публикации материалов по модельным построениям плюмов [10] структурно-тектоническая позиция триасовых рифтогенных образований севера Сибирской платформы и Западной Сибири стала трактоваться как производная периферийной зоны подкорового растекания «головы» плюма [8].

Дополнительный анализ имеющихся данных, в свете установленных для плюмов закономерностей строения, позволил конкретизировать прежние представления и дополнить их некоторыми важными особенностями. Так, в строении фундамента Хатангского прогиба, отстроенного по данным сейсмических, магнито- и гравиметрических работ, наряду с раздвиговыми зонами рифтов просматривались контуры крупной кольцевой структуры с диаметром около 350 км. По размерам эта структура соответствует вулканическому плато Путорана, но в отличие от него она непосредственно вписана в строение погребенного Хатангского палеорифта и не имеет плато-базальтового выполнения, что хорошо видно на схеме В.И. Яскевича с соавторами (1980) (рис. 1). На поверхности обнажаются только ее крайняя юго-восточная (Гулинский вулcano-плутон) и северо-западная (При таймырская) части. Контуры этой кольцевой структуры хорошо просматриваются и на гравиметрической карте Хатангского прогиба (рис. 2, [14]).

Важной особенностью строения этой кольцевой структуры является тот факт, что по периферии в трех крупных секторах (Гулинском и двух При таймырских, расположенных в бассейне р. Пясины) геофизически установлены крупные массы ультраосновных и основных магматических пород, заполнивших раздвиговые зоны. В центре структуры зафиксирована зона разуплотнения, нескомпенсированная внедрением подкоровой магмы. Она имеет сигмоидальную форму, свидетельствующую о проявлении деформаций вращения и субширотную ориентировку (Яскевич и др., 1980).

Судя по Гулинскому вулcano-плутону и вмещающим его толщам базальтоидных, щелочно-базальтовых и ультраосновных лав, При таймырские скопления магматитов также имеют, скорее всего, вулcano-плутоническую природу (рис. 3). А следовательно, и вся структура может рассматриваться как зонально-кольцевая вулcano-плутоническая, имеющая очевидную рифтовую природу. В рамках структуризации Сибирского суперплюма она соответствует одной из его вторичных ячеек.

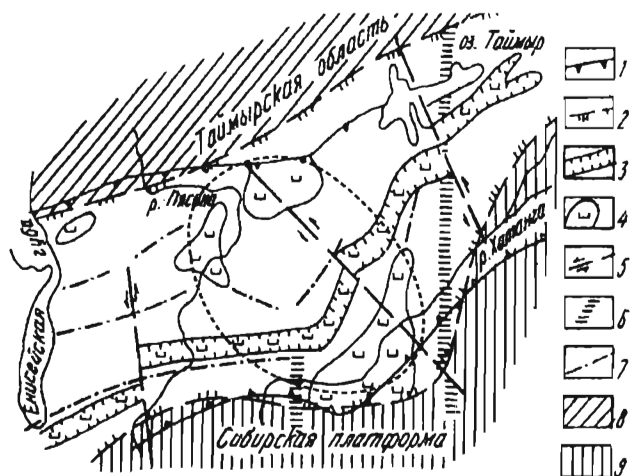


Рис. 1. Схема фундамента Хатангского прогиба по данным (Яскевич и др., 1980), с добавлениями и упрощениями [5]

1 - граница распространения мезозойско-кайнозойских отложений Хатангского прогиба, 2 - граница Хатангского прогиба, 3 - центральные раздвиговые зоны в пределах прогиба (осевая зона триасового палеорифта), 4 - магматогенные структуры и раздвиговые зоны, заполненные ультраосновными и основными магматическими породами, 5 - трансформные разломы с горизонтальными смещениями, 6 - унаследованные зоны наиболее древних разломов, 7 - магмоконтролирующие зоны разломов, 8 - складчато-глыбовое сооружение Таймыра, 9 - северная окраина Сибирской платформы

Тунгусская синеклиза в первом приближении представляет собой округло вытянутую депрессию, состоящую из нескольких слившихся крупных ареалов вулканитов (вторичных ячеек) типа плато Путорана. Однако, внутреннее ее строение совершенно иное, нежели у Хатангской погребенной зонально-кольцевой структуры. В центральных частях синеклизы располагаются плато-базальты, залегающие на туфовой голше. По периферии плато-базальтов локально развиты проявления пикробазальтов, а вся синеклиза обрамлена зоной (коронай) трапповых интрузий.

По мнению большинства исследователей синеклиза представляет собой ядерную часть плюма, но не совсем типичного состава и строения, тогда, как Хатангская кольцевая структура, как уже отмечено, имеет очевидную рифтогенную природу. У двух этих разнотипных парагенетических морфоструктур заметно различается внутреннее строение, а также характер излияния и внедрения основных фаций магматитов.

У Маймеча-Котуйской провинции, точнее ее Гулинского вулcano-плутона, магматическая деятельность началась со стадийного приразломного излияния базальтоидных, щелочно-базальто-

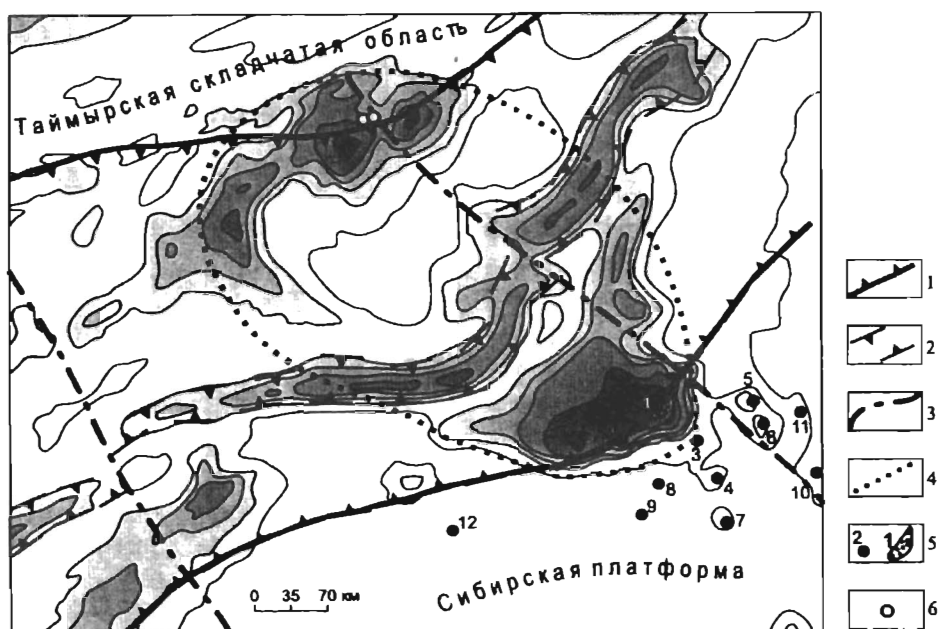


Рис. 2. Хатангский прогиб. Фрагмент гравиметрической карты Красноярского края (Т.М. Чудинова, 1993 с добавлениями [14])

1 - границы Хатангского прогиба, 2 - центральные раздвиговые зоны в пределах прогиба (осевая зона триасового палеорифта), 3 - трансформные разломы, 4 - контуры предполагаемой глубинной кольцевой структуры, 5 - массивы щелочно-ультраосновных пород (1 - Гулинский, 2 - Крестовский, 3 - Седете, 4 - Далбыха, 5 - Одихинча, 6 - Кугла, 7 - Бор-Урях, 8 - Романиха, 9 - Чангит, 10 - Маган, 11 - Чурбука, 12 - Каменская группа), 6 - интрузии субщелочных траппов Таймыра

вых, субщелочных базальтовых и меймечитовых лав, с тем или иным количеством туфов. Затем произошло внедрение комагматичных им плутонических серий пород. А завершилось все внедрением дайковых пород, формированием трубок взрыва, по составу сходных с эффузивами и интрузивными породами.

В Тунгусской синеклизе начало магматической деятельности ознаменовалось массовыми эксплозиями туфов, затем излиянием колоссальных объемов платобазальтов, а завершилось внедрением силлов, даек и диатрем.

Отмеченные различия и определенные черты сходства в зональном размещении и составе разнофациальных образований платобазальтов синеклизы и щелочных образований Маймеча-Котуйской провинции имеют важное значение не только для их морфоструктурной классификации. С учетом размещения в их пределах известных крупных рудных узлов эти закономерности могут иметь важное прогнозно-минералогическое значение.

Петро- и геохимическая аттестация пород Маймеча-Котуйской провинции

Приводимая ниже аттестация основана, в значительной степени, на анализе литературных данных и тем самым демонстрирует уровень изученности и полноту охвата серий пород пород вул-

кано-плутонической ассоциации провинции.

Петрохимическая аттестация пород отображена на двух основных классификационных диаграммах (рис. 4 а, б). Наиболее полными являются данные по эффузивным породам Маймеча-Котуйской провинции. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{R}_2\text{O}$ (рис. 4, а) породы показывают принадлежность к субщелочным и щелочным образованиям. Исходными для них являются пикритовые, пикро-базальтовые и несиликатные образования типа карбонатитов, дифференциация которых приводит к возникновению протяженных рядов дифференциатов типа: пикриты → фойдолиты; пикро-базальты → грахиты → риолиты. Слабо, но выражен также тренд дифференциации несиликатных магм.

По уровню и специфике щелочности вулканы обнаруживают принадлежность ко всем трем классификационным секторам - Na, K-Na и K. Причем большая их часть располагается в секторе K-Na образований (рис. 4, б).

Интрузивные породы щелочной провинции образуют менее насыщенный рой фигуративных точек с несколько иными тенденциями дифференциации и вещественной спецификой исходных магм. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{R}_2\text{O}$ (рис. 5, а) максимальное сгущение фигуративных точек характерно для пикритоидных составов и несиликатных (рудных) магм. Доминирующими трен-

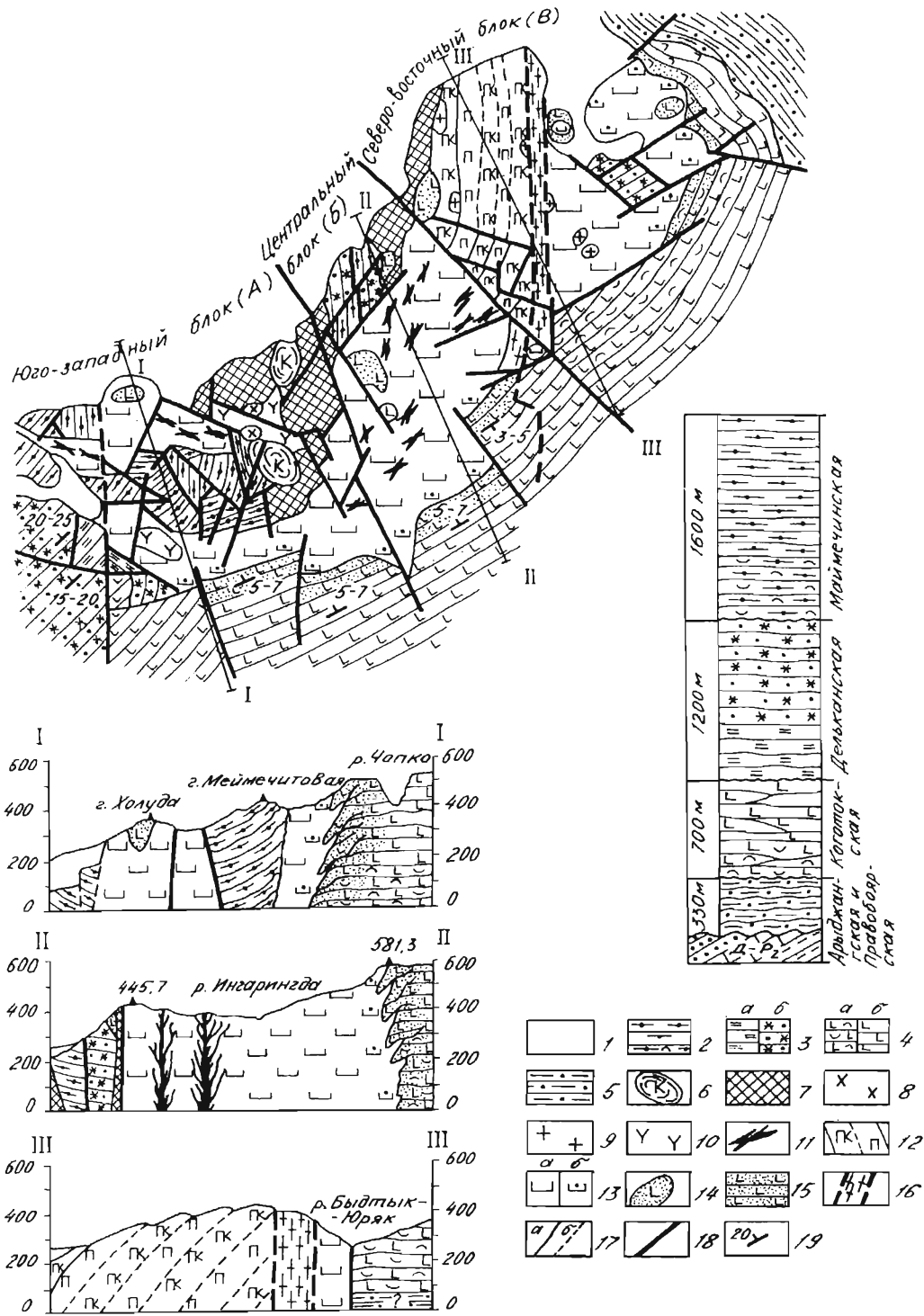


Рис. 3. Геолого-структурная схема (а), поперечные разрезы (б) и стратиграфическая колонка вмещающих вулканогенных толщ (в) Гулинского вулcano-плутона

I – четвертичные отложения Хатангского прогиба; 2-5 – триасовая система (нижний отдел): 2 – меймечиты и их туфы маймечинской свиты, 3 – щелочные базальтоиды дельканской свиты нижней (а) и верхней (б) подсвит, 4 – базальты, трахибазальты коготокской свиты нижней (а) и верхней (б) подсвит, 5 – щелочные базальтоиды и их туфы арыджанской и правобоярской свит; 6 – карбонатиты; 7 – блоки вмещающих вулканогенных пород многократно инъецированные интрузиями нефелин-пироксеновых пород; 8 – щелочные сиениты; 9 – нефелиновые сиениты; 10 – интрузивные породы нефелин-пироксен-флогопитового состава с полевыми шпатами; II – дайко-жилообразные тела косьвитов; 12 – расслоенный комплекс рудных дунитов-верлитов-клинопироксенитов; 13 – массивные (а) и порфиридные (б) дуниты; 14 – недиагностированные ороговикованные породы провесов кровли; 15 – ороговикованные вмещающие эффузивы коготокской свиты; 16 – тектониты зоны разлома; 17 – геологические границы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 18 – разломы; 19 – элементы залегания эффузивов

дами дифференциации здесь являются пикрит-фоидолитовый и несиликатный (рудный), производные пикрит-базальтовой магмы проявлены слабо, что возможно связано с недостаточной репрезентативностью проб.

На диаграмме K_2O-Na_2O (рис. 5, б) породы обнаруживают в основном натровую и в меньшей степени К-На щелочность. Максимальное сгущение фигуративных точек характерно для ультраосновных и несиликатных (рудных) образований.

В ряде статей одного из авторов данной работы сообщалось о том, что в ходе геолого-съёмочных работ начала 90-х годов XX века в составе Гулинского вулканоплутона были установлены новые разновидности и даже серии разновидностей пород не описанных предшественниками. К их числу относится расслоенная серия рудных вер-

литов-пироксенитов-магнетитолитов, агпайтовых нефелиновых сиенитов, эндоконтактовых разновидностей дунитов – дунитовых брекчий, дунит-пироксенитовых брекчий, взрывных оливинных брекчий типа «дунит в маймечите», тектонитов сложного и простого состава и др. Большая часть этих образований по выполненным петрохимическим анализам (табл. 1) представлена на классификационных диаграммах (рис. 6 а, б). Эти анализы заметно дополняют ряд ультраосновных, несиликатных (рудных), а также щелочно-габбродных дифференциатов плутона (рис. 6, а). В данной выборке не приведены данные по мелилитовым породам вулканоплутона. Геологические ситуации, в которых проявлены характеризующиеся образования можно видеть в работе (Гринев, 2010).

На диаграмме K_2O-Na_2O фигуративные точ-

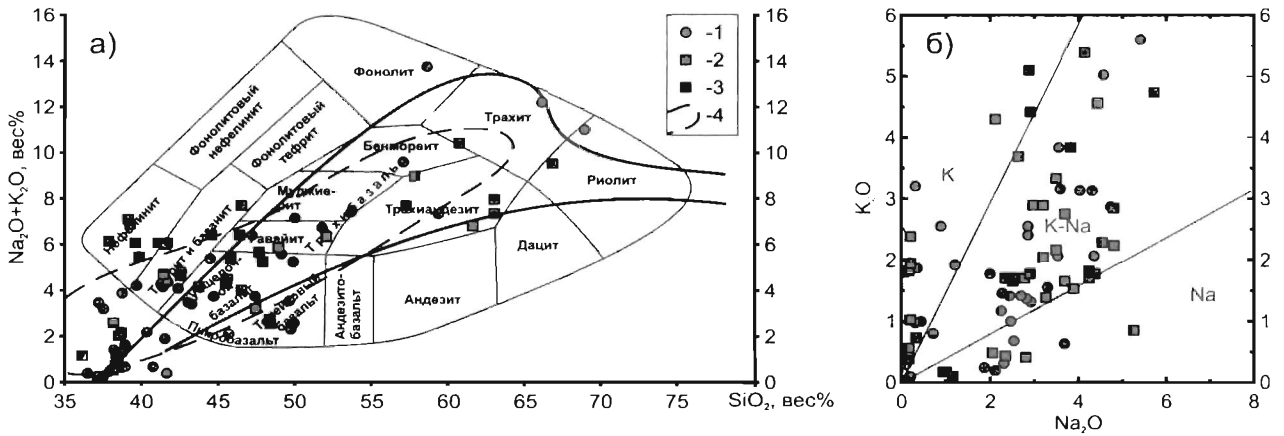


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов вулканических пород Маймеча-Котуйской щелочной провинции на классификационных диаграммах

1 – средние и частные составы эффузивных пород провинции (Егоров, 1970; Когарко и др., 1988); [16]; (Arndt et al., 1998); 2-3 – эффузивные (2) и дайковые (3) породы Крестовской ВПС [14]; 4 – поля составов дайковых щелочных пород Каменского ареала (Рябов, 2003)

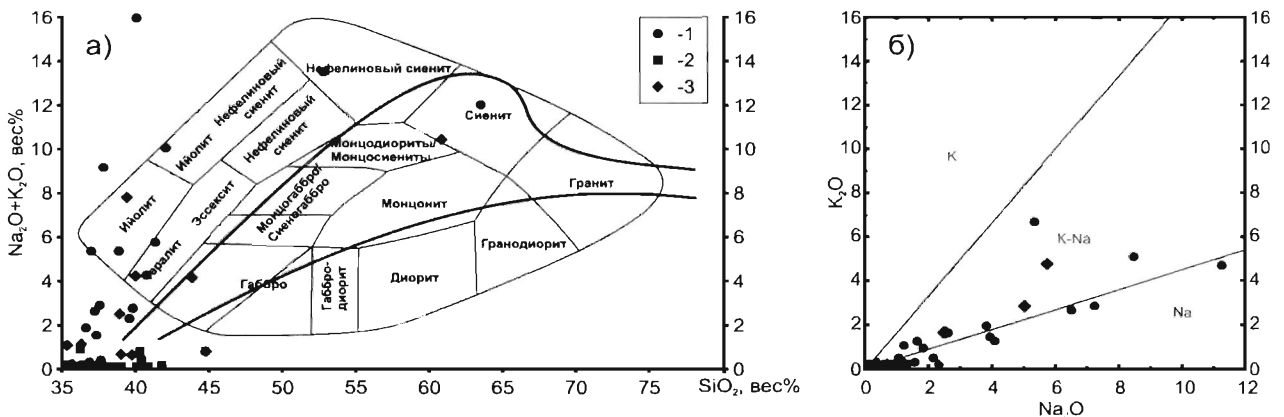


Рис. 5. Положение фигуративных точек составов интрузивных пород Маймеча-Котуйской щелочной провинции на классификационных диаграммах

1 – средние и частные составы интрузивных пород провинции (Егоров, 1970; Лазаренков и др., 2003; [16]; 2-3 – ультраосновные (2) и ультраосновные мелилитовые (3) интрузивные породы Крестовской ВПС [14]; [1]

ки составов пород расположились во всех трех секторах с доминантой К-На сектора (рис. 6, б).

Геохимическая аттестация пород на основе литературных данных проведена при помощи мультиэлементных спайдерграмм редких и рассеянных элементов и диаграмм распределения РЗЭ. Анализ этих диаграмм позволяет отметить следующие наиболее общие черты геохимии вулканитов Маймеча-Котуйской провинции. Наибольшей сложностью отличается естественно сводная спайдерграмма (рис. 7, а). Тем не менее, для нее характерно конформное распределение геохимических спектров пород, обусловленное прежде всего общими максимумами (Ba, Th, Ta, La, Ce, Sr, Nd, Zr, Hf, V, Ni, Cr) и минимумами (U, K, Cu, Zn, Sc, Co) содержаний. На общем фоне повышенных содержаний большинства микроэлементов (в пределах 2-4 порядков) выделяется более низкое расположение спектра распределения микроэлементов базальтов (чуть выше второго порядка), но при сохранении наиболее ярко выраженных отрицательных (Cu, Zn, Sc, Co) и положительных (V, Ni, Cr) пиков. Подобная конфигурация спектров распределения микроэлементов свидетельствует о доминирующем родстве анализируемых пород, но проявленной при этом специфике их формирования.

Для графиков распределения РЗЭ (рис. 7, б) характерны в целом те же тенденции. Следует отметить общий крутой наклон спектров (исключая базальты), говорящий о резком преобладании содержания легких РЗЭ над средними и тяжелыми. Разница в содержании легких РЗЭ над тяжелыми составляет чуть больше двух порядков. А общие вариации содержаний РЗЭ в изученной совокупности пород, обусловленные процессами дифференциации, составляют меньше одного порядка.

Общее симбатное распределение спектров осложняется единичными положительными пиками Eu у меймечитов и Ce – у трахидацитов. Индивидуальный график распределения РЗЭ характерен для базальтов. Они отличаются самыми низкими содержаниями легких и средних РЗЭ и минимально выраженным превышением их над тяжелыми редкими землями. График их распределения находится в очевидном диссонансе с другими породами, что отражает специфику условий образования базальтов.

Для уточнения геохимических деталей пикрит-фоидолитового тренда дифференциатов (меймечитов, пикритов, щелочных пикритов, нефелинитов) для них были построены отдельные мультиэлементная спайдерграмма и диаграмма рас-

пределения РЗЭ (рис. 8 а, б). Анализ спайдерграммы для этих пород подтверждает основные выводы, сделанные выше для всей совокупности пород провинции. При этом содержания микроэлементов в данных породах не превышают третьего порядка для ряда элементов от Rb до P, а для ряда элементов от Zr до Co их содержание варьирует в пределах 1-2 порядков. Наиболее яркие положительные «плато» характерны для ряда элементов от Ba до Ce и для Sr. Однако наиболее резкий всплеск содержаний характерен для Ni и Cr, содержания которых на спайдерграмме достигают 4-го порядка. Среди характерных отрицательных пиков необходимо отметить обедненность пород Cu и Zn, Tb и Co. Породы дифференцированы по содержанию микроэлементов с вариациями содержаний в пределах одного порядка. Наиболее обогащенными микроэлементами среди них являются щелочные пикриты, а обедненными – меймечиты. Конфигурация графиков распределения свидетельствует о близком генетическом родстве и умеренной дифференцированности данной группы пород (рис. 8, а).

Графики распределения РЗЭ у указанных пород почти идентичны тем, что наблюдаются для всех вулканитов провинции (рис. 7, б), за исключением базальтов. Наиболее богатыми РЗЭ среди них являются нефелиниты, а бедными – меймечиты.

Литературные данные по геохимии интрузивных пород Гулинского вулканоплутона позволили отстроить только две спайдерграммы (рис. 9 а, б), из которых объективному анализу может быть подвержена только спайдерграмма рисунка 9, б. На ней отражены геохимические спектры верлитов, оливинитов и мелилитовых пород Крестовского интрузива, представляющего собой, по мнению некоторых исследователей, расслоенный сателлит от тела Гулинского интрузива [15].

На данной мультиэлементной спайдерграмме просматриваются как признаки генетического родства верлитов, оливинитов с мелилитовыми породами, так и яркая геохимическая индивидуальность последних. Родство выражается одинаковыми максимальными и минимальными пиками и плато спайдерграммы, а индивидуальность – резкими положительными пиками Ba, Th, U, Nb, Ta, Sr, Ti, Hf, Y, Ni и Cr, характерными для мелилитовых пород. Эти пиковые значения достигают 4-5 порядков, по сравнению с 1-2 порядками, характерными для верлитов и оливинитов. Отрицательные пики (минимумы) образуют содержания Cs, Rb, K, Y, Sc, V, Co.

Химический состав интрузивных и некоторых дайковых пород Гулинского вулcano-плутона (вес. %)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	Название породы
1	9152	47,95	0,42	0,30	9,31	0,21	24,13	0,65	0,20	0,06	0,28	16,67	100,18	Дунит серпентинизир.
2	9173	22,02	4,60	0,91	32,70	0,23	2,33	26,62	0,20	0,06	10,17	0,35	100,19	Косьвит
3	91/x	29,32	6,73	1,28	30,82	0,29	3,04	22,05	0,20	0,08	5,67	0,70	100,18	Ар. косьвит
4	91130/2	41,34	4,38	1,37	19,74	0,15	14,41	18,27	0,20	0,05	0,11	0,06	100,08	Верлит с Mgt
5	91103/2	36,40	4,80	1,01	30,55	0,35	17,28	8,31	0,20	0,12	0,23	0,60	99,85	Mgt верлит
6	91104/2	35,03	5,12	1,29	33,10	0,34	14,01	10,13	0,20	0,08	0,22	0,45	99,97	OI-Mgt пироксенит
7	91102/2	37,18	4,63	1,08	30,76	0,36	17,53	7,33	0,20	0,11	0,30	0,40	99,91	Mgt пироксенит
8	91105	40,25	5,51	1,55	22,67	0,24	12,03	17,06	0,20	0,50	0,28	0,10	100,39	OI-Mgt пироксенит
9	91107/2	46,88	4,44	2,03	11,51	0,17	13,44	21,07	0,20	0,07	0,12	0,23	100,16	Пироксенит с Mgt
10	91106/3	18,77	3,46	1,07	66,93	0,54	0,36	8,01	0,20	0,20	0,26	0,23	100,03	Магнетитолит
11	91/x1	39,61	5,69	9,11	23,16	0,34	1,99	12,28	1,83	2,32	1,91	1,75	99,99	м/з шонкинит
12	skv.3gl.5	36,90	6,47	6,91	26,23	0,32	2,94	16,08	0,49	1,32	2,31	0,01	99,98	ср/з шонкинит
13	3skv.gl.12	39,95	4,30	3,34	23,14	0,31	15,53	7,90	0,20	0,65	0,78	3,92	100,02	кр/з шонкинит
14	92/x1	49,19	2,73	16,37	11,47	0,20	1,80	5,60	7,60	1,61	0,45	2,95	99,97	ср/з малиньит
15	92/x2	48,90	2,59	16,72	10,53	0,19	1,93	5,87	7,59	1,59	0,53	3,52	99,96	кр/з малиньит
16	911	36,83	5,09	11,70	17,07	0,32	5,85	14,83	2,40	3,40	0,16	2,35	100,00	кр/з ийолит
17	9253/1	48,08	3,78	19,81	8,52	0,13	0,89	7,73	4,81	4,30	0,78	1,65	100,48	кр/з фойяит
18	9253/2	49,33	1,83	19,79	6,95	0,05	1,23	3,36	8,03	7,63	0,19	1,57	99,96	ср/з фойяит с Вi
19	9115-2	52,20	1,03	15,87	7,49	0,14	4,46	2,59	5,99	5,01	0,27	4,97	100,02	Агпайтовый неф. сиенит
20	9239/10	54,55	2,03	8,67	9,11	0,21	6,25	8,81	2,31	6,95	0,96	0,22	100,07	Мезократ. щел. сиенит
21	9239/16	60,00	0,50	11,96	6,07	0,13	4,01	3,39	3,64	9,58	0,23	0,50	100,01	Лейко-мезокр. щел. сиенит
22	9124/6	2,61	0,25	0,10	4,07	0,05	3,66	87,02	0,21	0,26	0,05	1,92	100,20	Mgt кальцитов. карбонатит
23	9125/6	2,50	0,43	0,10	1,95	0,14	16,31	42,39	0,35	0,13	1,32	34,45	100,07	Доломитов. карбонатит
24	91/x2	23,54	25,43	1,85	37,12	2,63	0,10	0,60	1,72	0,33	0,45	6,30	100,07	Шлира хромита в дуните
25	91106/2	11,94	0,51	1,16	80,47	0,65	0,10	4,60	0,20	0,23	0,28	0,00	100,14	Сливной магнетит
26	914/x	4,02	4,77	0,26	87,99	0,74	0,75	0,69	0,42	0,21	0,16	0,00	100,01	Пегматоид неф.-Mgt сост.
27	91119	50,60	3,61	3,49	17,78	0,22	14,35	6,34	0,20	0,13	1,16	2,12	100,00	OI пикрит (дайка)
28	9190	46,96	1,52	1,00	11,80	0,17	25,24	5,86	0,20	0,08	0,30	7,35	100,48	OI взрывчат. брекчия
29	9184	43,42	1,88	0,60	19,88	0,25	23,56	2,10	0,20	0,09	0,39	7,70	100,07	OI взрывчат. брекчия
30	91108/3	35,95	6,06	6,31	24,91	0,35	5,37	15,26	1,00	2,13	2,27	0,40	100,01	Pi-Mgt порфирит (дайка)
31	91108/1	39,26	5,72	6,73	21,90	0,29	5,75	15,92	0,57	1,97	1,76	0,13	100,00	Pi-Mgt-FI порфирит

Примечание: Анализы выполнены в ЦКП ТГУ «Аналитический центр геохимии природных систем» методом РФА.

Новые геохимические данные охватывают почти все основные разновидности интрузивных пород Гулинского вулcano-плутона, включая неизвестные ранее породы (табл. 2). Для удобства анализа и по степени геохимического родства они разбиты на несколько групп: ультраосновные породы (рис. 10, а-е); щелочные габброиды (рис. 10, ж-з); нефелиновые и щелочные сиениты (рис. 10, и-м) и карбонатиты (рис. 10, н-о). Главные особенности графиков распределения микроэле-

ментов пород заключаются в следующем. Общая конфигурация кривых распределения микроэлементов наиболее близка к таковой для OIB, которая представляет собой, как известно, пологую слабо выгнутую кверху кривую с нерезко выраженной вершиной для элементов Nb и Ta в крайней левой части диаграммы. По содержанию микроэлементов эта часть кривой распределения микроэлементов немного не достигает отметки 100 на логарифмической шкале спайдерграммы.

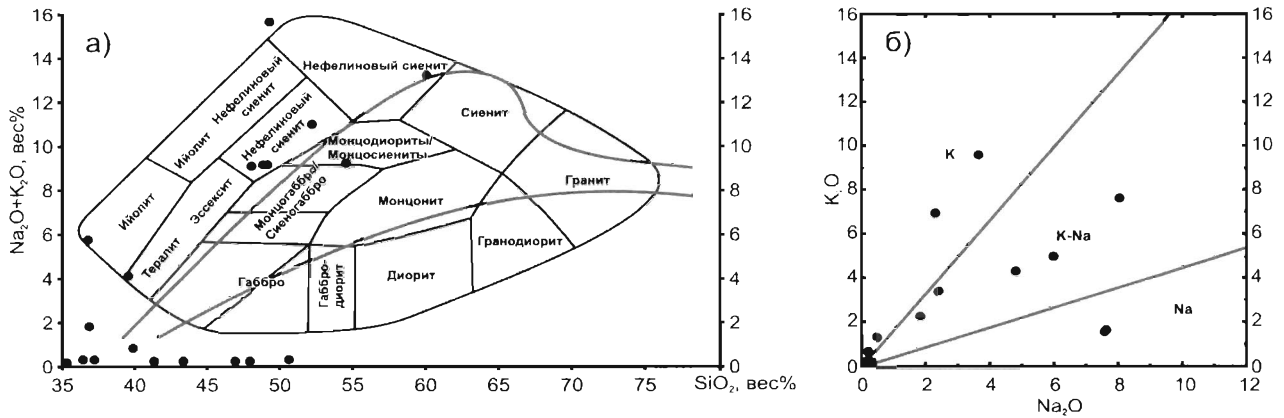


Рис. 6. Положение фигуративных точек составов интрузивных пород Гулинского вулкано-плутона на классификационных диаграммах (новые данные) (табл. 1)

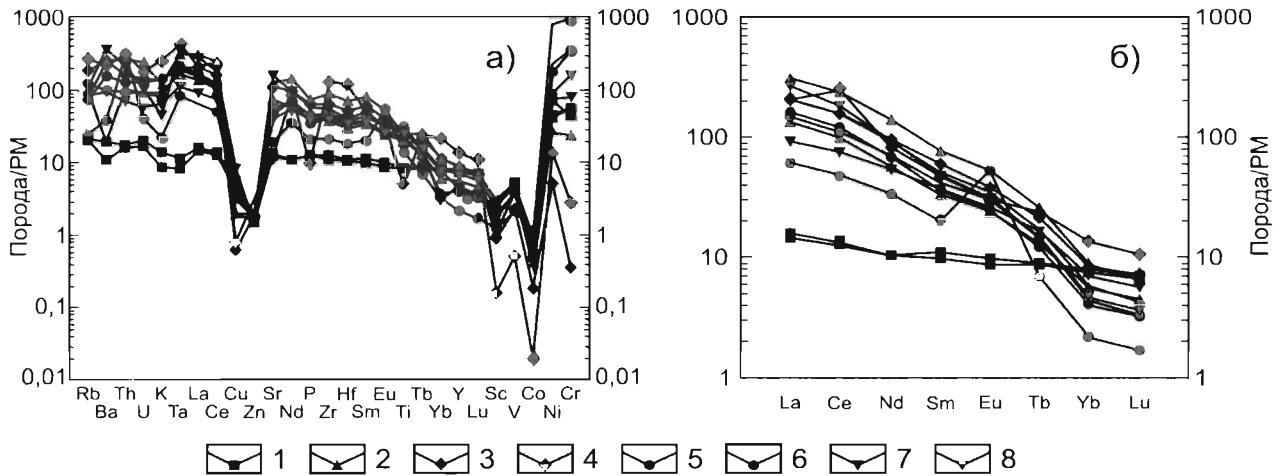


Рис. 7. Распределение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в вулканических породах Маймеча-Котуйской щелочной провинции. Нормировано по PM (Lubetskaya, Korenaga, 2007)
 1 – базальты; 2 – трахибазальты; 3 – трахиандезиты; 4 – трахидациты; 5 – меймечиты; 6 – пикриты; 7 – нефелиниты; 8 – лимбургиты (Arndt et al., 1998)

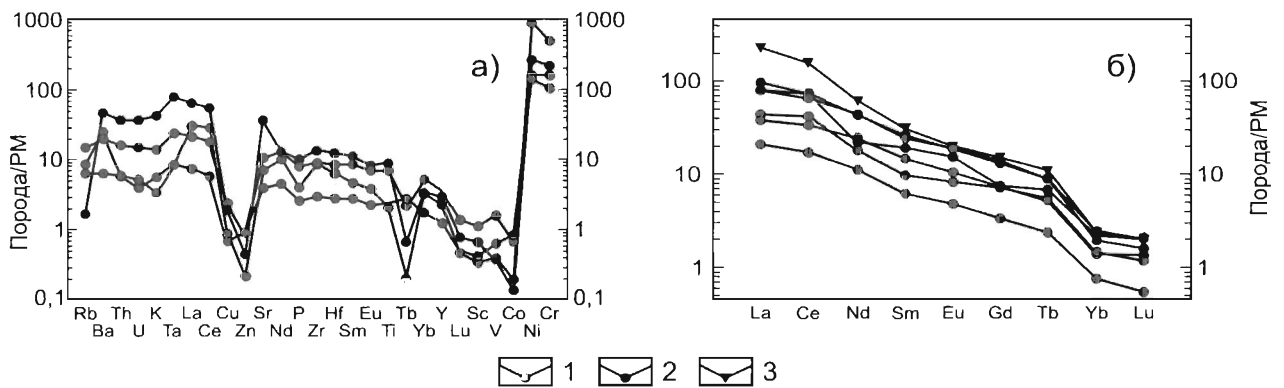


Рис. 8. Распределение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в породах вулканической базальтоидной серии (Когарко и др., 1988; Васильев, 2007; Соболев и др., 2009). Нормировано по PM (Lubetskaya, Korenaga, 2007)
 1 – меймечиты; 2 – пикриты и щелочные пикриты; 3 – нефелиниты

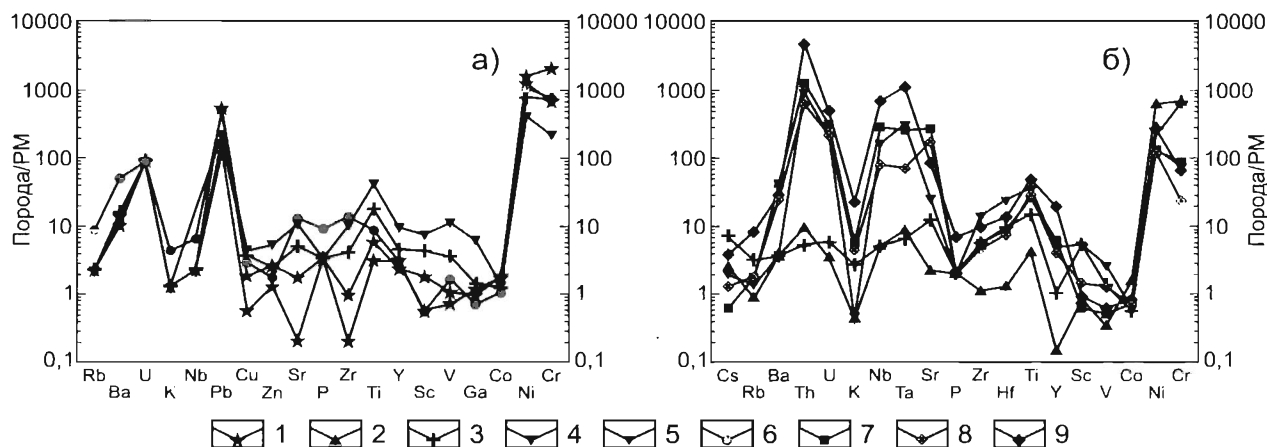


Рис. 9. Распределение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в интрузивных породах Гулинского (а) (Лазаренков и др., 1993) и Крестовского (б) (Гертнер и др., 2009) вулcano-плутонов. Нормировано по PM (Lubetskaya, Korenaga, 2007)

1 – дунит; 2 – оливинит; 3 – верлит; 4 – козьвит; 5 – пироксенит; 6 – меймечит; 7 – куддит; 8 – мелилитолит; 9 – монтичилилитолит

Начиная от отмеченной для Nb и Ta вершины, кривая постепенно понижается направо и достигает значений на треть порядка ниже отметки 10 логарифмической шкалы, фиксируемой уровнем содержания Lu. Однако, подобный плавный рисунок кривой распределения микроэлементов у OIB в случае графиков, отстроенных для исследованных пород, осложняется рядом характерных фиксированных положительных и отрицательных пиков и плато, не характерных для океанических базальтов, считаемых большинством исследователей производными плюмтектоники. Наиболее характерные положительные плато образованы элементами: Ba, Th, U; Nb, Ta, La, Ce; Sr, Nd, P, Zr, Hf, Sm, Eu, Ti, Cd, Tb; Y, Yb, Lu. В пределах этих плато для некоторых элементов проявлены пиковые значения. Для ультраосновных пород это Th и U, Ta, La, Ce, Nd, P; для расслоенной рудной серии – Cs и Rb, Ta, Ti, Sc и V. Для ультраосновных пород, изображенных на рисунке 10, д, как и для щелочных габброидов (рис. 10, ж) характерны не пики, а вершинные плато тех же групп элементов, что и у ультрабазитов. У нефелиновых сиенитов отмечаются те же плато, осложненные небольшими положительными пиками Th, U, Ta, Zr, Hf. Для щелочных сиенитов в правой части диаграммы вместо плато проявлены пики умеренных содержаний Ba, Nb и Sr, а для левой – более дифференцированные плато P, Zr, Hf и Sm-Lu, отмечается также пик V.

Наибольшей контрастностью графика распределения микроэлементов отличается ломаная кривая карбонатитов. Для положительных значений здесь характерны наклонные плато, образо-

ванные Ba, Th и U; Ta, La, Ce; Sr, Nd, P; Sm, Eu; Cd, Tb; Y, Yb, Lu. Для всех проанализированных пород плутона весьма характерным является пик, образуемый Ni и Cr. Для относительно пониженных (условно отрицательных) значений микроэлементов характерны в основном пики и небольшие плато. Наиболее резко у всех пород проявлены пики и плато минимумов содержаний Pb, Cu и Zn; Sc и Co. У карбонатитов к ним добавляются минимумы содержаний U, K, Nb, Ta; P, Zr Yt и Ti.

По уровню содержаний микроэлементов рассматриваемые породы делятся на относительно обогащенные элементами отмеченных положительных пиков и плато и обедненные ими. К первым из них относятся козьвиты, щелочные габброиды, нефелиновые и щелочные сиениты и карбонатиты. Содержания микроэлементов в этих породах достигают содержаний 4-5 порядков, а в обедненных ими дунитах, оливиновом пикрите, взрывных оливиновых брекчиях, расслоенном рудном комплексе содержания микроэлементов варьируют в пределах 1-3 порядков.

Внутри породных групп, для которых отстроены спайдерграммы, минимальные дисперсии содержания микроэлементов отмечены для карбонатитов, щелочных и нефелиновых сиенитов и расслоенного рудного комплекса, а максимальные – для дунитов и козьвитов, оливиновых пикритов, оливиновых взрывных брекчий и щелочных габброидов. При этом для последних дисперсия составляет от полутора до полупорядка.

Графики распределения РЗЭ рассматриваемых пород в силу своей простоты и большой наглядности более однозначно отражают ряд гео-

Таблица 2

Представительные геохимические составы магматических пород Гулинского вулcano-плутона (г/т)

Элемент	GI-9152	GI-9173	GI-91/x	GI-91130/2	GI-91103/2	GI-91104/2	GI-91102/2	GI-91/x1
	1	2	3	4	5	6	7	8
Be	0,18	0,47	0,86	0,21	0,23	1,08	0,58	7,98
Sc	2,96	42,45	50,67	65,63	29,50	36,36	25,99	10,70
Ti	1018,47	70632,99	66129,17	27522,13	25455,33	31583,24	23095,88	39839,57
V	12,72	640,52	800,93	284,38	404,06	522,32	388,29	341,74
Cr	14280,22	29,35	95,25	536,11	3477,57	2632,81	3917,15	12,11
Co	149,56	93,25	92,96	106,70	197,07	179,18	196,49	42,42
Ni	5639,53	245,41	167,74	1143,35	1878,08	1479,78	1814,39	77,54
Cu	4,73	577,18	95,78	26,93	73,32	32,00	62,26	497,06
Zn	55,57	148,31	157,43	320,78	150,75	149,60	150,18	155,18
Ga	1,20	12,72	12,95	12,29	8,80	12,18	8,38	30,24
Ge	0,89	8,14	5,45	1,47	1,59	2,55	1,61	6,04
Rb	1,45	3,28	2,86	1,73	6,22	2,68	4,01	70,86
Sr	27,07	880,16	586,53	204,78	102,52	115,25	98,37	2544,07
Y	0,34	40,35	28,67	4,24	2,91	3,64	2,85	50,89
Zr	5,68	176,90	193,06	59,22	46,00	63,70	44,15	1018,68
Nb	1,14	27,19	36,09	1,74	5,63	7,57	4,08	255,89
Mo	0,47	1,36	0,58	0,67	0,51	0,46	0,38	5,39
Cd	<0,0109	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,07
Sn	<0,539	0,92	1,96	2,54	1,70	1,92	1,57	6,93
Sb	0,006	0,07	0,07	0,04	0,08	0,10	0,07	0,36
Te	0,003	0,08	0,07	0,004	0,010	0,003	0,01	0,18
Cs	0,16	0,05	0,21	0,07	0,03	0,60	0,29	0,80
Ba	8,02	36,17	13,50	3,15	26,11	6,90	18,73	1308,48
La	0,80	160,93	94,75	5,66	3,68	4,38	3,97	240,38
Ce	1,93	415,20	251,19	18,67	12,00	14,85	12,04	507,07
Pr	0,23	55,65	34,13	3,23	1,94	2,52	1,96	53,92
Nd	0,89	232,99	149,13	15,44	8,93	11,84	8,91	194,80
Sm	0,15	40,65	27,03	3,40	1,94	2,57	1,99	30,90
Eu	0,04	9,46	6,65	0,90	0,51	0,69	0,51	7,77
Tb	0,02	3,14	2,24	0,33	0,20	0,26	0,20	2,87
Gd	0,12	26,13	19,21	2,58	1,52	1,98	1,55	21,89
Dy	0,09	12,15	8,90	1,44	0,91	1,19	0,90	13,00
Ho	0,02	1,78	1,34	0,23	0,15	0,19	0,15	2,22
Er	0,04	3,44	2,61	0,45	0,30	0,41	0,31	5,09
Tm	0,007	0,36	0,27	0,05	0,04	0,05	0,04	0,64
Yb	0,04	1,79	1,42	0,30	0,23	0,27	0,21	3,52
Lu	0,006	0,23	0,19	0,05	0,03	0,04	0,03	0,47
Hf	0,14	5,83	7,23	2,93	1,72	2,47	1,80	22,73
Ta	0,40	2,69	3,90	0,28	0,54	1,53	0,75	14,75
W	0,08	0,21	0,11	0,23	0,23	0,11	0,08	2,09
Tl	0,03	0,003	0,008	0,02	0,004	0,006	0,002	0,06
Pb	<0,01	2,20	2,58	0,06	0,10	<0,01	0,80	10,12
Th	0,07	2,54	1,34	0,05	0,25	0,10	0,17	20,44
U	0,05	0,32	0,19	0,02	0,08	0,12	0,096	5,26
Элемент	GI-5 skv.3	GI-12 skv.3	GI-92/x1	GI-92/x2	GI-911	GI-9253/1	GI-9253/2	GI-9115/2
	9	10	11	12	13	14	15	16
Be	4,57	1,78	12,66	14,55	3,28	8,06	9,17	12,53
Sc	17,46	24,25	3,95	4,78	50,36	5,29	2,92	1,04
Ti	48067,48	22475,43	15010,00	17168,58	25765,29	27107,65	12720,70	5300,65
V	542,12	256,03	213,21	239,93	376,45	107,14	62,55	19,09
Cr	43,79	4160,83	46,30	38,42	235,23	52,95	44,92	12,69
Co	58,31	157,70	14,43	15,36	39,96	15,98	13,25	5,69
Ni	101,15	1818,39	65,58	38,62	258,49	99,37	50,98	30,82

Cu	546,03	112,60	65,02	73,63	30,04	145,94	80,88	17,27
Zn	160,55	139,70	93,01	109,06	622,25	63,82	45,48	43,13
Ga	17,70	15,93	36,79	38,66	23,05	37,63	39,25	45,95
Ge	6,06	2,29	4,12	4,02	1,35	5,96	2,36	1,29
Rb	51,22	30,05	65,21	60,79	72,47	66,10	76,05	80,09
Sr	2059,93	713,06	4041,40	3738,79	653,48	2985,08	2616,62	4592,19
Y	43,89	12,98	34,00	38,96	32,85	56,14	20,56	75,54
Zr	722,82	332,49	1160,88	1256,05	625,26	930,81	553,15	4182,75
Nb	160,40	66,14	267,94	264,71	84,98	349,91	172,01	843,99
Mo	1,05	1,48	3,12	1,11	3,20	11,07	8,46	1,91
Cd	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,07	0,04	0,06
Sn	1,50	2,86	3,61	3,73	5,59	8,71	4,85	8,80
Sb	0,16	0,11	0,25	0,14	0,097	0,37	0,30	1,27
Te	0,11	0,05	0,14	0,17	0,06	0,13	0,08	0,38
Cs	1,18	0,26	0,86	0,92	0,89	0,53	0,51	0,30
Ba	1092,55	244,86	2181,14	1689,76	1357,12	814,75	2290,00	2293,96
La	154,19	45,02	176,16	179,15	7,96	227,04	89,83	419,98
Ce	358,12	101,51	338,79	354,44	19,62	503,41	190,60	570,73
Pr	43,55	12,35	34,08	34,90	3,38	53,63	20,13	33,14
Nd	172,05	47,72	113,61	115,53	17,29	183,46	65,89	80,86
Sm	31,68	8,58	18,32	18,94	6,03	31,37	10,93	11,48
Eu	7,96	2,11	4,62	4,85	1,97	8,51	2,68	3,53
Tb	2,84	0,81	1,86	1,90	1,16	3,21	1,11	1,87
Gd	22,14	6,13	13,16	13,49	7,04	22,85	7,78	10,70
Dy	12,45	3,61	8,70	9,11	7,00	15,10	5,21	11,62
Ho	1,98	0,60	1,55	1,59	1,32	2,50	0,89	2,69
Er	4,20	1,32	3,67	3,85	3,25	5,44	1,96	8,45
Tm	0,49	0,17	0,49	0,52	0,43	0,62	0,25	1,29
Yb	2,64	0,94	2,84	2,98	2,49	3,06	1,27	7,56
Lu	0,34	0,13	0,38	0,38	0,34	0,34	0,16	0,95
Hf	18,36	8,33	24,33	24,18	14,88	21,63	11,28	54,35
Ta	13,61	4,25	12,88	11,66	3,34	20,21	8,30	11,46
W	1,14	1,88	1,61	0,71	0,38	3,63	2,37	0,82
Tl	0,06	0,03	0,13	0,09	0,12	0,04	0,02	0,07
Pb	8,27	4,09	17,19	14,85	1,64	4,95	4,40	52,10
Th	11,23	6,54	27,21	25,89	0,98	16,97	15,55	150,87
U	2,94	1,90	7,13	6,74	1,99	3,38	4,53	45,84
Элемент	GI-9239/10	GI-9239/16	GI-9124/6	GI-9125 b	GI-91119	GI-9190	GI-9184	
	17	18	19	20	21	22	23	
Be	4,32	4,90	0,14	0,18	1,62	0,46	0,27	
Sc	18,60	5,21	11,65	15,06	17,78	29,06	9,80	
Ti	11014,62	2756,55	979,03	1207,78	16306,26	6704,93	6877,32	
V	559,07	386,40	40,05	17,16	187,78	71,69	83,60	
Cr	291,96	91,71	28,00	12,00	4140,77	6178,94	11452,48	
Co	21,56	8,68	16,77	5,33	135,54	146,64	213,73	
Ni	31,72	55,82	47,12	21,21	2804,79	3556,11	3797,40	
Cu	78,22	22,43	7,90	5,58	126,78	27,30	22,73	
Zn	44,45	20,28	17,76	6,95	116,42	73,97	100,24	
Ga	15,33	27,73	4,21	3,64	9,10	3,39	3,44	
Ge	0,81	0,72	6,86	8,00	2,08	1,23	1,27	
Rb	104,62	135,79	1,24	1,95	12,92	8,44	6,48	
Sr	933,62	497,43	6412,99	7232,93	490,52	112,56	77,15	
Y	17,95	6,09	45,72	82,54	12,24	3,01	1,53	
Zr	540,29	300,06	11,05	8,56	243,05	44,04	27,23	
Nb	71,37	36,08	11,38	2,49	49,43	5,29	5,31	
Mo	1,85	12,37	0,12	0,12	1,23	0,99	0,94	
Cd	0,04	0,02	0,04	0,12	0,02	0,01	0,01	

Окончание таблицы 2

Sn	4,53	2,41	1,90	<0,539	2,20	1,71	0,54
Sb	0,22	0,14	0,14	0,15	0,15	0,12	0,07
Te	0,13	0,06	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02
Cs	1,58	0,39	0,10	0,07	0,60	0,25	0,10
Ba	4835,94	231,30	284,46	1344,05	151,43	31,43	27,16
La	19,82	17,55	234,73	181,22	42,57	6,19	4,85
Ce	32,47	27,91	574,45	467,13	94,29	15,47	10,53
Pr	3,53	2,70	66,44	64,96	11,60	2,20	1,32
Nd	11,98	8,47	250,72	271,17	44,06	9,45	5,16
Sm	2,63	1,49	40,49	51,41	8,27	1,91	0,93
Eu	1,27	0,36	9,86	13,34	2,06	0,49	0,24
Tb	0,50	0,21	3,41	5,18	0,80	0,19	0,09
Gd	2,91	1,32	27,46	37,11	6,01	1,46	0,70
Dy	3,22	1,17	14,00	24,44	3,50	0,88	0,42
Ho	0,66	0,25	2,16	3,72	0,59	0,15	0,07
Er	1,78	0,72	4,55	7,23	1,28	0,33	0,16
Tm	0,28	0,13	0,51	0,72	0,16	0,04	0,02
Yb	1,93	1,03	2,76	3,34	0,88	0,25	0,13
Lu	0,32	0,19	0,36	0,39	0,12	0,04	0,02
Hf	13,90	6,70	0,44	0,29	6,20	1,58	0,72
Ta	2,35	1,05	9,20	0,32	3,57	0,54	0,46
W	1,16	0,99	0,095	2,67	0,50	0,58	0,35
Tl	0,13	0,16	0,007	0,02	0,03	0,03	0,02
Pb	2,60	2,58	2,22	17,70	2,23	0,62	<0,01
Th	1,60	2,14	5,13	11,13	4,18	0,60	0,36
U	0,98	1,26	0,11	1,33	1,05	0,14	0,09

Примечание: Анализы выполнены в ЦКП ТГУ «Аналитический центр геохимии природных систем» методом ICP MS. Полевые номера проб в таблицах 1 и 2 совпадают.

химических тенденций, отмеченных при анализе спайдерграмм (см. рис. 10).

По уровню концентрации РЗЭ породы распадаются на обогащенные ими косьвиты, щелочные габброиды, нефелиновые сиениты и карбонатиты, содержащие редкие земли на уровне 3-4 порядков. Обедненными редкими землями являются дуниты, расслоенный рудный комплекс, оливиновый пикрит, оливиновые взрывные брекчии и щелочные сиениты, достигающие 1 до 3 порядков в их содержании.

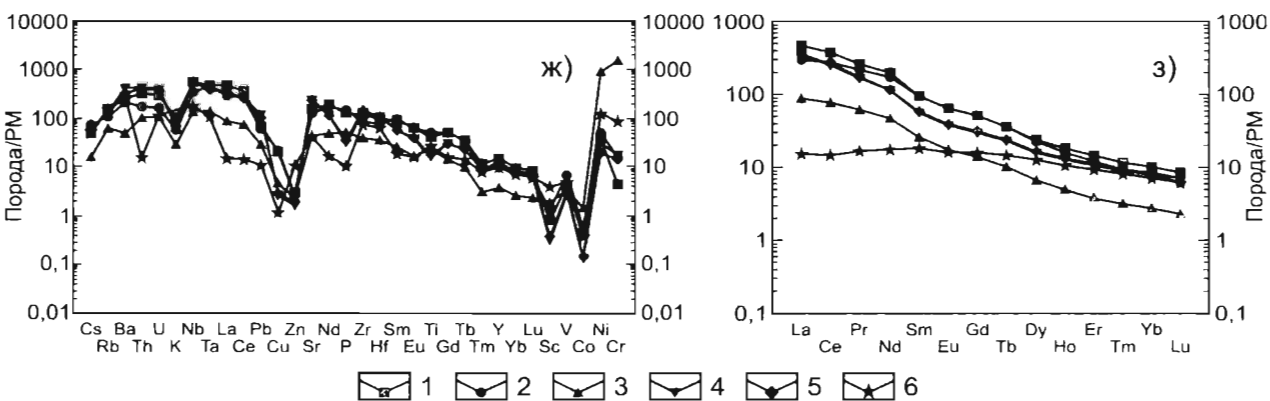
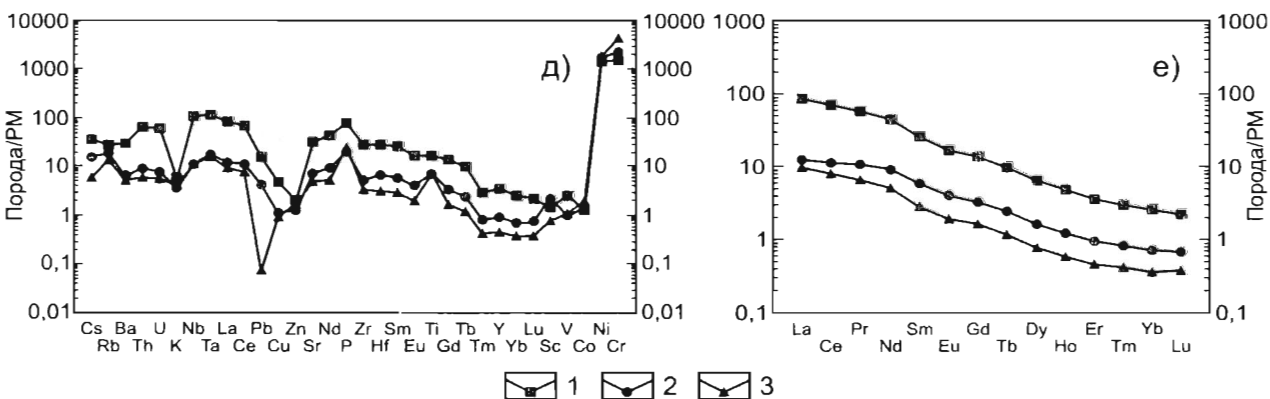
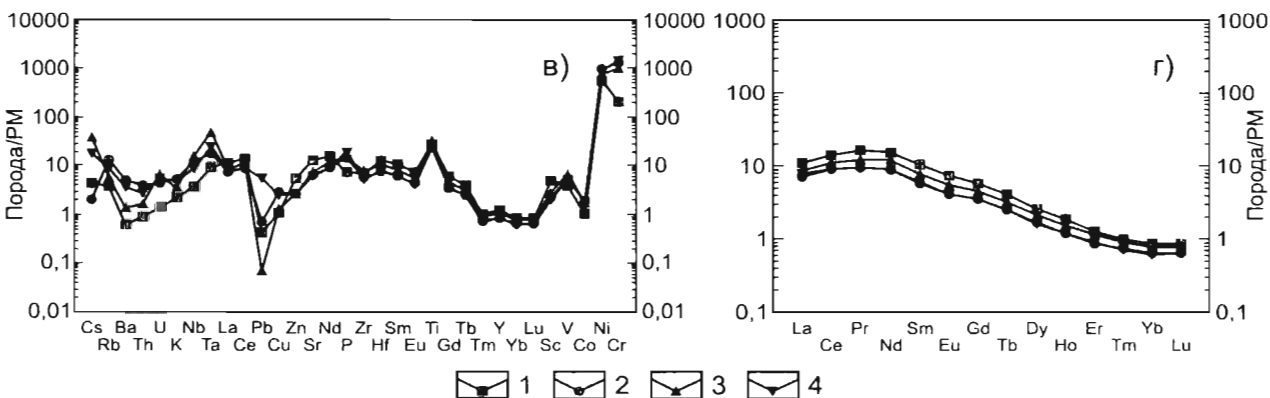
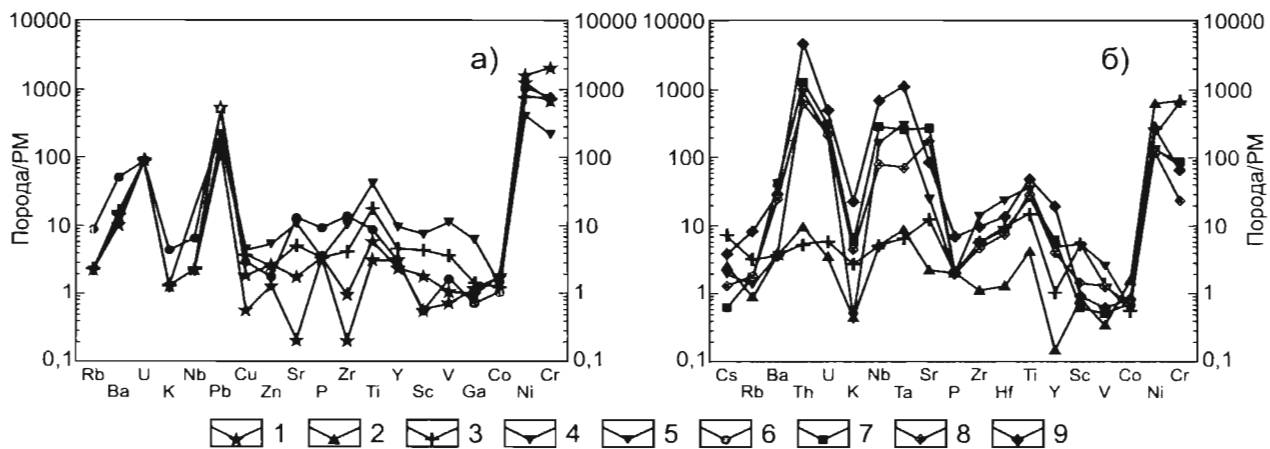
Минимально дифференцированными по уровню накопления микроэлементов являются карбонатиты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и породы расслоенного рудного комплекса. Максимальная дифференциация характерна для дунитов и косьвитов (более 2-х порядков), оливинового пикрита и оливиновых взрывных брекчий и щелочных габброидов (в пределах одного порядка).

Конфигурация графиков распределения редких земель у всех анализируемых групп конформна или весьма близка. Отклонения от характерного графика наблюдаются у ийолитов (рис. 10, з) и агпайтовых нефелиновых сиенитов (рис. 10, к).

Для всех графиков распределения РЗЭ характерен также довольно крутой наклон, демонстрирующий резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. При этом максимальная разница, достигающая полутора-двух порядков, отмечена для косьвитов, щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов, а минимальная (в пределах одного порядка) – для дунитов, расслоенного рудного комплекса, оливинового пикрита и оливиновых взрывных брекчий и щелочных сиенитов.

Анализ характера распределения микроэлементов на спайдерграммах и графиках РЗЭ показывает, что породы обладают отчетливо выраженными признаками генетического родства, имеющими сквозное развитие (рис. 10, а-о). Для ряда из них фиксируются индивидуальные геохимические особенности, как, например, для ийолитов, агпайтовых нефелиновых сиенитов или карбонатитов.

Этот факт является довольно неожиданным, если учесть, что в существующих петрологических схемах разных авторов для пород Гулинского вулканоплутона обычно выделяется несколько исходных магм. Приведенные же данные свидетельствуют, скорее всего, о доминанте процессов магматической дифференциации единой плюмовой колон-



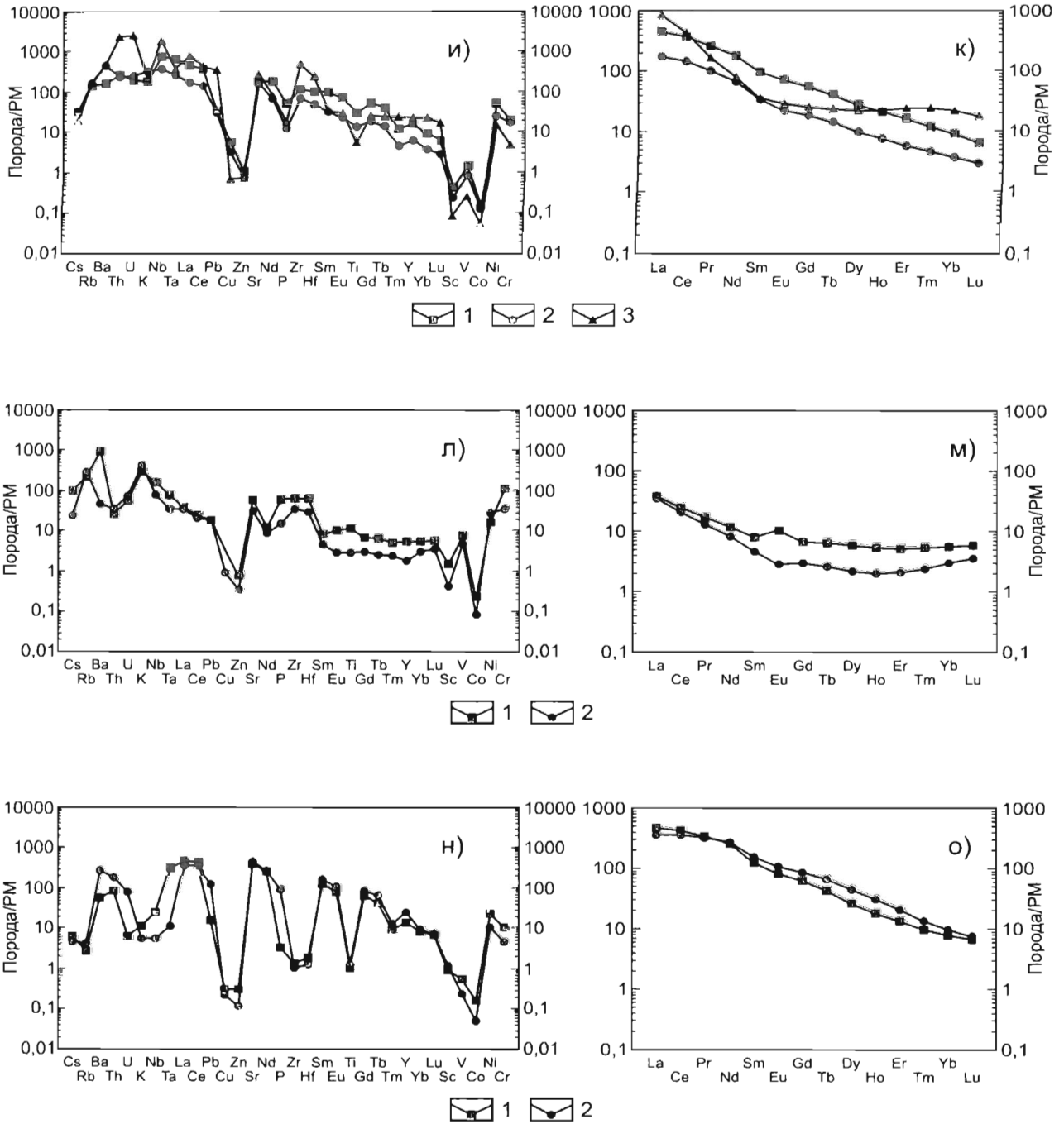


Рис. 10. Распределение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в интрузивных породах Гулинского вулcano-плутона (новые данные)

Нормировано по PM (Lubetskaya, Kogenaga, 2007). *Ультраосновные породы*: а, б: 1 – аподунитовый серпентинит, 2 – косьвит, 3 – косьвит с апатитом; в, г: расслоенный комплекс рудных пород: 1 – верлиты с магнетитом, 2 – магнетитовые верлиты; 3 – магнетитовые пироксениты; 4 – магнетитовые одивининовые пироксениты; д, е: 1 – оливинный пикрит (дайка), 2 – эксплозивная брекчия с обломками дунитов, 3 – эксплозивная брекчия с обломками дунитов и вулканитов. *Щелочные габброиды и ийолиты*: ж, з: 1 – мелкозернистый шонкинит, 2 – силл среднезернистого шонкинита в меймечитовой толще, 3 – крупнозернистый шонкинит, 4 – среднезернистый малиньит, 5 – крупнозернистый малиньит, 6 – ийолит. *Нефелиновые и щелочные сиениты*: и, к: 1 – крупнозернистый фойяит, 2 – среднезернистый биотитовый фойяит, 3 – агапитовый нефелиновый сиенит; л, м: 1 – мезократовый щелочной сиенит, 2 – мезо-лейкократовый щелочной сиенит. *Карбонатиты*: н, о: 1 – кальцитовый карбонатит, 2 – доломитовый карбонатит

ны (фракционирования, ликвации и др.) и о вариациях состава магмогенерирующего субстрата, нежели о нескольких самостоятельных магмах.

Как следует из анализа геохимических данных по эффузивно-интрузивно-дайкивой ассоциации пород Маймечя-Котуйской провинции и Гулинского вулканоплутона, доминирующей чертой их вещественного состава является сходство с реперными ОИВ, но со своей ярко выраженной спецификой, обусловленной плюмово-рифтовой природой и щелочным характером изученных магматитов. В этой связи интересным представляется сравнение анализируемых пород с вулканитами океанических островов гавайского типа, к которым отнесены базальты раннекембрийского манжерокского комплекса Горного Алтая (рис. 11 а, б) [3].

Геолого-тектонический контекст триасовых магматитов Сибирской платформы определен, как уже отмечалось, как внутриплитный плюмово-рифтовый, проявленный в условиях кратона. А горно-алтайских раннекембрийских вулканитов – как плюмовый, проявленный в пределах неконсолидированной субокеанической коры с локально развитым достаточно мощным карбонатным чехлом.

Сравнение мультиэлементных спайдерграмм РЗЭ маймеченских магматитов и вулканитов Горного Алтая (рис. 10 а-о; рис. 11 а-б) с одной стороны отчетливо показывают на их доминирующую геохимическую близость к ОИВ, а с другой, несомненные отличия первых от вторых. Эти отличия заключаются, главным образом, в заметно более широких вариациях состава микроэлементов в маймеченских магматитах, обусловленных заметно большей степенью их дифференцированности,

более резко выраженной разницей в содержании легких и тяжелых РЗЭ и, естественно, несопоставимой щелочностью. Однако при этом, для таких пород, как дуниты, расслоенный рудный комплекс, щелочные сиениты и эксплозивные оливиновые брекчии, отмеченные выше параметры вполне сопоставимы с вулканитами Горного Алтая. Основной причиной соответствия и несоответствия геохимических параметров сравниваемых плюмовых образований, по-видимому, следует рассматривать характер плюм-литосферного взаимодействия гораздо более полно проявленный в триасовых рифтогенных магматитах Сибирского кратона, нежели у субокеанических базитов Горного Алтая.

Радиоактивная и изотопно-геохимическая характеристика пород Маймечя-Котуйской провинции

Радиогеохимическая специализация пород. На ряде мультиэлементных спайдерграмм изученных пород, нормированных по РМ радиоактивные элементы Th и U образуют отчетливые максимумы содержаний (косциты, оливиновые пикриты, щелочные габброиды, агпайтовые нефелиновые сиениты, карбонатиты), а на других – минимумы (дуниты, расслоенный рудный комплекс, оливиновые эксплозивные брекчии, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты). Причем поведение Th и U не всегда согласовано. Индикаторное значение Th/U отношения известно и часто используется для решения разных задач: расчленения магматических комплексов; расчленения разных фаз магматических комплексов; определения наложенных метасоматических изменений пород; потенциальной

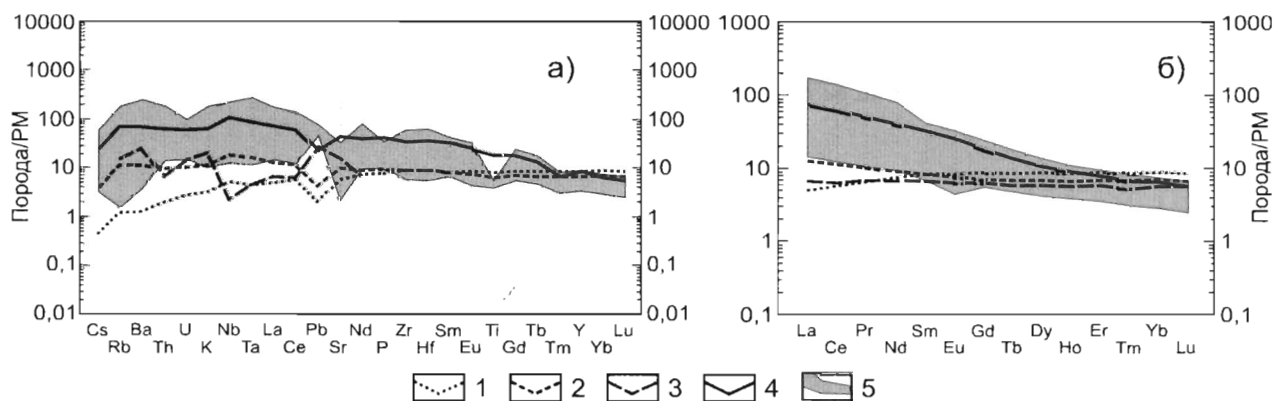


Рис. 11. Распределение редких, рассеянных и редкоземельных элементов на мультиэлементной спайдердиаграмме (а) и диаграмме распределения РЗЭ (б) раннекембрийских эффузивов манжерокского комплекса Горного Алтая. Нормировано по РМ (Lubetskaya, Kogenaga, 2007)

Реперные линии составов: 1 – N-MORB; 2 – E-MORB; 3 – IAB; 4 – OIB; 5 – поля составов манжерокского комплекса. Данные по средним составам N-MORB (Sun, McDonough, 1989), E-MORB (Sun, McDonough, 1989), OIB (Sun, McDonough, 1989), IAB (Niu, O'Hara, 2003)

радиогеохимической рудоносности и др. С целью определения некоторых из этих параметров была отстроена диаграмма Th-U (рис. 12.) для пород Маймеча-Котуйской провинции.

Анализ диаграммы показывает, что доминирующим трендом накопления характеризуется Th. Этот тренд располагается вдоль разделительной линии $Th/U = 5,0$, лежащей в секторе типичных магматических образований. При этом специализированными на Th являются ультрамафиты и мафиты, нефелиниты, трахибазальты и трахиандезиты с содержаниями Th от 10-12 до 20 г/т, а U от 2 до 4 г/т. Максимальные значения содержания Th и U установлены для некоторых ультрамафитов, но главным образом для мелилитовых пород с вариациями содержания Th от 40-60 до 200 г/т, а U от 4 до 8 г/т.

Весьма слабо, но проявлен урановый тренд, характерный для некоторых ультрамафитов с расположением этого тренда на границе полей магматических пород с наложенным метасоматозом и типичных метасоматических образований.

Изотопно-геохимическая характеристика пород. Для выполнения данной работы были рассмотрены результаты исследований ряда известных авторов, по котрым отстроены несколько диаграмм, характеризующих Rb-Sr систему пород провинции (рис. 13, а-в).

Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr - R_2O$ показывает соотношение между щелочностью пород и величиной соотношений изотопов стронция - показателем мантийности и контаминированности их коровым веществом. Общее расположение фигуративных точек составов пород на диаграмме (рис. 13, а) образует клинообразный сектор с вершиной на шкале ординат в интервале значений 0,703-0,705. В этом интервале наблюдается максимальное сгу-

щение фигуративных точек пород, имеющих явные мантийные метки при минимальном содержании щелочей (от 0 до 2,0 %). С удалением от вершины с мантийными метками по оси абсцисс (R_2O) сектор постепенно расширяется в сторону коровых значений $^{87}Sr/^{86}Sr$. Крайние ограничения этого сектора, обозначенные жирными линиями эволюционных трендов (рис. 13, а), демонстрируют две ведущие тенденции эволюции составов пород в рассматриваемых координатах. Первая тенденция и обозначающая ее линия, идущая вдоль оси R_2O , свидетельствует о том, что существенно мелилитовые породы и фойдолиты минимально контаминируются коровым веществом при возрастании их щелочности. Вторая линия сектора, отклоняющаяся к оси ординат ($^{87}Sr/^{86}Sr$), наоборот фиксирует максимум контаминации пород коровым веществом; малым и умеренным для меймечитов, пикритов, авититов, лимбургитов, меланефелинитов и нефелинитов; значительным для базальтов, щелочных базальтов, трахибазальтов, трахитов, щелочных сиенитов, трахидацитов; и максимальным для нефелиновых сиенитов и карбонатитов.

Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr_{(изм)} - ^{87}Rb/^{86}Sr$ (рис. 13,б) демонстрирует в принципе те же тенденции, что и предыдущая, но в более чистом виде. Подавляющее большинство фигуративных точек составов пород здесь так же образует весьма сгученный рой в интервале мантийных и близких к ним значений, от которого протягиваются две ветви. Одна параллельна оси абсцисс ($^{87}Rb/^{86}Sr$), а другая отклоняется к оси ординат ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(изм)}$). Первая из них демонстрирует независимость обогащения параметром $^{87}Rb/^{86}Sr$ от роста отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, характерного для щелочной базальт-трахидацитовой серии, козьвитов, фойдолитов и

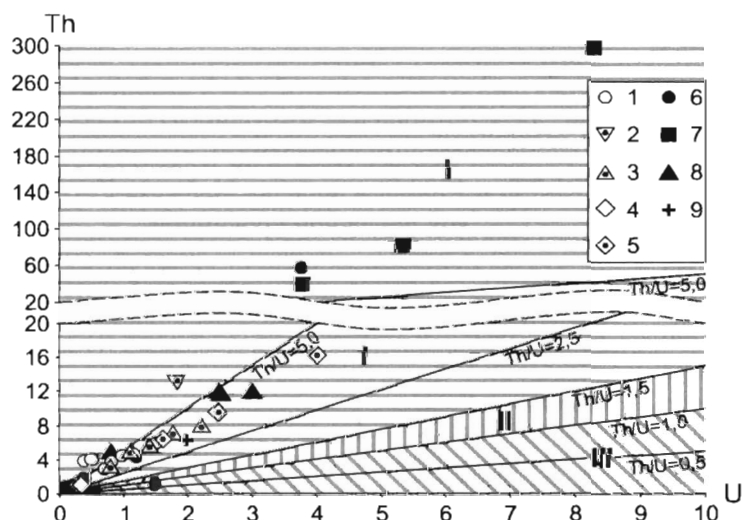


Рис. 12. Диаграмма Th/U (г/т) для пород Маймеча-Котуйской провинции

Поля на диаграмме (I-III) соответствуют природе магматитов согласно отношению Th/U: I - первично магматические; II - магматическая с наложением метасоматических процессов; III - существенно метасоматическая (Рихванов, 2002 и др.).

Эффузивные породы: 1 - ультраосновные породы (меймечиты, пикриты, лимбургиты); 2 - нефелиниты; 3 - щелочные пикриты; 4 - базальты; 5 - трахибазальты, трахиандезиты. Интрузивные породы: 6 - ультрамафиты (дуниты, верлиты, пироксениты); 7 - мелилитовые породы (кудтиты, мелилитолиты, монтичеллитолиты); 8 - ультраосновные ультрамафиты и мафиты; 9 - щелочной сиенит (Когарко и др., 1988; Лазаренков и др., 1993; Васильев, 2007); [1] (Arndt et al., 1998; James et al., 2006)

мелилитовых пород. Другая, наоборот, демонстрирует наличие этой зависимости для пород серии грахиандезит, трахит, щелочной сиенит, грахидацит и, особенно, для кварцевых сиенитов, некоторых фойдолитов и мелилитовых пород. То есть разные представители мелилитовых пород и фойдолитов могут в процессе формирования как обогащаться коровым веществом, так и сохранять свои мантийные метки.

Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 1000/\text{Sr}$ (рис. 13, в) при уже установленной одногишной тенденции распределения фигуративных точек составов пород, скученных в области, соответствующей и близкой к мантийным меткам, обнаруживает два независимых друг от друга направления эволюции их составов. Первая характерна для дунитов, оливинитов, верлитов, меймечитов, некоторых фойдолитов и мелилитовых пород, у которых рост параметра $1000/\text{Sr}$ не зависит от изотопных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. А у таких пород, как трахиандезиты, трахиты, щелочные сиениты, трахидациты, некоторые представители мелилитовых пород, фойдолитов и кварцевых сиенитов, аномальное нарастание коровых значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не зависит от параметра $1000/\text{Sr}$.

Таким образом, анализ диаграмм показывает, что большая часть пород Маймеча-Котуйской провинции при формировании сохраняет мантий-

ные метки, а контаминация коровым веществом у них незначительна. В основном это породы начальных фаз излияния у вулканитов и внедрения у интрузивных пород. Другая часть пород, представленных, в основном, щелочными базальтами, некоторыми фойдолитами, мелилитовыми породами, сиенитами, кварцевыми сиенитами и карбонатитами, явно и в заметных количествах обогащена коровым веществом. В координатах рассмотренных диаграмм наиболее ощутима тенденция роста щелочности пород с ростом изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Две другие диаграммы демонстрируют либо незначительную в количественном выражении зависимость рассмотренных параметров, либо ее отсутствие, что говорит о проявлении в ходе формирования и эволюции исходных расплавов какого-то третьего процесса, объединяющего установленные тенденции. По-видимому, этим процессом является флюидный режим магмогенеза.

Важная фактическая информация и соответствующие геохимические построения, свидетельствующие о вещественной неоднородности пород некоторых массивов Маймеча-Котуйской провинции, приведена в статье [1]. В основном на данных о изотопном составе неодима и стронция в породах Крестовского вулcano-плутона авторы статьи обосновывают автономность источников

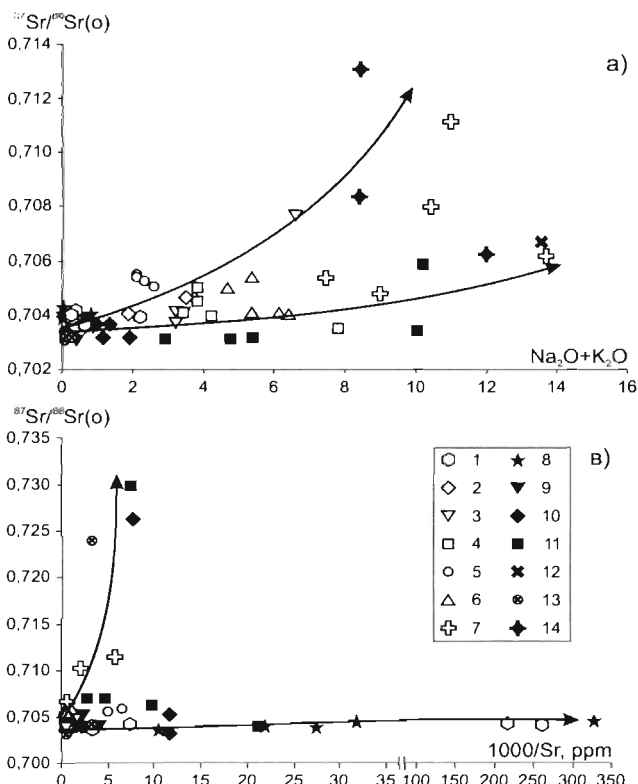


Рис. 13. Соотношение изотопного состава Sr с концентрациями щелочей (а), отношением $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $1000/\text{Sr}$ в породах Маймеча-Котуйской щелочной провинции

Эффузивные породы: 1 – меймечит; 2 – пикрит; 3 – авгитит, лимбургит; 4 – меланонелефинит, нефелинит; 5 – базальт; 6 – щелочной базальт, трахибазальт, трахидолерит; 7 – трахиандезит, трахит, щелочной сиенит, трахидацит. Интрузивные породы: 7 – дунит, оливинит, верлит; 8 – клинопироксенит, косьвит; 9 – монтичеллитолит; 10 – якупирангит, мельтейгит, ийолит; 11 – нефелиновый сиенит; 12 – кварцевый сиенит; 13 – карбонатит (Покровский, Виноградов, 1987; Ланда и др., 1988; Когарко и др., 1988; Когарко и др., 1999; Владыкин, 2005); [1]; (Arndt et al., 1998)

вещества ассоциаций высокой и повышенной щелочности объекта. Они отмечают, что щелочные ультрамафиты имеют более высокие первичные отношения Nd/Nd ($e_{Nd}(T) = 2,4-3,1$), тогда как для трахиандезитов и сиенитоидов характерны пониженные значения этого параметра ($e_{Nd}(T) = -0,6 \dots -15,9$). Возможная гетерогенность источников пород также отражена в значениях их модельного возраста T_{DM} . По сравнению с малыми интрузивами щелочных сиенитов (~ 3,38 млрд лет) для меланефелинитов и монтичеллитолитов установлены более молодые (около 590-620 млн лет) датировки предполагаемых расчетных протолитов.

Изотопный состав Sr по данным этих авторов обнаруживает большую дисперсию с диапазоном значений I_{Sr} от 0,7035-0,7037 (нефелиниты, мелилитолиты и монтичеллитолиты) и 0,7038-0,7041 (оливиниты, верлиты, пироксениты) до 0,705-0,708 (трахидолериты, щелочные сиениты). Соотношения изотопов кислорода в валовых составах и породообразующем пироксене ($d^{18}O = +1,1-4,9\%$) предполагают значительное взаимодействие изученных пород с метеорными водами, глубина проникновения которых, возможно, достигала 500 м.

Закономерности изотопной аттестации пород Крестовского вулканоплутона отчетливо видны на диаграмме $e_{Nd}(T) - e_{Sr}(T)$ (рис. 14), где точки составов основных петрографических разновидностей провинции образуют композиционное поле, веерообразно расширяющееся от умеренно деплетированных мантийных доменов типа HIMU и PREMA в область обогащенных источников EM I и EM II с границами по линиям смещения с веществом нижней (LC) и верхней (UC) коры в соотношениях от LC:UC = 10:1 до LC:UC = 1:10. При этом изотопные составы субщелочных и щелочных магм характеризуются заметной дискретностью только в основании разреза триасовой вулканогенной толщи (правобоярская, арыгджангская и дельканская свиты) или в интрузивных телах (массив Кугда), удаленных от предполагаемого эпицентра плюма.

По своему изотопному составу вулканические и плутонические разновидности пород Крестовского вулканоплутона занимают промежуточное положение между аналогами своих пород в массивах Гули и Кугда, при относительно слабой контрастности между субщелочными и щелочными производными. Наиболее полное совпадение изотопных параметров наблюдается в ультраосновных и щелочных породах, а также карбонатах Гулинского плутона, что, по мнению авторов

[1] фиксирует условный эпицентр плюма. Они отмечают, что значения $e_{Nd}(T)$ и $e_{Sr}(T)$ в изученных ими породах указывают на хондритовый источник вещества, но значения $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,3), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,5) и $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38,0) соответствуют именно веществу PREMA. Отклонение от выявленной тенденции зафиксированы лишь для поздних малых интрузий (долериты, сиениты, граниты), при формировании которых происходило активное взаимодействие с материалом земной коры или его прямое плавление.

Основной вывод цитируемых исследователей заключается в том, что на примере Крестовской вулканоплутонической структуры следует поставить под сомнение участие двух и более плюмовых источников в формировании пород Маймеча-Котуйской провинции. Предполагается существование единого мантийного домена вещества, соответствующего по изотопному составу PREMA. Наблюдаемое разнообразие триасовых магматических комплексов платформы могло быть обусловлено разномасштабным плюм-литосферным взаимодействием в условиях подъема расплавов по проницаемым зонам Хатангского рифта. Доля мантийного компонента в поднимающейся и эволюционирующей магматической колонне последовательно снижалась за счет термической активизации земной коры.

Таким образом, исследования [1] согласуются с нашими выводами, но в дополнение конкретизируют их в части более определенных данных об источнике вещества плюма, соответствующего PREMA, обогащенного плюм-литосферным взаимодействием по крайней мере с двумя типами протолитов: архейским (~ 3,38 млрд лет) и рифей-вендским (~ 590-620 млн лет).

Вопросы рудоносности пород Гулинского вулканоплутона

Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных, щелочных и карбонатитовых серий пород, несмотря на статус крупнейшей в мире и наличие крупных месторождений апатитовых, редкоземельных и других руд (массивы Ессей, Маган, Одихинча и др.) на качественном уровне имеет набор полезных ископаемых вполне сопоставимый с щелочными провинциями другой формационной принадлежности: щелочно-габброидной Кузнецко-Алатауской, щелочно-салической Западно-Алданской и др. [6]. Непосредственно в пределах Гулинского вулканоплутона разведано месторождение флогопита. Проведена разведка золото-платиноидных россыпей с крупными за-

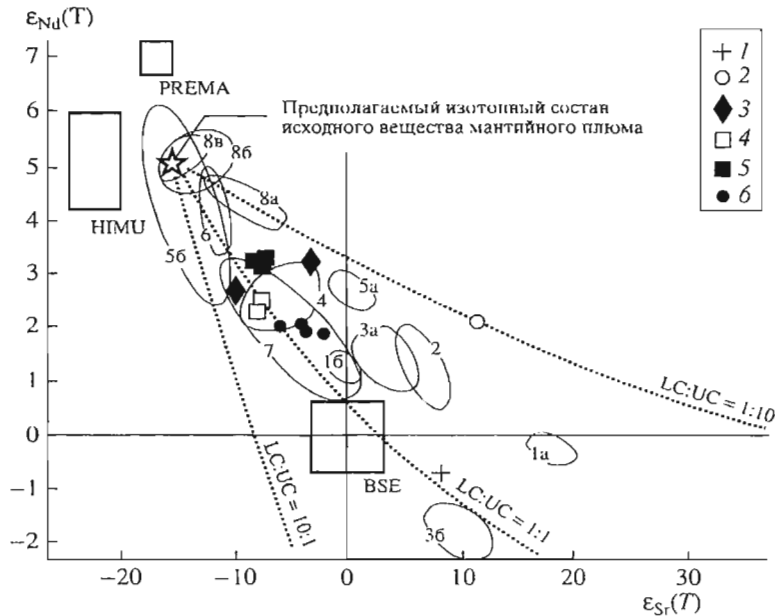


Рис. 14. Вариации изотопного состава неодима и стронция в породных ассоциациях Маймеча-Котуйской провинции [1]

1-6 – породы КВПС: трахиандезиты и сиениты (1), трахидолериты (2), меланефелиниты и нефелиниты (3), мелили-толиты и гибридные мелилитсодержащие ультрамафиты (4), монтичеллитолиты (5), породы оливинит-верлит-пироксенитового комплекса (6). Контурами показаны композиционные поля пород вулканических и интрузивных комплексов МКП: 1 – базальты (1а) и лимбургиты (1б) правобоярской свиты, 2 – базальты онкучанской свиты, 3 – базальты (3а), трахиандезиты и трахидальциты (3б) тыванкитской свиты, 4 – нефелиниты дельканской свиты, 5 – дайки щелочных пикритов (5а) и эффузивных меймечитов (5б) маймеченской свиты; 6 – карбонатиты массива Ессей; 7 – породы мас-сива Кугда; 8 – ультрамафиты (8а), мелилитолиты и фондолиты (8б), карбонатиты (8в) Гулинского плутона. Изотопные параметры комплексов МКП показаны на основании ранее опубликованных данных (Arndt et al., 1995, 1998; Когарко и др., 1999; Vladykin et al., 2005). Положение мантийных резервуаров HIMU, PREMA, BSE соответствует их современным параметрам (Zindler, Hart, 1986)

пасами металлов. В опубликованной литературе имеются некоторые сведения о потенциальной железо- и титаноносности некоторых ультраосновных и щелочных пород (косьвитов, пегматоидных ийолитов, мелилитовых пород), редкометалльно-редкоземельности карбонатитов.

В результате проведения геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 начала 90-х гг. XX века многие из установленных ранее типов оруденения и минерализаций были подтверждены и дополнены новыми неизвестными ранее типами. При этом установленные условия залегания и масштабы развития оруденения и пород с ним связанных не только весомо дополняют ранее известную информацию, но и позволяют провести общую прогнозную оценку масштабов развития прежних и новых типов руд.

Согласно петрохимическим данным (см. табл. 1), наиболее ярко проявленной чертой петрохимической специализации интрузивных и дайковых пород плутона и связанных с ними рудных скопленений, является их специализация на Fe, Ti и P. При этом характерно, что речь идет не об экзотических селективно опробованных образованиях, а

об обычных породах, широко развитых в плутоне. Фосфористыми титаномагнетитовыми рудами можно считать косьвиты, некоторых представителей расслоенного рудного комплекса, шонкинитов, ийолитов, оливиновых эксплозивных брекчий, а также дайковую фацию этих пород. В некоторых дайках, например, в качестве вкрапленников содержатся обильные выделения титаномагнетита.

По содержанию Ti эти руды могут быть отнесены к низко- и среднетитанистым, а по содержанию железа – к рядовым и природнобогатым рудам (до 66,93-87,99% Fe₂O₃). Обращает на себя внимание заметно повышенная марганцовистость этих руд (см. табл. 1).

Геохимические данные (табл. 2) существенно дополняют минерогенетические особенности изученных пород. Так, повышенной титаноносностью отличаются все породы с максимальными содержаниями Ti у косьвитов, рудного расслоенного комплекса и шонкинитов (7,06-2,2%).

Повышенное содержание V зафиксировано в косьвитах (800,9-341,7 г/т), шонкинитах (до 376,5 г/т), в ийолитах и щелочных сиенитах (386,4-559,0 г/т).

Содержание Cr в серпентинизированных дунитах составляет 1,4 %; не опускается ниже 0,2 % его содержание в рудном расслоенном комплексе и шонкинитах.

На фоне общей повышенной никеленосности, специализацией на Ni выделяются серпентинизированные дуниты (0,56 %), магнетитовые пироксениты (0,11 %), некоторые шонкиниты и оливинные взрывчатые брекчии (0,35-0,37 %).

Ярко выражена циркониевая и ниобиевая специализация пород. Содержания Zr в косьвитах составляют 176,9- 193,06 г/т, в шонкинитах-малиньитах и ийолитах 0,06 %, фойяитах 0,055-0,093 %, агпайтовых нефелиновых сиенитах 0,42 %, щелочных сиенитах 0,03-0,054 %. Nb содержится в шонкинитах от 160 до 255,9 г/т, в мальньитах 267,9 г/т, ийолитах 84 г/т, фойяитах 553,1-930,8 г/т и агпайтовых нефелиновых сиенитах 0,084 %.

Весьма характерно высокое содержание РЗЭ с редким преобладанием La, Ce, Pr, Nd, Sm. с содержаниями их от 0,07 до 0,1 % в косьвитах, шонкинитах-малиньитах, фойяитах, агпайтовых нефелиновых сиенитах и карбонатитах.

Шонкиниты-малиньиты, фойяиты и карбонатиты специализированы кроме того на Th и U, а максимальное их содержание зафиксировано в агпайтовых нефелиновых сиенитах (Th – 150 г/т, U – 45, 8 г/т).

Особо следует остановиться на данных о содержании золота и МПГ в исследованных породах. Содержания их в большей части пород и рудных минерализаций, в том числе характеризуемых в данной работе, опубликованы в статье (Гринев, 2010) и ряде публикаций [4, 6]. Здесь же мы решили сравнить спектры содержаний МПГ и золота в породах Гулинского вулканоплутона со спектрами пород ряда известных платинометалльных месторождений России и мира [2]. Полученная картина распределения МПГ и Au в изученных породах и породах эталонных месторождений, изображена на рисунке 15. Анализ диаграмм позволяет сделать следующие выводы.

Нижний уровень содержаний МПГ и Au в породах Гулинского плутона ближе всего соответствует коматиитам, а верхний – рифу Стиллиутера (рис. 15 а, б). При этом в платинометалльной специализации пород Гулинского массива намечается два тренда распределения МПГ. Первый из них, характеризуемый несколько повышенным уровнем накопления платиноидов, образуют меймечиты, дуниты, косьвиты и рудные верлиты. При этом конфигурация ломанной кривой спектра распределения платиноидов в ряду

этих пород наиболее близка к таковой, характеризующей породы Талнаха.

Второй тренд объединяет нефелиновые породы и карбонатиты (ийолиты, нефелин-диопсидовый пегматоид, микроийолиты, агпайтовый нефелиновый сиенит и кальцитовые карбонатиты). Содержания платиноидов в них несколько ниже, чем в первом тренде, за исключением палладия, который здесь обнаруживает положительные пиковые концентрации, превышающие, как в рифе Стиллиутера, четвертый порядок. Конфигурация спектра распределения МПГ у пород, образующих второй тренд, ближе всего соответствует рифу Стиллиутера.

Основной вывод из распределения МПГ может быть следующим. Платиноидную специализацию имеют все породы Гулинского плутона: ультрабазиты, щелочные габброиды, фойдолиты, нефелиновые и щелочные сиениты и карбонатиты, но специализация у них несколько разная. Это подтверждают данные определения содержаний благородных металлов практически во всей гамме пород Гулинского плутона, включая не только магматические, но и динамометаморфические, контактовые и постмагматические гидротермальные (магнетитсодержащие серпофитовые жилы) образования.

Многие из охарактеризованных в данной работе пород плутона (косьвиты, магнетитолиты, нефелин-диопсидовые пегматоиды, нефелин-магнетитовый пегматоид, агпайтовый нефелиновый сиенит, флогопитовый порфирит, карбонатит, щелочной динамометаморфит) содержат граммовые содержания МПГ и Au. Это еще раз подтверждает высокий минерагенический потенциал пород Гулинского вулканоплутона, уровень изученности которого не соответствует его потенциалу.

Основные выводы

1. Маймеча-Котуйская щелочная провинция имеет плюмово-рифтогенную природу и входит в состав структуры погребенного Хатангского палеорифта. В морфоструктурном плане она является южной обнаженной частью крупной зонально-кольцевой структуры одноименного прогиба и представляет собой ячейку второго порядка Сибирского суперплюма. Массивы провинции, по-видимому, следует считать ячейками третьего порядка. А в совокупности они представляют собой производные структурированного коронарного магмогенерирующего субстрата, уходящего корнями в мантию.

2. Основываясь на данных [16] можно сказать, что родоначальный расплав меймечитов в при-

поверхностных условиях был богат щелочами, содержал около 24 % MgO, был значительно дегазирован, недонасыщен сульфидным расплавом и окислами. В глубинных условиях первичный расплав меймечита был, вероятно богат CO₂ (6 мас. %) и H₂O (2 мас. %) и образован в результате частичного плавления перidotитового источника на глубинах около 200 км.

Концентрации несовместимых элементов в меймечитовом расплаве указывают на значительную роль граната и глубинного калийсодержащего клинопироксена в его мантийном источнике и свидетельствуют о генетической связи с источником расплавов гудчихинской свиты Тунгусской синеклизы и кимберлитов. Особенности геохимии дунитов Гулинского плутона свидетельствуют об их тесной генетической связи с меймечитами. Предполагается, что мантийная струя пермотриасового возраста с потенциальной температурой около 1650° С транспортировала существенное количество древней рециклированной океанической коры (до 15 %) в виде карбонатсодержащего пересыщенного SiO₂ эклогита, низкие степени плавления которого на глубинах 250-300 км приводили к образованию карбонат-силикатных расплавов, метасоматизировавших корни сибирской литосферы.

3. Петрохимические данные по составу основных серий интрузивных пород Гулинского вулканоплутона свидетельствуют об их принадлежности к существенно магнезиальным железо-титанистым образованиям с повышенными содер-

жаниями фосфора и марганца, характерным для плюмовых производных.

4. Геохимические данные свидетельствуют о доминирующих чертах генетического сходства ультрабазитов, щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов и карбонатитов плутона, но с проявлением ряда индивидуальных особенностей состава каждой из перечисленных групп пород. Графики распределения микроэлементов на проанализированных спайдерграммах обнаруживают наибольшее сходство с OIB, но с превышением их содержаний у большей части пород плутона на один-два порядка относительно указанного репера. Наиболее характерные положительные пики и плато спайдерграмм образуют Ba, Th, U; Nb, Ta, La, Ce; Sr, Nd, P, Zr, Hf, Sm, Eu, Ti, Cd, Tb, Y, Yb, Lu, а также Ni и Cr. Наиболее резко у всех пород проявлены пики и плато минимумов содержаний Pb, Cu и Zn; Sc и Co. У карбонатитов к ним добавляются минимумы содержаний U, K, Nb, Ta; P, Yt и Ti.

Относительно других пород, обогащенными указанными микроэлементами являются косьвиты, щелочные габброиды, нефелиновые и щелочные сиениты и карбонатиты, и обедненными – дуниты, оливиновый пикрит, оливиновые эксплозивные брекчии, расслоенный рудный комплекс.

5. Радиогеохимические особенности изученных пород определяются их выраженной ториевой специализацией. Максимальные накопления Th зафиксированы для мелилитовых пород и агпайтовых нефелиновых сиенитов от 40 до 200 г/т, а U от 4 до 46 г/т.

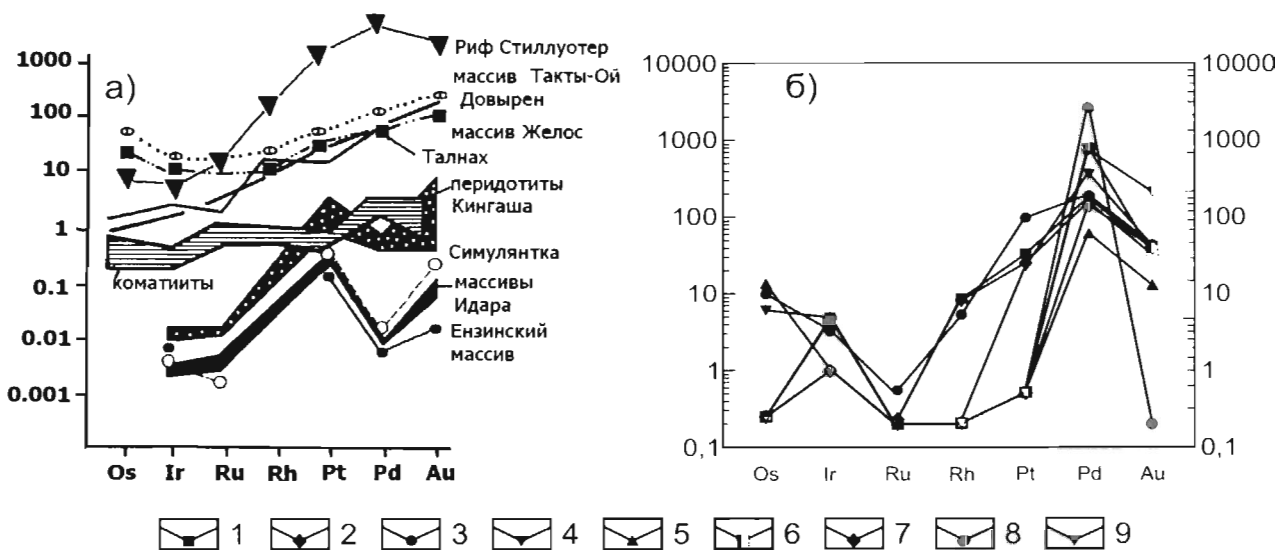


Рис. 15. Распределение МПГ в гипербазитах разных геохимических типов по [2] (а) и интрузивных породах Гулинского вулканоплутона (б)

1 – меймечит, 2 – дунит, 3 – рудный верлит, 4 – косьвит, 5 – ийолит, 6 – нефелин-диопсидовый пегматоид, 7 – микрройолит, 8 – агпайтовый нефелиновый сиенит, 9 – кальцитовый карбонатит

Изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что большая часть пород Маймеча-Котуйской провинции при формировании сохранили мантийные метки при незначительной контаминации коровым веществом. В основном это породы начальных фаз излияния вулканитов и внедрения интрузид. Другая часть пород, представленных щелочными базальтами, некоторыми фойдолитами, мелилитовыми породами, сиенитами, кварцевыми сиенитами и карбонатитами, заметно обогащена коровым веществом с его возрастанием от ранних к поздним фазам формирования магматитов.

Согласно исследованиям [1] источниками вещества пород являлся мантийный домен умеренно деплетированных PREMA и HIMU с участием обогащенных источников EM I и EM II, коровыми источниками LC и UC. В рамках плюм-литосферного взаимодействия зафиксированы два типа протолитов - архейский (~ 3,38 млрд лет), представляющий фундамент кратона и рифей-вендский (~ 590-620 млн лет), представляющий, скорее всего, стратифицированное выполнение Котуйского авлакогена.

В ходе обобщения данных по изотопии Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Th-Pb систем Тунгусских траппов, пород массивов Гули, Кугда и дайковой серии, важные выводы были получены Л.Н. Когарко с соавторами (2008), выделившими шесть компонентов в источнике Сибирского суперплюма: 1 – компонент представляет около 95 % всего Сибирского плюма и близок к хондритовому источнику нижней мантии; 2 - мантийный материал, обедненным радиогенным стронцием и свинцами, характеризующийся высокими отношениями $^{113}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах Гулинского плутона, близок к деплетированному источнику MORB; 3 и 4 компоненты являются результатом взаимодействия плюма с нижней и верхней корой: 5 мантийный компонент, обнаруженный в породах массива Кугда и дайковой серии, характеризуются меньшей деплетированностью резервуаров EM I и EM II по сравнению с Гулинским плутоном, но и близок по своим характеристикам к платобазальтам плато Путурана; 6 - компонент представляет собой метасоматический расплав – флюид, вызвавший значительное обогащение магматического источника редкими литофильными элементами.

Итоговый вывод Л.Н. Когарко и др. (2008) заключается в следующем. Большинство платобазальтов можно рассматривать в рамках модели одноактного плавления материала плюма, поднимающегося из нижней мантии хондритового состава, который контаминируется веществом деплетирован-

ной верхней мантии с редкоэлементными изотопными характеристиками MORB. Генерация щелочных пород Гулинской интрузии сопровождалась вовлечением около 70 % деплетированного материала MORB, в то время как вклад деплетированного материала в изотопные источники массива Кугда незначителен. Химический состав щелочных пород и их редкометальная специализация определяются в основном не составом мантийного субстрата, а составом и объемом метасоматизирующего расплава – флюида. Значительное обогащение щелочами PЭ и PЗЭ пород массивов Гули и Кугда является, по всей вероятности, результатом интенсивного и быстрого метасоматоза мантийного субстрата, обеспечившего привнос редких элементов и летучих в зоны магмообразования.

6. Признаки повышенной флюидонасыщенности, до аномальной, на уровне современного эрозионного среза фиксируются практически для всех пород Гулинского вулcano-плутона, особенно для пород повышенной щелочности, ранних и средних фаз внедрения. Для многих из этих пород отмечаются типичные признаки жидкостной магматической дифференциации и ликвации. По всей вероятности ранее существовавшие представления о флюидном режиме земной коры и глубинных оболочек Земли и участии флюидов в магмогенезе должны быть существенно скорректированы в соответствии с данными об основных типах флюидных систем консолидированной коры и мантии Земли [14, 13]. На примере Маймеча-Котуйской провинции вполне очевиден их высокий вклад в рудоносность исследованных пород.

7. В отношении рудоносности основных серий пород плутона (ультраосновных, мелилитовых, щелочно-габброидных, флидолитовых, нефелиновых сиенитов и сиенитовых и карбонатитовых) следует отметить их явную обогащенность рудным материалом, вплоть до формирования сливных или густонасыщенных рудных тел типа магнетитолитов, косьвитов, нельсонитов и др. Помимо Ti-Fe специализации, для серий пород и связанных с ними скоплений рудных масс, характерны повышенные и высокие содержания целого перечня ценных компонентов – V, Cr, Ni, Nb, Zr, PЗЭ, U, Th и благородных металлов. Многие из них являются комплексными редкометально-редкоземельно-благороднометалльными железотитанистыми рудами и входят в состав ультраосновных, мелилитовых и щелочно-габброидных серий. Другие, салического типа, имеют благороднометалльно-редкометалльно-радиоактивную минерагеническую специализацию (фойдолиты,

нефелиновые сиениты, карбонатиты). Намечаемые два тренда дифференциации МПГ и Au также говорят о нескольких типах специализации серий пород плутона на благородные металлы.

В соответствие с новыми данными, формация комплексных благороднометаллосодержащих руд щелочных провинций, выделенная в рамках программы «Платина России» [11, 12],

должна быть разделена на подформации и характерные для них типы руд.

Приведенные в настоящей работе данные свидетельствуют о том, что разведанные запасы 20 т золото-платиноидных россыпей Гулинского плутона только предтеча гораздо более крупных запасов благородных и других металлов в породах Гулинского вулканоплутона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гертнер И.Ф. и др. Изотопный состав и магматические источники Крестовского вулканоплутона, Полярная Сибирь // ДАН, 2009, т. 427, № 6. – С. 370-376.
 2. Глазунов О.М., Радомская Т.А. Геохимическая модель генезиса Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения // ДАН, 2010, т. 430, № 2. – С. 222-226.
 3. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и геодинамика // «Вестник ОГГН РАН». Электронный научно-информационный журнал. Труды теоретического семинара Отделения «Проблемы глобальной геодинамики и металлогении». № 3 (5), 1998. (33 с.).
 4. Гринев О.М., Сазонов А.М. Маймеча-Котуйская рифтогенная провинция – новый золото-платиноносный район Сибири // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит / Тезисы докладов I Всероссийского металлогенического совещания. – Екатеринбург, 1994. – С. 311-312.
 5. Гринев О.М., Лопатин Г.Г., Гончаров М.М. Особенности структурно-тектонической позиции и эволюции магматизма Маймеча-Котуйской провинции и Хатангского прогиба // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. – Томск: Изд-во НТЛ, 1997. – С. 137-148.
 6. Гринев О.М. Провинции щелочных пород как районы комплексных золото-платинометалльных руд // Материалы научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 2001. – С. 216-226.
 7. Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: мегодология изучения, морфотектоника, минерагения. – Томск: STT, 2007. – 434 с.
 8. Гринев О.М. Основные черты геологической истории, морфотектоники и магматизма Западной и Средней Сибири
- в гриассе как отражение плюмтектоники // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 7. Материалы Всероссийской петрографической конференции. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2009. – С. 99-109.
9. Гринев Р.О. Серийная типизация и формационная принадлежность эффузивов Бийского ареала раннекембрийского манжерокского комплекса (Горный Алтай) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 6. Материалы Всероссийской петрографической конференции. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2007. – С. 180-184.
 10. Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. – 2008, т. 49, № 7. – С. 587-604.
 11. Додин Д.А. и др. Платинометалльные месторождения России. – СПб.: Наука, 2000. – 755 с.
 12. Додин Д.А. Металлогения Таймыр-Норильского района (север Центральной Сибири) – СПб.: Наука, 2002. – 822 с.
 13. Кисин И.Г. Основные типы флюидных систем консолидированной коры и их связь с тектоническими структурами // ДАН, 2004, т. 395, № 3. – с.381-386.
 14. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири / А.М. Сазонов и др. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2001. – 510 с.
 15. Рябчиков И.Д. Флюидный режим мантии Земли // «Вестник ОГГН РАН». Электронный научно-информационный журнал. Труды теоретического семинара Отделения «Проблемы глобальной геодинамики и металлогении». № 3 (9), 1999. (с. 141-151).
 16. Соболев А.В. и др. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12. – С. 1293-1334.

УДК 553.491.551.311.231

ПЛАТИНОИДЫ, ЗОЛОТО И СЕРЕБРО В ГИПЕРГЕННЫХ НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В.Г. Лазаренков, И.В. Таловина, Н.И. Воронцова

Санкт-Петербургский Государственный горный университет, г.Санкт-Петербург

Актуальность проблемы. Первая информация об обогащенности гипергенных никелевых руд платиновыми металлами, по-видимому, была получена советскими геологами и металлургами (Тихомиров И.Н., Жидков А.Я., Доброхотов Г.Н.) при исследовании содержания этих элементов в продуктах переработки никелевых руд Кубы на заводах Моа и Никаро [13]. Реальным примером значительной концентрации платиновых металлов в продуктах переработки кубинских никелевых руд являются сульфидные концентраты, получаемые на заводах Никаро и Моа. Здесь в процессе серноокислого выщелачивания образуется полисульфидная пульпа или сульфидный концентрат NiS с высоким содержанием МПГ (табл. 1).

Оксидно-силикатные руды гипергенных месторождений никеля составляют более 80 % мировых запасов этого металла. Их удельный вес в производстве никеля в зарубежных странах только в период с 1961 по 1987 годы возрос с 29,4 до 55 % и в настоящее время эта тенденция сохраняется. На их базе сейчас активно строятся новые металлургические заводы в Австралии, Новой Каледонии, Индонезии, Бразилии, Колумбии, Венесуэле, Бурунди, Доминиканской республике, на Филиппинах и в других странах. Основная масса таких руд приурочена к областям развития латеритных покровов на ультраосновных массивах современного тропического пояса Земли (Новая Каледония, Куба, Индонезия). В России месторождения оксидно-силикатных руд содержат около 10 % запасов никеля и практически все находятся на Урале, где на их базе работают два комбината (Уфалейникель и Южуралникель) и Режский завод.

На долю гипергенных никелевых руд в России приходится 10% запасов, которые заключены в средних и мелких по масштабу месторождениях. Основные месторождения гипергенных никелевых руд в России находятся в хорошо освоенных горнорудных районах Уральского региона, который после Норильского является второй сырьевой базой никелевой промышленности России. Здесь на базе этих месторождений возникла кобальт-никелевая промышленность нашей страны. Благодаря открытым способам разработки месторождения этого типа характеризуются низкой себестоимостью добычи руды. На ее основе работают Уфалейский, Режский, Южно-Уральский никелевые заводы. В период Великой Отечественной войны Урал был единственной сырьевой базой производства отечественного никеля, сыгравшей важную роль в обороне страны. Помимо никеля руды этих месторождений являются источником получения кобальта и железа.

По оценкам Международной группы по изучению никеля из за растущего производства нержавеющей стали (3/4 всего Ni идет на изготовление спецсталей), особенно в Азиатском регионе (в первую очередь в Китае), мировое потребление Ni в ближайшее десятилетие ежегодно должно увеличиваться на 4,1 %. МПГ, а также Au и Ag при этом во внимание не принимаются, хотя цены на эти металлы сейчас неуклонно растут [3]. В настоящее время металлургами разрабатываются технологии, позволяющие извлекать сколь угодно малые количества благородных металлов в ходе металлургического передела никелевых руд с высокой экономической эффективностью.

Таблица 1

Содержание платиновых металлов и золота в сульфидном концентрате заводов Никаро и Моа, г/т

№	п	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Σ МПГ	Au	Pd/Pt	ΣМПГ+Au
1	8	0,210	0,090	1,26	0,11	0,78	2,45	0,35	1,6	2,80
2	8	-	-	1,94	-	3,93	5,87	-	0,5	-
3	1	-	-	4,5	-	1,7	6,2	1,0	2,6	7,20
4	3	-	-	3,36	-	2,87	6,23	0,56	1,2	6,76

Примечание: 1-3 - завод Никаро: 1 - лаборатория института Гипроникель; 2 - лаборатория Ленинградского Горного института (ЛГИ); 3 - лаборатория института Механобр, 4 - завод Моа, лаборатория ЛГИ; п - число проб

Работами российских металлургов (Т.Н. Грейвер, И.Н. Крупенко) на примере гипергенных никелевых руд Урала и Кубы показано, что попутное извлечение МПГ, золота и серебра из гипергенных никелевых руд возможно в ходе металлургического передела этих руд. На разных стадиях этого процесса из никелевых руд, первично бедных благородными металлами, получают промежуточные промпродукты, обогащенные этими металлами с высокими коэффициентами накопления. К подобным продуктам, в частности, принадлежат сульфидные концентраты заводов Моа и Никаро (Куба).

Появление современных технологий ставит на повестку дня вопрос о подсчете ресурсов МПГ, Au и Ag в рудах никелевых кор. Это обстоятельство дает основание местным территориальным Комитетам по природным ресурсам при выдаче лицензий на недропользование требовать от комбинатов, эксплуатирующих руды этих месторождений, оценки запасов (ресурсов) не только основных полезных компонентов – никеля и кобальта, но и платиновых металлов.

В решении проблемы извлечения МПГ из руд гипергенных никелевых месторождений геологи заметно отстали от металлургов. Вместе с тем, вопросы содержания платиновых металлов, особенно в разных типах руд, и подсчет их запасов является важной геологической прерогативой.

Два главных формационных типа субстрата гипергенных никелевых месторождений

Подавляющее большинство гипергенных никелевых месторождений образуются на офиолитовых массивах. В России – это месторождения Уральской провинции (Серовское, Уфалейское, Кемпирсайское, Буруктаьское, ряд других), сформировавшиеся на крупных массивах Офиолитового пояса Урала. Из мировых месторождений – это месторождения Новой Каледонии, Кубы, Индонезии, Бразилии и других стран, многие из которых возникли на массивах офиолитовых или серпентинитовых поясов. Массивы в значительной степени сложены мантийным комплексом тектонизированных гарцбургитов, дунитов, лерцолитов и хромитов, для которых предполагается прогрузивный субдукционно-обдукционный механизм внедрения. Массивы также широко известны под именем «альпинотипных» и относятся к дунит-клинопироксенитовой формации. Их возраст меняется в широком диапазоне от раннего архея до кайнозоя.

Круг гипергенных никелевых месторожде-

ний, образовавшихся на дунитах и клинопироксенитах зональных массивов уральско-алаянского типа весьма ограничен по сравнению с их аналогами на офиолитовых массивах. Общее число зональных массивов на поверхности Земли, несравненно ниже числа офиолитовых массивов, а их площади выхода на дневную поверхность резко уступают обнаженным площадям офиолитовых массивов. Тем не менее, и на зональных массивах известны никельсодержащие латеритные коры, эксплуатирующиеся на Ni и Co (Сахаринское месторождение, Урал), Fe и Co (Елизаветинское месторождение, Урал), МПГ (Юбдо, Эфиопия; Файфилд, Австралия). Коренные породы зональных массивов отличаются от своих аналогов из других геологических формаций хорошо выраженной платиновой геохимической специализацией и количественным преобладанием самородных платиновых фаз, в первую очередь, изоферроплатины над другими минералами МПГ. Среди гипергенных месторождений, образовавшихся за счет зональных массивов представляют заметный интерес генетические взаимоотношения никелевых кор и россыпных платиновых месторождений. Анализ обоих типов этих месторождений позволит лучше понять природу платинометалльности никельсодержащих латеритных кор, с одной стороны и генезис платиновых россыпей, с другой. В целом, благороднометалльная металлогения никелевых кор определяется двумя типами субстрата – дунит-гарцбургитовым офиолитовых и дунит-клинопироксенитовым зональных массивов.

Два тренда дифференциации хромшпинелида в ультрамафитовом субстрате никелевых месторождений

В ультрамафитовом субстрате гипергенных никелевых месторождений хромшпинелид является главным носителем металлов и минералов платиновой группы (МПГ и ММПГ) [3]. По этой причине процесс изменения хромшпинелида в ходе никелевого корообразования и, главное, поведение при этом содержащихся в нем МПГ и ММПГ представляет несомненный интерес, поскольку эти компоненты переходят в продукты никелевой коры выветривания. А вот в какие продукты и в каком виде и количестве – эти вопросы требуют исследования.

Хромшпинелид встречается по всему разрезу никелевых месторождений Уральской провинции, а кульминация его количества отмечается в «черном» или переходном горизонте в подошве

оксидно-железной зоны на границе её с серпентинитовой. Хромшпинелид наиболее устойчив в процессе серпентинизации по сравнению с оливином и пироксеном, поэтому в серпентинитах он является реликтовым минералом. И если в серпентинитах обычное количество хромшпинелида составляет около 1%, примерно соответствуя его содержанию в дунитах и гарцбургитах, то в оксидно-железной зоне оно увеличивается до 3% и выше, особенно в «черном» горизонте, где оно достигает 25%. Реликтовый хромшпинелид представляет определенный геологический интерес для оценки мощности или объема разрушенных при выветривании ультрамафитов. Если количество первичного хромшпинелида в дунитах и гарцбургитах составляет 1%, а в оксидно-железной зоне и черном горизонте 3% и более, можно предполагать, что мощность разрушенных ультрамафитов превышала мощность оксидно-железной зоны, как минимум, в 3 раза. Но если иметь в виду, что в оксидно-железной зоне от разрушения сохранилась только часть хромшпинелида – преимущественно его крупнозернистая фракция – то, очевидно, что мощность выветрелых ультрамафитов была еще большей.

Хромшпинелид изученных нами месторождений теоретически принадлежит к двум типам, которые обладают двумя трендами дифференциации – алюминиево-магнезиальным в дунит-гарцбургитовых массивах офиолитовой формации (Буруктальское, Еловское, Уфалейское месторождения) и железным – в дунит-клинопироксеновых зональных массивах (Сахаринское и Елизаветинское месторождение). Оба типа хромшпинелидов обладают различными платинометалльными специализациями – рутений-иридий-осмиевой (Ru-Ir-Os) – в офиолитовых массивах [4] и платиново-палладиевой (Pt-Pd) – в зональных [7]. Набор минералов платиновой группы в обоих типах хромшпинелидов также разный [10]. По этой причине рассмотрим отдельно сначала хромшпинелиды из субстрата месторождений офиолитовых массивов на примере Буруктальского месторождения, а затем хромшпинелиды из субстрата месторождений зональных массивов.

Хромшпинелиды из месторождений с дунит-гарцбургитовым субстратом (Буруктальское, Еловское, Уфалейское и другие)

В Буруктальском месторождении наиболее высокие концентрации хромшпинелида отмечаются в оксидно-железной зоне, в которой их содержание варьирует от 0,5-5% до 7%. В метасо-

матитах и рудах этого месторождения хромшпинелид встречается в виде стойких к выветриванию октаэдрических зерен и обломков либо в виде образований неправильной коррозионной формы (рис. 1). Углы и ребра октаэдров обычно притуплены, размер зерен от нескольких микрон до 0,5 мм, цвет смоляно-черный.

Обращает на себя внимание то, что зерна хромшпинелида в лизардитовых серпентинитах Буруктальского месторождения имеют, как правило, обломочную остроугольную форму (см. рис. 1). Хромшпинелид в кварц-гетитовых метасоматитовых и рудах этого месторождения отличается коррозионными границами. Хромшпинелиды оксидно-железной зоны часто слабомагнитны, а отдельные зерна несут следы сильных динамических и химических воздействий.

В «черном» горизонте Буруктальского месторождения наблюдается как бы интегральный эффект концентрации всех типов проявления хромшпинелидов, содержащихся в дунит-гарцбургитовых массивах (акцессорного, вкрапленного, жильного, рудного). Наиболее устойчивыми к разрушению оказываются крупные зерна вкрапленного и жильного хромшпинелида, тогда как мелкие зерна акцессорной генерации в процессе серпентинизации растворяются в первую очередь.

Для оценки степени изменения состава хромшпинелида в коре выветривания Буруктальского месторождения было проведено их изучение методом рентгеноспектрального микроанализа (табл. 2).

Как видно из таблицы 2, как в серпентинитовой, так и в оксидно-железных зонах состав хромшпинелидов широко варьирует, в первую очередь по соотношению Cr и двухвалентного Fe, в меньшей степени, по количеству Al и Mg. И если наиболее хромистые и, одновременно, глиноземистые разновидности имеют состав хромпикотита (по Н.В. Павлову) – в полном соответствии с составом кемпирсайских и турецких хромшпинелидов в массивах дунит-гарцбургитовой формации (Рудные месторождения СССР, 1974; [15]), то наиболее железистые – хром- и никельмагнетита. Между первыми и вторыми наблюдаются все постепенные переходы. Другими словами, в серпентинитовой и в оксидно-железных зонах Буруктальского месторождения зерна реликтового хромшпинелида обогащаются Ni и Fe и обедняются Cr, Al, Mg, т.е. приобретают магнетитовый тренд (рис. 2). Генетическая природа этого процесса – экзогенная серпентинизация гарцбургитов. Конкретный ход процесса серпентинизации зерен хромшпинелида в серпентинитовой

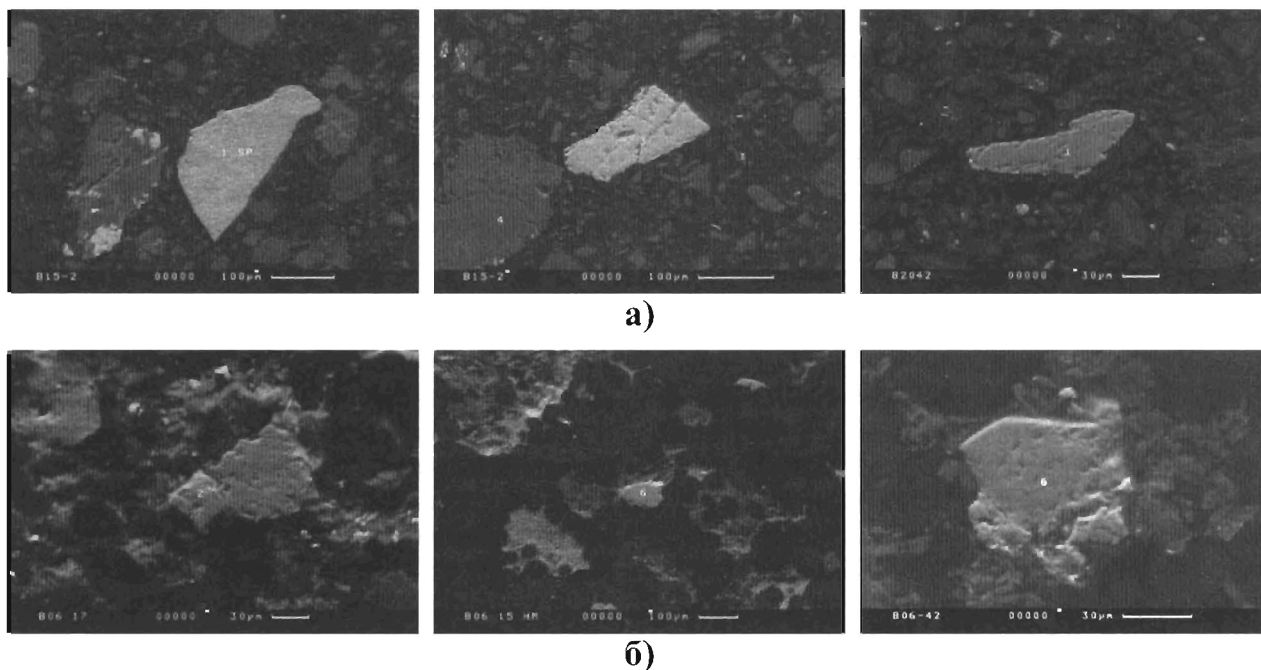


Рис. 1. Зерна хромшпинелидов: а - октаэдрические зерна и их обломки (серпентинитовая зона), б – зерна коррозионной формы (оксидно-железная зона)

зоне Буруктальского месторождения можно наблюдать в рамках каемчатого зерна (рис. 3) – в октаэдрическом контуре хромшпинелидового зерна четко фиксируются три зоны: серая центральная (1), светло-серая промежуточная (2) и черная (3).

Их химические составы приведены в таблице 1: в центральной зоне (1) наблюдается хромшпинелид состава (Cr_2O_3 7,86 Al_2O_3 7,24 MgO 4,98 FeO 3,02 Fe_2O_3 0,87)₂₄, отвечающий составу кемпирсайских и турецких хромшпинелидов дунит-гарцбургитовой формации. В зоне 2 хромшпинелид замещается никель- и хромсодержащим магнетитом (Fe_2O_3 15,86 FeO 7,85 Cr_2O_3 0,14 NiO 0,15)₂₄, а по периферии (3) никелевым лизардитом 1Т, чей химический состав аналогичен составам зерен лизардита окружающей массы серпентина (зона 4 и 5). Таким образом, если из промежуточной зоны хромшпинелида выносились Cr, Mg, Al и приносились Fe и Ni, то из периферической зоны удалялись Fe и Al с сохранением Mg и Ni. Процесс протекал с сохранением объема вещества, т.е. в изохорных условиях.

Хромшпинелиды из месторождений с дунит-клинопироксенитовым субстратом (Сахаринское, Елизаветинское и другие)

В Сахаринском месторождении наиболее высокие концентрации реликтового хромшпинелида отмечались в оксидно-железной зоне месторождения (1-5 вес.%), а максимальные - в «чер-

ном» горизонте - до 10 вес. % в отдельных пробах. Хромшпинелиды встречаются в виде реликтовых, стойких к выветриванию октаэдрических зерен и их обломков, реже образований неправильной формы. Углы и ребра октаэдров обычно округлены, зерна хромшпинелидов несут следы динамического и химического воздействия, особенно в кремнистых участках пород с нарушенной первичной структурой. По периферии и по краям трещинок хромшпинелиды нередко изменены и превращены в тонко-зернистый непросвечивающий агрегат, состоящий из магнетита, хроммагнетита, гетита и марганцевых минералов.

Чтобы оценить степень изменения состава хромшпинелида в коре выветривания, нами из тяжелой фракции руд обохренных нонтронитов Сахаринского месторождения под биноклем отобраны зерна этого минерала. Определение состава минералов проводилось Ю.Л. Крецером (АО «Механобр-Аналит») методом рентгеноспектрального микроанализа в сканирующем электронном микроскопе (РЭМ) SAMSCAN-4DV с полупроводниковым спектрометром AN-10000. Изображения формы зерен с естественной поверхностью получены в РЭМ в режиме вторичных электронов. Микрофотографии зерен из шлифов получены в обратноотраженных электронах. Результаты определения состава хромшпинелидов приведены в таблице 3.

Из таблицы 3 видно, что центральные части

Таблица 2

Химические составы реликтовых хромшпинелидов и хроммагнетитов Буруктальского и Еловского месторождений Уральской провинции

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7		
SiO ₂	н/о	5,35	2,09	2,04	-	-	-		
Al ₂ O ₃	24,01	3,28	2,03	2,00	14,18	25,33			
Cr ₂ O ₃	46,21	35,36	27,64	27,65	53,80	41,08	0,56		
Fe ₂ O ₃	21,40	45,37	25,76	25,48	20,65	14,87	30,55		
FeO			36,44	36,64	1,79	4,58	68,61		
MnO	0,67	1,12	0,88	0,95	-	-	-		
MgO	7,71	9,53	5,18	5,25	8,29	13,76	-		
CaO	н/о	н/о	н/о	н/о	-	-	-		
NiO	-	-	-	-	-	-	0,62		
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	99,48	99,82	100,33		
Оксиды	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	н/о	3,47	2,47	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Al ₂ O ₃	23,84	3,07	19,81	14,82	16,85	27,87	32,85	23,01	0,95
Cr ₂ O ₃	46,70	15,51	42,60	31,99	54,03	41,20	32,21	30,23	35,53
FeO	18,33	68,68	22,28	46,50	21,12	18,42	16,72	36,42	25,91
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	н/о	-	35,26
MnO	н/о	0,56	1,24	1,18	0,98	12,51	н/о	н/о	0,95
MgO	11,13	7,72	11,32	4,73	7,03	н/о	15,22	9,54	1,33
CaO	н/о	0,15	0,27	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	-
NiO	н/о	0,82	н/о	0,77	н/о	н/о	н/о	н/о	
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	1,10	0,67
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	1,35
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	99,48	99,82	100,33	100,00	101,93

Примечание. 1-13 – Буруктальское, 14-15 – Еловское месторождения; 1-7 – серпентинитовая зона, 8-16 – оксидно-железная зона; 13, 15 – хроммагнетит; н.о. – не обнаружен, «-» – не определялся.

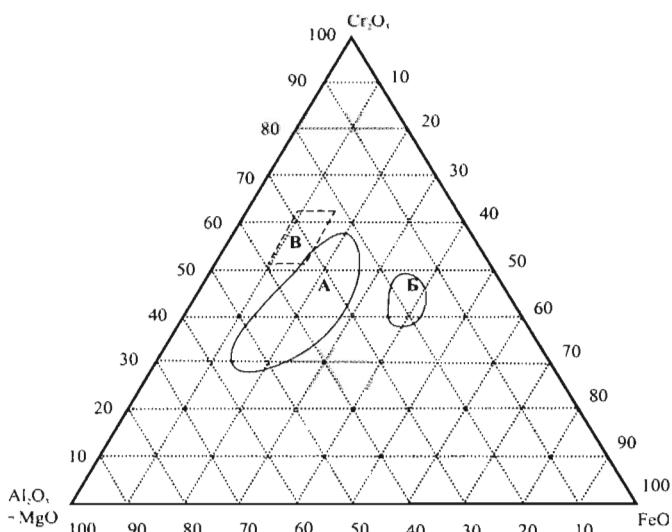


Рис. 2. Фигуративные точки реликтовых хромшпинелидов Буруктальского, Еловского (поле А) и Сахаринского (поле Б) месторождений. Поле В – хромшпинелиды хромитовых месторождений Турции [15]

зерен хромшпинелидов Сахаринского месторождения имеют довольно постоянный состав и характеризуются высоким содержанием Cr и Fe при низких содержаниях Al. Средний состав центральных частей зерен хромшпинелида Сахаринского месторождения можно выразить формулой: $(\text{Fe}^{2+}_{0,70} \text{Mg}_{0,29} \text{Mn}_{0,02})_{1,01} (\text{Cr}_{1,26} \text{Fe}^{3+}_{0,43} \text{Al}_{0,30} \text{Ti}_{0,01})_{2,00} \text{O}_4$.

Краевые части зерен по сравнению с центральными обогащены Fe, в меньшей степени Ni, и обеднены Cr. Обращает на себя внимание, что концентрация такого типоморфного для хромшпинелидов элемента, как Zn в краевых частях зерен не уменьшается, а в некоторых даже возрастает. На рисунке 2 фигуративные точки реликтовых хромшпинелидов Сахаринского массива образуют несколько обособленную группу, тяготеющую к стороне Cr₂O₃-FeO треугольника.

Для сравнения химического состава хромшпинелидов Сахаринского месторождения с составами хромшпинелидов родственных зональных массивов мы использовали диаграмму, на которой в координатах Cr₂O₃ -

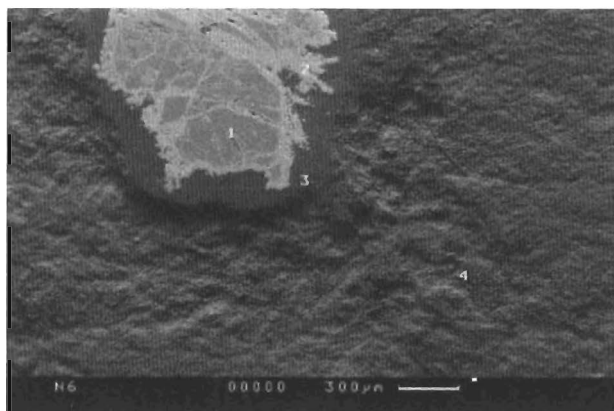


Рис. 3. Октаэдрическое зональное зерно хромшпинелида

($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) - ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) показано положение точек хромшпинелидов Нижне-Тагильского, Кондерского, Гулинского, Туламинского массивов и массива Гудньос-Бей (рис. 4). Из диаграммы видно, что состав центральных частей зерен реликтового хромшпинелида Сахаринского месторождения Сахаринского и Уктусского массивов (Еловское месторождение) близки к хромшпинелиду Нижне-Тагильского массива, что еще раз говорит о генетической близости Сахаринского и Уктусского массивов к массивам Платиноносного пояса Урала и зональным интрузивам в целом. С другой стороны, это также свидетельствует об относительной сохранности хромшпинелида в коре выветривания Сахаринского месторождения и позволяет предполагать, что центральные части хромшпинелидовых зерен сохраняют первичные микровключения ММПГ.

Итак:

1. Состав реликтового хромшпинелида из субстрата Буруктаьского и Еловского месторождений соответствует составу хромшпинелида из

дунитов и гарцбургитов Буруктаьского и Серовского офиолитовых массивов, а их состав из субстрата Сахаринского и Елизаветинского месторождений - составу хромшпинелида из Сахаринского, Уктусского массивов и Нижне-Тагильского массива Платиноносного пояса Урала. Обращает на себя внимание полное перекрытие поля реликтовых хромшпинелидов Буруктаьского месторождения полем хромшпинелидов из гарцбургитов Кемпирсайского массива.

2. Состав периферических оболочек реликтового хромшпинелида из субстрата обоих типов соответствует составу хром- и никельмагнетита, а также лизардита.

3. Учитывая, что никелевые коры выветривания являются источником хромитовых россыпей, анализ поведения реликтового хромшпинелида в корях представляет интерес при изучении хромитовых россыпей.

Благородные металлы в никелевых месторождениях с дунит-гарцбургитовым типом субстрата

(Буруктаьское, Уфалейское и Еловское)

Общая картина содержания и распределения МПГ, Au и Ag в разных типах руд Буруктаьского месторождения представлена в таблице 4 [11].

Из таблиц 4 и 5 можно сделать следующие выводы:

1. Большинство МПГ в кобальт-никелевых рудах Буруктаьского месторождения имеют коэффициенты накопления (Кн) больше единицы, т.е. накапливаются.

2. Разные МПГ Буруктаьского месторождения обладают разными величинами Кн. По величинам Кн их можно выстроить в ряд: Pd(5,0) → Ru(4,6) → Os(4,3) → Ir(3,1) → Pt(2,9) → Rh(1,8).

Таблица 3

Химический состав реликтовых зерен хромшпинелида из окисно-железной зоны Сахаринского месторождения

Оксиды	Зерно I		Зерно II		Зерно III	Зерно IV	
	Центральная часть	Краевая часть	Центральная часть	Краевая часть	Центральная часть	Центральная часть	Краевая часть
Cr_2O_3	44,494	41,003	47,171	43,188	46,763	47,852	43,654
FeO	37,914	40,787	35,509	37,593	36,19	35,986	38,593
MgO	5,237	5,474	5,957	6,208	5,472	6,324	6,748
Al_2O_3	7,142	7,371	7,093	7,762	7,086	7,169	7,931
TiO_2	0,407	0,527	0,37	0,442	0,293	0,338	0,598
MnO	0,691	0,632	0,522	0,48	0,483	0,382	0,48
ZnO	0,184	0,163	0,103	0,169	0,19	0,0	0,193
NiO	0,014	0,075	0,076	0,076	0,148	0,157	0,233
V_2O_3	0,12	0,085	0,205	0,205	0,071	0,063	0,191
Сумма	96,202	96,116	96,899	96,214	96,697	98,271	98,621

3. Геохимическая специализация платинометалльного оруднения определяется палладием и платиной и соответствует схеме ($Ru > Pd > Pt > Ir > Os > Rh$).

4. Все МПГ в окисдно-железных рудах содержатся в больших количествах, чем в серпентинитовых. Более всего эта разница отмечается, по-видимому, для золота и платины, в меньшей степени – для палладия и рутения, в наименьшей – для родия и осмия.

5. Сравнение величин Кн металлов платиновой группы и элементов группы железа Буруктальского месторождения показывает их сходство: для Pd с Ni и Co, для Pt – с Cr и Mn.

Платинометалльность никелевых руд Уфалейского месторождения изучалась Н.И. Воронцовой [2], общая картина содержания и распределения элементов платиновой группы и золота в никелевых рудах Уфалейского месторождения представлена в таблице 7.

Как видно из таблицы 7, содержание МПГ и золота в рудах Уфалейского месторождения колеблется в пределах 0,020-0,050 г/т, по-видимому, с преобладанием суммы Pt+Pd над суммой редких платиноидов. Наименьшее количество МПГ и Au наблюдается в пекораит-кварцевых рудах Уфалейского месторождения. Серпентинитовые руды, слагающие основную часть товарной руды Уфалейского месторождения, содержат около 0,016 г/т палладия и 0,014 г/т платины при низких концентрациях других МПГ, но при высоком содержании золота (сумма МПГ и золота составляет 0,2 г/т). Окисдно-железные руды несколько богаче палладием (0,020 г/т) и платиной (около 0,030 г/т), чем серпентинитовые руды. Кроме того, для МПГ в уфалейских рудах характерна некоторая полярность распределения – накопление палладия и платины и рассеяние редких платиноидов, что отличает уфалейские руды от буруктальских, где редкие платиноиды, особенно рутений, осмий и иридий, накапливаются в меньшей степени, чем платина и палладий. Это отражает разное происхождение концентраций МПГ в рудах этих двух месторождений.

Учитывая большие запасы никелевых руд и значительную перспективность отработки группы Серовских месторождений (20-40 лет) информация о распределении в них платиновых металлов в Еловском месторождении представляет практический интерес. Данные о содержании платиновых металлов в рудах Еловского месторождения [1, 9] приведены в таблице 8.

Из таблицы 8 следует, что содержание суммы

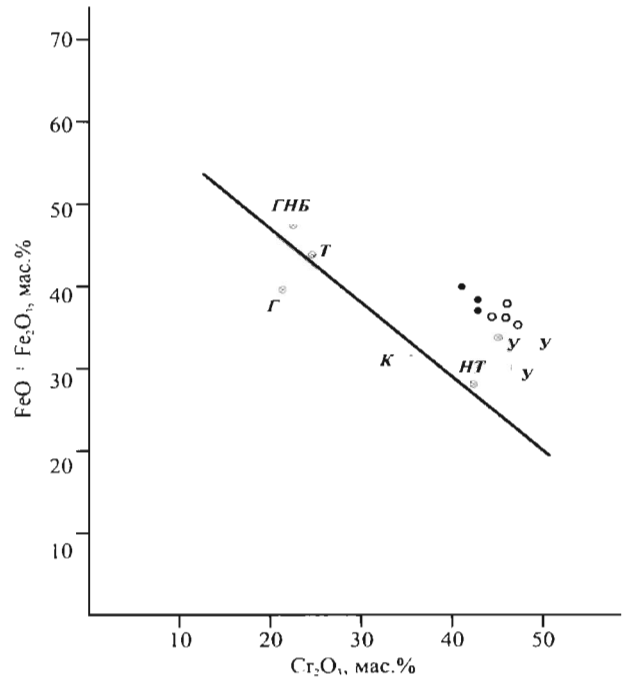


Рис. 4. Расположение точек состава реликтовых хромшпинелидов Сахаринского месторождения и хромшпинелидов зональных массивов в координатах $Cr_2O_3 - (Fe_2O_3 + FeO)$

1-2 – реликтовый хромшпинелид Сахаринского месторождения: 1 - центральная часть зерна, 2 - краевая часть зерна; 3 - хромшпинелиды других массивов: НТ - Нижне-Тагильский массив, К - Кондерский массив, Г - Гулинский массив, Т - Туламинский массив, ГНБ - массив Гудныус-Бей, У - Уктусский массив

Pd+Pt+Au в шамозитовых рудах Еловского месторождения, составляет около 0,1 г/т с некоторым преобладанием палладия над платиной. Заслуживает внимание повышенное количество серебра, которое составляет 0,25 г/т. Содержание суммы Pd+Pt+Au в серпентинитах и железных охрах Еловского месторождения варьирует от 0,1 до 0,4 г/т.

Преобладающим платиноидом в серпентинитах и железных охрах Еловского месторождения является палладий. Сумма редких платиноидов в железных охрах Еловского месторождения, по-видимому, заметно уступает сумме Pt+Pd с величиной Pt+Pd/Ru+Os+Ir равной 3, что характерно, в частности, для Буруктальского месторождения. Содержание суммы МПГ в непуитовых рудах Еловского месторождения составляет около 0,2 г/т, соответствуя нижнему уровню концентрации МПГ в нонтронитизированных серпентинитах.

Единственный образец железистых осадочных пород Еловского месторождения, представленный железистыми глинами, обнаруживает максимальные концентрации МПГ (около 0,4 г/т), за

Содержание металлов платиновой группы, золота и серебра
в никелевых рудах Буруктальского месторождения г/т

Природный тип руды	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Σ МПГ	$\frac{Os + Ir + Ru}{Pt + Pd}$	Pt/Pd	Au	Ag
Кварц-гётитовая	0,033	0,005	0,033	0,014	0,014	0,031	0,130	0,88	0,93	0,064	0,060-0,071
Оксидно-марганцевая	0,060	0,005	0,037	0,014	0,018	0,037	0,170	1,16	1,00	0,088	0,100
Нонтронитовая	0,002	0,003	0,029	0,010	0,020	0,031	0,095	0,51	1,07	0,020	0,060
Лизардитовая	0,026	0,004	0,023	0,013	-	0,016	0,082	0,91	0,69	0,036	-

Примечание. Лаборатория АО «Механобр-Аналит» пробирно-химико-спектральным методом, аналитик Л.А. Ушинская

счет повышенного количества Pd (0,35 г/т), что представляет определенный интерес. Французскими исследователями для Мадагаскара и Новой Каледонии показано, что некоторые разновидности железистых осадочных пород со следами слоистости «stream sediment» содержат повышенные концентрации МПГ и при поисках могут служить индикаторами участков обогащенных МПГ. Приведенные нами данные о содержании МПГ в рудах Еловского месторождения, являются фрагментарными. Вместе с тем из них следует, что сумма МПГ, Au и Ag в рудах Еловского месторождения колеблется от 0,1 до 0,4 г/т, что примерно соответствует концентрации этих элементов в рудах Буруктальского месторождения. При этом сумма Pt+Pd в железных охрах Еловского месторождения значительно преобладает над суммой Ru+Os+Ir, а в сумме Pt+Pd доминирующим

МПГ является Pd, повышенное количество которого гармонирует с обогащенностью никелевых руд Еловского месторождения медью.

Минералы платиновой группы, золота и серебра в месторождениях с дунит-гарцбургитовым типом субстрата (Уфалейское, Буруктальское, Еловское)

Минералы благородных металлов, представленные самородной платиной, палладием, золотом и серебром впервые были обнаружены нами в рудах Буруктальского, Уфалейского и Еловского месторождений в виде новообразований микронных размеров (микро- и наночастиц) - от долей до 120 мкм.

С целью выделения зерен платиноидов и золота из разных типов руд Уфалейского месторождения нами была получена тонкая фракция тяжелых концентратов руд. Пробы весом 5-6 кг

Таблица 5

Коэффициенты накопления металлов платиновой группы, золота и серебра
в кобальт-никелевых рудах Буруктальского месторождения

Тип руды	Pt	Pd	Rh	Os	Ir	Ru	Σ МПГ	Au	Ag
Оксидно-железные	3,6	5,5	1,9	4,4	8,9	4,0	5,1	98	8,8
Серпентинитовые	1,8	3,8	1,5	4,1	-	3,2	2,5	55	-
По месторождению	2,9	5,0	1,8	4,3	3,1	4,6	5,0	65	10

Таблица 7

Содержание элементов платиновой группы в никелевых рудах Уфалейского месторождения, г/т

№	Типы руд	Pt	Pd	Rh	Os	Ir	Ru	Au	Σ МПГ
1	Оксидно-железные	0,030	<0,020	-	-	-	-	<0,020	>0,030
2	Пекораит-кварцевые	<0,020	<0,020	-	-	-	-	<0,020	<0,020
3	Охристо-нонтронитовые	0,050	<0,020	-	-	-	-	<0,020	>0,050
4	Серпентинитовые	0,014	0,016	<0,020	0,006	<0,010	0,004	0,170	>0,040

Примечание. Анализы 1, 2, 3 выполнены в лаборатории АО «Механобр-Аналит», аналитик Л.А. Ушинская, анализ 4 – в лаборатории ИГ УрО РАН, аналитик И.И. Неустроева, пробирно-химико-спектральным методом. Прочерк – элемент не определялся

промывались с использованием центробежного концентратора ЦК1П-120 (разработка Е.Д. Кравцова, АО «Полиметалл»).

В тяжелых концентратах руд хризотилowych серпентинитов и обохренных карстовых брекчий хризотилового состава Уфалейского месторождения нами были впервые обнаружены зерна платиновых металлов, имеющие размеры до 100-150 мкм. Из них 10 зерен были изучены в АО «Механобр-Аналит» на установке электронно-зондового микроанализа «Самескан-4». Кроме платиноидов были также обнаружены 30 зерен золота (размером от 20 до 170 мкм), 20 зерен меди (размером до 1 мм) и большое количество зерен интерметаллических соединений.

Самородная платина и самородный палладий. Под бинокляром зерна платиноидов размером в доли миллиметра имеют стально-серый цвет, металлический блеск и округлые изометричные очертания с вогнуто-выгнутой гладкой полированной поверхностью.

В таблице 9 приведены результаты микрзондовых определений состава и размеров зерен платиноидов, представленных самородной платиной, платино-палладиевым соединением с незначительной примесью меди и медистым палладием.

Зерно самородной платины Pt_{100} обладает изометрической немного удлинённой формой, поверхность неровная, состав однородный, из примесей установлена лишь медь. Относительно химически чистая (98 99,8 % Pt) самородная платина, образует в природе мелкие конкреционные, иногда явно сталактитовые формы размером до 5 мм. Зерно палладистой платины $Pt_{63,01}Pd_{33,69}Cu_{0,17}$ с не-

большой примесью меди имеет пористое и однородное внутреннее строение. Зерно медистого палладия $Pd_{98,64}Cu_{1,17}$ размером 50 мкм имеет изометричную, слегка удлинённую форму. Самородная платина обычно содержит малые примеси палладия, а самородный палладий -- примеси платины.

В непуит-лизардитовых рудоносных метасоматитах Еловского месторождения в лаборатории Фрайбергской горной академии методами сканирующей электронной микроскопии было обнаружено мельчайшее зерно платины, размером около 5 мкм.

Самородное золото в концентрате Уфалейского месторождения заметно преобладает над другими самородными фазами. Оно представлено зернами золотисто-желтого цвета, что позволяет легко отличить его от других минералов тяжелой фракции. Морфология золота чрезвычайно разнообразна; наиболее распространенными являются неправильные, крючковатые, слегка уплощенные в одной плоскости или удлинённые частицы. Поверхность их, как правило, неровная. Размеры зерен колеблются от 0,01 до 0,17 мм, а наибольшим распространением обладают зерна размером от 20 до 40 мкм. Возможно, что более мелкие зерна золота, как и платиноидов, были потеряны при ручной отмывке концентрата, а более крупные зерна встречаются гораздо реже и не попали в материал опробования. Обнаружено лишь одно зерно золота значительно более крупного размера – 170 мкм.

Качественные микрзондовые исследования состава золота на растровом электронном микроанализаторе JXA 8600S (аналитик И.М. Гайда-

Таблица 8

Содержание МПГ и Au в никелевых рудах Еловского месторождения, г/т

№	Название руды	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Σ МПГ	Au	Ag
1	Железистые глины	-	0,000	0,35	-	-	0,025	0,375	0,98	-
2	Железистые охры	-	0,000	0,11	-	-	,	0,150	0,92	-
3	Железные охры	0,004	<0,002	0,019	0,007	<0,01	0,015	0,045	0,06	-
4	Непуитовые руды	-	0,000	0,110	-	-	0,078	0,188	0,83	-
5	Серпентинит нонтронитизированный	-	0,02	0,110	-	-	0,09	0,220	0,045	-
6	Серпентинит выщелоченный	-	0,02	0,25	-	-	0,08	0,350	0,095	-
7	Шамозитовая руда	-	<0,010	<0,020	-	-	<0,050	<0,100	<0,020	-
8	Шамозитовая руда	-	<0,010	0,020	-	-	<0,050	<0,100	0,03	-
9	Шамозитовая руда	-	-	0,055	-	-	0,040	0,095	0,025	0,25

Примечание. 1, 2, 4, 5, 6 Петрова, Лазаренков, 1999; 3 - Волченко, 1997; 7, 8 данные «Механобр-Аналит» (аналитик Л.А. Ушинская); 9 данные института «Гипроникель»

мако) и количественные – на установке “Cameskan” (табл. 10) показали высокую пробуность золота (в среднем 948) с примесью серебра, в единичных случаях небольшого количества меди, никеля, кобальта. Содержание серебра в золотинах колеблется от 2,94 до 9,4 %. Внутреннее строение золота практически однородное, существенного изменения состава золота от центра к краю зерна не наблюдается. В одном из золотых зерен было обнаружено каплевидное включение пентландита состава $Ni_{50,24}Co_{1,83}S_{36,96}$ законсервированного зерна первичного сульфида ультрамафитов.

Вопрос о происхождении золота Уфалейского месторождения представляет большой интерес, поскольку еще Н.К. Высоцкий считал, что золотые россыпи Уфалейской дачи обязаны своим происхождением уфалейским “змеевикам”. Сам же факт наличия тонкого золота в серпентинитах Уфалейского месторождения, выделенного нами впервые, представляет несомненный интерес.

С целью выделения минералов платиноидов, золота и серебра из оксидно-железных, нитридных и серпентинитовых руд Буруктальского месторождения нами был получен концентрат тяжелых металлов по той же методике, что и для Уфалейского месторождения. Поиск минералов платиновой группы и золота на электронном микроанализаторе JXA 8600S (лаборатория СПГТИ, аналитик И.М. Гайдамако) не дал положительных результатов на микрофазы платиновых минералов. Очевидно, тонкодисперсная форма присутствия платиноидов в офиолитовых гарцбургитах Буруктальского массива, не позволяет выделить их в концентрат, они теряются при промывке проб или в процессе ручной доводки концентрата до супертяжелой фракции. Но частицы золота и серебра были обнаружены.

Самородное золото Буруктальского месторождения представлено зернами медно-желтого цвета размером до 100 150 мк, что позволяет легко отделить золото от других минералов тяжелой

фракции. Морфология его чрезвычайно разнообразна, но наиболее распространенными являются неправильные, крючковатые, слегка уплощенные в одной плоскости или проволочковидные формы.

Изучение концентрата оксидно-железных (кварц-гематитовых и кварц-магнетитовых) руд под электронным микроскопом в Лаборатории Фрайбергской горной академии показало также присутствие частиц золота размером от нескольких до 50 мкм. Их форма – изометрическая, состав приведен в таблице 11.

Как видно из таблицы 11 золото Буруктальского месторождения представлено серебряной, иногда железо-серебряной разновидностью. Включения золота в хромшпинелиде и в магнетите, более или менее условно можно принять за первичное для ультрамафитов золото. В нем содержится несколько больше Ag (12-26 вес.%), чем в других частицах (2-6 вес.%) и присутствует примесь Fe. Частицы высокопробного золота с небольшим содержанием Ag, возможно, принадлежат вторичному золоту, очистившемуся от Ag и Fe. Их размер – до 50 мкм – несколько превышает размер частиц первичного золота (1,5 – 20,0 мкм). Помимо самородного золота в хромшпинелидовом концентрате было обнаружено несколько зерен самородного серебра.

Серебро Буруктальского месторождения представлено йодистым серебром с примесью S, Fe, Si и Al. Состав обнаруженных зерен серебра приведен в таблице 12. Йодистое серебро, соответствующее формуле Ag_3I , является минералом, родственном хлораргириту, серебряному йодиту или йодаргириту AgI и другим минералам из группы хлораргирита – йодэмболиту $Ag(Cl,Br)$ и бромаргириту $AgBr$ (Минералы, т. II, вып. 1, 1963). Первый в своем составе содержит примесь йода (до 10 вес.%). Минералы этой группы обычно встречаются в зоне окисления сульфидных месторождений и по А.Г. Бетехтину образуются в местностях с жарким сухим климатом. Наряду с этим хлоргирит и эмболит являются главными

Таблица 9

Состав минералов платиновой группы в никелевых рудах Уфалейского месторождения, мас. %

№	Размер, мкм	Pt	Pd	Cu	Сумма
1	120	100	-	-	100
2	50	63,01	33,69	0,17	96,88
3	50	-	98,64	1,17	100

Примечание: 1 - анализ выполнен на электронном микроанализаторе JXA 8600S, лаборатория СПГТИ, аналитик Гайдамако И.М. 2, 3 - анализ выполнен в АО “Механобр-Аналит” на установке электронно-зондового микроанализа “Cameskan-4”, аналитик Ю.Л. Крещер

рудными минералами крупного месторождения серебра Ватерлоо в Калифорнии (25 млн.т. руды), которое представлено сереброносными озерными отложениями миоценового возраста. В основании разреза они содержат тонкораспыленное и захваченное кремнеземом серебро. После отложения рудоносных осадков, они были брекчированы и часть серебра в виде галоидов вместе с кварцем перемещена в трещины. Для месторождения предполагается гидротермально-осадочный генезис [6].

Благородные металлы в никелевых месторождениях с дунит-клинопироксенитовым типом субстрата

(Сахаринское, Елизаветинское и другие)

Сведения о содержании и распределении МПГ и золота в рудах Сахаринского месторождения приведены в таблице 13.

Никелевые руды Сахаринского месторождения характеризуются относительно повышенным содержанием МПГ и Au (около 0,5 г/т). Из платиновых металлов в рудах месторождения преобладают Pd и Pt, тогда как редкие платиноиды находятся в подчиненном количестве. В серпентинитовых рудах Pd заметно доминирует над другими МПГ; в нонtronитовых рудах – преобладающем типе руд Сахаринского месторождения – платинометалльная специализация носит отчетливый Pt-Pd характер, в оксидно-железном – в противоположность серпентинитовым рудам Pt доминирует над остальными МПГ включая Pd.

Субстратом для никелевых руд Сахаринского

месторождения послужили дуниты, а также клинопироксениты и хромиты зонального Сахаринского массива, родственного массивам Платиноносного пояса Урала. Для выяснения отношений содержания МПГ и Au в никелевых рудах Сахаринского месторождения и в ультрамафитах субстрата рассмотрим величины коэффициентов накопления ($K_{\text{н}}$) относительно дунитов субстрата. Но из-за отсутствия данных по породам субстрата используем содержания МПГ в дунитах зональных массивов (Лазаренков, Таловина, 2001), а по Au – данные [14] (табл. 14).

Из таблицы 14 видно:

1. Все МПГ и Au в рудах Сахаринского месторождения имеют коэффициенты накопления выше 1, т.е. накапливаются.

2. По величинам $K_{\text{н}}$ для Сахаринского месторождения в целом разные МПГ месторождения характеризуются разными значениями (Au 46 > Ru 23,2 > Os 14,7 > Pd 12,2 > Rh 10,8 > Pt 4,6), что свидетельствует о разной степени их накопления.

3. Серпентинитовые руды обладают несколько большими величинами $K_{\text{н}}$ платиновой группы (Au 30,7 > Os 20,0 > Rh 19,0 > Pd 15,3 > Ru 10,0 > Pt 1,5), чем оксидно-железные (Au 76,9 > Ru 42,1 > Os 10,6 > Pt 6,3 > Rh 4,5 > Pd 4,1).

4. Обращает на себя внимание, что редкие платиноиды Ru+Os накапливаются в большей степени, чем Pt и Pd и это при том, что в общей сумме МПГ в рудах Сахаринского месторождения

величины $\frac{\text{Os} + \text{Ir} + \text{Ru}}{\text{Pt} + \text{Pd}}$ отношений низкие.

Таблица 10

Состав золота в никелевых рудах Уфалейского месторождения, мас.%

Проба	Анализ	Размер частиц, мкм	Au	Ag	Cu	Примеси	Сумма
1.	1*	120	96,21	3,79			100
2.	2**		95,3	4,70			100
3.	3**		94,58	5,42			100
4.	1*	70	91,59	7,25	1,16		100
5.	2**		90,02	9,40	0,58		100
6.	1*	90	96,15	3,75			100
7.	2**		95,65	4,35		Ni, Co	100
8.	-	50	95,86	3,98		Fe	100
9.	-	50	95,42	3,99	0,12	Ni, Co, S	100
10.	-	110	97,06	2,94			100
11.	-	40	93,71	5,77		Co, S	100
12.	-	40	96,47	3,21		Ni, Co, Fe	100
Среднее		71,25	94,83	4,87	0,62		100

Примечание. 1* - центральная часть зерна, 2**, 3*** - краевая часть зерна. Анализы выполнены в АО "Механобр-Аналит", аналитик Ю.Л. Креер

Состав золота в никелевых рудах Буруктальского месторождения

Проба	Au	Ag	Fe	Сумма	Примсчание
1	87,86	12,14	-	100	Золото в хромшпинелиде, 20 мкм
2	71,64	25,75	2,61	100	Золото в магнетите, 1,5 мкм
3	95,30	3,00	1,70	-	
4	66,99	29,61	3,40	100	
5	98,32	1,68	-	100	
6	93,64	6,36	-	100	
7	97,09	2,91	-	100	Золото (вторичное?)

Примечание. «-» - элемент не анализировался. Аналитик У. Кемпе

Золото характеризуется более высокими значениями Кн, чем МПГ.

О платинометалльности никелевых руд Елизаветинского месторождения можно судить по данным таблицы 15.

Из таблицы 15 следует, что в кобальт-никелевых рудах наиболее развитой на Елизаветинском месторождении оксидно-железной зоне общая сумма МПГ составляет существенную величину - 0,5 г/т. Pt/Pd отношение, как и в дунитах, равняется 12, т.е. кобальт-никелевые руды Елизаветинского месторождения наследуют платиновую специализацию подложки дунитов Уктусского массива. Палладиевая специализация никелевых руд наблюдается в зоне выщелоченных серпентинитов, а в зоне массивных серпентинитов содержание и распределение МПГ примерно соответствует его количеству в дунитах Уктусского массива. Это позволяет предполагать, что руды оксидно-железной зоны никелевых кор выветривания наиболее

перспективны для поисков платиновой, родиевой и рутениевой минерализации, а руды зоны выщелоченных серпентинитов – палладиевой и осмиевой.

Что касается сравнения содержаний МПГ в никелевых рудах Елизаветинского месторождения и их концентраций в ультрамафитах подстилающего массива, то в настоящее время такое сравнение провести удобно, поскольку имеются данные по содержанию МПГ в дунитах и клинопироксенитах Уктусского массива, слагающих субстрат Елизаветинского месторождения (табл. 16 и 17). В таблице 16 за породы субстрага приняты дуниты Уктусского массива.

В рудах Елизаветинского месторождения МПГ концентрируются с разными коэффициентами накопления (Кн), равными 10,7 для Os, 7,1 – для Pd, 7,0 – для Pt, 3,4 – для суммы МПГ. Геохимически важный для ультрамафитов Платиностного пояса Урала Ig в рудах Елизаветинского месторождения рассеивается.

Таблица 12

Состав серебра в никелевых рудах Буруктальского месторождения, мас.%

Проба	Ag	J	Fe	S	Si	Al	Сумма
1	65,83	27,31	7	6,86			100
2	61,67	21,14	5,38	6,40	1,07	4,34	100
3	73,63	20,41	1,80	4,16			100

Примечание. «-» - элемент не анализировался. Аналитик У. Кемпе.

Таблица 13

Содержание МПГ и золота в никелевых рудах Сахаринского месторождения, мг/т

№	Зона отбора проб	n	Pd	Pt	Rh	Ir	Os	Ru	Σ МПГ	Pt/Pd	Au
1	Оксидно-железная	2	75	244	18	<10	18	80	469	3,3	50
2	Нонтронитовых глин	4	316	232	35	<10	24	32	639	0,7	20
3	Выщелоченных серпентинитов	4	280	60	76	<10	34	19	435	0,2	20
	Среднее по зонам	10	224	179	43	<10	25	44	515	0,8	30

Примечание. n - число проб, лаборатория ИГГ УрО РАН, аналитик И.И. Неустроева

Минералы платиновой группы в месторождениях с дунит-клинопироксенитовым типом субстрата

(Елизаветинское, Сахаринское и другие)

В рудах Елизаветинского месторождения минералы платиновых металлов представлены самородной платиной и палладием [8]. Тонкодисперсная самородная платина обнаружена в оксидно-железной зоне месторождения. Ее важной особенностью является довольно чистый платиновый состав и мелкий размер зерен. Палладиевые фазы из оксидно-железных железо-кобальтовых руд Елизаветинского месторождения были диагностированы как платинистый палладий, а также соединения палладия с висмутом, сурьмой и оловом. Минералы палладия присутствуют в достаточно большом количестве в виде зерен размером 3–5 мкм, обладающих коллоидным строением. В таблице 17 минералы платиновой группы оксидно-железных руд Елизаветинского месторождения сопоставлены с МПГ, обнаруженными в коренных породах Уктусского массива.

Из таблицы 17 видно, что если в дунитах и хромититах Уктусского массива главными ММПГ являются изоферроплатина и осмистый иридий, то в рудах Елизаветинского месторождения – самородная платина и платинистый палладий. Отсутствие в субстрате Уктусского массива палладиевых минералов, по-видимому, является указанием на гипергенный генезис платинистого

палладия. Высокопробный нежелезистый состав самородной платины также может говорить о гипергенном происхождении, поскольку в ультрамафитах Платиноносного пояса Урала платина обычно представлена железистыми соединениями. Чистая платина, несомненно осадочного генезиса, в природе зафиксирована в виде радиально-лучистых агрегатов в бразильских россыпях. Наряду с новообразованной, в коре выветривания зональных массивов уральско-алаякского типа, описаны находки реликтовой платины.

Таким образом, новообразованные минералы платиновой группы в гипергенных метасоматитах, образовавшихся по ультрамафитам как зональных, так и офиолитовых массивов Урала представлены, в основном, самородными соединениями – относительно химически чистыми платиной и палладием.

Обсуждение

Авторы статьи отдают себе отчет в известной условности приводимых ниже данных. Они достаточно фрагментарны, получены разными исследователями, с разными системами отбора проб, в разных лабораториях, разными методами и т.д. Всё это таит в себе погрешности в оценке содержания МПГ в метасоматитах и рудах рассматриваемых месторождений. Тем не менее, на данном этапе представляется целесообразным подвести некоторый итог и наметить перспективы и под-

Таблица 14

Коэффициенты накопления (Кн) металлов платиновой группы и золота в никелевых рудах Сахаринского месторождения

Типы руд	Pd	Pt	Rh	Os	Ru	∑МПГ	Au
Оксидно-железные	4,1	6,3	4,5	10,6	42,1	7,5	76,9
Нонтронитовые	17,3	6,0	8,8	14,1	16,8	10,3	30,7
Серпентинитовые	15,3	1,5	19,0	20,0	10,0	7,0	30,7
Среднее по месторождению	12,2	4,6	10,8	14,7	23,2	8,3	46,2

Таблица 15

Содержание МПГ и золота в кобальт-никелевых рудах Елизаветинского месторождения, мг/т

№	Зона отбора проб	n	Pd	Pt	Rh	Ir	Os	Ru	∑МПГ	Pt/Pd	Au
1	Оксидно-железная (рудная)	2	31	380	10	<10	12	68	501	12,2	<20
2	Нонтронитовая	2	75	180	5	<10	13	50	323	2,4	<20
3	Выщелоченных серпентинитов	2	45	38	5	<10	70	66	224	0,8	<20
4	Массивные серпентиниты	2	8	70	<5	<10	4	18	100	8,7	<20
5	Среднее по зонам	8	50	199	7	<10	32	61	349	4,0	<20
6	Дунит	3	7	82	1	<10	3	1	102	11,7	17
7	Клинопироксенит	1	9	24	0,4	0,4	2	-	36,8	3	9

Примечание. 6, 7 – дунит и клинопироксенит Уктусского массива [14]; n – число проб, лаборатория ИГГ УрО РАН, аналитик И.И. Неустроева

ходы к проблеме практического использования платиновых металлов гипергенных никелевых месторождений в промышленности.

Цифры средних содержаний и коэффициентов накопления МПГ и золота в окисдно-железных, нонтронитовых метасоматитах и серпентинитах уральских и зарубежных никелевых месторождений по офиолитовым и зональным массивам приведены в таблицах 18-21.

Из таблиц 18 и 19 довольно отчетливо следует:

1. Все главные типы гипергенных метасоматитов и руд никелевых месторождений накапливают МПГ и Au со значительными величинами Кн. Последние меняются от 3 (Pd) до 39 (Ru) в метасоматитах и рудах по зональным массивам и от 2 (Ir) до 19 (Pd) для их аналогов по офиолитовым массивам (таблицы 20 и 21). В таблицах 20 и 21 обращают на себя внимание высокие значения коэффициентов накопления золота, особенно в окисдно-железных рудах. Общая тенденция поведения МПГ в гипергенных никелевых месторождениях, в принципе, такая же, как и для других элементов-примесей, накапливающихся в никелевых корках.

2. Средние содержания МПГ во всех типах гипергенных метасоматитов и руд, образовавшихся

по ультрамафитам зональных массивов выше, чем в их аналогах, сформировавшихся по породам офиолитовых массивов. Причина этого явления, по-видимому, кроется в первичной обогащенности ультрамафитов зональных массивов платиноидами по сравнению с их аналогами из офиолитовых массивов, т.е. здесь явно проявляется роль ультрамафитового субстрата.

3. Средние содержания МПГ в окисдно-железных метасоматитах и рудах выше средних содержаний в гипергенных серпентинитах.

4. Сумма средних содержаний Pt+Pd в гипергенных никелевых месторождениях преобладает над суммой средних содержаний редких платиноидов Ru+Os+Ir. Другими словами, Pt и Pd являются главными платиноидами никелевых месторождений. Вместе с тем, величина Pt+Pd/Ru+Os+Ir отношения в гипергенных метасоматитах по ультрамафитам зональных массивов (5,2-6,7) выше, чем в их аналогах по породам офиолитовых массивов (2,3-3,0). Причина этого явления также кроется в составе субстрата ультрамафитов. Если величина Pt+Pd/Ru+Os+Ir отношения в дунитах зональных массивов равняется 10,4, то в гарцбургитах офиолитовых массивов – всего 0,9.

Таблица 16

Коэффициенты накопления (Кн) металлов платиновой группы в никелевых рудах Елизаветинского месторождения

№	Зона	Pd	Pt	Rh	Os	ΣМПГ
1	Окисдно-железная (рудная)	4,4	4,6	10,0	4,0	4,9
2	Нонтронитовая	10,7	2,2	5,0	4,3	3,2
3	Выщелоченных серпентинитов	6,4	0,5	5,0	23,3	2,2
4	Массивные серпентиниты	1,1	0,9	<5,0	1,3	1,0
5	Среднее по 1-3	7,1	2,4	7,0	10,7	3,4

Таблица 17

Минералы платиновой группы в дунитах и хромититах Уктусского массива и в окисдно-железных рудах Елизаветинского месторождения [5]

Минералы	Уктусский массив	Елизаветинское месторождение
Изоферроплатина	Pt ₃ Fe	-
Тетраферроплатина	PtFe	-
Ирарсит	IrAsS	-
Иридий самородный	Ir	-
Осмирид	(Ir,Os)	-
Иридосмин	(Os,Ir)	-
Осмий самородный	Os	-
Платинистый палладий	-	Pt-Pd
Платина самородная	-	Pt
Фаза 1	-	Pt-Pd-Ag-Bi
Фаза 2	-	Pd-Bi-Te
Фаза 3	-	Pd-Bi-Te-Sn

Таблица 18

Средние содержания МПГ и Au в метасоматитах гипергенных никелевых месторождений по ультрамафитам офиолитовых массивов, мг/т

Тип метасоматита	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	МПГ	Pt/Pd	Au	Pt+Pd
										Os+Ir+Ru
Оксидно-железный	29	9	112	53	10	102	256	0,9	83	2,3
Нонтронитовый	15	2	38	16	10	69	118	1,8	22	2,6
Серпентинит	18	7	101	28	5	52	165	0,5	54	3,0
Гарцбургит	8,2	2,6	6,0	3,2	4,8	8,7	33,5	1,5	-	0,9

Примечание. Таблица составлена по данным о содержаниях благородных металлов в месторождениях развитых на офиолитовых массивах (Буруктальское, Фловское, Уфалейское (Россия), Никаро (Куба), Дю Сюд (Новая Каледония), Рокгемптон, Гринвейл (Австралия), Мусонгаги (Бурунди) [7].

Таблица 19

Средние содержания МПГ и Au в метасоматитах гипергенных никелевых месторождений по ультрамафитам зональных массивов, мг/т

Тип метасоматита	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	МПГ	Pt/Pd	Au	Pt+Pd
										Os+Ir+Ru
Оксидно-железный	74	14	53	15	< 10	541	657	10,2	> 25	5,7
Нонтронитовый	41	20	195	18	< 10	206	481	1,1	> 10	11,5
Серпентинит	42	40	163	52	< 10	49	330	0,3	> 10	5,2
Дунит	1,9	4,0	18,3	1,7	1,9	38,8	62,2	2,1	-	10,4

Примечание. Таблица составлена по данным о содержаниях благородных металлов в месторождениях развитых на зональных массивах (Сахаринское, Елизаветинское (Россия), Файфилдское (Австралия)) [7].

Таблица 20

Коэффициенты накопления МПГ и Au в средних составах гипергенных метасоматитов и руд по ультрамафитам офиолитовых массивов

Тип метасоматита	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	МПГ	Au
Оксидно-железный	4	4	19	17	2	2	8	128
Нонтронитовый	2	0,8	6	5	2	8	4	34
Серпентинит	2	3	17	9	1	6	5	83

Примечание. Коэффициенты накопления МПГ рассчитаны исходя из среднего состава МПГ в гарцбургитах офиолитовых массивов [7], для золота – в шпинелевых перидотитах (0,65 мг/т, [14]).

Таблица 21

Коэффициенты накопления МПГ в средних составах гипергенных метасоматитов и руд по ультрамафитам зональных массивов

Тип метасоматита	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	МПГ
Оксидно-железный	39	6	3	9	< 5	14	11
Нонтронитовый	22	5	11	11	< 5	5	8
Серпентинит	22	10	9	31	< 5	1,3	5

Примечание. Коэффициенты накопления рассчитаны исходя из среднего состава МПГ в дунитах зональных массивов [7].

5. Среди доминирующих платиноидов – Pt и Pd – в оксидно-железных рудах по зональным массивам Pt преобладает над Pd ($Pt/Pd > 1$). Причина этого явления, очевидно, также состоит в платинометаллической специализации субстрата, поскольку дуниты

зональных массивов заметно обогащены Pt по сравнению с Pd. В оксидно-железных рудах по офиолитовым массивам картина распределения Pt и Pd не столь однозначна. Если в рудах Уфалейского, Рокгемптонского (Австралия), Гринвейлского (Ав-

стралия) массивов величина $Pt/Pd > 1$, то в рудах Буруктальского и Еловского массивов она меньше 1, а в месторождении Никаро (Куба) вообще падает до 0,15. В нонтронитовых метасоматитах и рудах отношение Pt/Pd также колеблется в пределах 2,5-0,7 с преобладанием Pd в Сахаринском месторождении и Pt – в Кемпирсайском. В гипергенных серпентинитах по зональным и офиолитовым массивам величина Pt/Pd отношения обычно ниже 1, т.е. в этих рудоносных метасоматитах, за некоторым исключением, преобладает Pd.

6. Концентрация золота и серебра в рудах и метасоматитах гипергенных никелевых месторождений, по нашим данным, обычно колеблется в пределах десятков мг/т. В некоторых же месторождениях – например, в Уфалейском для золота и в месторождениях Гринвейл и Рокемптон (Австралия) для серебра они достигают аномальных значений и, следовательно, эта геохимическая особенность требует дополнительных генетических разъяснений.

7. Сопоставление списков минералов платиновой группы из гипергенных месторождений с их списками из коренных пород офиолитовых и зональных массивов показывает их полное несо-

ответствие, что, несомненно, свидетельствует об их гипергенном генезисе, т.е. они являются новообразованиями

8. Предварительные экономические подсчеты показывают, что при производительности никелевого комбината в 10 000 тонн никеля в год через его цеха за этот период проходит несколько сот килограммов благородных металлов: платины, палладия, золота, серебра. Эти количества явно заслуживают извлечения и по этой причине дальнейшие научно-экспериментальные исследования по усовершенствованию и удешевлению способов извлечения благородных металлов в металлургическом процессе необходимо интенсифицировать.

Работа выполнена в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009 – 2013 годы и при поддержке грантов Германской службы академических обменов DAAD по программе «Михаил Ломоносов» 2007 г. № А/07/97635 и 2009 г. № А/09/72762 совместно с грантами Министерства образования и науки РФ 2008 г. № РНП 2.2.2.3.16182, и 2010 г. № РНП 2.2.2.3.9100.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.Н., Любимцева Ю.П. Платиноиды и золото в никеленосных корах выветривания Урала. Ежегодник-1997. Е.УрОРАН, 1998, с. 187-190.
2. Воронцова Н.И. Петрология, геохимия и платиноносность никелевых руд Уфалейского месторождения, Урал. Автореферат дисс. канд. геолого-минералогических наук. СПб: Изд-во СПбГИ (ТУ), 1999. 19 с.
3. Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платиносодержащие хромитовые и титаномagnetитовые месторождения. М.: Геоинформцентр, 2003, 409 с.
4. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросян А.Н., Хрыпов В.Н. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, 2001, 199 с.
5. Иванов О.К., Агафонов Л.В., Платиноиды из хромитовых жил Уктусского пироксенит-дуניתового массива, Урал / Материалы научной конференции. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1996. С. 122-125.
6. Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. Якутск, 2003. 282 с.
7. Лазаренков В.Г., Таловина И.В., Белоглазов И.Н., Володин В.И. Платиновые металлы в гипергенных никелевых месторождениях и перспективы их промышленного извлечения. СПб: Недра, 2006. 188 с.
8. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб.: Изд-во «Галарт», 2001. 266 с.
9. Петрова И.В., Лазаренков В.Г. Содержание элементов платиновой группы и золота в кобальт-никелевых рудах Серовского месторождения, Северный Урал. // Мат-лы Урал. летней минер. школы. 1999, Екатеринбург, Изд. УГГГА, с. 192-193.
10. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Д., Закарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнегагильского типа на Урале. Литосфера, 2007, №3. С. 28-65.
11. Таловина И.В., Лазаренков В.Г., Воронцова Н.И. Платиноиды и золото в окисно-силикатных никелевых рудах Буруктальского и Уфалейского месторождений, Урал. // Литология и полез. ископаемые. 2003, № 5. с. 474-487.
12. Garuti G., Fershtafel G., Bea F., Montero P., Pushkarev E.V., Zaccarini F. Platinum-group elements as petrological indicator in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 181-194.
13. Lazarenkov V.G., Tikhomirov I.N., Zhidkov A.Ya., Talovina I.V. Platinum-Group Metals and Gold in Supergene Nickel Ores of The Moa and Nikaro (Cuba). // Lithology and Mineral Resources, 2005, N 6, p. 521-527.
14. Mc Donough W.F. Constrains of the composition of continental lithospheric mantle. Earth and Planet. Sci. Lett., 1990, v.101, № 1, p. 1-18.
15. Uysal I., Zaccarini F., Sadiklar M.B., Tarkan M., Talhammer O.A.R., Garuti G. The podiform chromitites in the Dagkuplu and Kavalk mines, Eskisehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data. Geologica Acta, 2009, v.7, №3, p. 351-362.

УДК 550.9:552.32

ПРИРОДА ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ РАССЛОЕННОЙ ИНТРУЗИИ ПАНСКИХ ТУНДР (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

С.И. Турченко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

В работе рассматриваются петролого-геохимические и изотопно-геохимические особенности формирования наиболее богатого малосульфидного платинометалльного оруденения в палеопротерозойской расслоенной интрузии Панских Тундр в центральной части Кольского полуострова. Платинометалльная минерализация сосредоточена в пределах ритмично расслоенных горизонтов (РРГ) нижней и верхней частей разреза расслоенной интрузии габбро-норитового состава и представлена первичномагматической рассеянной вкрапленностью. Главной особенностью богатого платинометалльного оруденения в интрузии Панских Тундр является его тесная ассоциация с телами анортозитов и лейкогаббро-норитов, локализованных в РРГ и подверженных позднемагматическим метасоматическим преобразованиям.

Изотопный U-Pb возраст анортозитов 2449 ± 12 млн лет, а возраст габбро-норитов расслоенного горизонта по циркону - $2491 \pm 1,5$ млн лет. Sm-Nd изотопное датирование метасоматизированных рудоносных пород показало их близкий возраст, соответствующий 2427 ± 90 млн лет со значениями eNd от -0,7 до -1,7 и $TDM = 2,5$ млрд лет.

Для детального исследования геохимических особенностей платиноносных и вмещающих пород применялся многоэлементный инструментальный нейтронно-активационный анализ. На основании обработки геохимических данных методом факторного анализа и распределения редкоземельных элементов было установлено сходство рудоносных и вмещающих пород со спецификой геохимического состава обогащенной нижней коры. Более позднее внедрение анортозитов и обогащенность их летучими по сравнению с другими породами РРГ свидетельствуют об их принадлежности к наиболее поздним, обогащенным флюидами, дифференциатам единого магматического очага. Эти флюидонасыщенные анортозитовые дифференциаты содержали Cu, Ni, Mn в виде Cl, F, Se, S содержащих соединений, которые произвели посткристаллиза-

ционную метасоматическую переработку анортозитов и их приконтактных частей, создав возможность для формирования малосульфидного платинометалльного оруденения рифового типа.

Введение

Расслоенная мафитовая интрузия Панских Тундр принадлежит к группе подобных интрузий с возрастом 2,4-2,5 млрд лет, которые распространены на северо-востоке Балтийского щита и были внедрены в течение палеопротерозойской глобальной эпохи рифтинга [12], сопровождавшегося интенсивной мантийной магматической активизацией в рифтогенном поясе Имандра-Варзуга. Практически все расслоенные интрузии отмеченного возрастного интервала являются рудоносными и вмещают месторождения Cr, Fe-Ti-V, Cu-Ni и платиноидов. Для объяснения образования подобных интрузий предполагается существование двух типов исходных расплавов: 1) магм бонинит-толеитового состава, обогащенных Cr и Ni, сформировавших ультрамафит-мафитовые расслоенные интрузии; 2) расплавов, деплетированных указанными элементами, которые привели к возникновению богатых плагиоклазом норит-габбро-норитовых интрузий, содержащих ритмично расслоенные горизонты с линзами или слоями анортозитов [13]. Последние рассматриваются как платиноносные, несущие оруденение малосульфидного типа, сходное с оруденением массива Стиллиуотер, в котором ярко выражены платиноносные горизонты - рифы.

Геологическое строение и особенности платинометалльного оруденения массива западной части Панских Тундр

В современном эрозионном срезе массив Панских Тундр представляет собой моноклинально залегающее тело длиной порядка 70 км. С юга массив граничит с перекрывающими его осадочно-вулканогенными породами Имандра-Варзугской рифтогенной структуры, а с севера обрам-

лен архейскими плагиогнейсо-гранитами, амфиболитами, гнейсами и сланцами (рис. 1). Значительная часть этого северного эндоконтакта приходится на массивы щелочных гранитов.

Контакты интрузии Панских Тундр с вмещающими породами в большинстве случаев тектонические. Простираение магматической полосчатости в породах массива С-3 $280-290^\circ$ при Ю-З падении под углом $25-30^\circ$ на юге и $50-60^\circ$ на севере интрузии. Полная вертикальная мощность разреза массива составляет от 4 до 6 км в различных блоках.

По особенностям геологического строения интрузия Панских Тундр разделяется на Западно-Панский и Восточно-Панский блоки; последний обнажен плохо и менее исследован. Западно-Панский блок состоит из массивов: Ластьявр, Каменник, Сулейпахк, Кийвей и Пшемпахк, разделенных сбросами и в целом имеет протяженность до 25 км при ширине 6,5 км. В 1986-1992 г.г. работами ПГО "Севзапгеология" и ВИРГ была установлена платинометалльная минерализация в отдельных участках ритмично расслоенных горизонтов, выделяемых в пределах нижней и верхней частей расслоенной интрузии габбро-норитового состава. Содержание платиноидов в среднем составляет 8 г/т, а в отдельных участках достигает 16 г/т [2]. Комплекс пород с платинOME-

талльным оруденением приурочен к узловой части пересечения рифта Имандра-Варзуга с субмеридиональной Мунозерско-Цагинской зоной глубинных разломов. Общей особенностью богатого платинометалльного оруденения в интрузии Панских Тундр является его тесная ассоциация с линзовидными телами анортозитов и лейкогаббро-норитов, локализованных в ритмично расслоенных горизонтах (РРГ) и подверженных позднемагматическим метасоматическим преобразованиям [1, 24]. РРГ мощностью 150-200 м прослеживается по простиранию более чем на 15 км и имеет падение в южных румбах, согласное с общей расслоенностью пород под углом $35-40^\circ$ на северных склонах и $20-25^\circ$ на южных склонах Панских Тундр. РРГ состоит из "слоев" норитов, оливиновых габбро-норитов, меланократовых норитов и троктолитов, среди которых выделяются линзообразные или силлоподобные тела анортозитов и лейкогабброноритов мощностью от сантиметров до первых метров. По простиранию они прослеживаются на сотни метров, не имеют закалочных границ, но часто содержат автолиты габброноритов и норитов. Иногда наблюдаются секущие взаимоотношения анортозитов и пород РРГ. Все это может свидетельствовать о более позднем внедрении анортозитов в

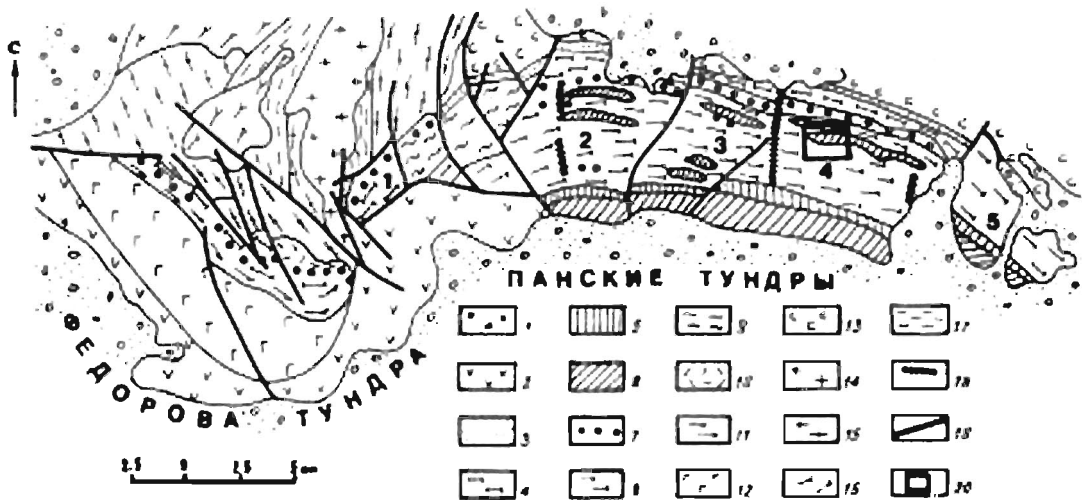


Рис. 1. Схема геологического строения расслоенной интрузии Федоровой и Панских Тундр (по [1] с изменениями)

1 - современные торфяно-моренные отложения; 2 - осадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзугской рифтовой структуры. Породы Федорово-Панской интрузии: 3 - габбро, нориты и меланократовые габбро-нориты нижней краевой зоны; 4 - габбро-нориты нижней зоны; 5 - чередование оливиновых габбро-норитов, габбро-норитов, троктолитов и анортозитов (верхний тонкорасслоенный горизонт); 6 - габбро-нориты полосчатые и трахитоидные верхней зоны; 7 - нижний ритмично расслоенный горизонт с платинометалльным оруденением; 8 - габбро-нориты средней зоны; 9 - рассланцованные и милонитизированные габбро-нориты; 10 - габбро; 11 - габбро-нориты Федоровой Тундры; 12 - крупнозернистое амфиболитизированное габбро; 13 - щелочные граниты; 14 - граниты; 15 - позднеархейские гранито-гнейсы; 16 - амфиболиты; 17 - гнейсы и сланцы; 18 - дайки габбро-диабазов; 19 - разрывные нарушения; 20 - участок детальных работ. Номера на схеме - отдельные массивы Западно-Панского блока интрузии Панские Тундры: 1 - Ластьявр, 2 - Каменник, 3 - Сулейпахк, 4 - Кийвей, 5 - Пшемпахк.

первичные магматически расслоенные породы, подобные критическому горизонту типичных расслоенных интрузивов. Платинометалльное оруденение представлено “малосульфидным” типом, так как имеет отчетливую связь платиноидов с непромышленной сульфидной медно-никелевой минерализацией. Это оруденение образует “висячие” горизонты, залегающие согласно с расслоенностью пород, мощностью от десятков сантиметров до 2,5 м и протяженностью по простиранию до 10 км и более. Сульфидная ассоциация представлена пентландитом, халькопиритом и пирротинном, а платиноидная минерализация является платино-палладиевой сульфидно-висмутотеллуридного состава. Отмечаются широкие колебания отношения Pd/Pt (от 2,5 до 20). Наиболее обогащенные элементами платиновой группы участки тяготеют к анортозитам и их границам с габброноритами. Изотопный U-Pb возраст анортозитов, определенный по бадделеиту, оказался равным 2449 ± 12 млн лет, а возраст габброноритов расслоенного горизонта, установленный по циркону, составил $2491 \pm 1,5$ млн лет [17]. Sm-Nd изотопное датирование этих пород (рис. 2) также показало их близкий (в пределах погрешности метода) возраст, соответствующий 2427 ± 90 млн лет ($MSWD = 1,73$) и значения eNd от -0,7 до -1,7 для возраста деплетированной мантии $TDM = 2,5$ млрд лет [23].

Петрология и геохимия платиноносных и вмещающих пород

Наиболее важная особенность пород PPI – присутствие горизонтов с сульфидной и платинометалльной минерализацией, локализованной в анортозитовых линзах и слоях или в зонах их контакта с породами вмещающей расслоенной серии. Среди пород PPG анортозиты также являются максимально метасоматически измененными породами. Соответственно этому породы PPG подразделяются на две группы: неизменные вмещающие породы и рудоносные метасоматически измененные анортозиты. Во всех разновидностях обычно присутствует ильменомagnetит, который проявлен как интеркумулусный минерал. Кварц также типичен в этих породах как интеркумулусный минерал и особенно характерен для лейкогабброноритов. Помимо таких широко распространенных пород, в составе расслоенной серии присутствуют мелкозернистые габбро и троктолиты. На диаграмме AFM (рис. 3) точки составов неизменных габброноритов образуют компактную область наиболее магнезиальных соста-

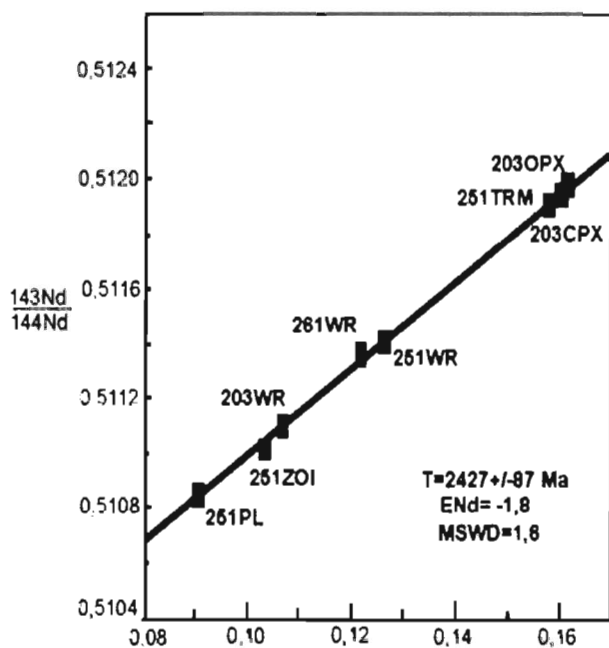


Рис. 2. Sm-Nd породно-минеральная изохрона для пород расслоенного горизонта интрузии Панских Тундр

251 – оруденелый метасоматически измененный анортозит; WR – порода, PL – плагиоклаз, ZOI – цоизит, TRM – тремолит; 261 – анортозит неизменный безрудный; 203 – габбронорит; WR – порода в целом, OPX – ортопироксен, CPX – клинопироксен

вов, а область более железистых составов свойственна оруденелым анортозитам.

По общей железистости безрудные анортозиты не отличаются или отличаются более низкими значениями суммы щелочей от вмещающих габбро-норитов и троктолитов в ряду пород по возрастанию содержания кремнезема (рис. 4).

Рудоносные метасоматически измененные породы четко выделяются среди пород PPG, наличием клиноцоизита, эпидота, пренита, биотита, кальцита, гранат-андрагита, обогащенностью сульфидной минерализацией и лейкократовым составом. Сульфидная и связанная с ней платинометалльная минерализация локализованы преимущественно в пределах горизонтов, которые содержат анортозиты, метасоматически измененные анортозиты, а также вдоль зон контакта между ними и габбро-норитами.

Оруденение проявлено в форме жил, прожилков или вкрапленности. Платинометалльная минерализация связана с халькопиритом и пентландитом, локализована главным образом вдоль их контактов и редко наблюдается внутри зерен пирротина или борнита. Платиноиды представлены теллуридами, висмутидами и сульфидами Pd и Pt [2].

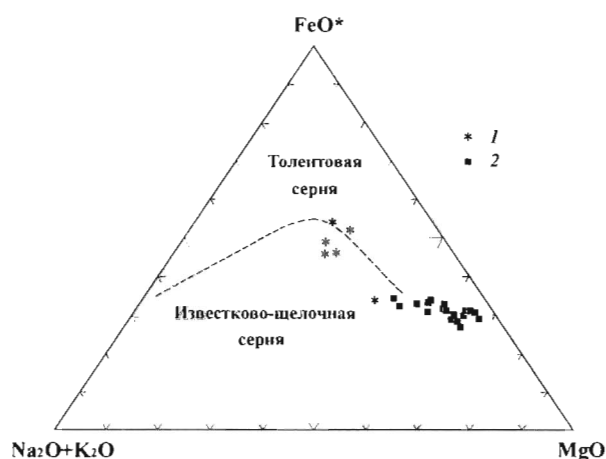


Рис. 3. Диаграмма АФМ для составов оруденелых анортозитов (1) и неизмененных габбро-норитов (2)

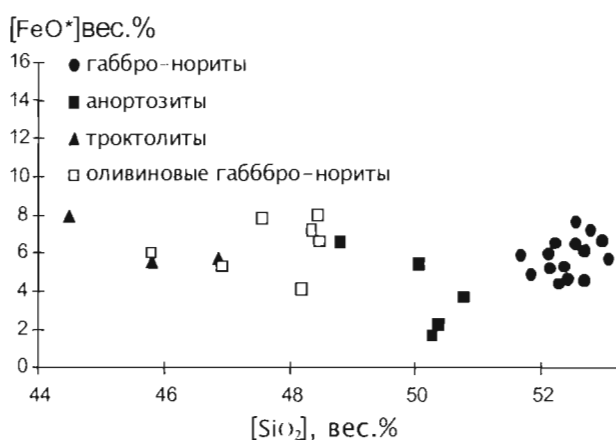


Рис. 4. Диаграмма FeO-SiO₂ для ритмично расслоенных пород

Для детального исследования геохимических особенностей платиноносных и вмещающих пород применялся многоэлементный инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА), выполненный в Межфакультетском Реакторном Институте Технического университета г. Дельфт (Нидерланды). Методом ИНАА в большей части исследовавшихся образцов были определены содержания 44 химических элементов: Na, Mg, Al, Si, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Br, Rb, Sr, Zr, Ag, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Dy, Yb, Lu, Hf, Ta, Ir, Au, Hg, Th и U. Пределы обнаружения подавляющего большинства перечисленных элементов были ниже соответствующих кларков в земной коре [1].

По содержаниям элементов-примесей (табл. 1) рудоносные породы заметно обогащены (в порядке убывающих значений) Te, Au, K, Se, Ir, Cu, Ni, Rb, Ga, Co Cs, но существенно обеднены Sc, Cr,

V, Mn, Yb, Lu в сравнении с вмещающими их габбро-норитами (рис. 5). Для сравнительного анализа были взяты наиболее типичные и представительные образцы пород. По содержанию главных петрогенных элементов Fe, Ca, Ti, Na, Mg, Al, свойственных мафическим породам, а также Ba, Sr, U и Th породы сходны. Сравнение их состава со средним составом архейской верхней коры по [11] выявляет те же тенденции. Исключением выступают концентрации K и Rb, которые становятся близкими к среднему содержанию этих элементов в земной коре из-за их значительного привноса при метасоматическом изменении рудоносных пород. Сопоставление рудоносных метасоматически измененных анортозитов с неизменными, не несущими сульфиды и платиноиды анортозитами, обнаруживает обогащение первых Te, Au, Ag, Se, Ir, Ni, Cu, Co, а также Br и Cl, что свидетельствует о существенном привносе данных элементов при сохранении обеднения обеих типов пород Cr, Sc и Th. Вместе с тем рудоносные анортозиты по сравнению с безрудными неизменными анортозитами обогащены U, Rb и K (рис. 6), что может быть вызвано их привносом из континентальной коры.

Характер распределения элементов-примесей и главных породообразующих компонентов в раннепротерозойских габбро-норитах (на примере гипичного образца ЮК217) по сравнению с соответствующими кларками архейской верхней коры показывает, что габбро-нориты несколько обогащены Sr, Sc, Ca и Cu. Но они обеднены K, Rb и Th; содержания всех других элементов сходны с кларками этих элементов в архейской верхней коре (рис. 7). Наибольшее сходство по геохимическим особенностям габбро-нориты, вмещающие оруденелые и неоруденелые анортозиты имеют с нижней корой [11], за исключением некоторого обогащения U и Cu и обеднения K и Ga. Приведенные данные могут свидетельствовать об образовании материнской магмы габбро-норитов и связанных с ними лейкократовых (лейкогабброноритов, анортозитов) и меланократовых дифференциатов при плавлении пород верхней мантии или нижней коры.

Многомерная статистическая обработка ИНАА была проведена с помощью факторного анализа. Для этого из полного количества определявшихся элементов были оставлены только те, содержания которых были надежно установлены во всех образцах, что уменьшило число элементов с 44 до 28. Выборка содержала 12 образцов пород интрузии, представлявших рудоносные анортозиты, габбронориты и оливковые габбро-

Таблица 1

Содержания элементов-примесей (в ppm) в богатых платинометалльным оруденением анортозитах (р) и габбро-норитах (г) с незначительным по содержанию платинометалльным оруденением

Элемент	юс228р	юс224р	юк221р	ма251р	ма254г	ма252г	юк216г	юк217г
Cr	6.02	24.2	2.06	20.3	159	59.1	114	64.6
Sc	1.75	7.98	5.12	13.5	21.4	18.3	35.2	-
Ti	1010	1300	1370	680	1120	26.9	607	-
V	26.6	54.5	43.4	52.5	80.3	941	103	111
Hf	0.296	0.633	0.986	0.391	0.413	0.287	0.1	0.436
Th	0.383	0.555	1.11	0.375	0.476	0.581	0.1	0.325
Mn	222	361	133	468	982	972	920	660
Cs	0.388	2.38	0.3	0.409	-	-	-	-
Ba	185	167	135	111	102	154	69.1	145
Rb	26	45.4	118	13.1	13.9	13.1	-	-
U	0.819	0.733	0.541	0.01	0.01	0.64	0.618	0
Co	107	34.5	3.77	85.1	83.6	51.4	51.8	21.5
Sr	630	597	423	507	120	220	294	373
Ga	24.5	23.2	22.3	-	-	-	--	-
Cl	160	139	281	357	0	0	0	0
Br	11.5	2.88	6.92	8.29	0.587	1.54	1.29	1.1
Ni	4840	1840	104	3330	2710	627	488	103
Ag	9.03	2.24	0	0	0	8.15	2.97	0
Ir	0.0501	0.0255	0.0139	0	0	0	0	0
Se	19.5	5.25	0	6.55	2.56	6.15	0	0.07
Cu	13900	3980	602	8750	2260	9120	737	303
Au	10.7	0.699	0.0102	0.23	0.0263	0.259	0.0343	0
Te	14.5	2.58	0	0	0	0	0	0
As	-	-	1.57	-	-	-	-	-
Sb	-	-	0.39	0.122	-	-	-	-

Примечание: - тире обозначает ниже порога чувствительности

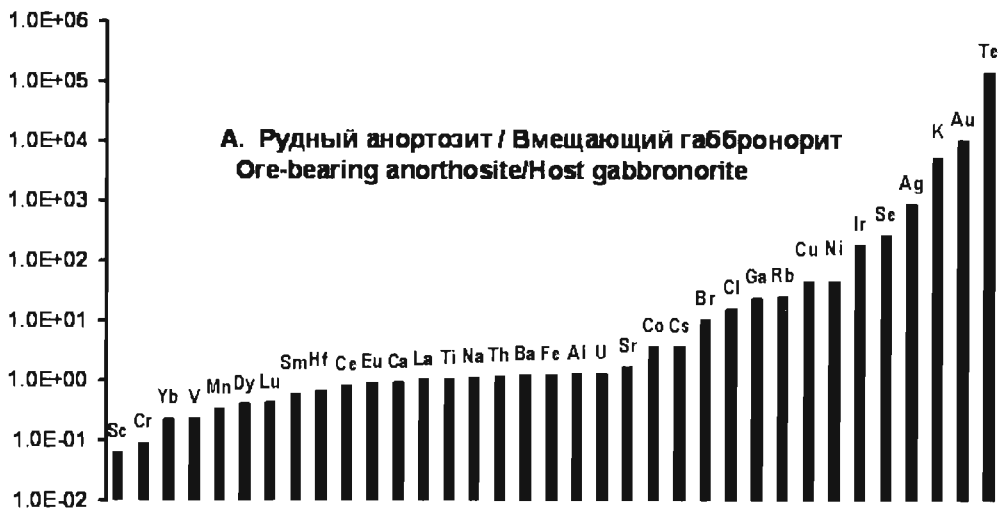


Рис. 5. Геохимическое обогащение рудного анортозита (обр. ЮС228) в ряду элементов от Со до Те и обеднение Sc, Cr, Mn и HREE по сравнению с типичным вмещающим габбро-норитом (обр. ЮК217)

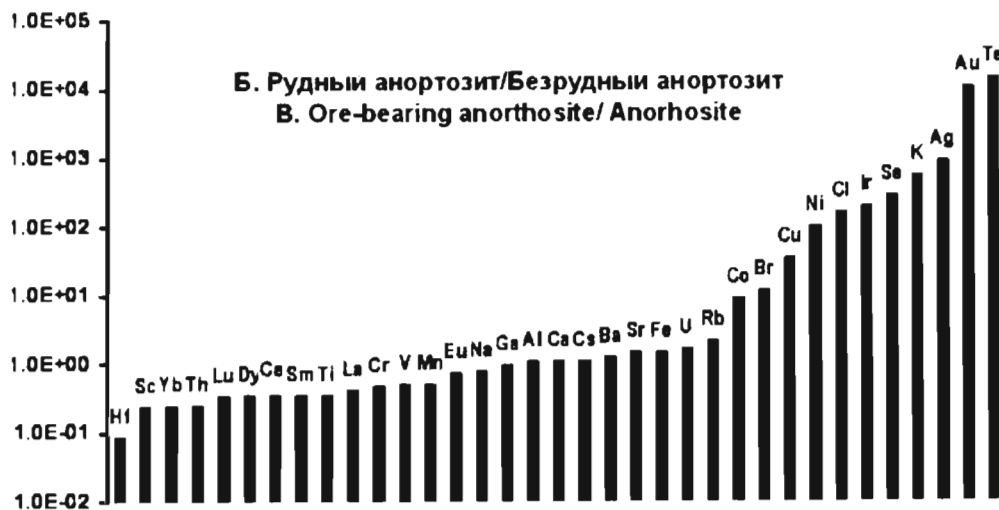


Рис. 6. Характер геохимической обогащенности и обедненности рядом элементов рудного анортозита (обр. ЮС228) по сравнению с безрудным анортозитом

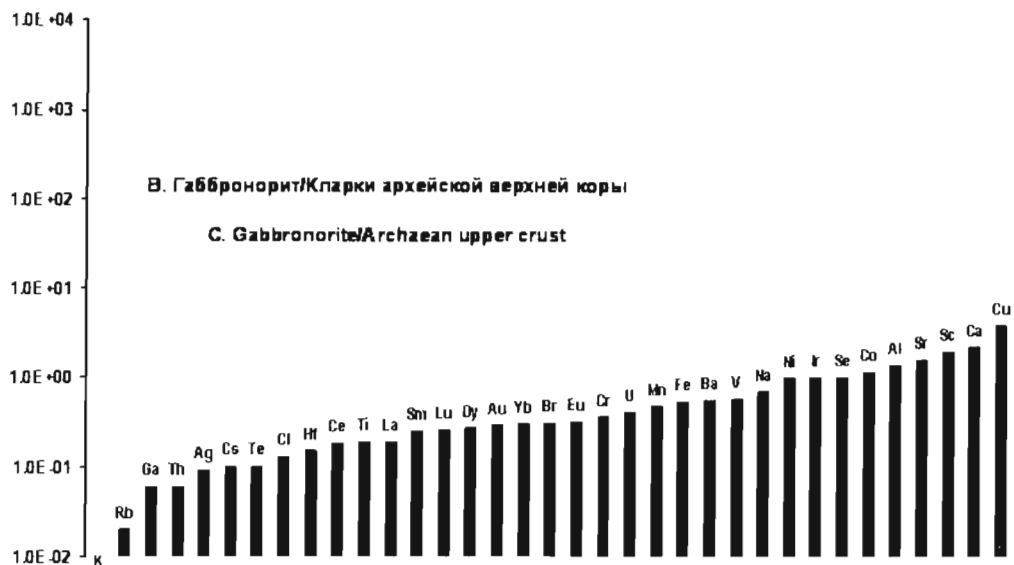


Рис. 7. Характер распределения элементов-примесей в типичном габбро-норите (обр. ЮС217) по сравнению с распределением кларков этих элементов в архейской верхней коре

нориты. Из-за малого объема выборки невозможно проверить статистическую гипотезу о нормальном распределении элементов-признаков, поэтому вместо традиционного расчета матрицы коэффициентов парных корреляций по методу моментов использовался иной путь. Сначала были рассчитаны все коэффициенты ранговой корреляции по формуле Спирмена, после чего матрица этих коэффициентов была подвергнута факторному анализу с помощью методики главных компонент. На рисунке 8 представлено расположение фигуративных точек элементов на диаграмме в осях двух первых главных компонент (факторов). Следует отметить, что последние в дан-

ном случае берут на себя львиную долю (89%) суммарной дисперсии, это говорит о достаточности рассмотрения двух первых факторов. На факторной диаграмме отчетливо проявлена кластеризация элементов. Выделяются элементные ассоциации: 1) Sc-V-Cr, типоморфная для пород основного и ультраосновного состава; 2) Dy-Yb-Lu, представляющая подгруппу тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ); 3) La-Ce-Sm-Eu-Ti-Hf-Th, включающая легкие РЗЭ и три литофильных элемента; 4) K-Rb-Sr-Ba-Br-U, сформированная щелочными и щелочноземельными элементами, к которым примкнули Вг и U; 5) Au-Cu-Se-Ni-Co, рудная группа, отражающая генетическую связь

Au (и других благородных элементов) с сульфидами Cu и Ni и показывающая существенную роль Se в образовании малосульфидного платинометалльного оруденения (характерно, что Co явно «оторван» от ядра рудного кластера и тяготеет к первой ассоциации). Расположение ассоциаций (кластеров) показывает следующие черты антагонизма их поведения в процессе преобразования рассматриваемых пород. Во-первых, кластер первый противостоит третьему и четвертому, что отражает вынос из исходных пород Cr, Sc и V и накопление в них значительного количества литофильных (коровых) элементов. Во-вторых, пятый кластер (ассоциация рудных элементов) противостоит второму, содержащему тяжелые РЗЭ. Это указывает на то, что привнос рудных элементов в изменявшиеся породы сопровождался обеднением последних тяжелыми лантаноидами. Таким образом, на факторной диаграмме представлены значения F1, которые свидетельствуют не только о контаминации, но и о проявлении мощного процесса привноса K, т.е. метасоматозе, интенсивно проявленном в рудоносных анортозитах. Достаточно высокие отрицательные величины F2 для Rb и Bg могут указывать на унаследованность расплавом геохимических особенностей пород источника, которыми были, вероятно, обогащены породы нижней коры, что может быть подтверждено также существенным удалением фигуративных точек K и Rb друг от друга и может быть объяснено более тесной связью последнего с Na (по сравнению со связью между Rb и K).

Для рудных металлов Co, Ni, Au, Cu, рассмотренных в выборке, свойственны их группировка в области высоких отрицательных значений фактора F2 и ассоциация их с неметаллом Se. Методика примененного ИНАА не позволила определить в рудоносных породах МП и S, но их тесная ассоциация с сульфидами Ni и Cu совершенно очевидна. Роль Se в образовании платинометалльного оруденения Панских Тундр выявлена впервые и, вероятно, может свидетельствовать о специфике источника пород и оруденения. Можно также полагать, что золото представляет элементы группы платины в образцах оруденелых анортозитов, так как Au и Ig входят в первую четверку ряда элементов, расположенных по их обогащенности относительно основных пород (см. рис. 5). Группировка Ni, Cu, Au, Se и должно быть платиноидов, ассоциирующих с ней, на диаграмме факторных нагрузок, а также факт существенного преобладания перечисленных элементов в метасоматически измененных рудоносных анортозитах говорят о некотором процессе, ответственном за накопление данных элементов в породной системе интрузии Панских Тундр. В отличие от упомянутых элементов Co на диаграмме ранговой корреляции факторных нагрузок расположен в области отрицательных значений F1. Он, примерно с одним и тем же содержанием, присутствует в рудоносных и вмещающих породах интрузии и является геохимически явно унаследованным от пород, из которых был выплавлен магматический расплав интрузии Панских Тундр. Элементы, имеющие положительные значе-

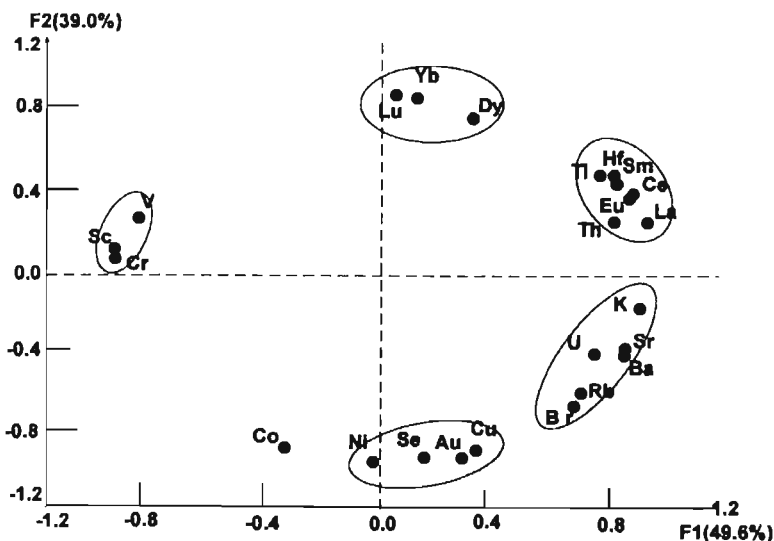


Рис. 8. Диаграмма факторных нагрузок рудоносных и вмещающих пород РРГ интрузии Панские Тундры

ния обоих главных факторов такие, как Ti, Th, Hf и легкие РЗЭ, отражают геохимические особенности пород источника мафитовой интрузии. В то же время заметна четкая дифференциация РЗЭ на подгруппы легких и тяжелых РЗЭ (рис. 9, табл. 2), которая обусловлена характером распределения РЗЭ в толеитовых расплавах рифтогенных структур, таких, например как Печенга и Имандра-Варзуга на северо-западе Балтийского щита [10]. Величина отношения $\text{La}/\text{Ybn} = 2,6-1,8$ в анортозитах и $0,7-0,9$ в габбро-норитах. Происхождение таких пород может быть связано с плавлением гранатовых амфиболитов или основных гранулитов и эклогитов [21] типичных для нижней коры. Распределение РЗЭ в платиновых метасоматически измененных анортозитах (рудных телах) интрузии Панских Тундр характеризуется низким содержанием тяжелых РЗЭ по сравнению с габбро-норитами РРГ (см. рис. 9, табл. 2) и ярко выраженной положительной Eu-аномалией (Eu/Eu^*) $n=1,7-1,8$, которая может свидетельствовать о высокой степени фракционирования части материнского расплава интрузии, обогащенной плагиоклазовым компонентом.

Особенности состава флюидных фаз рудоносных метасоматически измененных анортозитов, неизмененных анортозитов и габбро-норитов исследованы методом масс-спектрометрической термоионной эмиссии в температурном интервале 400-1200С [3]. Кроме того, проведено изучение газовой-жидких включений (ГЖВ) в кварце рудоносного анортозита методом гомогенезации, показавшее их низкотемпературный генезис (около 420°С). Наибольшая часть ГЖВ сложена вод-

ным флюидом и CO_2 , выделение которых соответствует тепловому интервалу 400-600°С. Анализ состава флюидов в пределах высокотемпературного интервала 800-1200°С в рудоносных анортозитах и вмещающих габбро-норитах свидетельствует о том, что первые характеризуются более высоким содержанием N_2 , CO , SO_2 и CH_4 по сравнению с габбро-норитами (табл. 3).

Геохимическое изучение показало, что платиновые породы, наряду с особенностями рассмотренными выше, обладают необычно высокими концентрациями Вг и Сl (см. табл. 1), которые могут быть обусловлены особенностями состава высокотемпературных флюидов, производящих позднемагматические метасоматические преобразования пород. Повышенное содержание Сl, H_2 , F и углеводородов в рудоносных породах интрузии Панских Тундр было также отмечено ранее [7] так же как и H_2O и CO_2 в породах РРГ, вмещающих платиновый горизонт [7].

Обсуждение результатов исследований и природа платинометалльного оруденения

По результатам петро- и геохимических исследований, изучения особенностей состава флюидных фаз вмещающих и рудоносных пород ясно, что анортозиты, в особенности оруденелые метасоматически измененные, резко отличаются от других пород интрузии Панских Тундр. Они, хотя и имеют секущие взаимоотношения с другими породами РРГ, все же локализованы именно в пределах тонко расслоенного горизонта.

Относительно генезиса платинового оруденения в расслоенных интрузиях существуют две

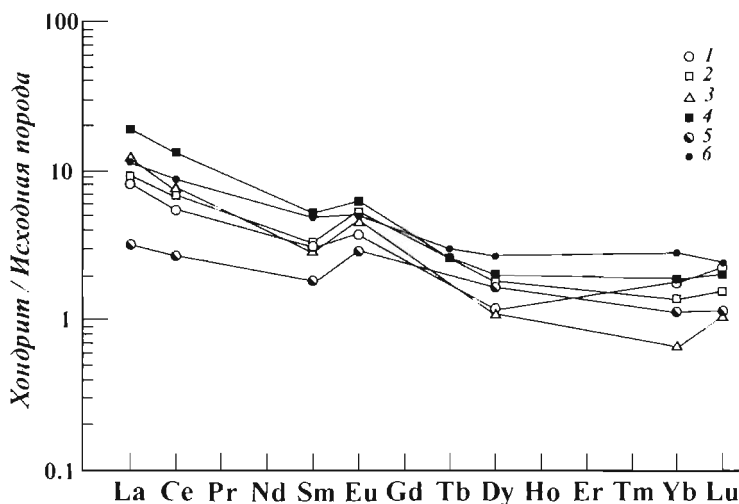


Рис. 9. Распределение РЗЭ в рудоносных и вмещающих породах РРГ интрузии Панские Тундры 1 - МА254гн - габбро-норит, 2-МА251ра - рудный анортозит, 3 - ЮС228ра - рудный анортозит, 4 - ЮК221ра - рудный анортозит, 5 - ЮК216гн - габбро-норит, 6 - ЮК217 - габбро-норит. Заметна положительная Eu аномалия для рудных анортозитов

Таблица 2

Содержание РЗЭ (в ppm) в оруденелых анортозитах (р) и габбро-норитах (г)

Образец	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Dy	Yb	Lu
МА251р	3.01	5.91	0.68	0.41	0.00	0.63	0.30	0.05
ЮС228р	3.88	6.34	0.58	0.36	0.00	0.37	0.14	0/04
ЮК221р	6.20	11.50	1.07	0.47	0.13	0.69	0.40	0.07
МА254г	2.71	4.67	0.63	0.29	0.00	0.39	0.39	0.07
ЮК216г	1.05	2.34	0.37	0.22	0.00	0.57	0.25	0.04
ЮК217г	3.71	7.49	0.99	0.39	0.15	0.91	0.60	0.08

концепции. Одна из них [18] предполагает многофазность развития магматической системы. Главным фактором привноса рудообразующих компонентов является взаимодействие дополнительной сульфидоносной магмы и расслоенной серии, способствующее концентрации платиновых металлов. Другая основана на признании ведущей роли глубинных флюидов в привносе платиновых металлов и их концентрации [22]. Обе концепции все же не могут полностью объяснить закономерности внутреннего строения и положение платиноносного горизонта в вертикальном сечении интрузивов. Согласно представлениям А.А. Маракушева [5], еще на мантийном уровне магнообразования и ранних этапах дифференциации расплавов поведение платиновых элементов определяется соотношением силикатной и сульфидной жидкостей. Экспериментальные исследования фазового распределения платины и палладия при железо-сульфидно-силикатном расщеплении расплавов [6], показали, что Pt обладает существенно сидерофильными свойствами и в магматических расплавах концентрируется более предпочтительно в металлической расплавной фазе, образуя ферроплатиновые соединения, типичные для месторождений платиноидов в перидотитах. Эти исследования также установили, что палладий имеет халькофильные свойства и предпочтительнее концентрируется в сульфид-

ных расплавах, а не в металлических расплавах, как платина, т.е. доказали значительное родство Pt-Pd ассоциаций с сульфидной серой.

В последние годы стали известны данные о повышенной концентрации МПГ в вулканогенно-осадочных породах и вулканических эксгальциях [9], что свидетельствует о важной роли магматических флюидов в мобилизации, переносе и концентрации этих металлов в магматических и постмагматических процессах. Важная роль в мобилизации и транспортировке благородных металлов при дегазации мантии принадлежит Cl, F, H₂O, SO₂ и другим газам. Имеется информация о переносе платиноидов высокотемпературными флюидами, основанная на экспериментальных исследованиях. Они показывают, что платиноиды могут обогащать растворы хлоридов щелочей при 750 и 300-500°C [14] и значительно увеличивается концентрация платиноидов в водно-хлоридном флюиде, сосуществующем в равновесии с базальтовым расплавом, при понижении температуры от 1350 до 1100°C [15]. Высокая растворимость МПГ в высокотемпературном флюиде свидетельствует об эффективности флюидного транспорта благородных металлов при дегазации базитовых магм или их взаимодействии с потоками глубинных магматических флюидов. Наличие хлор-, фтор- и гидроксилсодержащих флюидов в ассоциации даже с незначительным содержанием

Таблица 3

Содержание и состав флюидных фаз в породах Южного рифа Западно-Панского блока интрузии Панские Тундры

N ш/п	Образец, номер и тип породы	Вес обр. в граммах	Содержание флюидных фаз в объемных %					
			H ₂ O	CO ₂	CO	N ₂	SO ₂	CH ₄
1	МА-260 ан	9.56	92.41	2.30	2.13	1.88	0.58	0.59
2	YS-228 анр	14.45	92.02	1.29	1.25	2.79	2.62	0.51
3	МА-257 анр	7.64	95.33	1.22	1.46	2.20	0.44	0.35
4	МА-258 анр	8.24	87.50	3.92	3.85	2.85	1.50	0.38
5	МА-259 гн	10.79	94.08	2.18	1.15	1.94	0.33	0.22
6	МА-252 гн	16.02	96.01	1.93	0.68	1.08	0.36	0.09

Примечание. ан - анортозит, анр - оруденелый анортозит, гн - габбронорит

серы ведет к сохранению платинометаллоносного сульфидного флюидосодержащего расплава до температурных условий гидротермального рудоотложения, что и наблюдается в большинстве малосульфидных платинометалльных месторождений. Формирование таких рудных объектов можно рассматривать с позиции высокой роли активности флюидов. При этом учитывается, что одним из главных свойств флюида, сосуществующего с мафитовым расплавом, является его обогащение с понижением температуры и давления такими компонентами, как H_2 , HCl , HF , H_2O и др. Это резко увеличивает экстрагирующие свойства флюида в отношении рудных компонентов, в том числе платиновых металлов, не участвующих в процессах ранней кристаллизации расплавов.

Надо полагать, что сульфидные платино-медно-никелевые и малосульфидные платинометалльные месторождения образуются в результате эволюции единых рудно-магматических систем. Главная же роль в формировании малосульфидных платиноносных горизонтов принадлежит флюидно-магматической конвекции, которая приводит к развитию аномальных участков в интрузиях при их консолидации. В этом случае платинометалльное оруденение приурочено к отдельным локальным и маломощным горизонтам (рифам) на контактах контрастных расслоенных серий, или же концентрируется в контактовых частях габбро-норитов и анортозитов, как и в Рифе Меренского интрузии Бушвельд [16]. Особенностью таких горизонтов является значительное гидротермально-метасоматическое их преобразование в отличие от вмещающих пород, не подверженных изменениям. Ассоциация платиноидов и сульфидов с гидрооксил-содержащими силикатами свидетельствует о флюидно-магматическом происхождении минерализации и измененных пород платиноносных горизонтов в расслоенных пегматитах [19]. Критериями такого флюидно-магматического формирования оруденения могут быть данные о том, что соединения $Pt-Cu$, $Pt-Te$, Pt_3Sn и других платиноидов имеют достаточно низкие температуры кристаллизации по сравнению с кристаллизацией силикатного расплава [4]. Известно, что платиновые минералы большей частью образуются после пентландита, который кристаллизуется при температуре ниже 610° [20]. Отсюда ясно, что сульфидная минерализация и платиноиды могли отлагаться не прямо из магматического расплава, а сформированы в связи с действием флюидно-магматических систем.

Анализ флюидных фаз, входящих в состав как анортозитов и оруденелых анортозитов, так и габ-

бро-норитов тонко расслоенного горизонта интрузии Панские Тундры, показал присутствие высокотемпературных флюидных компонентов, таких, как SO_2 и N_2 , именно в анортозитах, являющихся рудоносными, к которым и приурочено платинометалльное оруденение, сопровождаемое сульфидами. Высокая степень восстановленности флюида (CO , N_2 , CH_4), ассоциация с сульфидами и большие содержания Cl и Br способствовали концентрации в нем платиноидов их переносу и отложению вместе с сульфидами Cu и Ni вдоль контактовой поверхности в неоднородной среде тонко расслоенного горизонта интрузии Панских Тундр. Подобного типа механизмы концентрирования элементов платиновой группы в расслоенных интрузиях подтверждаются также исследованиями [13] для других интрузий Карело-Кольского региона. По данным нейтронно-активационного анализа оруденелые породы интрузии Панских Тундр заметно обогащены Te , Au , Se , Ir , Cu , Ag , Ni и особенно флюидными фазами - Br и Cl , по сравнению с вмещающими габбро-норитами, а масс-спектрометрическое изучение флюидных фаз показало также обогащение рудоносных анортозитов N , SO_2 , CO и H_2S [1]. Габбро-нориты и анортозиты, также как и рудоносные анортозиты были исследованы $Sm-Nd$ изотопным изохронным методом, по которому их возраст соответствует 2427 ± 90 млн лет, а ϵNd в среднем отвечает отрицательным значениям -1.8 [24]. $U-Pb$ изотопный возраст габбро-норитов по циркону 2470 ± 9 млн лет, а анортозитов по бадделеиту 2447 ± 12 млн лет [17]. Эти данные свидетельствуют о происхождении пород расслоенной интрузии и флюидонасыщенных анортозитов из единого источника, которым могла быть обогащенная субконтинентальная мантия, активизировавшая в раннем протерозое сиалическую кору при рифтогенезе.

Заключение

Флюидно-позднемагматическая природа платинометалльного оруденения расслоенной интрузии Панских Тундр, основанная на тесной ассоциации рудных минералов с вторичными водо- и галогенсодержащими (F , Cl , Br) фазами, представляет $Te-Bi-S$ тип платинометалльной минерализации типичной для флюидно-метасоматических процессов. Изотопно-геохимические особенности платиноносных расслоенных горизонтов, имеющие значения ϵNd от $-0,7$ до $-1,7$ для TDM от $2,5$ до $2,47$ млрд лет, означают, что породы произошли из единого источника, который имел более низкое Sm/Nd отношение, чем хондритовый резервуар. Вмещающие габ-

бронориты, хотя и частично ассимилировали архейские коровые породы, все же по происхождению связаны со спецификой геохимического состава обогащенной нижней коры или же верхней мантии. Более позднее внедрение анортозитов и обогащенность их летучими по сравнению с другими породами расслоенных горизонтов свидетельствуют об их принадлежности к наиболее поздним, обогащенным флюидами дифференциатам единого магматического очага, которые легко внедрились в магматическую камеру, где были уже закристаллизованы, но еще не охладилась (отсутствие закалочных зон в анортозитах) мафические породы (габбронориты, нориты, их оливинсодержащие разновидности). Эти флюидонасыщенные анортозитовые дифференциаты содержали и металлы - медь, никель и платиноиды

в виде хлорид-, фторид-, селен- и серу-содержащих соединений во флюидах, которые и произвели посткристаллизационную метасоматическую переработку анортозитов и их приконтактовых частей, создав возможность для формирования малосульфидного богатого платинометалльного оруденения рифового типа.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Генетические особенности и условия формирования крупных и суперкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблема их комплексного освоения». Государственный контракт № 10002-251/ОНЗ-02/182-203/090703-1035.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохимические особенности платиноносных пород расслоенного горизонта габбро-норитового массива Панских Тундр (Кольский полуостров) / Ваганов П.А., Турченко С.И., Турченко А.С., Бюде П., Ван Меертен Т. Лохов К.И. / Вестн. С.-Петерб. Ун-та, 2000, сер.7, вып. 1, с. 23-36.
2. Кольская платиноносная провинция / Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.И. и др. / Платина России. 1994. с. 66-77.
3. Лохов К.И. Распределение летучих в породах верхней мантии и древней континентальной коры // Автореф. канд. дисс. Л. 1990. 22 с.
4. Малевский А.Ю., Юшко-Захарова О.Ю., Дубякина Л.С., 1987. Минералы ряда Pt₃Sn-Pd₃Sn // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. Вып. 105. № 3, с. 58-65.
5. Маракушев А.А. Происхождение месторождений платиновых металлов и их экспериментальное моделирование // Платина России. 1995. Т.2, кн.2, с.138-156.
6. Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование фазового распределения платины и палладия при железо-сульфидно-силикатном расщеплении расплавов // Докл. АН. 1996. Т.346, №2, с. 234-242.
7. Нижний расслоенный горизонт Федорово-Панского габброидного массива (Кольский п-ов): строение, состав, характер распределения флюидной фазы / Орсов Д.А., Конников Э.Г., Глотов А.И., Кислов Е.В. / Геология и геофизика. 1977. Т.38, №11, с. 352-363.
8. О флюидном режиме формирования платино-палладиевого оруденения в расслоенных интрузивах Кольского региона / Горбачев Н.С., Налдретт А., Бругманн Г., Ходоревская Л.И., Азир М. / Докл. РАН. 1993, N 5, с. 68-75.
9. Платина России // М., 1995. Т. 2, кн. 2. 438 с.
10. Смолькин В.Ф. Коматитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита // СПб. Наука. 1992. 272 с.
11. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора ее состав и эволюция. М. «Мир», 1988, 380 с.
12. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя // Санкт-Петербург, изд. Наука, 2007. 175 с.
13. Шарков Е.В., Богатииков О.А. Механизмы концентрирования элементов платиновой группы в расслоенных интрузивах Карело-Кольского региона // Геол. рудн. месторождений, 1998, № 5, с. 419-439.
14. Флюидная миграция платины при магматическом сульфидообразовании / Орлова Г.П., Рябчиков И.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. / Геология рудных месторождений. 1987, № 1. с. 13-25.
15. Экспериментальное изучение распределения платиноидов и золота между водно-хлоридным флюидом и базальтовым расплавом при T = 1100-1350°C, P = 5 кбар / Горбачев Н.С., Налдретт А., Бругманн Г., Ходоревская Л.И., Азир М. / Геохимия. 1994. № 3, с. 38-51.
16. Barnes S.J., Campbell I.H. Role of late magmatic fluids in Merensky-type platinum deposits: A discussion // Geology. 1988. Vol. 16, № 3, p. 488-491.
17. Baynova T.B., Mitrofanov F.P., 1999. Duration and timing of ore-bearing paleoproterozoic intrusion of the Kola Province // Abstr. Intern. Conf. "Early Precambrian: Genesis and evolution of continental crust", Moscow, 1999, p. 10-12.
18. Campbell I.H., Naldrett A.J., Barnes S.J. A model for the origin of the platinum-rich sulfide deposits in the Bushveld and Stillwater Complexes // J. Petrol. 1983. Vol. 24. №4, p. 133-165.
19. Farrow C.E.G., Watkinson D.H. Alteration and the role of fluids in Ni, Cu and platinum group element deposition, Sudbery Igneous Complex Contact, Onaping-Levack area, Ontario // Mineralogy and Petrology. 1992. Vol. 46. p.67-83.
20. Kullerud G., Yund R.A. The Ni-S system and related minerals // Journ. of Petrology. 1962. v. 3. p. 126-175.
21. Rapp P.R., Watson T.B., Viller C.F. Partial melting of amphibolite, eclogite and the origin of Archaean trondjemites and tonalities // Precamb. Res. 1991. Vol.51, pp.373-381.
22. Stumpfel E.F., Tarkian M. Platinum genesis: new mineralogical evidence // Econ. Geol. 1977. Vol. 71, N 7. P. 435-447.
23. Turchenko A.S., Bogomolov E.S. Sm-Nd isotope dates of anorthosite-hosted rhythmic horizons in the Pansky Tundra layered intrusion, NW Russia // Mineral Deposits: Reserarch and exploration where do they meet? Proc. of 4th Biennial SGA Meeting, Turku, Finland. 1997, p. 129-134.
24. Turchenko A.S., Bogomolov E.S., Turchenko S.I. Petrologic and Isotope Geochemical Features of PGE-bearing horizons in the Pansky Tundra layered intrusion (2.5 Ga), Fennoscandian Shield, Russia // International Platinum (Eds. N.P.Laverov & V.V.Distler), Theophrastus Publications. St.-Petersburg-Athens, 1998, p. 71-78.

ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КУН-МАНЬЁНСКОГО КОМПЛЕКСА МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

В.А. Гурьянов¹, В.С. Приходько¹, В.И. Гвоздев²,
А.Н. Пересторонин¹, Л.Л. Петухова¹

¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Введение

Большинство PGE-Cu-Ni месторождений комплексных руд пространственно и генетически связаны с мафит-ультрамафитовыми интрузиями древних платформ. Одни были сформированы на палеопротерозойской стадии развития древних щитов (Балтийского – Печенга, Монча и др.; Канадского – Садбери, Томпсон и др.; Южно-Африканского – Бушвельд и др.; Западно-Австралийского – Камбалда и др.), другие – при активизации платформ с массовым излиянием базальтовых магм и образованием траппов (Талнах и др.). Перспективными на Cu-Ni оруденение в юго-западной части Алдано-Станового щита до недавнего времени считались только позднедокембрийские расслоенные массивы дунит-троктолит-габбрового состава [1, 2]. В последние годы на юго-востоке щита был выявлен новый тип сульфидных Cu-Ni с платиноидами рудопроявлений, представленных небольшими пластообразными и линзовидными телами мафит-ультрамафитов с прожилково-вкрапленной минерализацией [4, 5].

С 1997 г. в этом регионе ФГУГП «Дальгеофизика» и ЗАО «Кун-Маньё» ведут поиски сульфидных медно-никелевых руд. В результате работ было обнаружено несколько перспективных площадей с телами ультрамафитов, а на некоторых из них установлены промышленные содержания Ni, повышенные концентрации Cu, Co и Mn. Одна из наиболее высокоперспективных территорий находится в междуречье Май (Удской) и Кун-Маньё, в пределах Атагского хребта, являющегося восточным отрогом Станового хребта. В структурном отношении она приурочена к области сочленения Джанинского и Туксаньского блоков кристаллического фундамента (рис. 1), располагаясь в зоне влияния северо-западного разлома глубинного заложения [1]. Начиная с 2005 г., сотрудниками ИТиГа ДВО РАН здесь проводятся геолого-структурные, металлогенетические, петрографические и минералогические

исследования. Наиболее детально изучено и разведано с проходкой скважин Курумканское рудное поле, находящееся на западном фланге Джанинского блока. В плане оно представляет собой линейно вытянутый в северо-западном направлении ареал рудоносных и рудных тел мафит-ультрамафитов. Он приурочен к юго-западной приконтактной зоне Кун-Маньёнского массива архейских метагабброидов и вмещающих его кристаллических сланцев и плагиогнейсов джанинской серии. Впервые здесь никеленосные интрузии ультрамафитов были выявлены в 1999 г. при проведении поисковых маршрутов Б.А. Зарубиным, Л.П. Соболевым и Ю.П. Потоцким (ФГУГП «Дальгеофизика»). Отобранные ими пробы с содержаниями Ni от 1,03 до 1,54 % послужили основанием для постановки детальных поисковых и разведочных работ, в результате которых были открыты два Cu-Ni с платиноидами месторождения: Кун-Маньё и Малый Курумкан.

В пределах Атагского хребта и на правобережье р. Май закартировано ещё несколько ареалов интрузий мафит-ультрамафитов с сульфидными Co-Cu-Ni с платиноидами рудопроявлениями Ян-Хэгдэ, Укикан, Кустак, Моктокон, Елан, Большой Чайдах, Утанах и другими (см. рис. 1). Они расположены вокруг Курумканского рудного поля на некотором удалении от него. Ввиду их разобщенности эти ареалы рассматриваются в качестве самостоятельных потенциально рудоносных структур, отвечая по своим параметрам и ресурсам рангу рудных и рудоносных зон и полей. Высокие концентрации Ni, Cu, Co и платиноидов установлены также на флангах Курумканского рудного поля (рудопроявления Атакан, Атага и Чёрный Исполин). В таблице 1 приведены содержания Mn, Au, Ni, Cu и Co в породах этих рудопроявлений.

Исходя из анализа материалов геохимических и аэрогеофизических съемок, все эти рудоносные структуры являются составными частями нового Cu-Ni с платиноидами Кун-Маньёнского рудного района с месторождением Кун-Маньё в цент-

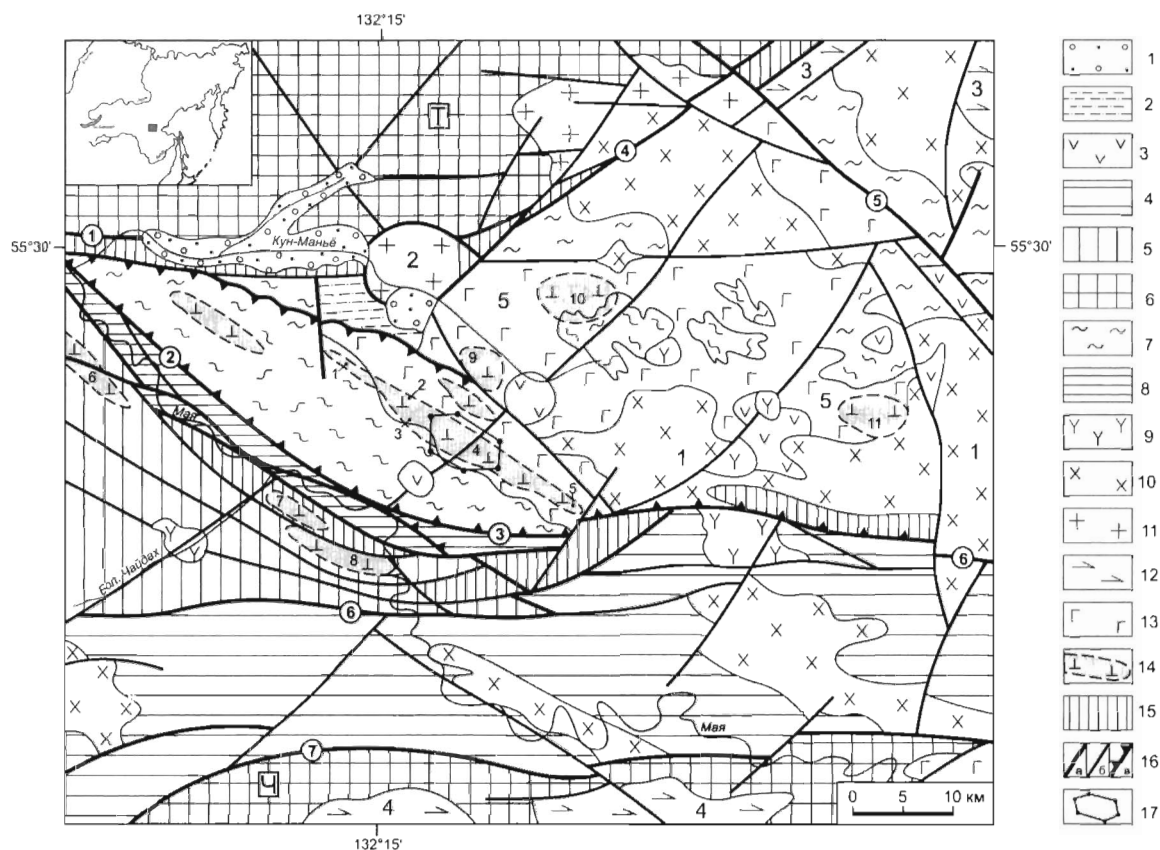


Рис. 1. Геолого-структурная схема бассейна рек Кун-Маньё и Май

Структуры мезозойско-кайнозойской активизации. Кун-Маньёнская континентальная впадина: 1 – верхнемеловые–плейстоценовые нерасчленённые рыхлые отложения, 2 – верхнеюрские туфогенно-осадочные образования. Вулканоструктуры Становой вулканоплутонической зоны: 3 – меловые вулканиты (туфы, лавы). *Раннедокембрийские структуры кристаллического фундамента.* Блоки: 4 – Удско-Майский гранит-зеленокаменный (грабен, AR_2), 5 – Туксанский гранулито-мраморно-кристаллосланцевый (AR_2), 6 – Тырканский (Т) гранулито-нейсовый (AR_1) и Чогарский (Ч) гранулито-гнейсо-кристаллосланцевый ($AR_{1,2}$), 7 – Джанинский гранулито-кристаллосланцевый (AR_1), 8 – Верхнемайская шовная зона (фрагмент палеопротерозойского зеленокаменного пояса). *Мезозойские и раннедокембрийские интрузивные образования.* 9 – позднемеловые граниты, 10 – раннемеловые гранитоиды (1 – Чалбук-Яконский массив), 11 – позднепалеопротерозойские гранитоиды вулканского комплекса (2 – Укиканский массив), 12 – архейские анортозиты (3 – Геранский и 4 – Сехтагский массивы), 13 – архейские метагаббро (5 – Кун-Маньёнский массив); 14 – основные ареалы палеопротерозойских интрузий мафит-ультрамафитов кун-маньёнского комплекса (1–5 – участки Курумканского рудного поля: 1 – Суксу, 2 – Чёрный Исполин, 3 – Малый Курумкан, 4 – Кун-Маньё, 5 – Атакан; 6–11 – ареалы: 6 – Елан, 7 – Большой Чайдах, 8 – Моктокон, 9 – Ян-Хэгу, 10 – Укикан, 11 – Кустак). *Прочие обозначения.* 15 – зоны развития бластомилонитов и диафторитов архейского–палеопротерозойского возраста; 16 – разрывные нарушения: а) главные (с цифрами в кружках): Кун-Маньёнский (1), Майский (2), Атагский (3), Южно-Учурский (4), Тавитчак-Уянский (5), Салга-Джанинский (6), Сехтагский (7), б) второстепенные, в) надвиги; 17 – контуры центральной части Курумканского рудного поля (см. рис. 2)

ральной его части (см. рис. 1).

Результаты анализов сульфидных медно-никелевых руд, выполненных пробирно-атомно-абсорбционным методом на плазменно-эмиссионном спектрометре «Optima» 4300, показывают во многих случаях повышенные в них содержания Pt и Pd. Во вкрапленных рудах содержание суммы МПГ находится в пределах 1 г/т, в брекчированных и сплошных рудах – до 4 г/т. Между Pt, Pd, Ni и Te установлена высокая степень корреляции. В рудах были обнаружены сперрилит, теллуриды палладия, палладийсодержащий мелонит и другие минералы.

Основные черты геологического строения западного фланга Джанинского блока

Геологическое строение западной части Джанинского блока крайне сложное, что обусловлено длительностью развития, многоэтапностью структурно-тектонических и динамометаморфических преобразований, ультраметаморфизмом и гранитизацией пород рамы, многократным внедрением больших объемов магм разного состава [4, 5]. Неизменные разности пород джанинской серии, встречающиеся здесь крайне редко, характеризуются типичными минеральными ассоциациями гранулитовой фации регионального

Содержание платиноидов, Au, Ni, Cu и Co в сульфидизированных мафит-ультрамафитах Кун-Маньёнского рудного района

№ п/п	Рудопроявления; породы с сульфидной минерализацией	Номера проб	Содержания* в мг/т						Содержания в г/т		
			Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au	Ni	Cu	Co
1	Чёрный Исполин; вебстериты	169	8.73	23.41	51.17	104.96	44.71	1246.07	1007	77	76
		169-3	13.45	13.34	47.77	21.21	108.99	389.57	2618	1649	81
		171-2	15.52	7.47	50.14	4.65	36.13	53.23	1942	620	65
		361-1	13.03	6.71	104.31	-	122.93	108.51	3499	583	80
		365-1	25.15	11.30	229.20	-	298.64	-	4114	2643	99
		366-13	10.79	6.19	99.63	-	209.37	-	2907	2349	74
		367-2	2.95	0.91	34.58	-	28.05	-	3451	2301	114
		370-1	28.48	11.64	171.57	2.59	129.73	-	5781	2197	106
		363-13	1.52	-	17.02	-	37.28	-	1246	410	79
		371-8	3.94	1.53	73.35	-	48.82	-	3247	1991	80
371-11	4.97	2.83	70.40	-	58.77	-	4330	2166	115		
2	Суксу; плагиовевстериты	C-01-07	-	-	6.02	-	6.32	81.02	587	65	49
		C-02-07	-	-	9.07	-	-	-	2503	1037	97
		C-03-07	4.93	2.00	33.80	-	68.24	85.59	1293	621	70
3	Атакан; тальк-серпентин-амфиболовые сланцы по вебстеритам	720-5	96.74	86.76	615.77	83.13	532.44	816.50	9884	1474	190
		728-3	61.76	41.26	464.34	61.53	396.79	1244.87	7225	984	152
		740-1	123.32	67.75	714.39	158.60	659.51	1329.44	11917	1386	212
4	Ян-Хэгдэ; вебстериты	524-2	11.20	14.30	41.36	8.88	75.96	809.67	1239	270	94
		554-5	59.62	30.12	199.29	10.46	459.39	826.43	3105	1011	107
5	Аюмкан; вебстериты	678-3	3.44	4.66	8.21	-	11.05	138.64	1023	96	69
6	Моктокон; вебстериты	695-3	3.75	5.49	11.34	-	3.89	55.90	1746	-	93
7	Елан; вебстериты оливиновые	582	1.84	1.45	-	-	229.01	39.74	852	80	80
		585-3	151.18	47.49	636.89	101.01	503.83	100.02	5802	2142	151
8	Большой Чайдах; вебстериты оливиновые	598-2	9.89	8.28	6.01	7.06	23.60	78.17	987	79	83

Примечания. *Методика анализа: масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой. Аналитики: Авлеев Д.В., Ильина Н.И., Золоухина И.Ф., Голубева Е.М. Хабаровский инновационно-аналитический центр, ИТиГ ДВО РАН.

метаморфизма. Возраст пород этой серии определялся U-Pb методом по цирконам в ЦИИ ВСЕГЕИ и составляет 3134 ± 21 млн лет для эндербитов, 3045 ± 20 млн лет для ультраметагенных плагиогранитов и 3022 ± 24 млн лет для биотитовых плагиогнейсов джанинской серии [5, 6]. Метагабброиды Кун-Маньёнского массива и вмещающие их метаморфические породы джанинской серии пронизаны линзовидно- и пластообразными телами мафит-ультрамафитов. Эти тела дискордантны по отношению к разнородным складчатым структурам фундамента, не претерпели регионального метаморфизма и не затронуты процессами архейской гранитизации и мигматизации, имеют близкий вещественный состав и характеризуются отчётливо проявленной геохимической (Cr, Ni, Co, Cu) специализацией и кобальт-мед-

но-никелевой с платиноидами минерализацией. Исходя из широкого их распространения в этом районе, они были объединены в самостоятельный габбро-норит-пироксенит-перидотитовый кунманьёнский комплекс [5, 6]. Он представлен вебстеритами, плагиовевстеритами, лерцолитами, габброноритами и в различной степени изменёнными их разновидностями. Доминируют в его составе вебстериты, среди которых наиболее часто встречаются роговообманковые, оливиновые и плагиоклазовые разновидности. В ЦИИ ВСЕГЕИ для них получены изохронные Sm-Nd датировки (пироксен, плагиоклаз, порода) 1812 ± 66 млн лет ($\epsilon_{Nd} = \pm 2.8$) и 1960 ± 160 млн лет ($\epsilon_{Nd} = 0.9$, СКВО = 0.05) [5, 6]. Такой же возраст (U-Pb дата по цирконам 1923 ± 13 млн лет) имеют мафит-ультрамафиты Гилюйской дайки на западе Становой об-

ласти [3]. В неизменённых безрудных мафит-ультрамафитах кун-маньёнского комплекса цирконы не обнаружены, но они выявлены и продатированы в метасоматически изменённых (талък, амфиболы, серпентин и хлорит) породах этого комплекса с сульфидной минерализацией: 1700 ± 12 и 1690 ± 14 млн лет (пробы 95 и 53-1) [6].

Строение Курумканского рудного поля

Под Курумканским рудным полем подразумевается площадь, занятая Cu-Ni рудопроявлениями и месторождениями Малый Курумкан и Кун-Маньё (см. рис. 1, 2). Оно связано с ареалом интрузий мафит-ультрамафитов, которые прослеживаются среди архейских кристаллических сланцев и метагабброидов. В плане рудное поле имеет близкую к прямоугольной, слабоизогнутую форму, вытянутую с северо-запада на юго-восток от верховьев руч. Суксу до водораздела р.р. Атага-Салга. Общая его протяжённость 28 км при ширине 2–3 км.

В строении рудного поля принимают участие

около ста разных по объёму интрузивных тел, расположенных группами, часто в несколько ярусов (по вертикали); реже отмечаются одиночные разрозненные тела. Наиболее распространёнными породами этих тел являются вебстериты и плагиовестериты; значительно реже встречаются лерцолиты. Это – тонко- и мелкозернистые, реже среднезернистые и порфириовидные, часто катаклазированные породы, обладающие массивной, иногда такситовой текстурой. Породы имеют различную степень преобразования – от относительно свежих до практически полностью изменённых (талък-серпентин-амфиболовых, серпентиновых или серпентин-талъковых сланцев).

На диаграмме $MgO-Al_2O_3$ (рис. 3) фигуративные точки пород кун-маньёнского комплекса, преимущественно из Икэнского и Водораздельного тел месторождения Кун-Маньё (см. рис. 2), формируя линейный тренд, демонстрируют широкий размах содержаний оксида магния. В породах Водораздельного тела (по данным скв. 21) содержание MgO составляет от 21,83 до 36,46

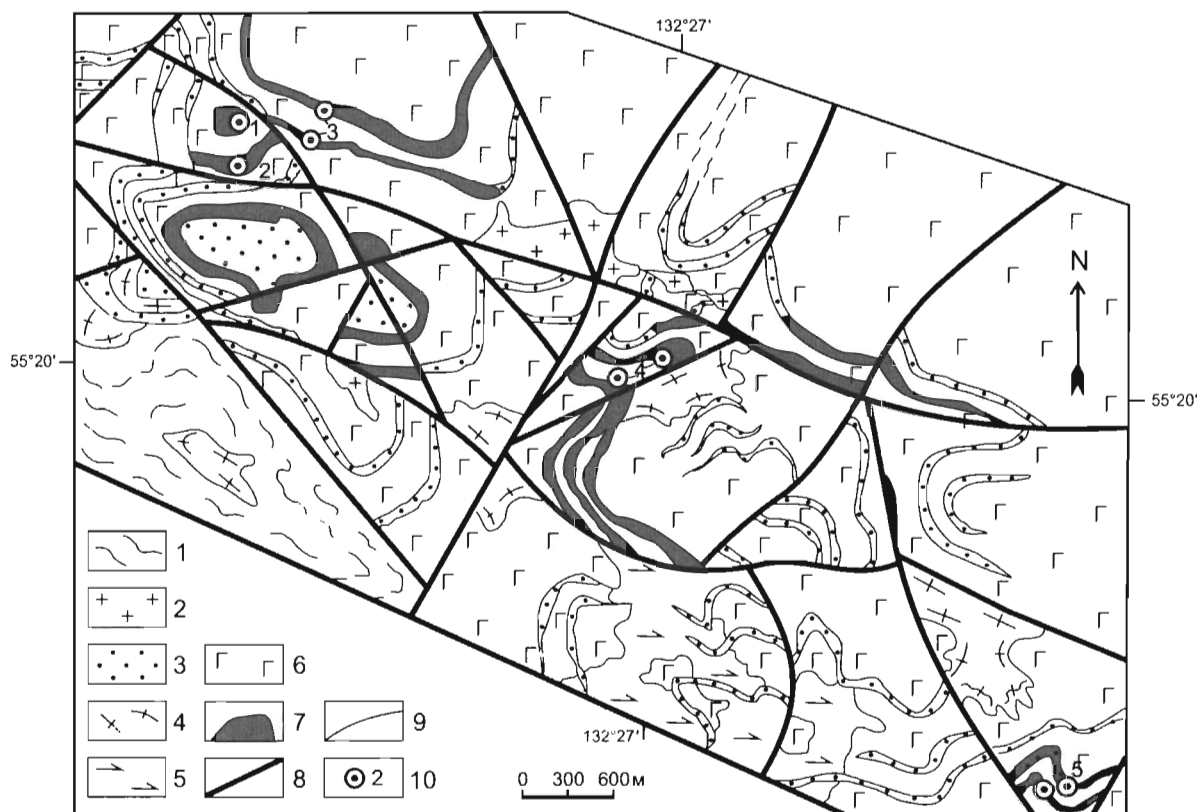


Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части Курумканского рудного поля

1 – пироксеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы джанинской серии; 2 – меловые гранитоиды; 3 – палеопротерозойские мафит-ультрамафиты кунманьёнского комплекса; 4–6 – архейские гранитогнейсы и граниты марагайского (4), анортозиты и габброанортозиты древнеджугджурского (5) и метагабброиды майско-джанинского (6) комплексов; 7 – тела мафит-ультрамафитов с сульфидной медно-никелевой минерализацией; 8 – разрывные нарушения; 9 – геологические границы; 10 – рудные тела месторождения Кун-Маньё: Шляпа (1), Водораздельное (2), Фалкон (3), Икэн (4) и рудопроявление Кубук (5). Кружки 2 и 4 на карте отображают место заложения скважин 21-й и 25-й, соответственно

мас.%, а Икэнского (скв. 25) – от 4,71 до 20,70 мас.%. Эти тела расположены на значительном удалении друг от друга (см. рис. 2). Центральную часть Водораздельного тела, большую по мощности, слагают лерцолиты, верхнюю и нижнюю части – оливиновые и плагиоклазовые вебстериты. Разрез по скв.25 начинается с габбро, габброноритов, которые сменяются преимущественно вебстеритами, переслаивающимися с габбро, габбро-норитами, и заканчивается габбро-норитами. Переходы между разновидностями пород – постепенные.

Рудоносные тела мафит-ультрамафитов и вмещающие их метагабброиды, плагиогнейсы и кристаллосланцы, а иногда и сами бластомилониты, являются в ряде случаев составными частями тектонических пластин. Мощность тел рудных мафит-ультрамафитов непостоянна и изменяется от первых метров до 63 м. В одних случаях тела образуют единый рудный «пласт», в других – расщепляются на апофизы мощностью до 11 м.

Содержание сульфидов в породах интрузивного комплекса достигает 10 %, в среднем составляя 5 %. Распределение сульфидного медно-никелевого оруденения по разрезу тел мафит-ультрамафитов неоднородно. Отмечается тенденция к увеличению скоплений сульфидов и соответственно содержания Ni в лежащих и висячих боках при пониженных содержаниях в средних частях тел. Сульфидная Cu-Ni минерализация в метагабброидах, плагиогнейсах и бластомилонитах проявлена в основном в виде маломощных (до 1 см) прожилков, линзочек выполнения трещин. По-видимому, сульфидный расплав проникал во вмещающие породы по ослабленным зонам мелкой трещиноватости на первые метры от материнских тел. Содержания Ni в них часто достигают 1 %.

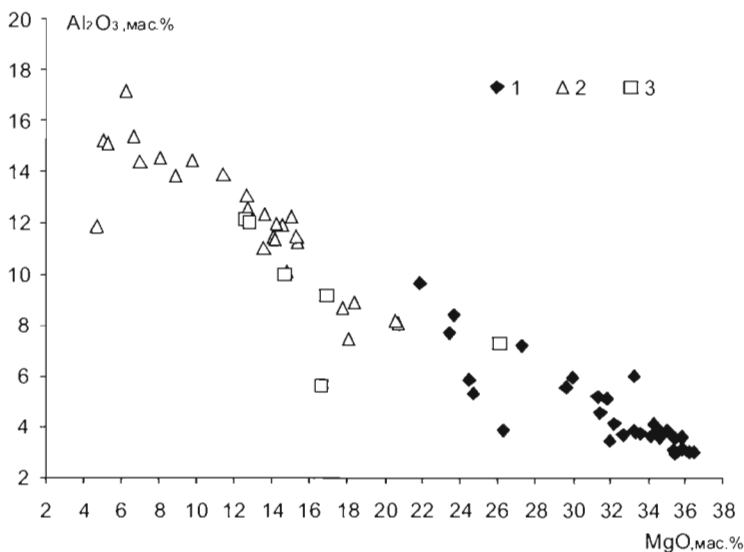


Рис. 3. Диаграмма соотношений содержаний MgO и Al₂O₃ в мафит-ультрамафитах рудных тел Курумканского рудного поля

1 – Водораздельное, 2 – Икэн, 3 – прочие тела (Шляпа, Фалкон, Кубук)

Строение и состав рудных тел месторождения Кун-Маньё

В центральной части Курумканского рудного поля были сосредоточены основные объёмы буровых (около 200 скважин), горнопроходческих, опробовательских и других видов работ. Здесь выделено пять рудных тел (рис. 2), четыре из которых (Икэн, Фалкон, Водораздельное и Шляпа) по запасам Ni и Cu соответствуют рангу средних и мелких месторождений. В целом они образуют крупное Cu-Ni с Co, Pt, Pd и Au месторождение Кун-Маньё. Менее изучена медно-никелевая минерализация на флангах рудного поля. Рудные тела наследуют пластообразную форму материнских интрузий мафит-ультрамафитов.

Рудное тело Икэн представляет собой пластообразную, вытянутую в ЮВ-ном направлении залежь овальной в плане формы площадью ~ 3 км². Протяжённость её длинной оси – 2,4 км, короткой – 1,5 км. Мощность залежи меняется от 40 м в центре до 6 м на флангах. По простиранию и падению тело имеет в целом прямолинейные очертания, осложнённые небольшими волнообразными «изгибами», с раздувами и пережимами, иногда с мелкими перистыми ответвлениями, выполненными брекчиевыми и сплошными рудами.

Рудное тело Фалкон – это маломощная (7–10 м) протяжённая (1200 м) интрузия сульфидсодержащих вебстеритов, погружающаяся под углом 20° на СВ. Висячий её контакт проходит по зоне бластомилонитов, лежащий – интрузивный. Сульфидная Cu-Ni минерализация распространяется от материнской интрузии в вышележащие бластомилониты. В лежащем боку рудного тела, на удалении 7 и 9 м от контакта, скважинами вскрыты два горизонта рудных брекчий мощностью 0,3 и 0,4 м.

Рудное тело Шляпа, сложенное вебстеритами, представляет собой субгоризонтально залегающую на водоразделе залежь, в приповерхностной части которой выделяется зона окисления сульфидов оранжево-бурого цвета «железная шляпа». В плане залежь имеет овальную, вытянутую в субширотном направлении

форму, и размеры 200×130 м. Максимальная мощность тела – 22,3 м, на периферии оно эродировано. Контакт залежи с подстилающими её метагэбброидами – тектонический.

Рудное тело Водораздельное приурочено к интрузии серпентинизированных оливиновых вебстеритов и лерцолитов. В плане оно имеет треугольную форму площадью ~ 0,08 км². Подошва и кровля залежи полого (8–12°) погружаются на ССВ. Мощность её меняется от 58,6 м в центре до первых метров в краевых частях.

В целом, для рудных тел характерно преобладание руд с содержаниями Ni от 0,46 до 1,5 %, а Cu от 0,11 до 0,76%, Ag – от 1 до 41,6 г/т, Te – от 0,1 до 4,3 г/т, Pt – от 0,06 до 0,5 г/т, Pd – от 0,05 до 0,36 г/т.

Текстурные типы медно-никелевых руд

На месторождении Кун-Маньё по текстурным признакам выделяются следующие типы руд: вкрапленные (1–5 % сульфидных минералов), густовкрапленные (более 45% сульфидных минералов), прожилково-вкрапленные (наиболее распространенные); иногда гнездово-вкрапленные, брекчиевые и массивные (сплошные, жильного типа, с содержанием сульфидных минералов 65–75%; мало распространенные). В составе тел преобладают рядовые вкрапленные руды (с неравномерно-вкрапленными, равномерно-вкрапленными, гнездово-вкрапленными и прожилково-вкрапленными) текстурами, которые характерны для центральных частей тел мафит-ультрамафитов. Богатые руды с густовкрапленными текстурами локализуются в висячем и лежачем боках тел. Размеры сульфидных вкрапленников обычно не превышают 4 мм; реже встречаются гнезда до 7 мм. Иногда наблюдаются прожилки кварц-сульфидного состава (часто с карбонатом, хлоритом), мощностью не более 1–2 мм, характерные для участков рудных тел, где проявлена пирит-марказитовая минерализация.

Руды с брекчиевыми и массивными текстурами обычно расположены на контакте интрузивных тел с вмещающими породами, иногда выходя за пределы тел. К таким рудам часто тяготеют скопления сульфоарсенидов (глаукоdot, герсдорфит) с миллеритом и меренскитом.

Прожилково-вкрапленные руды характерны для тектонизированных участков и нижних экзоконтактных частей рудных тел. Содержание никеля в них достигает 1,54 %. Вкрапленники сульфидов в них имеют размеры от 0,01 до 0,5 мм, реже до 3 мм, и сложены преимущественно агрегатами зёрен пирротина, в сростании с которым находятся пентландит и халькопирит. Формы выделения

отдельных минералов и состав прожилково-вкрапленных руд мало чем отличаются от вкрапленных. В них на отдельных участках рудных тел развито серпентин (часто с гальком, хлоритом и актинолитом)-магнетит-сульфидное оруденение, и сульфиды иногда замещаются магнетитом. Прожилки и просечки в них различны по морфологии, часто беспорядочно ветвятся, пересекают друг друга, а также – по системе микротрещинок – пироксены, роговую обманку и плагиоклаз. Гнездообразные выделения сульфидов имеют зазубренно-извилистые очертания, мелкие их вкрапления характеризуются уплощенной формой.

Брекчиевые руды локализуются в тектонических сдвиговых зонах, проходящих в лежачих боках оруденелых мафит-ультрамафитовых тел. До 50 % объема руды составляют обломки пород размером до 5 см. Содержания Ni в брекчиевых рудах достигают 5,48 %, Cu – 2,33 %, Co – 0,053 %, Ag – до 56,5 г/т, Pt – до 2,94 г/т. Кроме них, в титано-магнетитовом цементе брекчий пегматоидного типа (скв. 53А) установлены содержания Pt до 13,26 г/т, Ag – до 20,2 г/т, Ti – 1,48 %, Ni – 0,149 %.

Сплошные руды с массивной текстурой имеют, как правило, небольшую мощность, располагаются в лежачем, реже в висячем боках тел, иногда внутри них. По-видимому, сульфидный расплав выдавливался по ослабленным зонам, заполняя трещины отрыва и участки их сопряжения. Аналогичным образом сульфидная минерализация проявлена в blastomилонитах, ограничивающих оруденелые мафит-ультрамафиты. Сплошные руды с массивной текстурой имеют, как правило, небольшую мощность; они характеризуются высокими концентрациями Ni (до 12,76 %) и Cu (до 0,75 %), Pt и Pd (до 4 г/т).

Распределение сульфидной Cu-Ni минерализации в пределах материнских интрузий контролируется элементами их первичной магматической структуры и наложенными на неё преобразованиями. Выделяются два типа минерализации: сингенетический и эпигенетический. Первый представлен рассеянной мелкой вкрапленностью сульфидов, ко второму относятся прожилково-вкрапленные, брекчиевые и жильные руды.

Минеральные ассоциации руд

Медно-никелевые руды месторождения Кун-Маньё относительно однообразны по минеральному составу. Главными минералами в составе сульфидных руд являются (мас. %): пирротин (60–80), пентландит (10–25), халькопирит (10–20), пирит (0–10). Реже встречаются магнетит, ильменит,

борнит, халькозин, бравоит, виоларит, никелин. Менее распространены марказит, миллерит; герсдорфит, сфалерит, глаукадот, мелонит, меренскит, ирарсит, кубанит, галенит, гессит, штютцит, самородные золото и серебро. Породообразующие минералы представлены: амфиболом (актинолитом, тремолитом; до 30 %), хлоритом (до 35 %), серпентином (до 70 %), тальком (до 40 %); в меньшей степени роговой обманкой, пироксеном, полевыми шпатами, кварцем, шпинелью, титаномагнетитом и рутилом. В зонах окисления установлены гидроокислы железа, ковеллин, халькозин, борнит.

Во всех рудах наблюдаются однотипные разобщенные во времени минеральные ассоциации, которые можно разделить на две группы: сингенетические (последовательная кристаллизация порообразующих и сульфидных минералов в магматических породах) и эпигенетические (кристаллизация минералов в тектонических и метасоматических зонах, кварцевых прожилках). К **сингенетическим** ассоциациям отнесены: пентландит-пирротиновая, магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая, миллерит-пиритовая, к **эпигенетическим** – пентландит-пирротиновая (зоны со сплошными сульфидными рудами), магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая и пирит-марказитовая (с миллеритом).

Пентландит-пирротиновая ассоциация сложена преимущественно пирротинном (75-85%), пентландитом (10-15%) и халькопиритом (1-3%). Иногда в небольшом (не более 1%) количестве присутствует магнетит-1 (реже титаномагнетит; зерна до 0,5 мм). Пентландит-1 образует порфиновые вкрапленники, часто идиоморфной формы размером до 1,5 мм. В этом пентландите часто наблюдается прекрасная спайность в двух направлениях (рис. 4а-б), иногда с треугольниками выкрашивания. Пирротин-1 представлен моновкрапленниками изометричной формы, размером до 2 мм. В нем часто наблюдается отдельность (спайность) по 0001; по которой иногда развивается редкие пламенивидные (менее 0,05 мм) и лепестковидные (до 0,1 мм) включения пентландита-2. К этой же генерации отнесен пентландит, образующий грубопетельчатые скопления в пирротине (структура распада твердого раствора-?). Пирротин-1 замещается марказитом или виоларитом (рис. 4а). Халькопирит образует изометричные вкрапленники, который пространственно тяготеет к периферии зерен пирротина.

Структура руд, сложенных этой ассоциацией, очень похожа на сидеронитовую; размеры зерен порообразующих и сульфидных минералов

часто соизмеримы.

Такой же минеральный состав и такие же взаимоотношения минералов наблюдаются в пентландит-пирротиновой ассоциации, слагающей жилы и метасоматические зоны сплошных сульфидных руд. Их отличие – присутствие в пиритизированных участках руд сульфоарсенидов (герсдорфита, глаукодота), теллуридов никеля (мелонита), палладия (меренскита), серебра (штютцита) и самородного золота.

Магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая ассоциация имеет такой же минеральный состав, как и предыдущая. Разница в количественном соотношении минералов и в структурно-текстурных особенностях их взаимоотношений. В составе этой ассоциации преобладают пирротин (60-70%) и халькопирит (от 5 до 15%); количество последнего часто превышает количество пирротина (в отдельных участках более 40%); магнетит (5-7%), пентландит (3-5%) и кубанит (единичные зерна) имеют подчиненное распространение.

Эта ассоциация формируется позднее пентландит-пирротиновой и образует метасоматические зоны или прожилки в магматических породах. Здесь магнетит-2 (иногда с ильменитом) слагает краевые участки микропрожилков (рис. 5 г) или зоны мономинерального состава вокруг обломков первичных пород (см. рис. 4в). Реже магнетит образует цепочки идиоморфных кристаллов размером до 0,07 мм и совместно с пирротин-2 и халькопиритом-2 развивается по пентландиту-1 и пирротину-1 (см. рис. 4б). В краевых частях крупных вкрапленников халькопирита часто наблюдаются вроски порообразующих минералов (судя по формам сечений – амфибола). Вблизи таких вкрапленников часто наблюдается халькопирит (0,07 мм), выполняющий интерстиции. Пентландит-3 этой ассоциации пространственно тяготеет к периферии сульфидных вкрапленников, образуя идиоморфные зерна размером до 0,1 мм. Кроме того в халькопирите-2 и пирротине-2 отмечаются лепестковые или пламенивидные вкрапленники пентландита-3. Редко в халькопирите-2 встречаются пластинки кубанита (структура распада твердого раствора). Отдельность в пирротине-2 не наблюдалась; присутствуют единичные двойники превращения. В местах наложения этой ассоциации на пентландит-пирротиновую, в пирротине-1 появляются слабо выраженные веретенообразные двойники смятия и перекристаллизации (более мелкозернистое, бластозернистое строение пирротиновой массы), а пентландит-1 по спайности замещается виоларитом.

Миллерит-пиритовая ассоциация наблюдалась в магматических породах, а также в участках пиритизированных медно-никелевых руд. Она сложена на 75-80% пиритом-1, 10-15% миллеритом-1, 3-5% – халькопиритом-3. В минералах этой ассоциации часто присутствуют микровключения сульфоарсенидов (глауколот, герсдорфит), мелонита и меренскита. В магматических породах для пирита характерны крупные вкрапленники размером до 2 мм, в которых наблюдаются идиоморфные зерна (до 0,08 мм) миллерита-1 и ксеноморфные (до 0,2 мм) халькопирита-3. В медно-никелевых рудах миллерит-2 с пиритом развивается по пентландиту-1, образуя тонкие субграфические сростания. Сульфоарсениды образуют идиоморфные зерна до 0,06 мм и часто пространственно они расположены в краевых участках вкрапленников халькопирита. Размеры вкрапленников мелонита и меренскита обычно не превышают 20 микрон (рис. 2).

Марказит-пиритовая ассоциация наиболее поздняя относительно предыдущих. Она наблюдалась в прожилках (до 2 мм) кварц-карбонатного состава или в зонах повышенной трещиноватости, образовавшихся по сульфидным рудам.

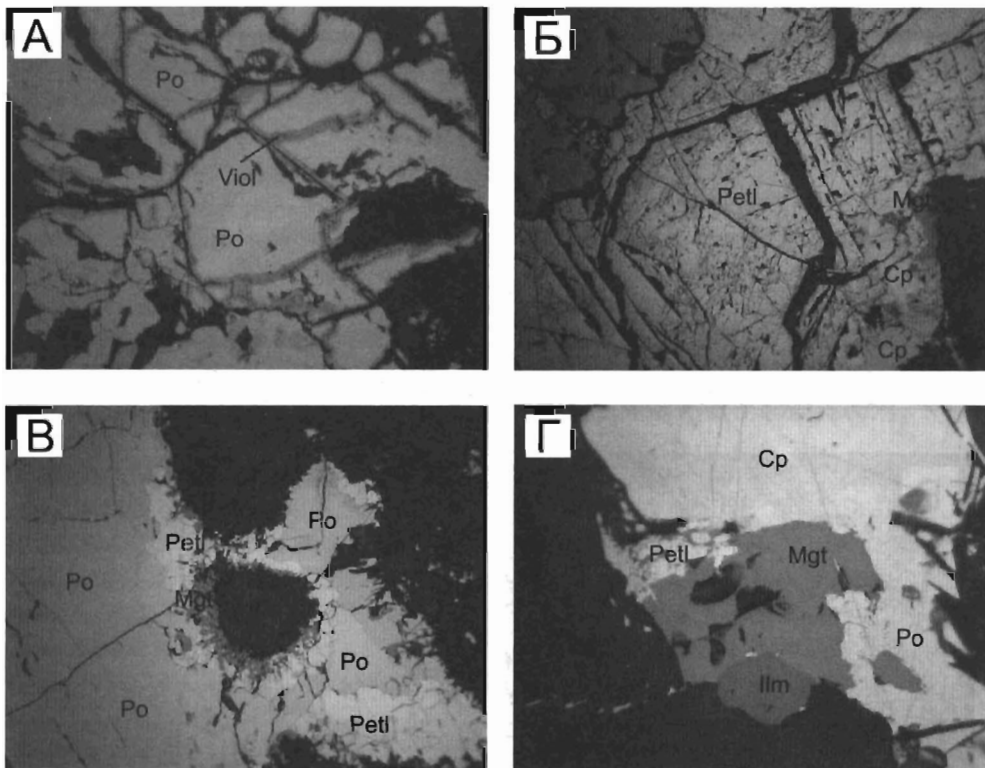
Количество сульфидных минералов (пирита и марказита) варьирует в широком диапазоне от 5 до 85%. В одних случаях преобладает пирит, в других – марказит. Эта ассоциация в разной степени проявлена во всех типах руд: замещение по спайности пирротина марказитом (до полных псевдоморфоз), а пентландита – виоларитом.

Минералогия

Описание минералов приведено в порядке их распространения в рудах.

Пирротин – главный минерал в рудах и составляет 80-85% сульфидных вкрапленников; иногда слагает сплошные агрегаты (ксеноморфные зерна). Наблюдается несколько его генераций, которые соответствуют разным минеральным ассоциациям.

Пирротин-1 (пентландит-пирротиновая ассоциация) образует вкрапленники и монозерна изометричной формы размером до 1,5 мм в поперечнике. В этом пирротине (гексагональная модификация) по спайности (0001) наблюдаются тонкие пламеневидные или пластинчатые включения



1 мм

Рис. 4. Характерные взаимоотношения минералов в рудах месторождения Кун-Маньё
 А – пентландит-1 (Petl) замещается по трещинам и границам зёрен виоларитом (Viol); Б – порфировые зёрна пентландита-1 (Petl) замещаются по границам магнетитом-2 (Mgt), халькопиритом (Cr) и пирротинном-2 (Po); В – сростания магнетита-2 (Mgt) с пентландитом-3 (Petl) и пирротинном-2 (Po); Г – сростания ильменита (Ilm), магнетита-2 (Mgt) с пирротинном-2 (Po) и халькопиритом-2 (Cr)

пентландита (до 0,07 мм).

Пирротин-2 (магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая ассоциация) выполняет центральные части сульфидных вкрапленников. Здесь размеры зерен пирротина редко превышают 0,5 мм; встречаются двойники превращения. Пирротин замещается халькопиритом и игольчатым или таблитчатым хлоритом (талькохлорит-?). Иногда игольчатые скопления хлорита образуют в краевых частях вкрапленников пирротина микроскопические текстуры.

Пирротин-3 слагает сплошные сульфидные руды и имеет аллотриоморфнозернистое строение. Крайне редко в пирротине-3 наблюдаются веретеноподобные или клиновидные двойники давления (моноклинная модификация).

В составе пирротинов (табл. 2) постоянно отмечается примесь Ni от 0,4 до 1,10 мас.%, причем, более высокие концентрации Ni характерны для центральных, а более низкие – для краевых частей вкрапленников. Максимальные концентрации Ni до 2,82 мас.% установлены в пирротинах сплошных сульфидных руд.

Пентландит – главный минерал никеля в рудах. Наблюдалось несколько его генераций.

Пентландит-1 образует порфировые вкрапленники (часто идиоморфные с хорошо выраженной спайностью в двух направлениях) размером до 3 мм (см. рис. 4а-б) в пирротине-1. Реже встречается пентландит-2, который образует грубопелетчатые и пламенивидные структуры распада твердого раствора в пирротине-1.

Для пентландита-3 характерны зерна изометричной, иногда идиоморфной формы (см. рис. 4 в-г). Этот пентландит (до 0,1 мм) пространственно тяготеет к скоплениям халькопирита и магнетита-2. В таких грубопелетчатых структурах распада часто в значительном количестве (до 30%) присутствует халькопирит. Пентландиты всех генераций замещаются виоларитом; в местах пиритизации – до полных псевдоморфоз.

Химический состав пентландита близок к теоретическому; элементов-примесей не установлено (см. табл. 2)

Пирит достаточно широко распространен в рудах.

Пирит-1 – главный минерал в миллерит-пиритовой ассоциации; он образует вкрапленники (иногда идиоморфного облика) до 2 мм в поперечнике.

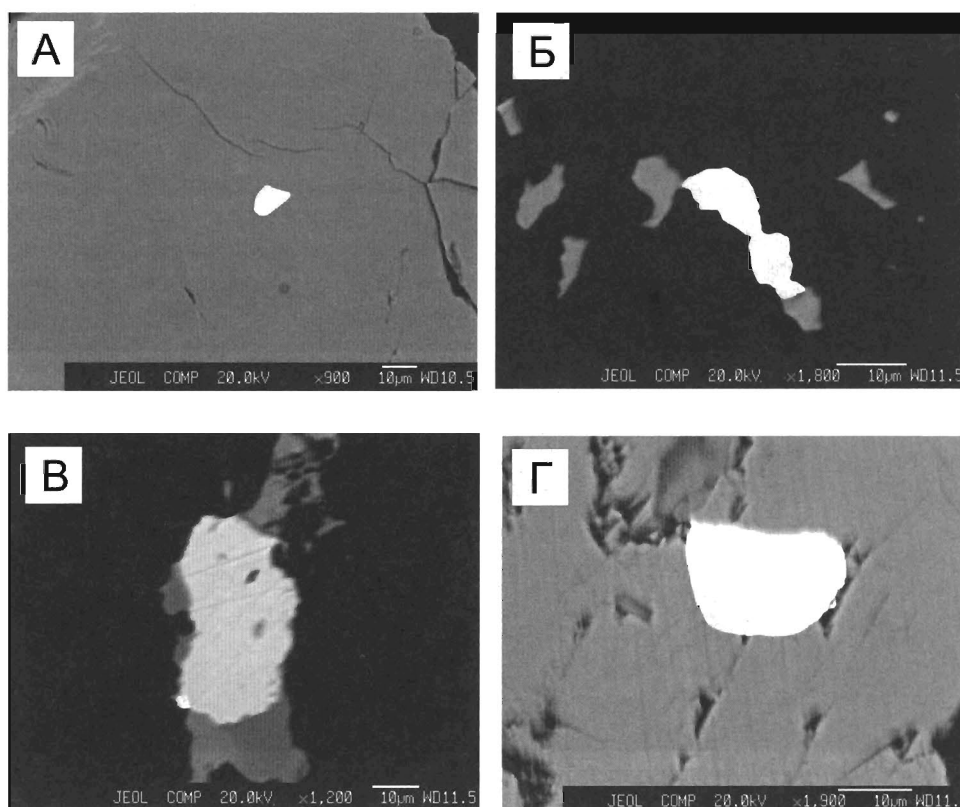


Рис. 5. Редкие минералы в рудах месторождения Кун-Маньё в отражённых электронах

А – зерно мелонита (белое) изометричной формы в пирротине (серое); Б – ирарсит (белое) в сростках с халькопиритом (серое) выполняет интерстиции зерен породообразующих минералов (чёрное); В – сростание Pd-мелонита (белое) с Со-герсдорфитом (светло-серое) и халькопиритом (серое); Г – идиоморфное зерно меренскита (белое) в халькопирите (серое)

Пирит-2 наблюдался в пиритизированных участках руд. Он совместно с миллеритом (микросубграфические сростания) замещает пентландит-1, часто образуя по нему полные псевдоморфозы. Реже встречаются микропрожилки (до 0,3 мм) мономинерального состава и сростания с марказитом в пустотах выщелачивания (дисульфидизация пирротина). В таких участках руд наблюдаются ритмично-полосчатые структуры замещения по пирротину.

В составе пирита-1 (табл. 2, ан. 8) примесей не установлено; в пирите-2 (табл. 2, ан. 7, 9-10) отмечаются повышенные концентрации Ni и Co (в зависимости от того какой минерал замещал пирит).

Халькопирит в небольшом количестве встречается во всех изученных образцах руд. Его максимальные концентрации (до 15%) установлены в рудах, сложенных магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциацией. Можно выделить четыре генерации халькопирита.

Халькопирит-1 (пентландит-пирротиновая ассоциация) наблюдается в тесном сростании с пирротинном, образуя ксеноморфные выделения до 2-3 мм в поперечнике в краевых частях сульфидных вкрапленников.

Халькопирит-2 (магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциация) часто выполняет интерстиции зерен породообразующих минералов амфибола и хлорита (интерстициальная микроструктура) или слагает микропрожилки в пирротине-1 (прожилковая микротекстура). Встречаются крупные (до 1 см) вкрапленники халькопирита, в которых присутствует сфалерит в виде эмульсионных вкрапленников округлой или звездчатой формы (структуры распада твердого ра-

створа). В единичных случаях наблюдаются сростания халькопирита с кубанитом и ирарситом.

Халькопирит-3 (миллерит-пиритовая ассоциация) образует сростания с пирритом-1, выполняя пространство между его зернами. Иногда в этом халькопирите наблюдаются включения меренскита (рис. 5г).

Халькопирит-4 (марказит-пиритовая ассоциация) мало распространен. Он слагает микропрожилки в пирите-2 или вкрапленники изометричной формы между его зернами.

В составе халькопиритов примесей не установлено.

Магнетит встречается в рудах часто, но в небольшом количестве.

Магнетит-1 (пентландит-пирротиновая ассоциация) образует вкрапленники (до 1 мм) в магматических породах, пространственно тяготея к скоплениям сульфидов. Иногда магнетит-1 замещается минералами титана.

Магнетит-2 наиболее распространен в магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциации. Он слагает каемки (мощностью до 0,1 мм) вокруг сульфидных вкрапленников или обломков метасоматически измененных пород (рис. 4 в). Реже наблюдаются сростки магнетита с ильменитом (рис. 4 г). Размеры изометричных зерен обычно не превышают 0.08 мм.

Магнетит-3 (марказит-пиритовая ассоциация) встречается крайне редко. Совместно с гематитом-? он выполняет пространство между зернами пирита-2, образующего метавкрапленники размером до 1 мм в зонах дисульфидизации пирротинных разных генераций.

В химическом составе магнетита элементов-

Таблица 2

Состав сульфидных минералов месторождения Кун-Маньё, вес. %

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	59.11	58.43	57.70	57.26	57.27	58.14	43.02	44.95	42.20
Ni	0.93	0.77	1.10	1.92	2.82	1.17	0.64	-	3.78
Co	-	-	-	-	-	-	2.56	-	-
S	38.71	38.32	38.58	38.94	38.88	38.52	54.14	52.68	52.23
Сумма	98.75	98.51	97.38	98.12	97.97	97.83	98.36	97.63	98.20
№ п.п.	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Fe	44.81	29.19	32.94	30.92	29.53	28.45	28.74	0.41	0.85
Ni	0.76	37.01	31.21	35.64	35.83	37.30	36.98	63.71	63.89
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	52.65	32.34	36.62	32.55	32.63	32.57	32.37	34.90	34.66
Сумма	98.22	98.54	100.77	99.11	97.98	98.32	98.09	99.02	99.40

Примечание. Ан. 1-6 - пирротин; 7-10 - пирит; 11-16 - пентландит; 17-18 - миллерит. Анализы выполнены на рентгено-спектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100, аналитик Г.Б. Молчанова. 1-2, 7, 11 - Обр. С-49А-188Б (Фалкон); 3, 10, 14-15 - Обр. С-22-47.7; 6, 16 - Обр. С-42-15 (Водораздельное); 4-5, 9 - Обр. Ик-95 (Икэн); 8, 17-18 - Обр. 2373; 12-13 - Обр. 2396 (Курумкан)

примесей не обнаружено.

Виоларит - второй по распространенности минерал никеля в рудах. Он встречается в небольшом количестве практически во всех образцах. Максимальные концентрации сосредоточены в участках марказит-пиритовой ассоциации. Обычно виоларит по спайности и границам зерен замещает пентландит-1-2, иногда до полных псевдоморфоз. По цвету (кремовый) и отражению (около 40%) виоларит очень похож на пирротин, но отличается от него чуть более низким отражением и отсутствием анизотропии.

В химическом составе виоларита постоянно отмечаются примеси кислорода (до 2,73 мас.%) и кремния (до 0,4 мас.%).

Кубанит наблюдался только в одном образце. Он образует пластинки (до 0,35 мм в длину) в халькопирите (структура распада твердого раствора). Минерал имеет желтый цвет с коричневатым оттенком; высокое отражение (более чем у пирротина, но менее чем у халькопирита); двуотражение заметное в воздухе: сильную анизотропию. Большинство тонких пластинок кубанита часто полностью замещаются борнитом.

Сфалерит встречается редко. Он наблюдался в виде эмульсионных и звездчатых (менее 0,02 мм) включений в халькопирите магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциации. В составе сфалерита установлена примесь Cd 0,6 мас.%.

Глаукодот – редкий минерал. Чаше всего он пространственно тяготеет к пиритизированным участкам Cu-Ni руд, где он наблюдается в виде скоплений идиоморфных зерен размером до 0,04 мм. В таких участках сосредоточено максимальное количество микровключений теллуридов Ni и Pd. Кроме этого, глаукодот образует сростания с халькопиритом и пирротинном (рис. 5в) или включения ксеноморфных и идиоморфных зерен (микрористаллики) в халькопирите или краевых частях его вкрапленников.

Минерал имеет белый цвет (зерна в халькопирите имеют серо-голубоватый оттенок) и высокое отражение (как у арсенопирита); двуотражение - не наблюдались; анизотропия - слабая. В составе глаукодота (табл. 2, ан. 1-3) установлены вариации Co от 9,72 до 16,88 мас.%; иногда Pd до 1,15 мас.%.

Миллерит – встречается в двух генерациях.

Миллерит-1 (миллерит-пиритовая ассоциация) образует идиоморфные зерна до 0,08 мм в пирите-1. В этом миллерите часто присутствуют микровключения (менее 0,03мм) пентландита, халькопирита и меренскита (рис. 5г). Состав это-

го минерала соответствует теоретическому (табл. 2, ан. 17-18).

Миллерит-2 (марказит-пиритовая ассоциация) образует очень тонкие, часто ориентированные, субграфические или похожи на мирмекитовые стагания с пиритом-2, замещающие пентландит.

Мелонит – редкий минерал в рудах. Он образует в пирите или пирротине-2 зерна, имеющие изомеричную форму сечений (обр. 2396) размером 8-10 микрон (рис. 5а). Минерал имеет белый цвет, высокое отражение (больше, чем у пирита) и отчетливую анизотропию с цветовыми эффектами.

По химическому составу (табл.3, ан. 9-13) этот минерал следует относить к палладиевой разновидности (до 17,77 мас. % Pd). Кроме Pd в минерале отмечается примеси S, Fe, иногда Cu и Bi.

Меренскит встречается редко. Обычно это зерна изометричной формы в миллерите (размером до 12 микрон), пирите-1 или в халькопирите-3 (рис. 5г). Оптические характеристики минерала (белый цвет, высокое отражение, отчетливая анизотропия) такие же, как у мелонита. В химическом составе (табл. 3, ан. 7-8) постоянно отмечается примесь Ni (в отдельных зернах до 0,69 мас. %); иногда – примеси S (до 0,31 мас.%), Fe (до 1,38 мас.%) и Pt (до 1,12 мас.%).

Ирарсит является исключительным минералом в рудах месторождения. Он наблюдался в сростках с халькопиритом в магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциации (рис. 5б). Иногда ирарсит присутствует в виде микровключений (менее 0,003 мм) в глаукодоте. По оптическим характеристикам ирарсит не отличается от глаукодота. Минерал имеет отражение, близкое к 45 % и, судя по рельефу зерен, более высокую твердость, чем глаукодот; двуотражение и анизотропия – не наблюдались. В химическом составе ирарсита (табл. 3, ан.5-6) установлены примеси Fe, Cu и Pt (до 12,89 мас.%).

Самородное золото встречается в рудах крайне редко в микротрещинах в глаукодоте и пирите-2. Размеры зерен не превышают 3 микрон. При качественной диагностике на рентгено-спектральном микроанализаторе в золоте установлены содержания Ag 31-39 мас.% (электрум).

Теллуриды серебра наблюдались в участках руд, где наиболее интенсивно проявилась марказит-пиритовая ассоциация. Минералы этой группы образуют вкрапленники не превышающие 0,05 мм. Вкрапленники представляют собой сростки двух-трех минералов. Качественная диагностика минералов на рентгено-спектральном микроанализаторе показала, что в них присутствуют

галенит, гессит, штютцит, теллуриды висмута, самородные серебро и висмут. Анализ наиболее крупных зерен теллуридов серебра приведен в таблице 3 (ан. 14-15).

Закключение

Впервые на Ю-В Алдано-Станового щита выявлены тела никеленосных мафит-ультрамафитов. В наиболее изученном Курумканском рудном поле выделены объекты с рудными телами рядовых и богатых МПГ-Cu-Ni руд. Структурную основу Курумканского рудного поля образуют полого падающие на С-С-В пластообразные тела раннепротерозойских мафит-ультрамафитов в шовных тектонических зонах, дискордантных складчатым структурам кристаллического фундамента. Рудные тела связаны с пластообразными интрузиями мафит-ультрамафитов и сложены вкрапленными,

прожилково-вкрапленными, брекчиевыми и сплошными рудами. Минеральная форма пирротин-пентландит-халькопиритовая. Руды представлены двумя минеральными ассоциациями: сингенетическими и эпигенетическими. К *сингенетическим* ассоциациям отнесены: пентландит-пирротиновая; магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая; миллерит-пиритовая; к *эпигенетическим* – пентландит-пирротиновая (зоны со сплошными сульфидными рудами); магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая и пирит-марказитовая (с миллеритом). В рудах с эпигенетическими ассоциациями установлены мелонит, меренскит, ирарсит, теллуриды палладия, серебра и висмута, самородные золото, серебро и висмут. По петро- и геохимическим признакам никеленосные мафит-ультрамафиты обнаруживают сходство с фанерозойскими коматиитами Чукотки и Камчатки (7).

Таблица 3

Состав редких минералов в рудах месторождения Кун-Маньё, вес. %

№.п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Fe	6.04	6.59	8.55	13.44	1.57	1.55	1.38	1.20	1.87	2.20	2.61	2.14	2.77	1.51	1.43
Ni	18.40	17.58	18.84	8.94	-	-	0.47	0.69	7.24	6.81	7.94	7.90	15.63	1.17	2.64
Co	11.61	12.36	9.72	16.88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	42.68	42.92	42.01	39.42	29.93	30.84	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	0.64	-	-	-	1.96	1.99	-	-	-	-	-
Pt	-	-	-	-	10.58	12.89	1.12	-	-	-	-	-	-	-	-
Pd	1.15	0.94	-	-	-	-	27.72	27.57	16.77	17.77	13.90	14.82	3.18	2.57	11.24
Ir	-	-	-	-	44.79	42.94	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-	69.63	70.69	71.88	72.45	73.18	73.51	74.31	41.74	53.84
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.40	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	51.85	30.92
S	19.38	19.15	18.36	20.50	10.74	10.22	0.31	-	0.47	0.75	0.77	0.43	-	0.73	0.37
Сумма	99.28	99.55	97.48	99.18	98.24	98.42	100.63	100.14	100.19	101.98	98.40	98.80	100.30	99.65	100.44

Примечание. Ан. 1-4 – глаукодит; 5-6 – ирарсит; 7-8 – меренскит; 9-13 – Pd-мелонит; 14-15 – теллуриды серебра. Анализы выполнены на рентгено-спектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100, аналитик Г.Б. Молчанова. **1-2, 5-6, 9-10** – Обр. С-49А-188Б (Фалкон); - Обр. С-25-102.7 (Водораздельное); **3-4, 13** – Обр. Ик-95 (Икэн); **7-8** – Обр. 2373; **11-12** – Обр. 2396 (Курумкан)

ЛИТЕРАТУРА

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 204 с.

2. Габышев В.Д. Перспективы платинометалльного оруднения в расслоенных массивах и комплексах юга Якутии в связи с новыми геолого-экономическими условиями // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха (Якутия) в современных условиях: материалы республиканской научно-производств. геол. конф. Якутск, Госкомгеологии РС(Я), 2002. С. 80-86.

3. Гаврикова С.Н., Соколов С.Ю., Ван Калстерен П. и др. Петрогенезис раннепротерозойских расслоенных ультрамафических даек в Становой области, Восточная Сибирь // Петрология, 1994. Т.2, №2. С.169-183.

4. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П., Абдиязов П.А., Матюша И.П. Никеленосные мафит-ультрамафиты Восточ-

ного Становика / Материалы Дальневосточной региональной конференции. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 117-119.

5. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // ДАН, 2009, т. 425, № 3, с. 505-508.

6. Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелегун В.Н., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепёхина Е.Н., Розин М.И., Сергеев С.А., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из раннекембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология, 2011 (в печати).

7. Степанов В.А., Гвоздев В.И., Трухин Ю.П., Кунгурова В.Е., Молчанова Г.Б. Минералы благородных и редких металлов в рудах Шанучского медно-никелевого месторождения (Камчатка). – ЗРМО, 2010, ч. 139, вып. 2, стр. 43-58.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ КАЛНИНСКОГО УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАССИВА КУРТУШИБИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Д.А. Еханин

ГПКК «КНИИГиМС», г. Красноярск

Куртушибинский офиолитовый пояс (ОП) является частью Алтае-Саянской складчатой области. Он протягивается вдоль одноименного хребта на 250 км от верховьев р. Амыл до долин рек Иджим и Изюп в виде полосы 0,5-10 км. Ядром Куртушибинского ОП являются интрузивы базит-гипербазитового состава, вмещающими для которых служат породы джебашской серии: амыльская свита и макаровская толща. По данным Н.Л. Добрецова [1], в пределах Куртушибинского ОП, устанавливается первично «субслоистый» характер меланократового разреза офиолитов, имеющий зональное строение (снизу вверх): дунит-гарцбургитовая (более 3 км), переходная перидотит-пироксенит-габбровая (0,2-0,3 км), габброидная (1-1,5 км) и габбро-диабазовая (1-2 км) зона. При этом тела и ультрабазитов, и габбро, и габбро-диабазов дайкового комплекса прослеживаются в виде почти непрерывных параллельных полос, на фоне которых резко выделяется несколько крупных массивов базит-ультрабазитового и ультрабазитового состава: Иджимский, Орешский, Кызыр-Бурлюкский, Калининский и Эргакский.

Куртушибинский ОП на тектонической схеме района определяется как аллохтонный блок, ограниченный с запада и востока Усинским и Саяно-Тувинским разломами (рис. 1). Морфологически дизъюнктивы представляют собой крутопадающие надвиги (50-90°) преимущественно юго-восточного падения. Собственно аллохтонный блок сложен серией надвинутых пластин, основание которых маркируется зонами меланжа. В последнем заключены пластины различной размерности, формы, состава и структуры. Для пластин характерно субпараллельное чередование первичных пород и зон меланжа, зависимость его состава (серпентинитовый и полимиктовый) от характера взаимодействующих пород свидетельствуют об образовании этого блока по типу надвиговых или шарьяжных структур [8].

Строение Куртушибинского блока неоднородно. В его северной части, до выхода Кызыр-Бурлюкского массива, характерны крупные изомет-

рические поля гипербазитов с ядрами несерпентинизированных разностей, заключенные в меланж преимущественно серпентинитового состава. От Кызыр-Бурлюкского массива и южнее его, интрузивы относятся к перидотит-пироксенит-габбровой формации. Таким образом, фиксируется зональность, как по разрезу, так и по простиранию офиолитового пояса.

Находки платиноидов известны в пределах всего пояса, однако только в районе Калининского массива выделяется россыпь платиноидов, а в дунитах и хромититах фиксируются повышенные содержания МПГ. В связи, с чем Калининский массив рассматривается, как наиболее перспективный и заслуживающий наибольшего внимания.

Строение Калининского массива

Калининский массив располагается в Западном Саяне в междуречье нижнего течения рек Кална и Бесь, левых притоков р. Амыл. В геологическом отношении он приурочен к северо-восточному окончанию Куртушибинского ОП, где последний имеет торцовое сочленение с Северо-Саянским ОП на севере [1] и Западно-Саянской структурно-формационной зоной (СФЗ) на западе. С востока распространение Куртушибинского пояса ограничено терригенными отложениями Хемчикско-Систигхемской СФЗ (рис. 1), которые имеют конкордатные соотношения с офиолитовыми образованиями. Западно-Саянская СФЗ в исследованном районе представлена метатерригенными и метавулканогенными образованиями джебашской серии венд-нижнекембрийского возраста [8].

В связи со слабой геологической изученностью, массив относили к различным формационным разновидностям ультрабазитов: концентрически-зональных, расслоенных и офиолитовых типов.

Отнесение массива к концентрически-зональным массивам Урало-Аляскинского типа в первую очередь аргументировалось наличием повышенных концентраций Pt и Pd, содержания которых значительно превышают сумму Ir, Ru, Rh и Os. Дополнительным фактором является распро-

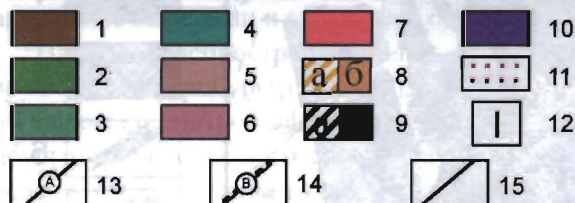
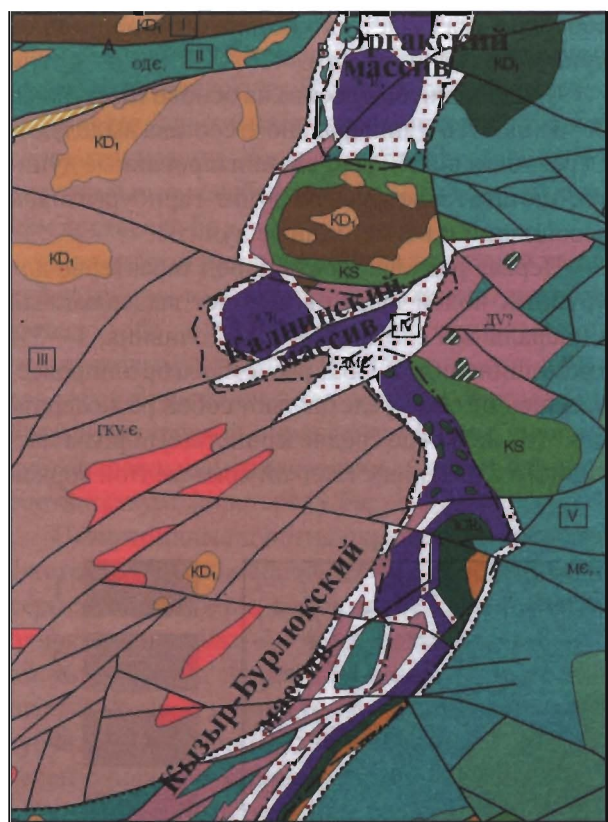


Рис. 1. Тектоническая схема Амыльского района (по материалам В.А. Попова [8])

1-7 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения: 1 – девона, 2 – силура, 3 – ордовика, 4 – кембрия, 5 – амыльской свиты (V-C₁ am), 6 – макаровской толщи (V mk); 7 – изербельской свиты (R₃-V? iz); 8 – граниты (D_{1,2}) и граносиениты (D₁) субвулканические (а) и плутонические (б); 9 – габброиды субвулканические (а) и вулканические (б); 10 – офиолитовые перидотиты (R₃id); 11 – меланж; 12 – геолого-структурные блоки и их номера: I – Джиримо-Амыльский, II – Шамено-Амыльский (Северо-Саянский ОП по Добрецову, 1977), III – Амыльский, IV – Куртушибинский, V – Систигхемский; 13. крутопадающие разломы: А – Северо-Саянский, Б – Кандатский; 14. надвиги: В – Усинский, Г – Саяно-Тувинский; 15 – прочие разломы неустановленной кинематики

страненное представление о концентрически-зональном строении массива, опирающемся на его округлую форму и геологическую карту [6].

Доминирующим представлением о геологическом строении массива является представление о его расслоенной природе, базирующееся на следующих особенностях:

1) Округлая форма массива, близкая по фор-

ме и размерам к расположенной в 12 км северо-восточнее Булжинской габбро-анортозитовой расслоенной интрузии;

2) Субширотное простирание массива, в отличие от северо-восточного у офиолитового пояса;

3) Предположение об этмолитовой форме массива;

4) Концентрически-зональное строение [6];

5) Наличие переходных пород дунит-гарцбургитового состава.

По мнению авторов наиболее аргументированным является отнесение Калнинского массива к офиолитовому типу ультрабазитов. В ходе выполнения проекта «Ревизионно-поисковые работы на хромиты на юге Красноярского края» в период 2008-2011 гг. был выполнен комплекс геолого-поисковых работ с магнитометрическими и гравиметрическими исследованиями в комплексе с аудиоманнителлурическим зондированием. Результаты позволили сформировать новую геологическую карту массива (рис. 2).

Массив заметно деформирован субширотными (85-95°) и северо-восточными (50-60°) тектоническими нарушениями, которые разделяют его на Северный и Юго-Восточный блоки, с суммарной площадью 73 км². По геофизическим данным вертикальная мощность Северного блока составляет не менее 7,0 км, для Юго-Восточного данный параметр не превышает 1,0 км [5]. Первый за счет широкого развития разрывных нарушений приобрел изометричную форму, но по геолого-геофизическим данным его форма определяется серией пластин, надвинутых друг на друга. Юго-Восточный блок также представляет собой пластину. Контакты массива, как в северной части, так и в южной падают на юго-восток под углом 60°.

Ультрабазиты массива с вмещающими породами имеют тектонические контакты. Малоамплитудные разрывные нарушения придают границе неровный, «зазубренный» вид. В зоне контакта ультрабазиты брекчированы и полностью замещены серпентинитом, вмещающие сланцы интенсивно рассланцованы, при этом контактово-термальные изменения не обнаружены. В эндоконтакте юго-западной части Северного блока закартирована зона тектонического меланжа шириной 130-250 м, прослеженная на протяжении 7 км. В других фрагментах контакта зона меланжа имеет незначительную мощность, до 30 м, либо перекрыта делювиальными отложениями.

Калнинский массив сложен преимущественно дунитами и гарцбургитами, которые интродуцированы более поздними дайками диопсидитов,

энстатитов и долеритов (рис. 2). Дайки крутопадающие, их мощность редко превышает первые метры; по простиранию они прослежены до нескольких десятков метров. На контакте с долеритами отмечается большая степень серпентинизации ультрабазитов, в строении самих даек установлено увеличение доли оливина по мере приближения к зоне контакта, а непосредственно в контактовой части плагиоклаз замещается клиноцоизитом. Взаимоотношения между дунитами и гарцбургитами не установлены, по границе их распространения наблюдалась 50-70 метровая зона относительного понижения рельефа, закрытая четвертичными отложениями. Размер зоны

косвенно указывает на постепенный переход от дунитов к гарцбургитам.

Среди дунитов массива на основе текстурных особенностей и минерального состава выделяют разновидности: серпентинизированные дуниты, энстатитовые дуниты дунит-гарцбургитовой ассоциации и пегматоидные дуниты.

Первая разновидность пород характерна для крупных полей дунитов и имеет выдержанный минеральный состав: 97—98% оливина, 1—3% хромшпинелида и 1-3% расчетного ортопироксена. Внешне они представляют собой разнозернистые (от мелко- до среднезернистых) породы массивного сложения с гладкой ярко-желтой коркой

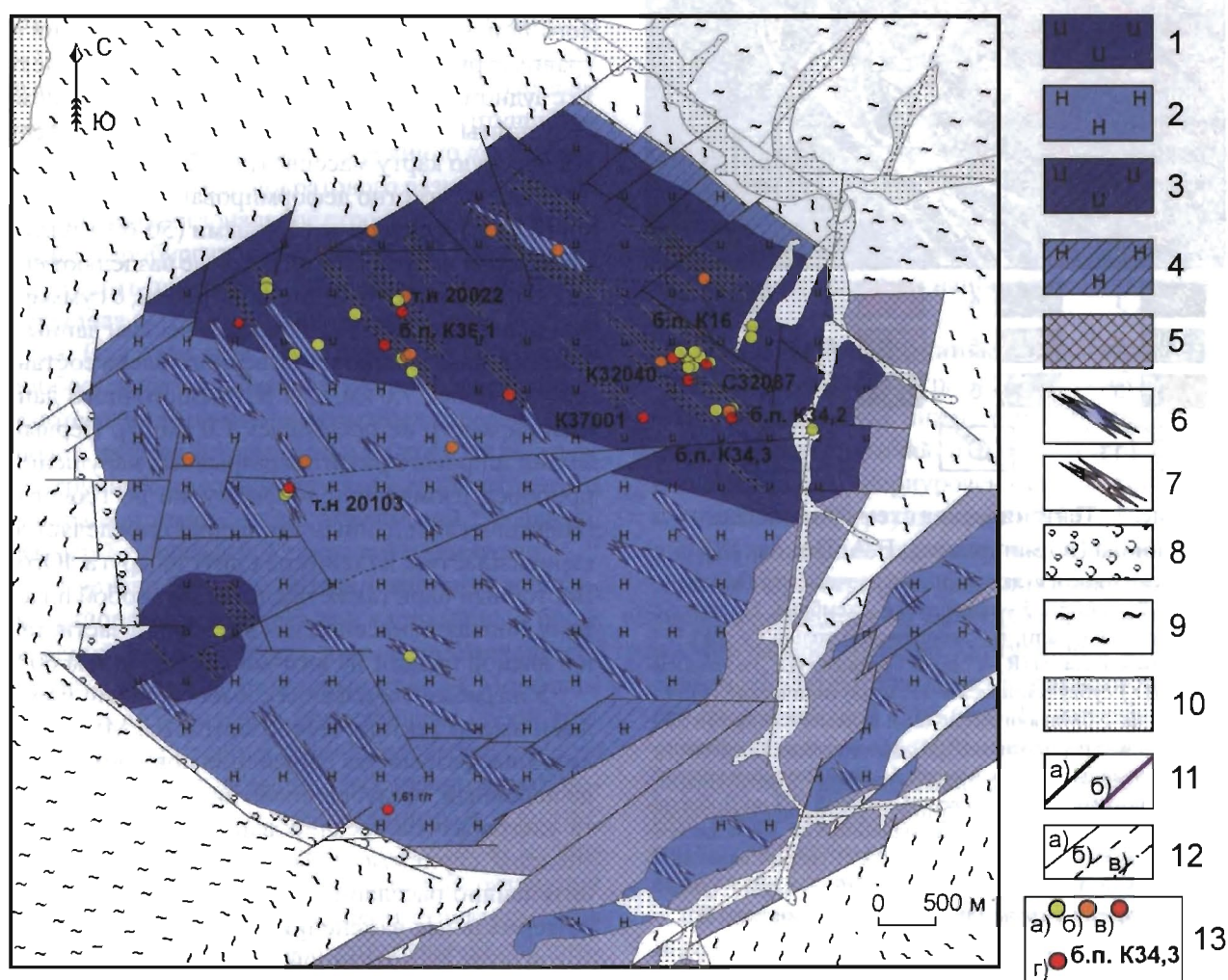


Рис. 2. Схема геологического строения Калнинского ультрабазитового массива

1 – дуниты; 2 – гарцбургиты; 3 – серпентиниты аподунитовые; 4 – серпентиниты апогарцбургитовые; 5 – серпентиниты нерасчлененные; 6 – фрагменты полосчатой дунит-гарцбургитовой ассоциации; 7 – зоны прожилковой вкрапленности хромшпинелидов; 8 – серпентинитовый меланж; 9 – осадочно-вулканогенные образования (V-C); 10 – четвертичные отложения; 11 – дайки долеритов (а) и пироксенитов (б); 12 – разрывные нарушения: а) достоверные, б) предполагаемые, в) перекрытые; 13 – проба, её номер и суммарное содержание МПГ: а) менее 0,4 г/т, б) 0,4-0,6 г/т, в) 0,6-1,0 г/т, г) более 1 г/т

выветривания. Преобладают однородные текстуры, реже цепочки хромшпинелида формируют директивную текстуру. В свежем сколе у породы зеленовато-черный цвет, из-за микропетельчатой серпентинизации. Железистость оливина имеет значительные колебания от $Fa_{5,9}$ до $Fa_{11,7}$, в среднем составляя $Fa_{8,5}$.

Для второй разновидности характерно наличие устойчивого содержания энстатита, достигающего 2-9%, в среднем 5%, что соответствует энстатитовым дунитам. При этом для этих дунитов характерна полосчатая текстура обусловленная ориентировкой пироксена и шпинелидов по субпараллельным плоскостям. Состав оливина соответствует форстериту $Fa_{8,1}$.

Пегматоидные дуниты окрашены в светлые фишашково-зеленые, желтоватые, зеленовато-серые, иногда светло-серые цвета. Размеры зерен оливина достигают 2—4 см, редко более 8—10 см. Количество серпентина в породе не превышает 25%. Под микроскопом устанавливаются зубчатые, ступенчатые, пилообразные границы зерен оливина с мозаичным скользящим угасанием. Зерна хромшпинелида редки. Состав оливина более выдержан и варьирует от $Fa_{7,6}$ - $Fa_{9,2}$.

Наиболее распространенной породой массива являются гарцбургиты, они занимают около 60% площади. Петрографически калнинские гарцбургиты представляют собой однородные породы, в которых ортопироксен распределен равномерно, а его содержания изменяются от 10 до 30%, при модалном содержании - 20%. Для гарцбургитов характерна неравномернозернистая структура, размеры зерен ортопироксена достигают до 1,8—2,5 мм (иногда до 1,5 см), против 1,2—1,5 мм у оливина. Пироксен представлен энстатитом $En_{88,34-91,82}$ $Fs_{7,38-10,97}$ $Wo_{0,57-2,04}$; редко попадаются вкрапления хромшпинели: алюмохромита и хромпикотита.

На фоне однородных гарцбургитов резко выделяются гарцбургиты дунит-гарцбургитовой ассоциации, для которых характерны большие содержания энстатита (до 50%) и наличие полосчатой текстуры, обусловленной ориентированностью ортопироксена. Помимо текстурных особенностей в дунит-гарцбургитовой ассоциации возрастает содержание хромшпинелидов до 5-7%, при этом «струйки» хромшпинелидов в пределах ассоциации отчетливо согласуются с направленной ориентировкой ортопироксенов.

Метаморфизм массива выражен интенсивной серпентинизацией ультрабазитов, в среднем составляющей 56%. Среди серпентинитов массива

выделяются несколько разновидностей, определяемых минеральными разновидностями серпентина: петельчатый серпентином или б-лизардитом, в-лизардитом, хризотилом и антигоритом. Помимо серпентина по ультрабазитам развивается тальк, тремолит и разновидности хлорита. Наиболее распространенными являются лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты. Антигорит диагностирован в зонах крупных разрывных нарушений и зонах меланжа. В 2008 году гравиметрическими работами в центральных частях массива выделены зоны относительно «свежих» ультрабазитов, представленных форстеритовыми дунитами, степень серпентинизации которых колеблется в пределах 10-20%. Слабо серпентинизированные дуниты минералогически тождественны более метаморфизованным аналогам. Ранее считалось, что серпентинизация уменьшается концентрически от краев к центру, но проведенные исследования, основанные на петрохимических пересчетах, физических свойствах и материалах магнитометрической съемки, выявили более сложную зональность с анизотропией субширотного простирания [3]. Также серпентинизация ультрабазитов увеличивается в зонах распространения дизъюнктивных нарушений.

В виду высокой степени серпентинизации и слабого разнообразия породных и минеральных разновидностей возраст массива определялся условно, в связи с чем является весьма дискуссионным. Впервые данный вопрос был поднят Н.Н. Херасковым [9], по его представлению массив относился к актоврацкому комплексу с условным возрастом $E_{1,2}$. Спустя полвека, в результате последней кондиционной съемки ГДП-200 [8] от актоврацкого комплекса было предложено отказаться и далее относить массив к иджимскому комплексу ($R_3?i$) в связи с приуроченностью к зоне Куртушибинского ОП. Но далеко не все геологи с этим согласились, так, по мнению С.Г. Катанова [5], Калнинский массив относится к расслоенным массивам, и его следует рассматривать в составе Булкинского комплекса (D_{bl}).

Современные материалы указывают на офиолитовую природу Калнинских ультрабазитов, и автор согласен с мнением В.А. Попова о рифейском возрасте массива с соответственным отнесением его к иджимскому комплексу ($R_3?i$).

Помимо геологических предпосылок, в пользу офиолитового типа ультрабазитов указывает их химический состав. Так содержание Al_2O_3 в них не превышают 2,5%, что значительно ниже модалных содержаний в расслоенных интрузи-

ях и даже несколько ниже содержаний характерных для офиолитов. На тройной диаграмме содержания $Fe^{3+}-Cr^{3+}-Al^{3+}$ поля составов Калнинских хромшпинелидов соответствуют известным офиолитовым аналогам (рис. 3). Химические составы клино- и ортопироксенов определены соответственно как диопсид и энстатит, что также свойственно офиолитовым ультрабазитам. Железистость оливина не столь однозначна, она может быть свойственна расслоенным и офиолитовым формационным типам, но исключает возможность других формационных разновидностей. Часто, в защиту представления о расслоенности массива, утверждается, что ультрабазиты являются продуктом гравитационного сброса из магматической камеры, а вышележащие габброиды либо срезаны без остатка разрывным нару-

шением, либо эродированы. Однако оливин и ортопироксен совместно кристаллизуются только при значительных температурах и давлениях чуждых условиям кристаллизации плагиоклаза. Даже если предположить данную возможность, то при внутрикамерной дифференциации плагиоклаз должен был сорбировать Eu и на диаграмме РЗМ ультрабазитов наблюдалась бы отрицательная аномалия Eu, чего не было зафиксировано. График распределения лантаноидов имеет U-образную форму, без выраженных максимумов.

Дунит-гарцбургитовый состав массива, химический состав ультрабазитов, их минеральный состав в сочетании с наличием протяженных меланжированных зон и пространственной связью с Куртушибинским поясом однозначно указывают на офиолитовую природу его образования.

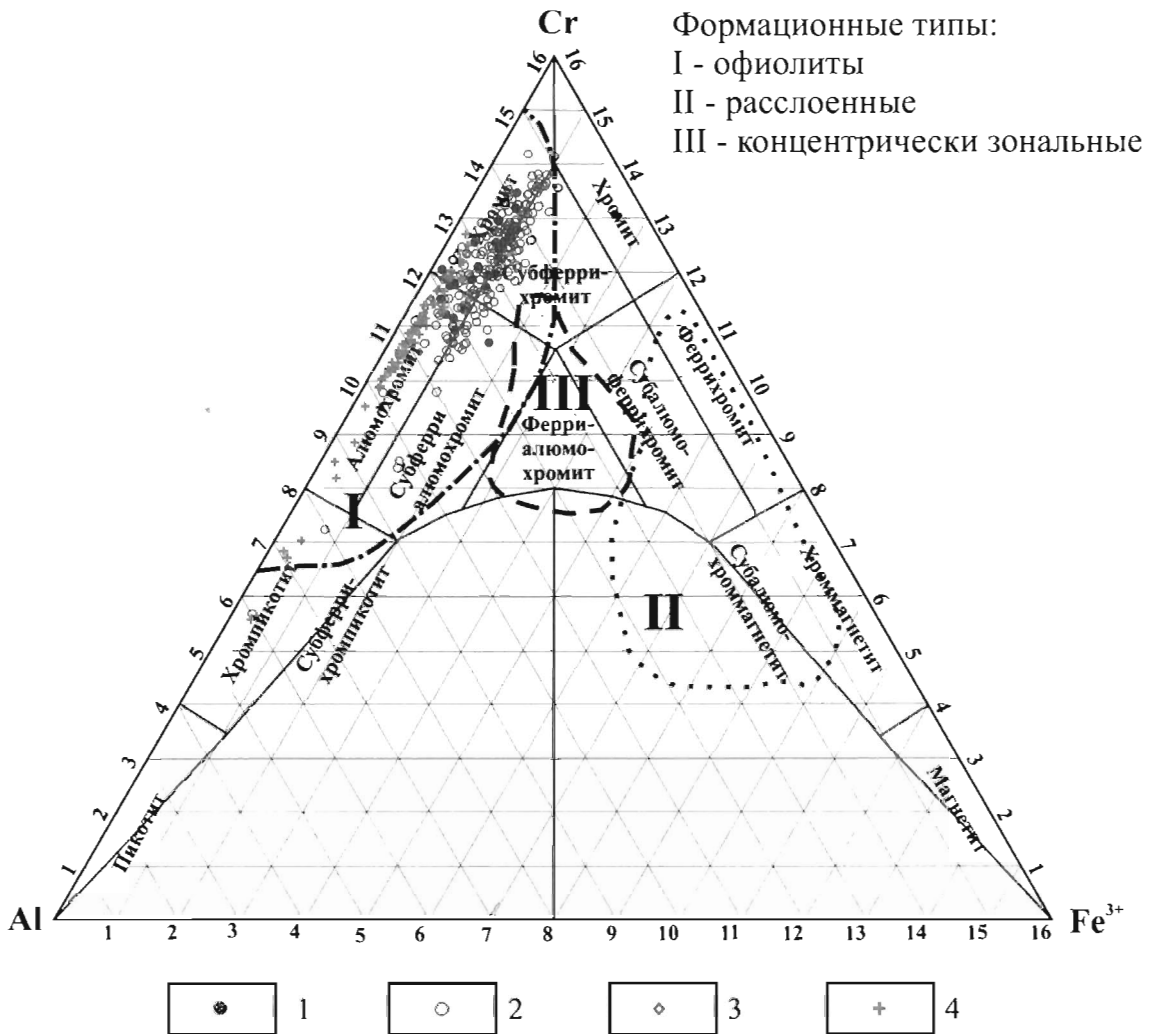


Рис. 3. Поля составов хромшпинелидов из различных породных разновидностей Калнинских ультрабазитов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова в сравнении с полями основных формационных типов ультрабазитовых массивов
 1 – хромитит; 2 – дунит; 3 – энстатитовый дунит; 4 – гарцбургит

Рудоносность Калнинского массива

Калнинский массив долгие годы ассоциировался исключительно с перспективами наращивания минерально-сырьевой базы хрома. В пределах Северного блока Калнинского массива выделено более 100 проявлений и точек хромовой минерализации, наиболее крупные проявления хромититов приурочены к центральной части северо-восточного поля дунитов. В северо-западной части этого поля дунитов, ближе к границе с гарцбургитами тела хромититов обладают меньшими параметрами, как по мощности, так и по содержаниям. В западной части массива известно лишь одно проявление хромититов, которое приурочено к полосчатой дунит-гарцбургитовой ассоциации. Для центральной и северо-западной части поля дунитов посчитаны ресурсы хромовых руд по категории P_1+P_2 в количестве 10,21 млн т. Морфология рудных тел и состав хромититов соответствуют высокохромистым аналогам офиолитовых ультрабазитов.

Возвращаясь к вопросам платинометалльно-го оруденения, следует отметить, что в пределах Калнинского массива никогда целенаправленно не изучалась платиноносность пород, данные о содержаниях платиноидов (МПГ) были получены попутно при изучении хромитоносности массива и фактически характеризовали хромититы. В связи с зональностью хромового оруденения, центральная и западная части массива, опробовались на МПГ единичными штуфными и бороздовыми пробами и фактически остаются площадью с неясными перспективами.

О перспективах платиноносности Калнинского массива стало известно с 50-х годов двадцатого века после работы А.В. Крюкова. Им впервые в аллювии р. Калны было установлено содержание платиноидов до 130 мг/м³. Впоследствии при поисках россыпного золота в бассейне р. Амыл [2] в нижнем течении р. Кална была оценена россыпь протяженностью 2,6 км с содержаниями от 131 до 1689 мг/м³, в среднем 910 мг/м³. Прогнозные ресурсы платиноидов составили 23,7 кг по категории P_1 . По данным О.Н. Домрачева среди платиноидов россыпи преобладает осмистый иридий. Позднее при изучении левых притоков р. Кална, размывающих северо-восточную часть Калнинского массива [7], наряду с рутениридосмином были выделены: изоферроплатина (Pt_3Fe), тетроферроплатина (Pt_4Fe), железистая платина, туламинит (Pt_2FeCu), ферроникельплатина (Pt_2FeNi), высоконикелистая платина ($Pt(FeNi)_2$ и $PtFeNi_2$), а также сперрилит ($PtAs_2$), потарит

($PdHg$) и сульфиды, сульфоарсениды, теллуриды, арсениды, антимониды палладия и родия. При этом из всех диагностированных минералов МПГ преобладали минералы платины, а рутениридосмин выявлен лишь в трети находок.

Собственно изучению платиноидов в породах Калнинского массива посвящены работы А.П. Кривенко и М.Ю. Подлипского выполненные в рамках поисковых работ на хром в 2003 г [5]. На основании десятка анализов содержаний МПГ, вкрапленные хромититы были разделены на две группы. Первая группа (8 анализов) представлена тугоплавкими платиноидами (Os, Ir, Ru) с невысокими содержаниями МПГ от 0,10 до 0,66 г/т. Вторая группа (2 анализа) характеризуется преобладанием легкоплавких платиноидов (Pt, Pd), содержания которых составили соответственно 1,95 и 0,86 г/т. В ряде проб суммарные содержания МПГ достигли 3,07 и 1,75 г/т.

В пробах с высоким содержанием легкоплавких платиноидов были диагностированы сперрилит ($PtAs_2$), различные сплавы Pt-Fe-Cu, палладий содержащий антимонид (Pd_2CuSb). В пробах с высокими содержаниями тугоплавких платиноидов обнаружены лишь сплавы Pt-Fe-Cu и осартит ((Os,Ru)AsS).

Исследования опираются на материалы ГПКК «КНИИП иМС», полученные в 2008-2011 гг. при поисково-ревизионных работах на хром. Методом ICP-MS на приборе ELAN 9000 проанализировано 539 проб на содержание платиноидов (Pt, Pd, Rh, Ir, Ru). Опробовались как хромититы, так и вмещающие дуниты Валунной хромитоносной зоны подсеченные скважинами и траншеями.

Статистическими методами, при помощи корреляционного и факторного анализа были выделены 2 ассоциации платиноидов: Ir-Ru-Rh и Pt-Pd. Первая ассоциация имеет слабую прямую корреляционную связь с содержанием хромшпинелида, для второй - каких-либо существенных связей не выявлено. Между собой элементы платиновой группы имеют либо сильные, либо функциональные корреляционные связи, для ассоциации их связь уменьшается до средней. Установлено, что первичные ореолы рассеяния в разрезе скважин по линии С31-35 пространственно разобщены и лишь в зонах пересечения дают высокие суммарные содержания (до 1,73 г/т). Среднее же содержание МПГ по дунитам и хромититам составляет порядка 0,11 г/т.

Помимо установленной связи платиноидов с хромититами, повышенные концентрации эле-

ментов платиновой группы фиксируются во вмещающих дунитах (табл. 1). По характеру спектров распределения МПГ были выделены по две разновидности дунитов и хромититов на основании, которых обосновано наличие двух ассоциаций платиноидов Ir-Ru-Rh и Pt-Pd. Предполагается, что разделение на ассоциации произошло еще на стадии формирования массива. Как более высокотемпературная и более инертная ассоциация Ir-Ru-Rh пространственно совмещена с телами хромититов. Pt-Pd ассоциация проявилась позднее и является наложенной [4].

Особенности распределения МПГ в породах Калнинского массива в сравнении с таковыми в известных - Кимперсайском, Кракинском, Нуралинско-Вернейвинском, Шандашинском, Гальмознанском, Нижнетагильском, Туламин-Ривер и других, показывают индивидуальное, характерное только

для Калнинского массива распределение платиноидов. Для офиолитовых перидотитов характерна Os-Ir-Ru ассоциация платиноидов, в связи с чем, с научной точки зрения представляется крайне интересным изучение повышенных концентраций Pt-Pd в ультрабазитах Калнинского массива.

В результате изучения хромитоносности Калнинского массива было получено несколько десятков бороздовых и керновых проб с содержаниями платиноидов более 0,6-1 г/т, при этом для десятка проб получены содержания, превышающие 1-3 г/т, столь высокие концентрации определяются преимущественно Pt (см. табл. 1).

Приведенные данные объективно свидетельствуют о высокой перспективности Калнинского массива в связи, с чем рекомендуется постановка геолого-поисковых работ для локализации платинометалльного оруденения.

Таблица 1

Содержание платиноидов

№ пробы	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Сумма МПГ	Порода
б.п.К.-16	0,16	1,68	0,2	0,12	0,045	2,203	Дунит
т.н. 20022	0,12	0,63	0,99	0,13	0,11	1,97	Дунит
б.п.К-36/1	0,12	1,53	0,16	0,097	0,039	1,947	Дунит
С32087	0,87	0,8	0,022	<0,050	0,0074	1,73	Дунит
К32040	0,3518	0,8369	0,1805	0,1569	0,1692	1,695	Дунит
Кп 44-12	0,23	0,65	0,57	0,063	0,15	1,664	Дунит
т.н. 20335	0,27	1,17	0,046	0,025	0,12	1,61	Дунит
т.н. 20103	0,092	0,54	0,42	0,12	0,066	1,245	Дунит
б.п.К-34/3	0,076	0,5	0,26	0,16	0,09	1,083	Дунит
б.п.К-34/2	0,061	0,33	0,34	0,22	0,099	1,045	Дунит
К37001	0,37	0,54	0,023	<0,05	0,0085	0,93	Дунит

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ГПК «КНИИГиМС». Методом ICP-MS на приборе ELAN 9000

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов, Н.Л. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна [Текст]: науч. изд. / Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдавцев, А.И. Казак, Л.Г. Пономарева, Г.Н. Савельева, А.А. Савельев. - Новосибирск: Наука, 1977. - 223 с.
2. Домрачев, О.Н. Поиски россыпного золота в бассейне р. Амыл / О.Н. Домрачев, В.А. Меткин, С.П. Чуваков и др. - Кызыл, ИГО «Красноярскгеология», 1990. - 155 с.
3. Еханин, Д.А. Строение и особенности метаморфизма Калнинского ультрабазитового массива (Западный Саян) / Д.А. Еханин - Красноярск: изд-во ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2010. - С. 236-240.
4. Еханин Д.А. Геология и рудоносность Калнинского ультрабазитового массива (Западный Саян) / Д.А. Еханин // Автореферат кандидатской диссертации - Красноярск, 2010. - 22 с.
5. Катанов, С.Г. Поиски хромитов в бассейне верхнего и средних притоков р.Амыл. / С.Г. Катанов. - Минусинск: ОАО «Минусинская ГРЭ», 2003. - 314 с.
6. Коллеганов, Ю.М. Геологическое строение и полезные ископаемые района междуречья р.р. Амыл-Систиг-Хем. / Ю.М. Коллеганов и др. - Минусинск, 1964. - 232 с.
7. Подлипский, М.Ю. Платино-хромитовое оруденение в офиолитовых гипербазитах Западного Саяна / М.Ю. Подлипский, А.П. Кривенко // Платина России. Новые нетрадиционные типы платиносодержащих месторождений. Результаты и направления работ по программе «Платина России». Сб. науч. Трудов. - Москва: ООО «Генформмарк», 2005. - Т. 6. - С. 100-109.
8. Попов, В.А. Геологическое доизучение масштаба 1:200000 в Западном Саяне на Систиг-Хемской площади в пределах листа N-46-XXIX. / В.А. Попов - Кызыл, 1999. - 424 с.
9. Херасков, Н.Н. Материалы к государственной геологической карте масштаба 1:200000 Северо-Западной половине листа N-46-XXIX. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Амыл. / Н.Н. Херасков, Н.Ю. Бардина - Москва: ВАГТ, 1960. - 232 с.

УДК 549.27'28(571.17)

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ (AU, PT, IR, OS, RU) СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ СУЛЬФИДОВ УРТИТОВ КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО ПЛУТОНА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

О.М. Гринев, И.А. Опарин

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск

Введение

Открытие золото – платиноносности нефелиновых пород щелочно-габброидного комплекса Кузнецкого Алатау, которое НТС программы «Платина России», было признано в числе наиболее значимых достижений, имеет уже без малого 20 – летнюю историю. Краткое содержание событий, способствовавших этому открытию заключается в следующем.

Наличие вкрапленности сульфидов, главным образом пирротина, в пределах уртитового тела и его эндоконтактов отмечалась с первых шагов разведки и эксплуатации месторождения. Однако ограниченные масштабы этой минерализации и иная направленность использования нефелиновых руд, не вызвали интереса к ее изучению.

Ситуация изменилась, когда в 1985 г. О.М. Гриневым при документации уступов карьера Кия-Шалтырского рудника, как эталонного месторождения высокосортных нефелиновых руд, были обнаружены необычные нефелин – пирротиновые, пироксен – пирротиновые и сливные пирротиновые тела пород, почти целиком слагающие мощность 10 метрового уступа карьера. Он располагается в зоне эндо- и экзоконтактной оторочки уртитового тела. Необычный состав обнаруженных пород и значительное скопление пирротиновой рудной массы послужили причиной их исследования. Основные результаты приведены ранее на Всероссийской конференции в 1985 г. в г. Сыктывкаре [10]. В ходе обсуждения полученных материалов с участниками конференции Н.С. Рудашевским и А.Г. Жабиным, ими было отмечено, что в составе представленных нефелин-пирротиновых и пироксен-пирротиновых пород вполне могут содержаться МПГ.

Минераграфическое и геохимическое изучение скоплений пирротина позволило установить, что он представлен гексагональной модификацией и содержит высокие концентрации (в г/т): Ni (400), Co (1000), Zr (40), Nb (20), РЗЭ (от 100 до 300), U (1), Th (6) и спорадически Au (0,5 – 1,5).

В пирротине были установлены Co – пентландит (Co 14,62 – 17,26%), халькопирит, сафлорит в тончайших сростаниях с глаукодотом и пиритом, которые формируют эмульсионно – штриховидную, пластинчатую, реже пламевидную структуры распада твёрдых растворов. Кроме того, в пирротине установлены мелкие каплевидные и другой формы включения, неоднородные по строению (эвтектоидные, микрографические сростания, структуры распада твердых растворов и др.), среди которых были установлены силикатно-сульфидные, окисно-сульфидные и сульфидные парагенные ассоциации. Однако состав минералов этих включений изучен не был по причине мелких их выделений ($n \cdot 0,01$ - $n \cdot 0,001$ мм) [11].

Наличие и состав пирротиновых скоплений Кия-Шалтырского месторождения побудили интерес к изучению спорадических проявлений рудной минерализации в породах других массивов щелочно-габброидного комплекса. Было установлено, что с нефелиновыми рудами ассоциирует не только сульфидная, но и редкоземельно-редкометалльно-радиоактивная минерализация, а непосредственно в нефелиновых рудах постоянно фиксируется повышенное содержание Ag и спорадически Au [2, 3]. Эти первые сведения о составе и особенностях проявления сульфидной минерализации в нефелиновых породах щелочно-габброидной формации Кузнецкого Алатау были существенно дополнены после того как в 1993-1994 гг. из пород наиболее изученных массивов отобраны 55 геохимических проб и проанализированы в арбитражной лаборатории «СибцветметНИИпроект» г. Красноярск. В 60% этих проб были установлены значимые и промышленные концентрации МПГ, Au и Ag [4].

Последовавшие отбор и исследования лабораторно-технологических проб весом 30-50 кг, их минералого-технологические испытания, проведенные А.М. Сазоновым и О.М. Гриневым, показали на возможность попутного изучения благородных металлов (БМ) при переработке нефе-

линовых руд на глинозем. Результаты этих исследований изложены в многочисленных публикациях (1996-2000 гг., [13, 14]).

Полученные результаты показали, что все породы щелочно-габброидного комплекса специализированы на БМ. По содержанию в пробах и частоте встречаемости они выстраиваются в ряд $Pd > Pt > Rh > Ru > Ir > Os$; $Ag + Au > МПГ, Ag > Au$. Содержание МПГ варьируют от 9 до 3000 мг/т, а с Au и Ag до 5 г/т. Наиболее значимые содержания характерны для Pd, Pt и Rh. Характерно, что наиболее высокие концентрации МПГ в пробах установлены в нефелиновых рудах.

В рамках совместных исследований сотрудников КИЦМиЗ и ТГУ была проделана объемная работа по определению минералов-носителей БМ и практической значимости выявленной минерализации пород щелочно-габброидной формации Кузнецкого Алатау. Предваряющие их минераграфические исследования сотрудников ТГУ О.М. Гринева и В.Н.Сергеева, В.Г. Родыиной и др. (1988–1995 гг.) установили широкий спектр сульфидных и сульфоарсенидных видов минералов, но данных о благороднометаллоносности пород не добавили. По этой причине в исследованиях основной упор был сделан на выявление минералов-носителей БМ в протолочках проб весом 30-50 кг, отобранных из пород ряда массивов в 1995 г. и обогащенных на концентраторе Кнелсона и гравитационном столе. В результате проделанной работы был установлен весьма богатый видовой состав рудной минерализации щелочных пород, а также целый комплекс собственных минералов БМ, в совокупности включающие 45 видов (сульфиды, сульфоарсениды, арсениды, диарсениды, антимониды; самородные металлы золота, серебра, меди и ртути; природные сплавы золота, серебра, алюминия и золота с оловом, сульфиды, теллуриды, сложные сульфосоли БМ и др) [14]. В виде примесей Pt, Pd, Rh были установлены в галените, теннитите, кюстелите и самородной меди. Золото установлено в самородном железе, никелистой латуни, пирите, и арсенопирите. Содержания их составили десятые и сотые доли %.

В 2010 г. Кия-Шалтырское месторождение подверглось доразведке с целью выявления оставшихся в недрах запасов руд корневых частей тела уртитов. Один из авторов статьи (И.А. Опарин) руководил на участке разведки буровыми работами, проводимыми ЗАО «Красноярская буровая компания». Пользуясь случаем, мы пред-

приняли попутное выявление и изучение основных типов сульфидных минерализаций, проявленных в пределах уртитового тела и во вмещающих его стратифицированных толщах, вскрытых карьером в 2010 г. до глубины 680 м.

Краткие сведения о геологии и вещественном составе пород золото – платиноносного Кия-Шалтырского плутона

Вмещающие толщи и структурно – тектоническая позиция плутона. Кия-Шалтырский плутон описан во множестве работ ([2, 8, 9]; Прусевич, 1974; Дроздов, 1978; Вульф, 2003; Войтенко, 2007 и др.).

Согласно имеющимся данным геолого-структурная позиция плутона определяется его приуроченностью к крупной антиклинальной складке субмеридионального простирания, сложенной нижнекембрийскими усть-анзасской (усть-кундатской) и усинской свитами. Шарнир складки погружается к северу, что фиксируется по коренным обнажениям толщ в верховьях рек Безымянки и Бердовки. Восточное крыло антиклинали, к которому и приурочен плутон, осложнено горстом, сложенным нижней (усть-анзасской) толщей нижнекембрийского разреза. Западная граница горста имеет С-З простирание при крутом (около 80°) В-СВ падении. Восточная граница горста характеризуется юго-западным падением при субмеридиональном простирании.

Толщи усть-анзасской свиты (E_1^1) в пределах горста сложены двумя подсвитами: нижней, представленной известняками серыми и темно-серыми перекристаллизованными, углеродисто-кремнистыми, иногда мергелистыми с прослоями углисто-кремнисто – глинистых сланцев; и верхней, сложенной осадочно – вулканогенными образованиями в составе плагиоклазовых порфиритов, их туфов, туфоконгломератов, порфиритоидов, метаморфических сланцев по вулканитам. Возраст свиты соответствует алданскому ярусу раннего кембрия.

Усинская свита (E_1^2) слагается серыми, светло-серыми, тонко – мелкозернистыми мраморами, полосчатыми, пятнисто – полосчатыми, графитистыми, содержащими остатки археоциат.

Отложения усть-анзасской свиты собраны в напряженные линейные складки, осложненные зонами развития типичных плейчатых деформаций.

Непосредственное расположение Кия-Шалтырского плутона определяется разрывной тектоникой, проявленной в зоне сочленения горстообразного выступа, сложенного усть-анзас-

ской толщей, с усинской свитой, с которой они выведены на один уровень эрозионного среза. Зона сочленения двух разновозрастных блоков (усть-анзасского и усинского) имеет сложное ступенчатое строение, осложненное, помимо доминирующих продольных (субмеридиональных, С-С-З) разломов, сериями поперечных С-З, реже С-В нарушений. Наиболее древними и масштабными из них являются С-С-З ослабленная зона Шалтырской и северо – восточная Базырско – Шалтырской региональных разломов.

Разрывная тектоника непосредственно рудного поля месторождения определяет его положение на пересечении двух ослабленных зон – Шалтырской и Базырско-Шалтырской, осложненных более молодыми нарушениями (разлом по р. Бердовка, система разломов в Ю-В экзоконтакте Кия-Шалтырской интрузии), придающими в сочетании с первыми грубо-ступенчатый и блоковый (в плане) характер вмещающим толщам. Амплитуды смещения по разломам составляют не менее первых сотен метров.

В пределах рудного поля широко развиты системы тектонических трещин и мелких зон мощностью до 0,5 м, редко более, среди которых различаются трещины отрыва и скола. Непосредственно в пределах месторождения не обнаружено тектонических зон с амплитудой смещения более 20 м, нет так же нарушений, направленных в сторону рудного тела, по которым могло бы произойти смещение блоков в контурах карьера.

Внутреннее строение и состав пород плутона. Кия – Шалтырский плутон представляет собой сложнопостроенную штокообразную интрузию габброидов и уртитов, в поперечном сечении имеющую V - образное очертание, вытянутую в общем в субмеридиальном направлении. Он имеет крутые контакты с вмещающими толщами с переменным падением на ССВ, ВСВ и ЗЮЗ под углами 80-90°. В его строении и составе выделяются зонально-располагающиеся (с востока на запад) тела лейкократовых трахитоидных и мезократовых гишидоморфнозернистых габбро и уртитов, сходящиеся воедино в южной части массива. В контактах уртитов с габброидами и с вмещающими породами развиваются ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты, а также зона скарнов и мраморов. В контактах габброидов с вмещающими породами развиты пироксениты, роговики, мраморы в зависимости от состава вмещающих пород (рис. 1).

Дайковая фация интрузии представлена ийо-

лит-порфирами, уртит-порфирами, микройолитами, щелочными диабазами, камптонитами, тералитовыми порфиритами, полевошпатовыми ийолитами, нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами. В южной части тела уртитов установлены дайки сложного состава.

Изученное на предмет сульфидной минерализации тело уртитов занимает в строении плутона крайнюю его западную часть. В северной своей половине оно имеет линейные очертания, контактирует с вмещающими толщами и в северном окончании постепенно выклинивается. В южной половине оно имеет более сложную морфологию, осложненную раздувами, пережимами и инъекциями во вмещающие породы. С запада и юга тело уртитов огибает тело мезократового габбро, приобретая при этом серповидные в плане очертания. Как с мезократовыми габбро, так и с вмещающими толщами уртиты имеют активные интрузивные контакты. При этом на контакте с габбро возникает зона контактово – реакционного взаимодействия, фрагмент которой изображен на рисунке 2 (табл. 1). В контакте с вмещающими толщами формируются скарны и сменяющие их с удалением от контактов мраморизованные породы и жилы кальцита. Обычно скарны и скарнированные породы развиты в пределах варьирующей по мощности узкой экзоконтактовой зоны, шириной не более 30 м. Хотя апофизовидные ответвления скарноидов, отходящие от этой зоны согласно по слоистости вмещающих пород, удаляются от контакта на расстояния до 200 м. Наиболее типичное строение контакта «уртиты вмещающие породы» изображено на рисунке 3.

Активные контактовые взаимоотношения уртитов с габброидами плутона и вмещающими толщами в значительной мере определяют его внутреннее строение. Наиболее характерной чертой этого строения является эндоконтактовая зона в пределах которой уртиты сменяются ийолит-уртитами, ийолитами, мельтейгитами с вкрапленностью сульфидов, а местами якупирангитами с обильными выделениями сульфидных минералов, вплоть до формирования магматогенных нефелин – пирротиновых, пироксен – пирротиновых и сливных пирротиновых пород описанных в работе [11].

Детальное изучение контактовых взаимоотношений пород плутона, описанное в ряде работ [7, 2], позволило установить для них следующую последовательность внедрения: лейкократовое габбро, мезократовое габбро → тералиты → уртиты и их производные → нефелиновые сиениты.

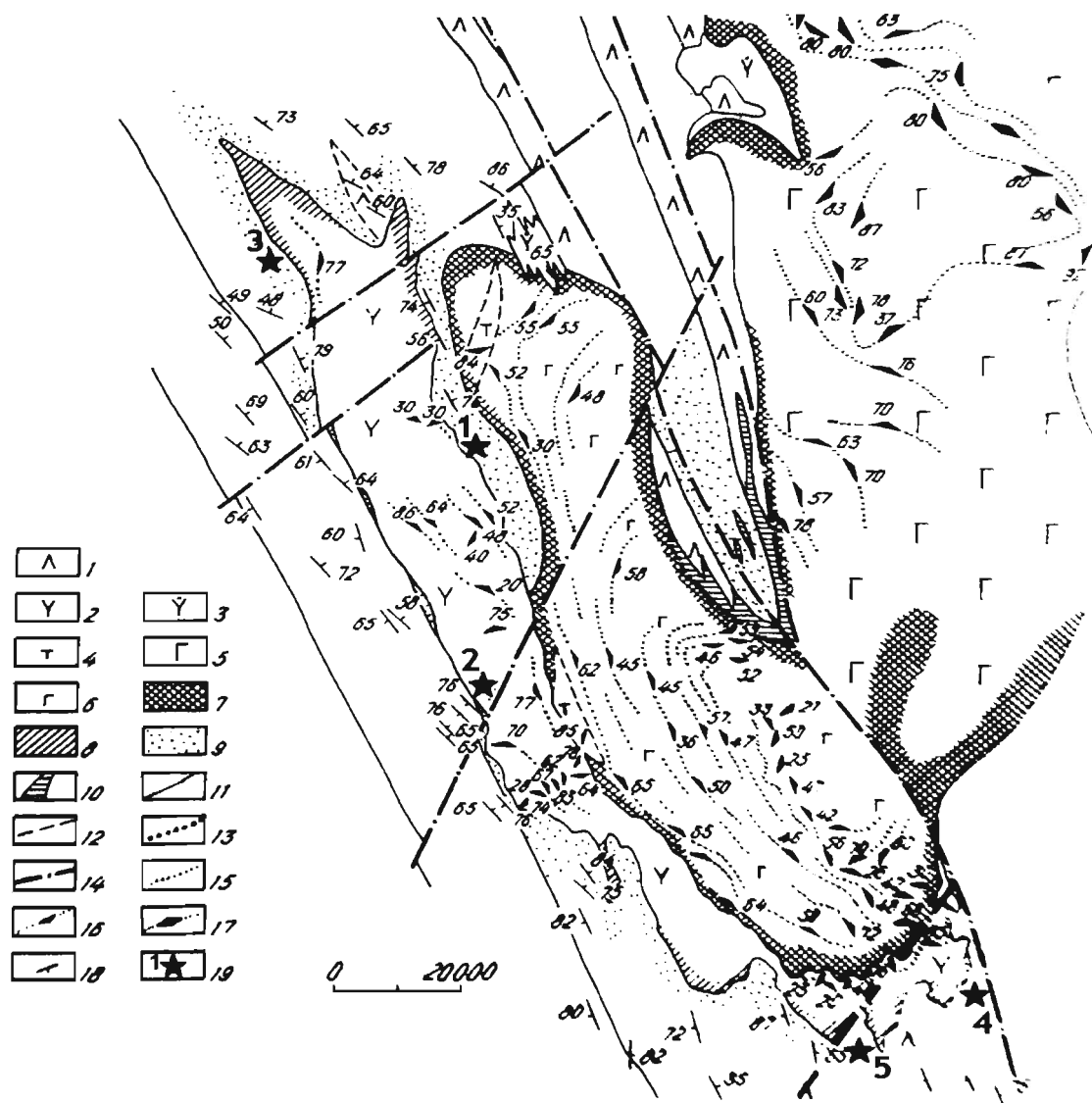


Рис. 1. Геолого – структурная схема Кия – Шалтырского плутона

1 – туффиты. Интрузивные породы плутона: 2 – уртиты; 3 – порфиroidные ийолит-уртиты; 4 – тералиты; 5 – лейкократовое трахитоидное габбро; 6 – мезократовое полосчатое габбро. Эндоэзоконтактовые образования плутона: 7 – габбро-пироксениты; 8 – автометасоматически скарнированные уртиты; 9 – экскарны; 10 – апотуффитовые фениты. Геологические границы: 11 – интрузивных тел; 12 – предполагаемые границы интрузивных тел; 13 – постепенные переходы; 14 – разломы; 15 – прототектонические элементы; 16 – наклонное и 17 – вертикальное залегание ритмической расслоенности, трахиоидности и минеральной уплотненности пород; 18 – элементы залегания слоистости вмещающих пород; 19 – места отбора проб и их порядковые номера

Петрохимическая классификация пород.

Анализ составов пород рассматриваемого габбро-уртитового массива по петрохимическим данным проводился неоднократно в работах предшественников [2, 8 и др.]. Полная серия интрузивных пород плутона охарактеризована в работе одного из авторов данной статьи. При этом была выработана схема типизации пород, определена общая направленность петрохимической эволюции исходного щелочно-базитового расплава, предложены схемы формирования массива. Сопоставление

с другими щелочными массивами северо-восточной части Кузнецкого Алатау позволило обосновать объединение всех нефелинсодержащих пород в региональную петрохимическую серию и один щелочно-габброидный «горячегогорский» комплекс [2, 6], формирование которого связано с этапом раннедевонской внутриплитной магматической активизации или рифтогенно-континентальным режимом [5].

Петрохимическая классификация пород проводилась на основании изучения вещественного со-

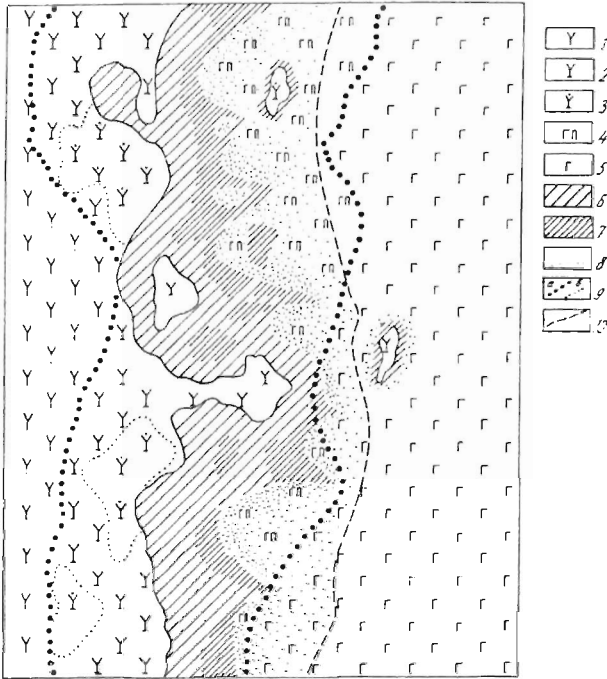


Рис. 2. Схема строения контакта уртиты габбро Кия-Шалтырского плутона (зарисовка полотна уступа 860,0 м в юго-восточной части карьера)

1 - уртиты; 2 - плагиоклазосодержащие уртиты; 3 - плагиоклазосодержащие ийолит-уртиты, ийолиты и мельтейгиты; 4 - габбро-пироксениты эндоконтактовой оторочки тела мезократового габбро; 5 - мезократовое габбро; 6 - подзона новообразованных клинопироксенитов; 7 - подзона перекристаллизованных и метасоматизированных габброидов; 8 - подзона метасоматизированных габброидов; 9-10 - геологические границы; 9 - условные границы распространения фациальных разновидностей пород - а, постепенные переходы - б; 10 - граница распространения фронта преобразования габброидов уртитами

става главных петрографических разновидностей массива (лейкократовые габбро, меланократовые габбро, мезократовые габбро, мезократовые тералиты, уртиты, ийолит-уртиты, ийолиты, порфирированные ийолит-уртиты и фойяиты), по которым в общей сложности было сделано 55 анализов [2].

Общие особенности химизма пород определяются широкими вариациями содержания ведущих петрогенных компонентов; в первую очередь - SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO , а затем FeO , Fe_2O_3 , Na_2O и K_2O . Изученные породы отличаются, прежде всего, повышенными содержаниями Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO и пониженными SiO_2 , MgO и K_2O , что находится в соответствии с особенностями химизма отмеченными ранее (Бозин, 1968; Геология ..., 1985; Гринев 1987; [7, 8]).

Специфика вещественного состава пород на-

ходит отражение на классификационных диаграммах (рис. 4). На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ отчетливо видно, что наибольшие различия в составе пород обусловлены изменчивым содержанием SiO_2 и R_2O . По содержанию кремнезема породы относятся к ультраосновной (меланократовые разновидности щелочных габброидов, ультраосновные фойдолиты), основной (мезо-лейкократовые разновидности щелочных габброидов) и средней (нефелиновые сиениты) группами (рис. 4, а).

По содержанию щелочей породы разделяются на две группы - щелочных габброидов (от 2 до 7%), и собственно фойдолитовых пород с нефелиновыми сиенитами (от 7 до 16%). Габброиды рассматриваемой ассоциации отличаются от среднемировых аналогов (Виноградов, 1962; La Maitre, 1976) повышенным содержанием щелочей и располагаются в поле субщелочных габбро. В фойдолитовых породах, наоборот, несмотря на повышенное количество фельдшпатоидов, содержание щелочей (преимущественно калия) оказывается ниже. Породы изученной ассоциации характеризуются отчетливым натровым уклоном (рис. 4, б). Роль калия постепенно возрастает в породах ряда габбро - тералиты - ультраосновные фойдолиты и заметно увеличивается в нефелиновых сиенитах.

Если рассматривать характер распределения содержаний оксидов на базе бинарных диаграмм не только Кия-Шалтырского плутона, а всех щелочно-габброидных плутонов Кузнецкого Алатау в целом, то можно их объединить в три группы:

- А - SiO_2 ;
- В - Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O ;
- С - TiO_2 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 .

По отношению к группе А оксиды группы В или С имеют одноподобный характер распределения и отличаются лишь количественными содержаниями.

Выявленные графически коррелятивные зависимости оксидов свидетельствуют о том, что в рассматриваемом ряду пород от габбро до нефелиновых сиенитов, происходит постепенное увеличение содержания SiO_2 и уменьшение оксидов гр. С, связанных прямолинейной функциональной зависимостью и положительной корреляцией. Элементы гр. В в породах имеют наиболее сложный характер распределения, который не может быть выражен прямолинейной функцией.

В целом, установленная петрохимическая специфика пород щелочно-габброидного комплекса позволяет рассматривать их как региональную петрохимическую серию [2].

Схема зонального строения контакта уртиты – мезократовое габбро

Неизмененные породы	Эндоконтакт уртитов	Экзоконтакт уртитов			Неизмененные породы
	Зона контактово – реакционного взаимодействия				
(Px + Ne)	(Pl + Px + Ne)	(Ne + Pl + Px)	(Ne + Pl + Hb + Px)	Ne + Pl + Ol + Hb + Px	Pl + Hb + Ol + Px
Уртиты, ийолит-уртиты, ийолиты	Уртиты, ийолит-уртиты, ийолиты, мельтейгиты, плагиоклаз-содержащие М – до 30 м	Новообразованные клинопироксениты	Апогабброидные мелано-кратовые метасоматиты с реликтами первичных пород	Частично метасоматически преобразованные щелочные габброиды	Габбро, габбро-пироксениты, тералиты
	Подзона контаминации уртитов габброидами (подзона останцов габброидов в урритах)	Подзона палингенеза, перекристаллизации и метасоматоза	Подзона перекристаллизации и метасоматоза	Подзона метасоматических изменений	
	Область проникновения вещества уртитов в габброиды (подзона импрегнаций и апофиз)				

Примечания: Ne – нефелин; Px – пироксен; Pl – плагиоклаз; Ol – оливин; Hb – роговая обманка; М – относительные пределы колебаний мощности отдельных зон в метрах.

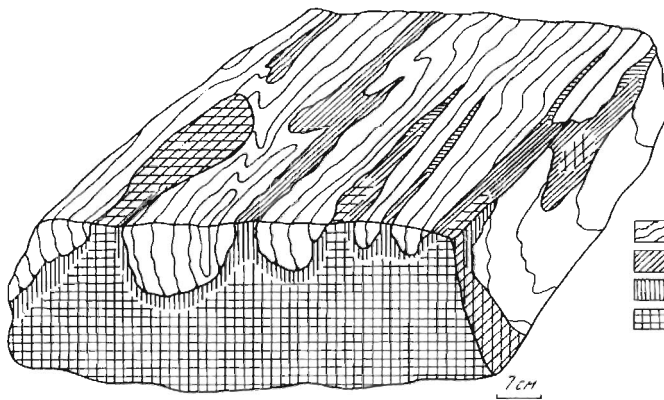


Рис. 3. Характер контакта уртитов с вмещающими породами.

1 – волластонит-кальцитовые скарны (по тонко- и мелкозернистым глинистым известнякам); 2 – нефелин-эгиринов-авгит-гранат-кальцит-ссылитовые скарны; 3 – тонко-, мелко-, среднезернистые метасоматические ийолит-мельтейгиты; 4 – эндоконтактные средне-, крупнозернистые ийолит-уртиты

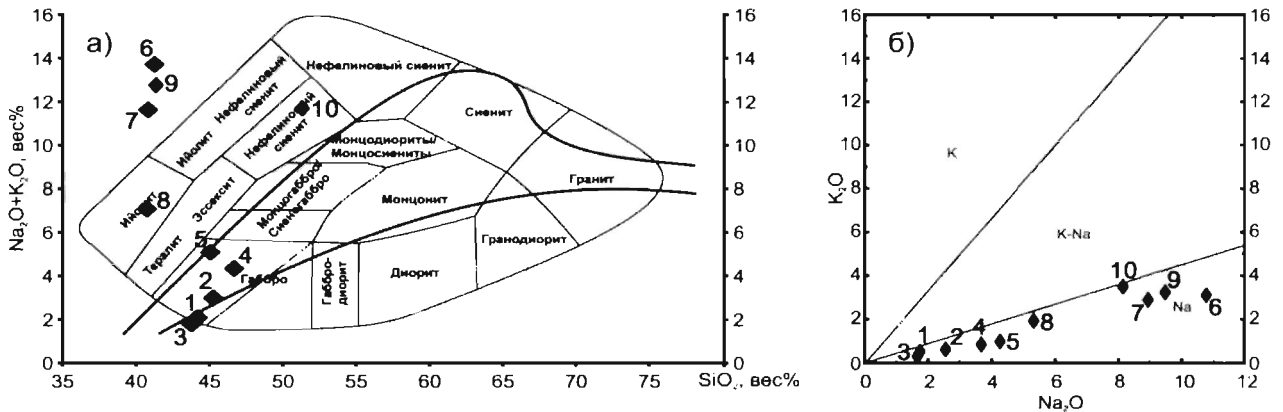


Рис. 4. Классификационные диаграммы соотношения средних содержаний $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ (а) и $K_2O - Na_2O$ (б) в породах Кия-Шалтырского массива

1 – меланократовое габбро, 2 – мезократовое габбро, 3 – меланократовое габбро (2), 4 – лейкократовое габбро, 5 – мезократовые тералиты, 6 – уртиты, 7 – ийолит-уртиты, 8 – ийолиты, 9 – порфириовидные ийолит-уртиты, 10 – фоййиты

Используя выявленную при анализе вариационных диаграмм однотипность распределения оксидов, распадающихся по этому признаку на три группы А, В и С, была построена соответствующая тройная диаграмма, которая в определенном смысле суммирует отмеченные особенности химизма пород (рис. 5). На диаграмму нанесены тренды главных реперных петрохимических серий: плутонической – габбро – диорит – гранитной (Коржинский, 1977) и вулканической – базальт – андезит – дацит – риолитовой (Герасимовский и др., 1978). Нанесены также точки составов перидотитов и дунитов (La Maitre, 1976), которые по общепринятым представлениям рассматриваются как подвергшийся селективному плавлению майттиный субстрат и рестит соответственно. Сравнительный анализ трендов реперных петрохимических серий рассматриваемой региональной петрохимической серии на этой

диаграмме выявляет следующее.

Конфигурация и эволюционная направленность всех трех трендов близка, а у реперных главных серий практически идентична. Серии базальт – риолит и габбро – нефелиновый сиенит сливаются практически в один пучок при приближении к гипотетическому магматическому источнику (перидотитовая верхняя мантия). Но с удалением от источника, тренд рассматриваемой региональной щелочно-габброидной петрохимической серии заметно смещается к вершине диаграммы В. Из этого можно сделать вывод, что зарождение магматических расплавов базальт – риолитовой и габбро – нефелин – сиенитовой серий происходило в сходных условиях. И начальная общая эволюция расплавов всех трех серий подчинялась единым для изверженных пород законам магматической дифференциации. Однако уже на первых этапах отчетливо видна веществен-

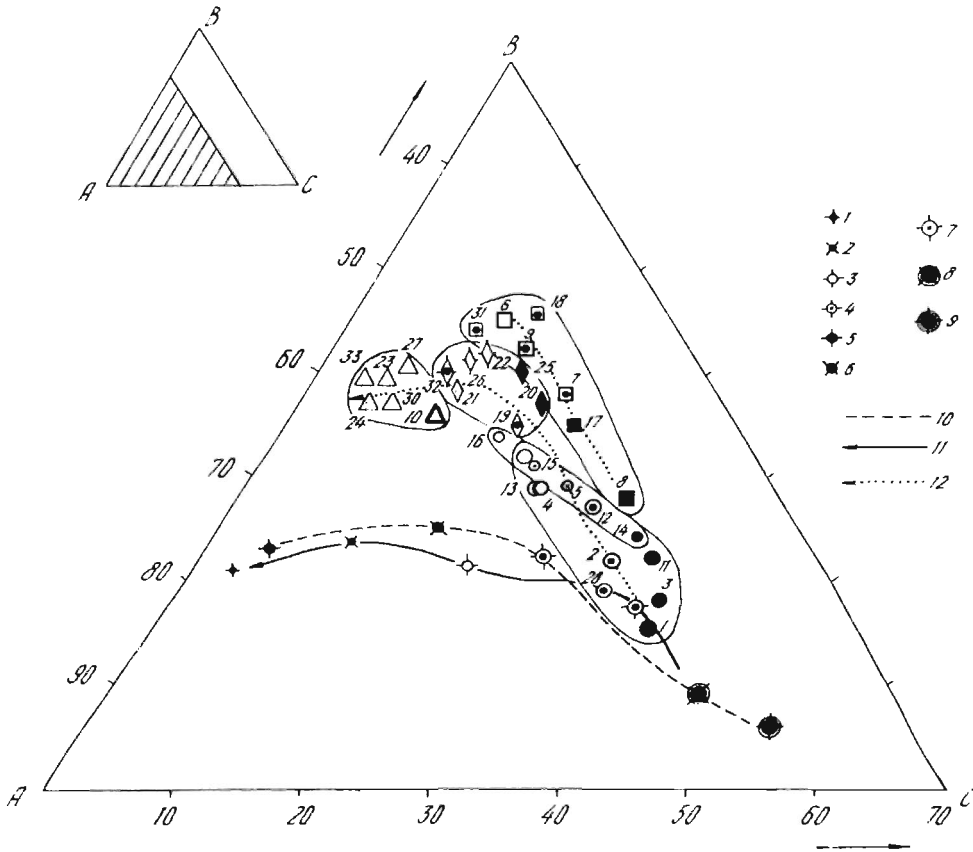


Рис. 5. Диаграмма А – В – С для пород щелочно-габброидных плутонов Кузнецкого Алатау.

А - SiO_2 ; В - $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$; С - $\text{TiO}_2, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{CaO}, \text{P}_2\text{O}_5$ [2]

1 - риолит; 2 - дацит; 3 - андезит; 4 - оливинный базальт; 5 - гранит; 6 - диорит; 7 - габбро; 8 - перидотит; 9 - дунит (Ламер, 1976); 10 - реперный петрохимический тренд ряда габбро – гранит (Коржинский, 1977); 11 - реперный петрохимический тренд серии вулкаников одного из вулканов центрального типа Исландии (Герасимовский и др., 1978); 12 - петрохимический тренд эволюции составов серий пород щелочно-габброидных плутонов Кузнецкого Алатау. Породы Кия-Шалтырского плутона 1-10 (см. рис. 4)

ная специфика характеризуемой региональной петрохимической серии, выраженная в заметном обогащении слагающих ее пород оксидами группы В, компенсируемом их десиликацией. Эти данные можно расценивать как свидетельство метасоматического обогащения мантийного субстрата до выплавления первичных щелочных магм и участие в этом процессе щелочных флюидов.

Геохимическая аттестация интрузивных пород. Первые системные данные по геохимии основных петрографических разновидностях пород Кия-Шалтырского массива были приведены в работе [2], но получены они были посредством полуколичественного и количественного спектрального и инструментального нейтронно-активационного анализов. Данная характеристика тех же разновидностей пород проводится по результатам прецизионного геохимического анализа методом ISPMs. Результаты определения микроэлементов в породах приведены в таблице 2.

Распределение редких и рассеянных элементов.

Установленные содержания микроэлементов при построении спайдерграммы были нормированы по примитивной мантии (PM) (Laubetskaaya, Kogenaga, 2007). В качестве реперов для сравнения использовались значения содержаний микроэлементов в базальтах OIB и COX как наиболее чистых производных мантийной магматической деятельности, первые из которых большинством специалистов признаются продуктами плюмовой активности.

Картина распределения микроэлементов исследованных пород и выбранных реперов изображена на рисунке 6. Анализ спайдерграммы позволяет выявить следующие закономерности и особенности геохимии микроэлементов в рассматриваемой петрохимической серии пород.

Для спектров рассматриваемых пород характерна значительная дифференциация по содержанию микроэлементов. Для правой части спайдерграммы (ряд элементов от Sr до Lu) разброс содержаний составляет в пределах полупорядка, при достаточно конформной конфигурации ломанных кривых, характеризующих распределения микроэлементов в рассматриваемых породах. Для левой части спайдерграммы (ряд элементов от Cs до Ce) наоборот свойственны максимальные амплитуды в содержании микроэлементов достигающие 1,2-2,0 порядков и наиболее резкие положительные и отрицательные пики в их содержании. Несмотря на достаточно ярко проявленный характер дифференцированности пород по уров-

ням концентрации микроэлементов, они характеризуются одними и теми же всплесками (пиками) повышенных и пониженным их концентраций.

Наиболее резкие положительные пики у всех пород характерны для Rb, U, Sr, меньшей интенсивности – для La, Zr, Hf, Eu, Gd, Y. Отрицательные пики проявлены для Cs, Th, Nb-Ta, Nd, Ti, Tm. Явно доминирующая конформность ломанных кривых распределения микроэлементов в совокупности с одинаковыми положительными и отрицательными их пиковыми значениями содержаний, свидетельствуют о несомненном генетическом родстве рассматриваемых пород.

Внутри группы геохимических спектров рассматриваемых пород наблюдаются следующие их геохимические черты. Наиболее низкими значениями содержания элементов от Nd до Lu характеризуются уртиты, тогда как в левой части спайдерграммы (элементы от Sr до Cs) содержания микроэлементов в них заметно поднимаются и даже превышают таковые в других породах серии, исключая нефелиновые сиениты. В лейко- и мезократовом габбро распределение микроэлементов так же различно для правой и левой половин спайдерграммы. В правой ее половине уровень содержаний микроэлементов (от Sr до Lu) выше в мезократовом габбро. Причем выше, чем у других пород плутона. В левой части спайдерграммы (элементы от Cs до Ce) картина меняется на обратную и уровни концентраций микроэлементов выше уже у лейкократового габбро. Мезократовые таралиты по распределению микроэлементов ближе всего соответствуют мезократовым габбро, а по уровню содержания немного уступают им.

Наиболее индивидуальный геохимический спектр распределения наблюдается у нефелиновых сиенитов. Как и у других лейкократовых пород в правой части спайдерграммы они обнаруживают низкие содержания микроэлементов от Sr до Lu, но превышающие уровень уртитов, исключая Ti. В левой половине спайдерграммы (от Ce до Cs) для нефелиновых сиенитов характерны максимальные содержания указанных микроэлементов среди всех пород плутона.

Максимальная разница в содержании микроэлементов правой и левой частей спайдерграммы дополняется наиболее резкими положительными и отрицательными пиками в спектрах исследованной ассоциации пород.

В отношении указанных реперов (OIB и E-MORB) следует отметить, что спектры распре-

Таблица 2

Редкоэлементный состав пород Кия-Шалтырского массива

Элементы	Лейкокр. габбро, г/т	Мезократ. габбро, г/т	Мезократ. тералиты, г/т	Уртиты, г/т	Нефелин. сиениты, г/т
Be	0.8	0.2	0.2	0.4	2.2
Sc	9.7	27.1	10.01	0.5	0.2
Ti	6036.8	7821.4	4699.8	2109.0	1163.0
V	95.8	191.2	96.0	9.9	4.2
Cr	120.3	113.9	11.0	24.2	11.2
Co	22.8	46.5	24.2	11.8	3.3
Ni	39.9	120.6	51.2	50.7	5.5
Cu	39.3	17.8	15.3	23.2	20.2
Zn	19.4	14.6	19.1	10.8	25.7
Ga	18.1	14.1	16.2	12.3	21.9
Ge	0.8	1.1	0.6	0.5	0.5
Rb	32.1	19.4	25.5	52.0	78.9
Sr	1062.6	674.8	1357.3	969.9	948.2
Y	15.2	21.4	12.6	7.2	11.8
Zr	103.8	134.5	77.6	64.9	207.1
Nb	6.5	4.7	4.0	3.4	15.0
Mo	1.0	1.1	1.03	1.7	7.9
Cd	0.01	0.009	0.007	0.02	0.04
Sn	2.5	1.3	0.9	1.3	4.8
Sb	0.5	0.2	0.2	0.3	0.9
Te	0.04	0.01	0.01	0.006	0.02
Cs	1.2	0.2	0.5	0.6	4.3
Ba	251.4	143.5	176.1	172.0	857.1
La	12.3	9.8	8.2	8.3	29.5
Ce	27.4	21.7	16.7	16.4	43.0
Pr	3.4	3.4	2.1	2.0	3.6
Nd	13.9	14.8	9.4	7.3	10.3
Sm	3.1	3.9	2.3	1.4	1.6
Eu	1.3	1.4	1.2	0.5	0.9
Tb	0.5	0.7	0.4	0.2	0.3
Gd	3.1	4.3	2.6	1.4	1.5
Dy	3.0	4.3	2.4	1.3	1.7
Ho	0.6	0.9	0.5	0.3	0.4
Er	1.7	2.4	1.4	0.8	1.4
Tm	0.2	0.3	0.2	0.1	0.3
Yb	1.6	2.1	1.2	0.8	1.7
Lu	0.2	0.3	0.2	0.1	0.3
Hf	2.4	3.7	1.9	1.0	3.0
Ta	0.9	0.3	0.2	0.2	1.2
W	0.4	0.4	0.3	0.7	1.8
Tl	0.01	0.03	0.06	0.04	0.2
Pb	3.3	1.3	1.4	2.8	21.5
Th	1.7	0.7	0.6	0.7	16.5
U	1.1	0.7	0.6	0.8	13.6

Примечание: Анализы выполнены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ

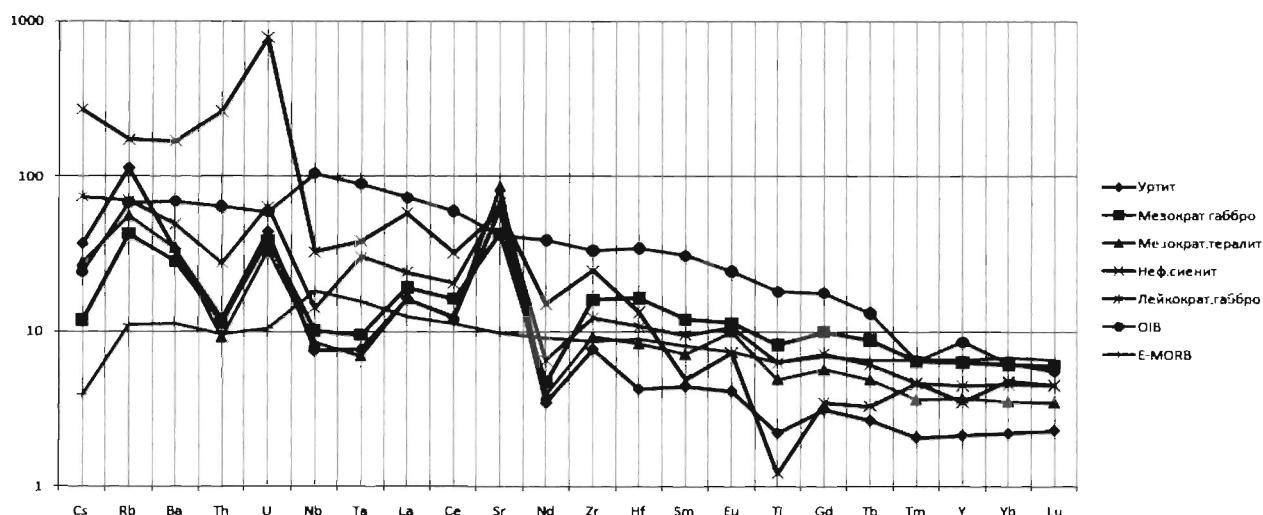


Рис. 6. Мультиэлементная спайдерграмма основных разновидностей пород Кия-Шалтырского массива в сравнение с содержаниями в OIB и E-MORB (Sun, McDonough, 1989). Содержания нормированы по PM (Laubetskaya, Korenaga, 2007)

деляемой серии занимают промежуточное положение между ними, исключая правую часть спайдерграммы. В этой части содержания микроэлементов (от Nd до Lu) у всех пород, кроме мезократового габбро, ниже чем у базальтов E-MORB. В левой части спайдерграммы картина меняется на обратную исключая содержания Nb и Ta, которые ниже у исследованных пород. По уровню содержания микроэлементов в левой части спайдерграммы рассматриваемые породы ближе соответствуют OIB, исключая нефелиновые сиениты, которые превышают их по содержанию микроэлементов от Cs до U.

Таким образом, по отношению к эталонным мантийным образованиям OIB и E-MORB рассматриваемая серия пород характеризуется достаточной близостью по уровню накопления микроэлементов, исключая средние и тяжелые редкие земли и Ti, содержания которых ниже чем у реперов, но вариации пиковых значений (положительных и отрицательных) у рассматриваемой серии пород плутона значительно резче, особенно для элементов левой части спайдерграммы. В первую очередь это относится к Rb, Th, U, Nb, Ta, Sr, Nd, Zr, и Ti. Дополнительно следует отметить, что по формальным признакам конфигурация ломанных кривых исследованной петрогенетической серии пород весьма близко напоминает спектр распределения микроэлементов базальтов островных дуг (IAB), с которыми имеет несколько общих ярко выраженных положительных (U, Sr) и отрицательных (Th, Nb-Ta, Ti) пиков. Одна-

ко отличий между ними гораздо больше. Во-первых, по уровню концентраций микроэлементов правой части спайдерграммы исследованные породы примерно на полпорядка беднее IAB, но спектры их распределения при этом заметно более контрастны. Во-вторых, в левой части спайдерграммы содержания микроэлементов на 1-1,5 порядка выше, чем в IAB. И, в-третьих, у них не совпадают многие характерные отрицательные и положительные пиковые значения. Это говорит о том, что в петрогенезисе пород плутона, по отношению к указанным реперам явно проявлялись дополнительные факторы, обогащавшие их щелочными, щелочноземельными, радиоактивными крупноионными и высокозарядными элементами. Чаше других в петрологических моделях щелочных серий пород называются такие факторы как предшествующий щелочному магматизму мантийный метасоматоз, ювенильные флюиды, плюмлитосферное взаимодействие магм и рифтогенез.

Распределение редкоземельных элементов.

Содержания редкоземельных элементов в исследуемых породах массива нормированы по содержанию их в эталоне CI (хондрите) (Sun, McDonough, 1989). В сравнении с хондритами породы массива обогащены лантаноидами в пределах 1-2 порядков.

На диаграммах распределения нормированных по хондриту концентраций РЗЭ видно, что породы наиболее обогащены лёгкими РЗЭ от La до Sm и Eu. Кривая распределения РЗЭ выполаживается для средних и тяжелых элементов, что

свидетельствует об их более пониженных содержаниях относительно легких РЗЭ (рис. 7).

Разница в содержании легких и тяжелых лантаноидов в каждой из исследованных пород достигает одного порядка. Внутри исследуемой серии пород по содержанию РЗЭ на диаграмме они распределяются следующим образом (см. рис. 7). В целом конфигурация совокупности спектров пород близка к идентичной, что говорит об их однозначном генетическом родстве. При этом уртиты характеризуются наименьшим уровнем накопления лантаноидов с превышениями их содержаний над хондритовыми в пределах 2 - 3 порядков. Почти на полпорядка повышено содержание РЗЭ в мезократовом габбро по отношению к уртитам (рис. 7). Ближе всего по уровню концентрации к мезократовому габбро располагаются тералиты, но несколько превышают их уровень. И наиболее высокие содержания и абсолютно идентичные графики распределения РЗЭ, характерны для лейкократового габбро (максимальное содержания РЗЭ) и нефелиновых сиенитов (несколько меньший уровень накопления РЗЭ). Разница в уровнях концентрации РЗЭ в урритах и лейкократовом габбро составляет около 1 порядка. Это свидетельствует о достаточно значительном уровне дифференциации исследуемой интрузивной серии пород, обладающих в то же время очевидным петрогенетическим родством. В пределах этой серии наиболее тесные генетические связи между породами проявлены для лейкократового габбро и нефелиновых сиенитов, мезократового габбро и мезократовых тералитов

и заметно более обособлено от них отстоят уртиты. Что позволяет условно разделить их на три подгруппы (см. рис. 7):

1) уртиты, которые относительно наиболее обеднены РЗЭ и обособлены от других пород массива и имеют коэффициент, $La/Yb = 10,8$;

2) мезократовые габбро и мезократовые тералиты, которые наиболее обогащены РЗЭ относительно уртитов и имеют слабовыраженную положительную европиевую анамалию. Значения коэффициентов у них равняются $La/Yb = 4,6$ и $La/Yb = 6,7$ соответственно;

3) нефелиновые сиениты и лейкократовые габбро, обращают на себя внимание максимальной для пород массива обогащенностью РЗЭ. График распределения РЗЭ как для нефелиновых сиенитов, так и для лейкократового габбро имеет более выраженную положительную европиевую анамалию, а значения коэффициентов составляют $La/Yb = 17,7$ и $La/Yb = 7,8$ соответственно.

Распределение РЗЭ и разбивка пород на три условных подгруппы не совпадает с установленной для них последовательностью внедрения (габбро→тералиты→уртиты→нефелиновые сиениты). Этот факт скорее всего говорит о более сложном пути эволюции исходных расплавов массива нежели простое кристаллизационное фракционирование или упрощенная плюмовая модель магмогенерации. Предшественники, например, для объяснения природы нефелин-пироксеновых пород массива привлекали процессы ликвации исходной щелочно-габброидной магмы [2]. При этом следует иметь ввиду более

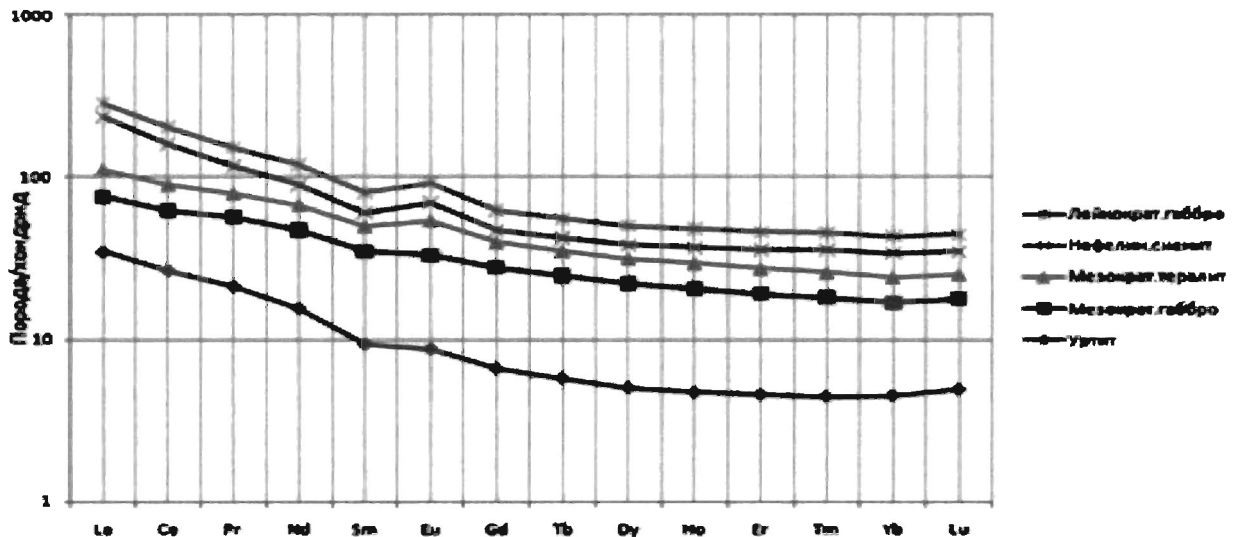


Рис. 7. Графики распределения редкоземельных элементов пород Кия-Шалтырского массива. Содержание нормированы по хондриту CI (Sun, McDonough, 1989)

близкое геохимическое родство мезократового габбро и тералитов с уртитам, нежели уртитов и лейкократового габбро. А тесная геохимическая связь лейкократового габбро и нефелиновых сиенитов возможно говорит о происхождении нефелиновых сиенитов массива вследствие кристаллизационной дифференциации расплава лейкократового габбро.

Основные типы сульфидной минерализации, связанной с формированием уртитовой интрузии

Сульфидная минерализация эндоконтактных зон уртитового тела. В северо-восточной части рудного тела уртитов были опробованы богатые пирротином якупирангиты (пирротиновые якупирангиты) с незначительной примесью в них нефелина и плагиоклаза. Данное скопление пирротин – пирроксеновых пород располагается примерно там, где впервые они были обнаружены О.М. Гриневым в 1985 г. Этот факт дает основания предполагать, что на контакте уртиты – мезократовое габбро существует прерывистая (по простиранию и падению) зона развития богатых пирротином нефелин – пирроксеновых пород. Наличие этой прерывистой зоны подтверждается находкой в 2006 г. В.В. Врублевского, И.Ф. Гертнера и Д.Н. Войтенко значительных скоплений пирротина в южной части уртитового тела, расположенной на контакте с габброидами, которые по внешним признакам соответствуют породам, описанным в работе [11]. Скопления пирротина в виде нефелин – и пироксен – пирротиновых пород, согласно с установленными для них особенностями проявления и состава, образуют *первый магматогенный тип* сульфидной минерализации существенно пирротинового состава (см. рис. 1, т. опр. 1). Характерно, что ранее в теле мезократового габбро и уртитов отмечались дайки трахидолеритов, плагиопорфиритов и других пород обильно насыщенные сульфидами, вплоть до образования сидеронитовых структур и мономинеральных сульфидных скоплений [2], которые, по-видимому, так же принадлежат к этому типу.

В ряде разведочных скважин, пробуренных в 2010 г. в зоне выклинивания уртитового тела осложненного сериями разрывных нарушений установлены маломощные сульфидно-карбонатные жилы пирротин – пиритового и более сложного состава, некоторые из которых так же были опробованы (см. рис. 1, т. опр. 2). Появление этих жил связано с заключительными этапами станов-

ления тела уртитов, по-видимому, перед началом массового проявления постмагматических процессов. Опробованное проявление сульфидной минерализации выделено как *второй тип*.

Повышенное скопление сульфидной, существенно пирротиновой, минерализации отмечается для зоны экзоконтакта уртитового тела, характеризующейся процессами объемного скарнирования и мраморизации вмещающих толщ и выделяется как *третий тип*.

Во вмещающих толщах за пределами непосредственной экзоконтактной оторочки уртитового тела так же установлены серии поли- и мономинеральных сульфидных, сульфидно-карбонатных жил с доминированием в их составе пирротина и кобальтина. Кроме того в этой же зоне установлена серия даек нефелиновых и щелочных сиенитов мелко-среднезернистого строения, подвергнутых постмагматическому гидротермальному преобразованию с наложенной сульфидной (существенно пиритовой) минерализацией. Эти проявления сульфидной минерализации представляют *четвертый* (пирротин – кобальтиновый) и *пятый* (наложенный пиритовый) *типы* постмагматически – гидротермальной минерализации.

В ореоле влияния уртитового тела установлены кварц-карбонат-сульфидные прожилки и жилы, трассирующие зоны маломасштабных разрывных нарушений и зоны трещиноватости. В пределах развития этих жил вмещающие толщи густо кливажированы с развитием по кливажным трещинам нитевидных сульфидно – карбонатных и сульфидно – полевошпатовых прожилков. Зоны развития этих прожилков обычно сопровождаются интенсивным развитием гидроокислов железа, аргиллизацией, придающими им ржаво-желтый и буровато-желтый цвет и обохренный вид, свидетельствующий о проявлении постгидротермальных, возможно экзогенных преобразований, наложенных на дайки и, более ранние жилы. По-видимому эти образования также представляют собой пятый тип минерализации преобразований экзогенными процессами.

Таким образом, по геологической позиции и составу предварительно в пределах и непосредственном ореоле тела уртитов можно выделить: 1) магматогенные высокотемпературные нефелин – пироксен – пирротиновые породы и рассеянную пирротиновую минерализацию эндоконтакта; 2) к этому же магматогенному типу, но более поздней стадии формирования следует, по-видимому, отнести рудную минерализацию (сульфи-

ды и магнетит) дайковых образований, которая за пределами тела уртитов подвергается наложенным гидротермальным преобразованиям с формированием существенно пиритовой минерализации; 3) рудные прожилки преимущественно карбонат – сульфидного (пирротин – кобальтинового) состава в корневых частях уртитового тела; 4) рассеянную вкрапленную, прожилково – вкрапленную и жильную пирротиновую, пирротин – кобальтиновую минерализации зоны экзоконтакта с вмещающими породами и отходящими от этой зоны жильобразными послыонными оруденелыми инъекциями; 5) существенно пиритовую наложенную минерализацию обохренных (буровато – желтых аргиллизитовых) зон, преобразованную экзогенными процессами.

Наибольшие скопления оруденелых образований за пределами тела уртитов, характерны для его северного и южного продолжений. Можно отметить признаки проявления вертикальной минеральной зональности, если сравнивать горизонты уртитового тела, вскрытые в период 1985 г. (870.0 – 900.0 м) и в 2010 г. (680.0 м). Эта зональность выражается в увеличении масштабов сульфидного оруденения в эндо- экзоконтактовом ореоле рудного тела и за его пределами в зоне влияния уртитовой интрузии. Присутствуют признаки смены минеральных парагенезисов этой зональности с доминирующего пирротинового состава на более сложный сульфидно-арсенидный и пиритовый.

Результаты изучения установленных типов сульфидных минерализаций на растровом электронном микроскопе

Петрографическому, минераграфическому и электронно-микроскопическому изучению подверглись пять штучных проб, две из которых характеризуют зону эндоконтакта уртитового тела: его северо-восточную часть (пр. 1) и корневую выклинивающуюся часть этого тела (пр. 2); три других пробы отобраны из ореола уртитового тела во вмещающих толщах. Одна из них представляет сульфидное оруденение, наложенное на дайку микросиенитов, а две других сульфидные жилы во вмещающих породах (пр. 3-5).

Микрофотографии фрагментов изученных аншлифов изображены на рисунках 8, 9, 10, 11, 12, 13. Они демонстрируют наиболее типичные структурные взаимоотношения рудных минералов друг с другом и вмещающей их матрицей, восполняя тем самым недостаток изучения ми-

нералов гравитационных концентратах. Выше отмечалось, что на первых этапах [14] изучались гравиконцентраты лабораторно-технологических проб, что лишало возможности видеть непосредственную среду их сонахождения.

Исследуемые аншлифы и соответственно участки для изучения под электронным микроскопом изначально были разделены на две группы: 1) характеризующие краевые части уртитового тела; 2) характеризующие сульфидные жильные образования, отобранные из вмещающих пород. Всего было проведено 76 определений состава рудных и некоторых сопутствующих им минералов. Состав наиболее характерных из них с предварительным определением их видового состава приведен в таблице 3. Основными установленными минералами исследованных сульфидных скоплений, согласно проведенным исследованиям, являются: 1) в пределах эндоконтактовых и корневых частей уртитового тела: матричный пирротин, пирротин включений, саффлорит, кобальтин, сульфоарсенид Ni и Co, (TeAg)кобальтин, галенит, халькопирит, пирит; 2) в сульфидных жилах и околожильно измененных породах вне тела уртитов: пирротин, пирит, сфен, апатит, и ряд пороодообразующих и оксидных минералов (плагиоклазы, пироксены, волластонит, кальцит, а так же рутил, ильменит).

Наиболее типичные микроструктурные ассоциации сонахождения установленных минералов и полученные по ним спектры показаны на рисунках 14-17.

Определение наличия и содержания БМ в исследованных типах сульфидной минерализации отражено в таблице 4. Определения проводилась на растровом электронном микроскопе «VEGA II LMU», совмещенном с энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy350). Погрешность в определении содержания БМ на установке составляет $\pm 0,20 - 0,25\%$.

Почти все проанализированные минеральные фазы показали то или иное содержание БМ (табл. 4). Минимальными их содержания оказались в пороодообразующих плагиоклазах, пироксенах, волластоните, кальците. За редким исключением их содержания в этих минералах укладывается в пределы погрешности. Однако иногда их содержание соответствует или явно выше этой погрешности. Например, в плагиоклазе содержания Au зафиксированы на уровне 0,16%; в одном зерне альбита содержание Pd составило 0,16%, а в другом содержание Ru равно 0,88%, а Os – 0,56%, что, по-види-

мому объясняется наличием тончайших рудных вкрапков в этих породообразующих минералах.

Незначительная примесь БМ установлена в сфене, рутиле, ильмените, однако, как правило, это сотые доли процента или десятые, но входящие в интервал погрешности определения. Лишь в некоторых микровыделениях сфена отмечено повышенное содержание МПГ (Ir до 0,28; Au до 0,17%; Ru до 0,15%; Pt до 0,63%). В зерне апатита установлено содержание Pt (0,58%). Причем эти повышенные содержания МПГ и Au характерны для жильных образований вне тела уртитов. В пределах этого тела породообразующие минералы обнаруживают гораздо большую стерильность к БМ.

Основными минералами, с которыми установлены повышенные и высокие содержания БМ, формирующих, по-видимому, самостоятельные минеральные фазы типа включений, самородных форм, интерметаллидов, структур распада твердых растворов и др., являются сульфиды.

Для минералов эндоконтактной оторочки уртитового тела устанавливается общая Au и Pt>Ir>Os специализация при незначительных содержаниях Ru, Rh, Pd и Ag (сотые и десятые %). Лишь в некоторых определениях содержания Ru достигает 0,28- 0,85% (пирротин) и 0,85% (пирит), и 0,54% (халькопирит). Содержание Ag минимально и лишь в некоторых фазах, образующих, по-видимому, самостоятельные формы с Te, составляет 15,84 – 17,98%. Содержание Os в минимальных значениях находится в пределах 0,01 – 0,09%, 0,12 – 0,35%, а в основном составляет от 0,4 до 0,83%. Ir варьирует от 0,35 до 1,35%. Pt по минимуму содержится, в пределах 0,29 – 0,58%, но главным образом от 0,62 – 0,9 и 1,01 – 1,84%. Содержание золота чаще всего варьируют в пределах 1-3%, в единичных случаях достигая 4,0 – 6,95%. Таким образом количественная специализация БМ в исследованных минеральных фазах может быть определена как Au>>Pt>Ir>>Os.

Наибольшие концентрации БМ, которые судя по их содержаниям образуют самостоятельные фазы (самородные и интерметаллидные) характерны для пирротина, кобальтина, TeAg кобальтина и пирита, в меньшей степени для галенита и халькопирита.

Для сульфидов жильных образований экзоконтактного ореола общая благороднометаллическая специализация несколько иная. К основным чертам, отмеченным для образований зоны эндоконтакта, здесь добавляется повышенная роль Ru с

минимальными содержаниями от 0,01% – 0,18% и довольно частыми содержаниями от 0,88 до 2,0%.

Rh встречается спорадически с содержаниями 0,01 до 0,41%. Pd содержится примерно на том же уровне, но встречается чаще, то же самое можно сказать о серебре. Основную роль здесь играют Os (0,33 – 1,6%), Ir (0,59 – 1,85%), Pt (1,06 – 2,34%) и Au (1,51 – 4,62%). Таким образом, общая специализация здесь может быть определена как Pt>Ir>Ru – Os и Au с доминирующей ролью последнего.

Ведущими минералами, с которыми установлены отмеченные концентрации, являются пирротин и пирит.

Обсуждение результатов

Как отмечалось выше, согласно предшествующим исследованиям общая специализация нефелиновых руд щелочного комплекса Кузнецкого Алатау определена как Pd > Pt > Rh > Ru > Ir > Os, Ag + Au > МПГ, Ag >> Au и она характерна главным образом для внутренних однородных частей нефелиновых рудных тел. Исследованные нами скопления сульфидов эндо- и экзоконтактных оторочек уртитового тела составляют заметную другую картину распределения и специализации БМ.

По уровню концентрации и частоте встречаемости здесь доминирует Au при угнетенной роли Ag. Среди МПГ весьма слабо проявлена роль Pd и Rh. Для эндоконтактной оторочки довольно умеренная роль Ru. Доминантное положение занимают Pt>Ir>Os, а в экзоконтактной зоне к ним добавляется еще и Ru.

Данные факты, наряду с минералого-петрографическими характеристиками, выявленных и предварительно изученных типов рудной минерализации, свидетельствуют, по видимому, об общих особенностях эволюции флюидно-магматической системы в ходе формирования уртитового тела, сопровождаемой соответствующей картиной распределения благороднометаллического оруденения.

В петрогенетическом плане основные закономерности этого процесса зафиксированы в строении зоны контактно-реакционного взаимодействия «уртиты-мезократовое габбро», состоящей из ряда подзон, формировавшихся в три стадии [2] и образовании зон эндо- и экзоконтактов на контакте «уртиты-вмещающие породы» [9]. Зональное строение тех и других образований отражает естественно не только основные стадии контак-

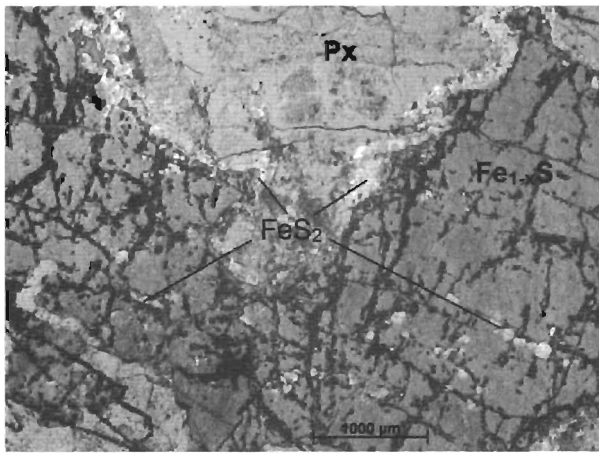


Рис. 8. Структура сидеронитовых выделений пирротина ($Fe_{1-x}S$) с каемками и включениями микрозерен пирита (FeS_2). Аншлиф КШН№2010-9.

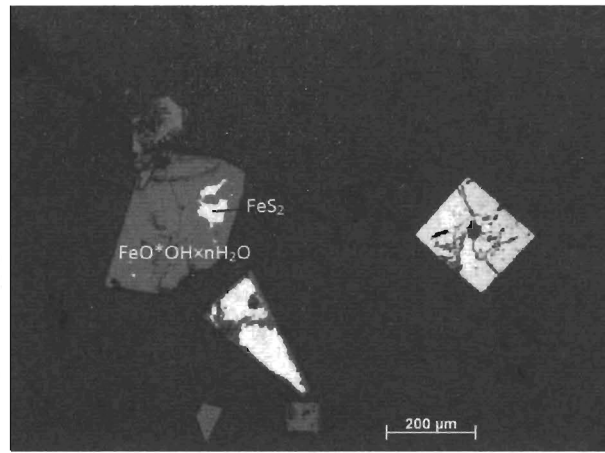


Рис. 9. Замещение пирита (Fe_3O_4) лимонитом ($FeO \cdot OH \cdot nH_2O$). Постмагматическая экзогенная стадия. Аншлиф КШН№2010-20.

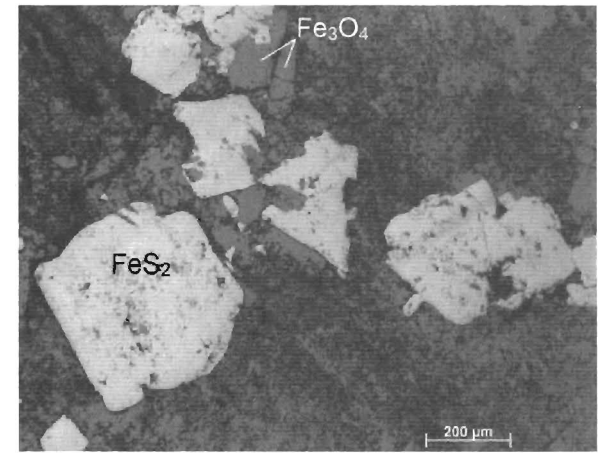


Рис. 10. Выделения пластинчатых зерен гематита, замещаемых магнетитом, и пирита, развитых по апоэффузивному сланцу. КШН№2010-16.

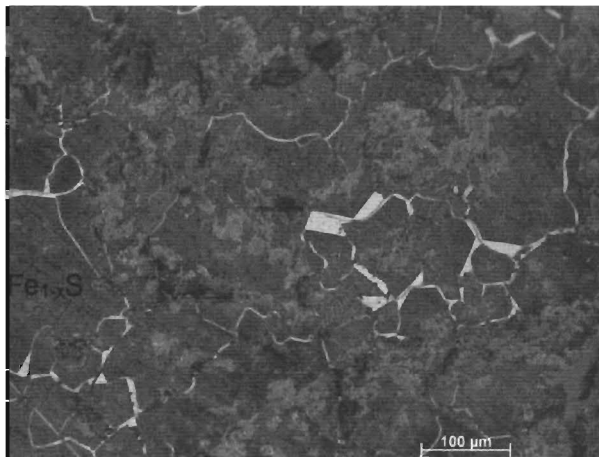


Рис. 11. Прожилково-каемчатые и пластинчатые выделения сульфида в агрегате зерен деформированного пирротина ($Fe_{1-x}S$). Аншлиф КШН№2010-219.

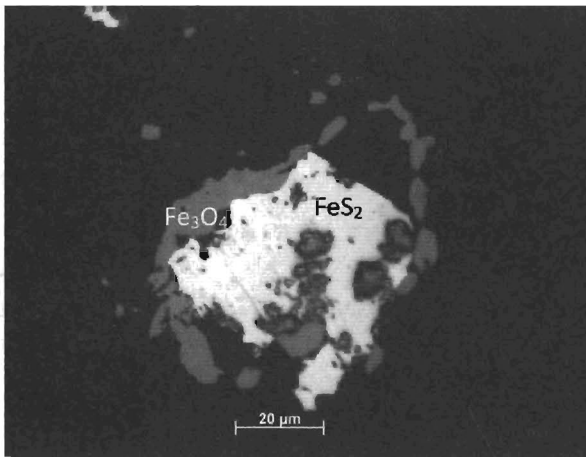


Рис. 12. Оксидно-сульфидные включения (Fe_3O_4 , FeS_2) в порообразующем матриксе. Аншлиф КШН№2010-14.

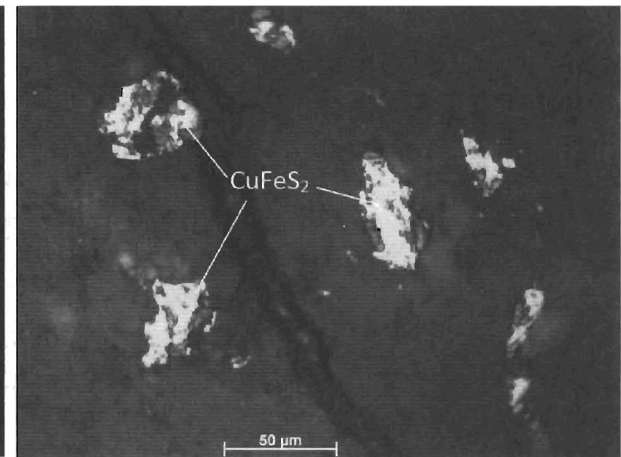


Рис. 13. Ксеноморфные агрегаты халькопирита ($CuFeS_2$) в пирротине. Аншлиф КШН№2010-219.

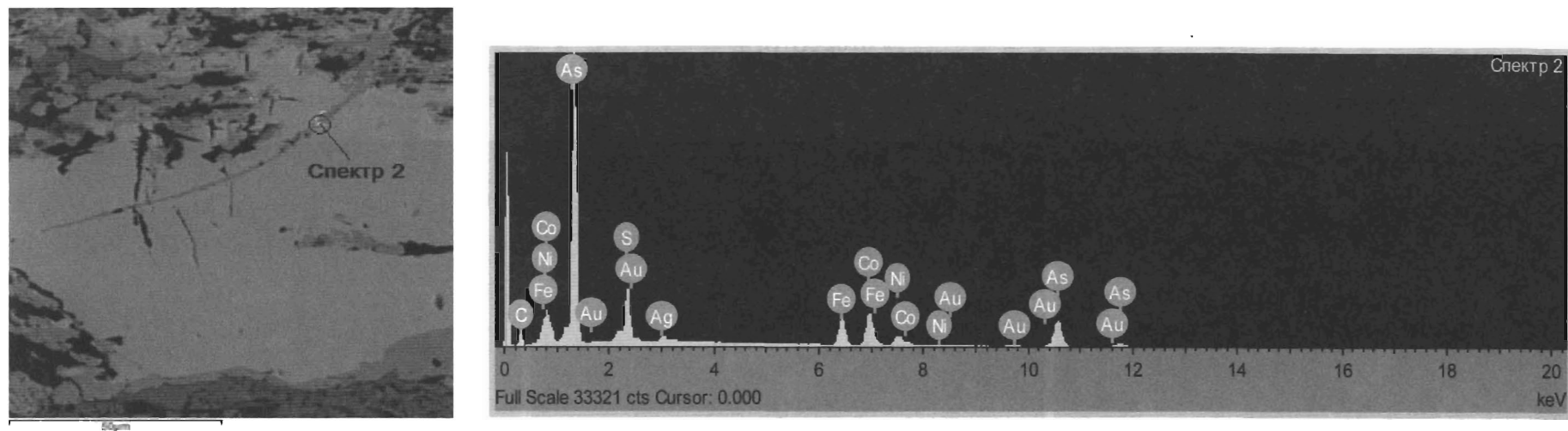


Рис. 14. Микрофотография зерна сафлорита и яркие микровключения спектра №2 участка №1 анализа аншлифа КШ№2010-9 (кобальтин)

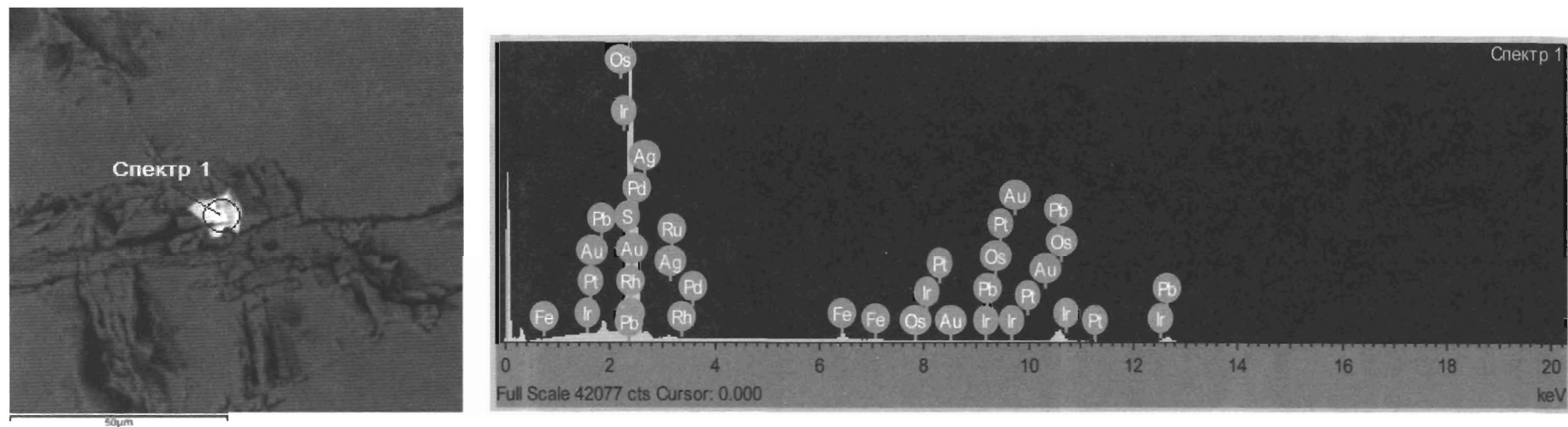


Рис. 15. Микрофотография зерна пирротина и яркое микровключение спектра №1 участка №6 анализа аншлифа КШ№2010-9 (галенит)

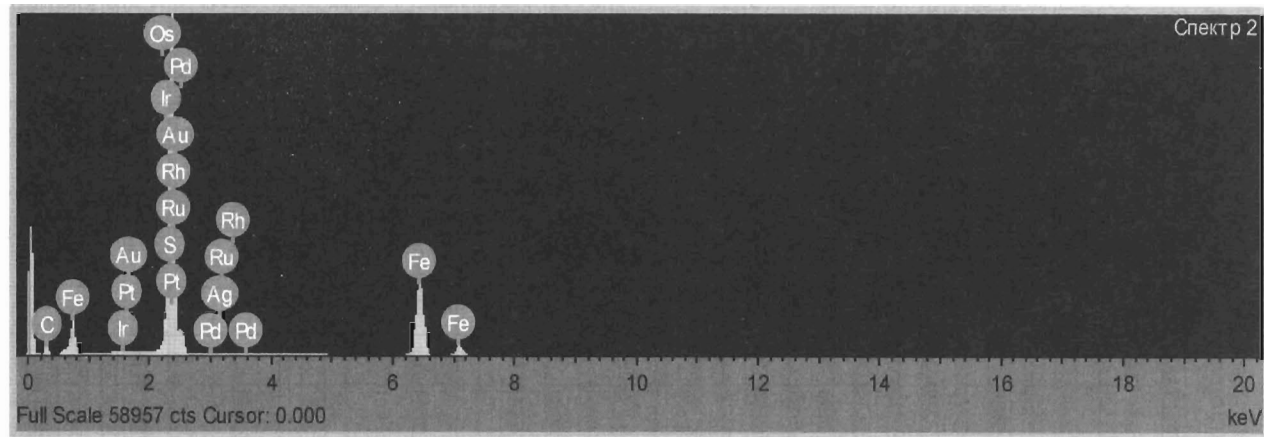
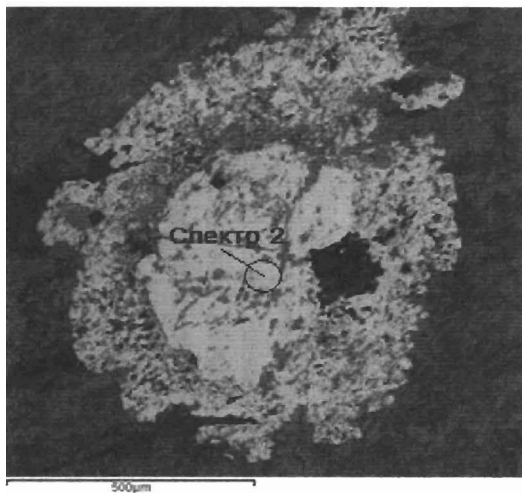


Рис. 16. Микрофотография зерна пирита и его спектр №2 участка №3 анализа аншлифа КШ№2010-16

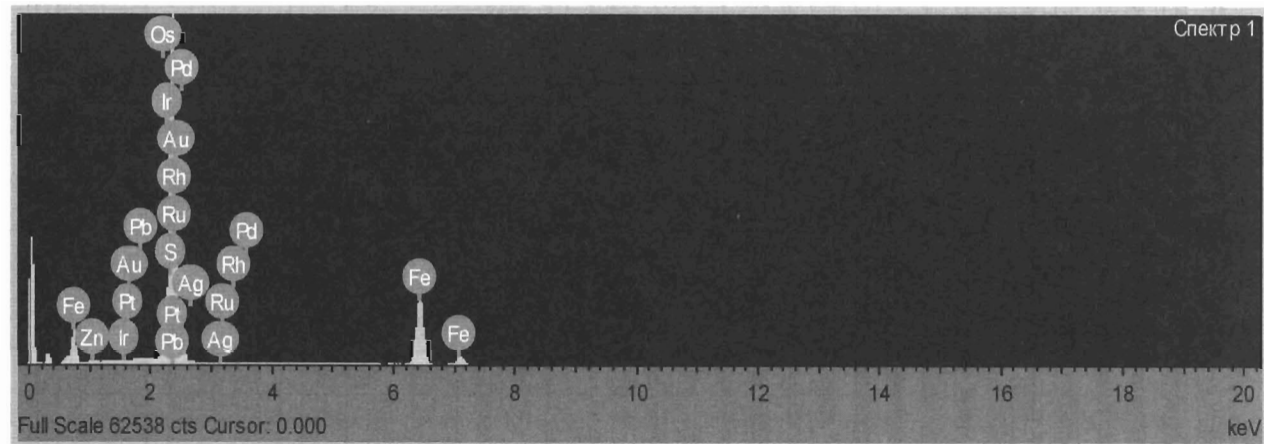
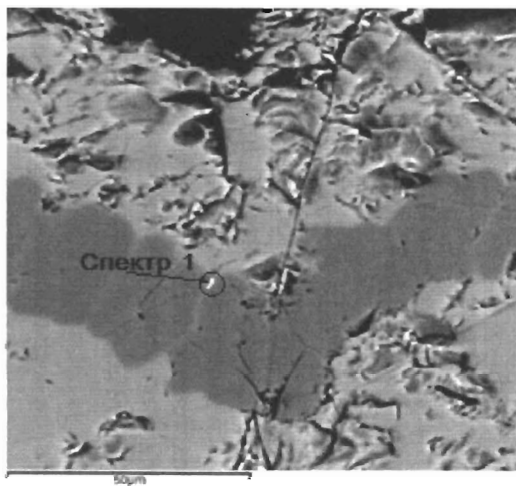


Рис. 17. Микрофотография зерна пирита и его спектр №1 участка №2 анализа аншлифа КШ№2010-18

Состав сульфидов, сульфосарсенидов и арсенидов щелочных пород Кия-Шалтырского массива

№ п/п	№ ан-шли-фа	№ участ-ка	№ спек-тра	Минерал	Содержание в вес. %														Сумма бл. метал.	Сумма
					Fe	Ni	Co	Cu	Ca	Ti	Pb	Zn	S	As	Si	O	P	F		
1	9	1	1	Саффорит	14.9	4.6	10.7						0.4	80.9					0.2	111.7
2	9	1	2	Кобальтин(?)	10.59	5.54	15.93					9	64.4					8.62	114.08	
3	9	2	1	Кобальтин	4.55	6.7	25.8					22.02	48.7					2.97	110.74	
4	9	2	2	Пирротин	60.4	0.5	0.3					46.55						5.7	113.45	
5	9	2	3	Саффорит	14.89	4.62	10.48					0.22	78.58						108.79	
6	9	3	1	Сульфосарсенид	6.57	4.85	11.19					6.08	49.79			10.74		17.07	106.29	
7	9	3	2	Кобальтин	4.64	3.7	23.8					18.26	45.18				0.87	10.5	106.95	
8	9	3	3	Саффорит	14.67	4.67	9.68					0.54	75.66					0.27	105.49	
9	9	4	1	Пирит	44.39							60.12						7.56	112.07	
10	9	4	2	Пирротин	58.65							45.09						5.59	109.33	
11	9	4	3	Пирит	46.04							61.04						7.01	114.09	
12	9	5	1	Саффорит	10.53	3.66	15.16					73.97						0.47	103.79	
13	9	5	2	Кобальтин	5.25	5.13	25.38					22.05	47.13				0.24	4	109.18	
14	9	5	3	Саффорит	10.05	3.39	15.06						69.56					3.98	102.04	
15	9	5	4	(Te,Ag) Кобальтин	6.21	2.93	16.77					10.58	53.91			10.3		19.94	120.64	
16	9	5	5	(Te,Ag) Кобальтин	4.89	3.18	16.99					5.42	61.17				9.26	16.33	117.24	
17	9	6	1	Галенит								85.4	14.16					8.33	107.89	
18	9	6	2	Пирит	46.07							60.79						8.01	114.87	
19	9	6	3	Пирротин	58.3							45.05						6.25	109.6	
20	9	6	4	Пирротин	58.34							44.72						6.55	109.61	
21	9	7	3	Пирротин	54.31							41.8						6.26	102.37	
22	9	7	4	Пирит	46.23							63.97						11	121.2	
23	20	2	1	Пирит	43.26							60.89						10.8	114.95	
24	20	2	2	Галенит	15.82							53.6	27.13					7.35	103.9	
25	218-90	1	1	Кобальтин II	10.79	13.79	14.76					23.75	51.46					2.98	117.53	
26	218-90	1	2	Кобальтин	8.76	9.79	21.17					23.99	51.29					2.87	117.87	
27	218-90	1	3	Кобальтин	8.3	8.14	24.24					24.98	53.05					2.83	121.54	
28	218-90	1	4	Халькопирит	33.02			35.61				43.27						5.19	117.09	
29	218-90	2	1	Кобальтин	6.23	7.86	23.77					23.3	49.3					3.38	113.84	
30	218-90	2	2	Кобальтин	6.58	5.71	24.88					23.44	47.88					3.97	112.46	
31	218-90	3	1	Кобальтин	6.78	11.75	19.7					22.95	49.69					3.42	114.29	
32	218-90	3	2	Сульфосарсенид	11.36	19.27	7.16					23.66	46.08					3.07	110.6	
33	218-90	3	3	Кобальтин	7.84	6.84	22.9					23.28	48.01					3.29	112.16	
34	218-90	3	4	Пирротин	64.08	0.38						46.7						6.11	117.27	
35	218-90	4	1	Кобальтин	7.68	10.6	20.29					23.08	50.27					2.67	114.59	
36	218-90	4	2	Кобальтин	7.93	10.02	19.5					22.69	48					2.82	110.96	
37	218-90	4	3	Пирротин	59.33							42.85						5.29	107.47	
38	218-90	4	4	Кобальтин	8.5	9.49	16.84					20.9	44.04					3.12	102.89	
39	218-90	4	5	Кобальтин	6	7.04	21.13					20.6	44.48					5.11	104.36	
40	16	2	1	Пирит	53.43							71.28						7.91	132.62	
41	16	3	1	Пирит	52.68							69.47						8.01	130.16	
42	16	3	2	Пирит	51.15							68.46						8.14	127.75	
43	16	3	3	Пирит	52.61							61.04						15.7	129.35	
44	16	3	4	Титанит (сфен)	2.53				22.67	22.61				18.77	64.16			0.88	131.62	
45	16	4	1	Пирит	49.37							67					0.69	7.83	124.89	
46	16	4	2	Апатит	0.07				39.02					45.24	19.83	4.38	0.41	0.58	109.53	
47	18	1	1	Пирротин	67.58					0.13		49.49						5.07	122.27	
48	18	1	2	Пирротин	70.3							50.95						6.56	127.81	
49	18	2	1	Пирит	43.74						19.19	0.88	61.49					11.25	136.55	
50	18	2	2	Пирит	50.96						3.92		68.3					10.79	133.97	
51	18	2	3	Пирротин	66.35						1.81		50.32					7.2	125.68	
52	18	3	1	Пирротин	63.04								43.09					7.4	113.53	
53	18	3	2	Пирротин	65.29								46.34					5.96	117.59	
54	18	4	1	Пирротин	66.07								47.7					5.89	119.66	

Примечание: Анализы выполнены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ на растровом электронном микроскопе "VEGA II LMU" совмещенным с энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy350) в режиме съемки BSE.

товых преобразований боковых пород, но и стадии становления самой уртитовой интрузии и связанной с ней минерализации.

В работах предшественников в этих процессах выделялись обычно два этапа: магматический и постмагматический, каждый из которых подразделялся на несколько стадий [1, 9]. Основное внимание эти исследователи уделяли процес-

сам прогрессивного метасоматоза (кальциевого, натриевого) и последующей гидротермальной деятельностью [9]. А.И. Мостовской (1972) обосновал схему дифференциации щелочно-габброидной магмы в камере плутона с формированием зональности: уртиты → зона промежуточных плагиоклазовых ийолит-уртитов → мельтейгитов → габбро-пирроксенитов → мезократового габ-

Таблица 4

Рудные и породообразующие минералы уртитов и сульфидных жил вмещающих пород Кия-Шал-тырского месторождения и ассоциирующая с ними благороднометалльная минерализация

№ п/п	Количество определенных	Название минерала	Теоретическая формула	Содержание примесей, микровключений, вростков, вкраплений, твердых растворов минеральных фаз благородных и некоторых других металлов, %										
				Mo	Ru	Rh	Pd	Ag	Os	Ir	Pt	Au	Te	
Минералы эндоконтактной оторочки уртитового тела														
1	1	Саффорит	CoAs ₂					0.18					0.01	
2	2	Саффорит	CoAs ₂									0.04		
3	3	Саффорит	CoAs ₂		0.06		0.02					0.03	0.27	
4	4	Саффорит	CoAs ₂		0.01						0.03		0.15	
5	5	Саффорит	CoAs ₂		0.02		0.09	1.27			0.05		2.71	0.19
6	1	Кобальтин	CoAsS					2.55					6.05	
7	2	Кобальтин	CoAsS		0.28		0.07	0.01	0.1	0.52	0.79	1.25		
8	3	Кобальтин	CoAsS		0.05		0.15		0.41	0.63		1.79	0.13	
9	4	Кобальтин	CoAsS		0.08				0.09	0.72	0.9	1.72		
10	1	Кобальтин I	CoAsS					0.07	0.24	0.35	0.85	1.44		
11	2	Кобальтин I	CoAsS						0.05	0.43	0.84	1.39		
12	3	Кобальтин I	CoAsS				0.24	0.16	0.08	0.6	1.01	1.52		
13	4	Кобальтин I	CoAsS						0.32	0.82	0.86	2.21		
14	5	Кобальтин I	CoAsS				0.04	0.07	0.48	0.68	0.62	1.48		
15	6	Кобальтин I	CoAsS	0.42	0.02				0.08	0.4	0.81	1.76		
16	7	Кобальтин I	CoAsS	1.52	0.09	0.1	0.06		0.31	0.67	0.71	1.98		
17	1	Кобальтин II	CoAsS						0.15	0.56	0.63	1.51		
18	2	Кобальтин II	CoAsS	0.49			0.06	0.07	0.22	0.48	0.76	1.3		
19	3	Кобальтин II	CoAsS	0.06		0.03		0.15	0.17	0.62	0.82	1.79		
20	1	TeAg Кобальтин	(Te,Ag)CoAsS					15.84	0.09	0.25	0.71	0.69	10.74	
21	2	TeAg Кобальтин	(Te,Ag)CoAsS					2.71		0.51	0.29	6.95	0.87	
22	3	TeAg Кобальтин	(Te,Ag)CoAsS					17.98	0.12	0.42	0.33	1.08	10.3	
23	4	TeAg Кобальтин	(Te,Ag)CoAsS					15.99			0.35		9.26	
24	1	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.28	0.03		0.18	1.16	0.34	3		
25	2	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.02	0.12	0.11	0.35	0.89	1.14	2.84		
26	3	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.36	0.03		0.53	1.03	1.28	3.01		
27	4	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.78		0.11	0.1	0.4	1.02	1.32	2.84		
28	5	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.08		0.1	0.6	1.19	1.33	2.47		
29	6	Пирротин	Fe _{1-x} S						0.54	1.02	1.39	3.12		
30	7	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.03	0.16		0.11	0.43	0.86		2.61		
31	1	Пирит	FeS ₂		0.03	0.1	0.21	0.07	0.41	1.35	1.39	3.83		
32	2	Пирит	FeS ₂		0.03		0.08		0.27	0.67	1.66	2.08		
33	3	Пирит	FeS ₂		0.85		0.01		0.62	1.27	1.11	3.58		
34	4	Пирит	FeS ₂		0.07		0.12		0.76	0.39	1.69	4.77		
35	1	Галенит	PbS		0.54		0.12		0.83	1.28	1.84	2.53		
36	1	Халькопирит	CuFeS ₂					0.03	0.44	0.87	1.16	2.48		
37	1	Сульфоарсенид						0.07	0.18	0.68	1.4	1.63		
38	1	Пироксен			0.07	0.02	0.05				0.58			
39	1	Плагиоклаз					0.05	0.07						
40	1	FeMg алюмосиликат									0.21		0.06	
41	1	Кальцит						0.09	0.04		0.03			
Сульфидные жилы и околожилные породы экзоконтактного ореола														
42	1	Пирротин	Fe _{1-x} S				0.13	0.11	0.37		1.35	3.22		
43	2	Пирротин	Fe _{1-x} S				0.19	0.02	0.43	1.18	1.45	3.3		
44	3	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.35				0.71	1.16	1.58	3.4		
45	4	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.04		0.27	1.05	1.23	1.39	3.46		
46	5	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.01		0.09	0.17	0.44	0.89	1.45	3.01		
47	6	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.16			0.11	0.44	0.9	1.48	2.8		
48	7	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.01	0.06	0.11		0.33	0.98	1.06	2.46		
49	8	Пирротин	Fe _{1-x} S				0.15		0.36	0.61	1.38	1.51		
50	1	Пирит	FeS ₂		1.66	0.05	0.09		0.98	1.85	2.06	4.7		
51	2	Пирит	FeS ₂		1.67				0.75	1.69	2.06	4.62		
52	3	Пирит	FeS ₂		1.07		0.12		0.61	1.31	1.81	3.59		

53	4	Пирит	FeS ₂		2.0	0.31				1.05	1.9	0.71	
54	5	Пирит	FeS ₂			0.04	0.02	0.04	0.74	1.17	2.34	3.36	
55	6	Пирит	FeS ₂		0.17		0.23	0.23	1.6	0.59		4.59	
56	7	Пирит	FeS ₂		0.06		0.13		0.51	1.36	1.93	3.98	
57	8	Пирит	FeS ₂		0.18				0.62	1.31	1.79	4.11	
58	9	Пирит	FeS ₂		0.07	0.05		0.06	0.78	1.13	2.06	3.59	
59	1	Галенит	PbS		1.67	0.41	0.78	0.12	1.36	0.87	1.48	2.57	
60	1	Сфен	CaTi(SiO ₃) ₂		0.04			0.07	0.03	0.19	0.03	0.17	
61	2	Сфен	CaTi(SiO ₃) ₂		0.15	0.02				0.08	0.13	0.16	
62	3	Сфен	CaTi(SiO ₃) ₂		0.1					0.28	0.63	0.05	
63	4	Сфен	CaTi(SiO ₃) ₂		0.06				0.01	0.26		0.13	
64	1	Рутил	TiO ₂					0.03				0.08	
65	1	Ильменит	FeTiO ₃		0.02			0.07			0.06		
66	1	Апатит	Ca ₅ (F,Cl)(PO ₄) ₃		0.03		0.04	0.04			0.58		
67	1	Пироксен							0.03	0.01			
68	1	Плагиоклаз								0.02		0.16	
69	1	Альбит					0.07			0.03			
70	2	Альбит					0.16	0.07			0.06		
71	3	Альбит			0.07			0.09					
72	4	Альбит-олигоклаз			0.1								
73	5	Альбит			0.88	0.03			0.56	0.14	0.03	0.1	
74	1	Воластонит(?)			0.07	0.01	0.03	0.02	0.18	0.03	0.04	0.15	
75	2	Воластонит(?)			0.15			0.14					
76	1	Кальцит			0.07	0.12	0.14		0.06				

Примечание: Анализы выполнены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ на растровом электронном микроскопе "VEGA II LMU" совмещенным с энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy350) в режиме съемки BSE.

бро (с нефелином). За основу рудного благородно-металльного процесса, присущего щелочно-габброидному магматизму, в итоговой обобщающей работе [14] была взята петрологическая схема [2]. Согласно этой схеме рудный благородно-металльный процесс представлен двумя этапами: магматическим и постмагматическим, а эти этапы, в свою очередь, представлены: первой – раннемагматической (окисной) и позднемагматической (сульфидной) стадиями; второй – ранней постмагматической (флюидной) и постмагматической гидротермальной.

Установленные нами типы жильной сульфидной минерализации показывают, что гидротермальная стадия может быть разделена на более дробные подстадии, проявленные с элементами телескопированного характера оруденения. Кроме того полученные материалы показывают на необходимость выделения дополнительного 3 этапа рудообразования или преобразования ранее образованных скоплений рудного вещества экзогенного этапа.

Для экзогенного этапа, как можно судить по полученным ограниченными данными, характерно полное или неполное окисление рудных минерализаций и пород с ними связанных. При этом нельзя исключать возможное проявление низко-

температурных процессов аргиллизации, ведущих к развитию линейных кор выветривания. В зонах проявления этих процессов, помимо замещения сульфидов и породообразующих минералов гидроокислами железа, развивается окварцование и формирование ряда глинистых минералов, слагающих желтые и бурые глины. В подобной обстановке содержащиеся в сульфидах и других минералах БМ должны либо выносятся из системы, либо переходить в самородное состояние и накапливаться при размыве рыхлых пород в россыпях.

В этой связи заслуживающим внимания фактом является наличие давно известных россыпей золота по р. Бердовка, дренирующей северный фланг рудного поля месторождения ургитов и плутона в целом; и по р. Кийский Шалтырь в пределах п. Белогорск, выше него и ниже него, дренирующей южный фланг месторождения и плутона. Сквозным структурным элементом соединяющим эти две россыпи является зона субмеридионального Шалтырского разлома, в пределах которой и локализован Кия-Шалтырский плутон.

Бердовская россыпь была отработана в дореволюционное время и данных о составе и количестве добытого золота нет. Россыпь р. Кийский Шалтырь приурочена к её долине от руч. Южного, левого притока реки (вверху) до 3 км выше

впадения руч. Малый Кийский Шалтырь (внизу). Согласно фондовым материалам, в 1950-52 гг. трестом «Каззолоторазведка» разведан полигон длиной 16,5 км для отработки среднелитражной драгой. Средняя ширина россыпи 64 м, мощность 3,88 м, балансовые запасы горной массы составляют 4,3 млн м³, золота 815 кг при среднем содержании химически чистого металла 188 мг/м³. При строительстве дороги на Кия-Шалтырское месторождение россыпь была разделена железнодорожным мостом на два участка. Верхний из них протягивается от руч. Южного до устья р. Бердовки и обладает запасами горной массы 1,2 млн м³, золота 173 кг. Нижний начинается от устья р. Бердовки и до 3 км выше устья руч. Малый Кийский Шалтырь. Он обладает запасами горной массы 3,1 млн м³ и золота 642 кг. Данных о содержании и запасах платиноидов в россыпях нет.

Коренным источником этих россыпей считалось Бердовское золоторудное месторождение, расположенное в долине р. Бердовка в 1,2 км северо-западнее Кия-Шалтырского рудника. Месторождение было выявлено в конце 19 века. Разведочные и эксплуатационные работы на нем проводились товариществом «Шалтырь» в течение 1905-1914 гг.

Позднее, в 1948 г., геологоразведочные работы были возобновлены Первомайским приисковым управлением треста «Запсибзолото» и продолжались до 1951 г. Разведка велась горными выработками легкого типа и колонковыми скважинами (3 скв.). Рудное поле месторождения сложено вулканогенно-осадочной толщей нижнего кембрия (усть-анзасская свита), рассеченной дайками порфиринов, диабазов, габбро-диабазов. К экзоконтактам даек иногда приурочены кварцевые жилы. В пределах рудного поля были выявлены 7 золотоносных кварцевых жил, прослеженных по простиранию на 70-125 м, а на глубину 20-25 м. Распределение золота в жилах весьма неравномерное, содержание его достигает 50-60 г/т и зависит от содержания сульфидов. Присутствует также серебро – до 220 г/т, свинец – до 28%. Свободного золота нет.

Более поздними работами, связанными уже с предварительной оценкой Кия-Шалтырского месторождения уртитов (Прусевич, 1966), эти данные были уточнены. Золото связывалось с рудной сульфидной минерализацией вкрапленной, полосчатой, реже массивной текстуры, слагаемой пирротином, пиритом, галенитом, халькопиритом и сфалеритом. Высокие содержания золота, зави-

сящие от содержаний сульфидов подтвердились.

В контексте приведенных архивных данных о коренной и россыпной золотоносности окрестностей Кия-Шалтырского плутона полученные нами данные о высоких содержаниях в сульфидах БМ, варьирующих в пределах 5-10 и до 20% не кажутся алогичными, скорее наоборот. Тем не менее подобные содержания БМ в связи с сульфидными рудами, требуют последующего более детального изучения с выявлением форм их нахождения в сульфидах. В литературе известны случаи весьма высоких содержаний в сульфидах БМ. Показательной на этот счет является, например, статья Н.Д. Толстых и А.П. Кривенко (1994).

В обзоре этих авторов говорится, что сульфиды Fe, Ni и Cu могут содержать изоморфные примеси МПГ, но находки таких минералов не многочисленны. Сульфиды Cu-Ni руд содержат МПГ не более чем десятые доли процента, как например на Талнахе, где Pd в пентландите составляет 0,013% или в Лункулайсваре, где он достигает 0,17%. Наряду с этим в платиноносных дунитах Нижнего Тагила обнаружен пентландит, в котором сумма Ru и Rh составляет 13,6%. Чаше же находки МПГ – содержащих сульфидов относятся к микровключениям, что скорее всего характерно и для нашего случая. Н.Д. Толстых и А.П. Кривенко (1994) так же обнаружены и изучены пентландит с высоким содержанием Rh и сложный сульфид Ni, Fe, Cu, Rh и Ir в составе полиминеральных включений в самородных минералах Os, Ir и Ru из россыпей в районе реки Ко в Восточном Саяне и р. Мрассу в Кузнецком Алатау. Этими авторами обнаружены: сульфид Pd, содержащий Fe и Cu состава (Pd, Cu, Fe)₃S₂; Ni – содержащий сульфид родия состава (Rh, Ni)₁₁S₅. Силикаты (биотит и пироксен) цементируют агрегаты зерен этих минералов. Ir – содержащий пирротин и сульфид Fe, Ni, Cu, Ir обнаружен в составе полиминеральных включений в самородном иридии россыпей р. Мрассу. По расчетным данным температура образования подобных минералов является высокой (до 760°C).

Иллюстрацией к сложности выделения МПГ являются, например, данные работы [12] и других авторов специальных исследований МПГ, где показаны сложнейшие микроструктуры минеральных сростаний платиноидов и золота из россыпей Гулинского плутона ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Большинство из этих форм по формальным структурно-морфологическим признакам, присутствуют и в изучен-

ных нами типах сульфидных минерализаций.

В заключении несколько слов необходимо сказать о специфике получаемых результатов при работе на сканирующем электронном микроскопе. В таблицах, содержащих данные о составе изученных минералов, сумма компонентов редко равняется $100 \pm 2\%$, которая считается нормой их стехиометрического состава. При работе на приборе и последующей интерпретации материалов нам пришлось столкнуться с фактами очевидного захвата электронным пучком с диаметром 3 – 5 мкм нескольких минеральных фаз. Например, оксидов и сульфидов, сульфидов и породообразующих минералов. В этих случаях сумма компонентов уходила за 105 – 110%. Особенно это было характерно для тонкозернистых вмещающих толщ и содержащихся в них рудных скоплениях. По-видимому, это является одной из причин отклонения от стехиометрии. Другой причиной является погрешность определения используемого прибора. Если для определения БМ погрешность определения прибора составляет 0,20-0,25%, то для ряда распространенных минералообразующих компонентов эта погрешность достигает 3%. И третьей причиной отклонений от стехиометрических пропорций является сложное и тонкое строение изученных микрофаз, весьма характерных для БМ, особенно МПГ.

Основные выводы

1. Щелочно-габброидный комплекс Кузнецкого Алатау, одним из петротипов которого является Кия-Шалтырский плутон, формировался в условиях девонского рифтогенно-континентального режима. Спецификой тектогенеза этого режима являлось заложение протяженного С-С-З трансрегионального свода и последующее его обрушение с формированием трех депрессионных зон и разделяющих их обрамляющих горстообразных поднятий.

2. Кузнецко – Алатауская щелочная провинция, представленная щелочно-габброидным комплексом Кузнецкого Алатау, в рамках структуры рифтогенно-континентальной системы (РКС) располагается в пределах байкало-салаирского антиклинория Кузнецкого Алатау. Данный антиклинорий представляет собой северную часть обрамляющего поднятия РКС, разделяющего осевую (Тувинско – Минусинско – Западносибирскую) и западную (Кобдино – Горноалтайско – Кузнецкую) депрессионные зоны системы.

3. Специфика проявления разломно-блоковой тектоники в пределах обрамляющих поднятий РКС

заклучалась в доминирующем развитии С-С-З (раздвиговых), С-В (сдвиговых) и С-З (сколовых) разломов, в совокупности формирующих разломно-решетчатые структуры разной частоты, весьма характерные для рифтовых морфоструктур. К узлам пресечения этих структур зачастую приурочены массивы щелочно-габброидного комплекса.

4. Структурно-тектоническая позиция Кия-Шалтырского плутона определяется его приуроченностью к узлу пересечения систем С-С-З Шалтырского и С-В Базырско-Шалтырского региональных разломов, осложняющих призматическую часть Шалтырской горстантиклинали, сложенной нижнекембрийскими усть-анзасской и усинской свитами, подстилаемыми рифей-вендскими дислоцированными стратифицированными комплексами. Формирование многофазного плутона происходило на фоне активного проявления сдвиговой разломно-блоковой тектоники, в значительной степени определившей его форму, внутреннюю структуру и взаимодействие с вмещающими породами.

5. Петро-геохимические данные, приведенные в работе, свидетельствуют о мантийно-плюмовой природе первичных расплавов, из которых посредством магматической дифференциации, включая ликвацию, формировался многофазный плутон. Важную роль в петрогенезисе пород плутона имел повышенный флюидный режим, особенно активный в ходе формирования уртитового тела и плюм-литосферное взаимодействие исходных расплавов с боковыми породами.

6. Строение уртитового тела, заключающееся в однородном составе его внутренних частей и зональном устройстве эндо- и экзоконтактных оторочек, говорят о этапно-стадийной консолидации уртитового расплава. Повышенный флюидный режим расплава, его стадийная дефлюидизация по мере консолидации уртитового тела и сменяющая ее гидротермальная деятельность сопровождалась формированием определенных типов благороднометаллоносных сульфидных минерализаций, различных по своей специфике для его внутренних и внешних частей.

7. Золото-платиноносность, доминирующих в выделенных типах минерализаций сульфидов и сульфоарсенидов Fe, Co и Ni, обладает определенной горизонтальной и возможно вертикальной зональностью. Внутренние части рудного тела, представленные уртитамы, специализированы на $Pd > Pt > Rh, Ag > Au$, а внешние, сложенные обогащенными сульфидами породами эндо- и экзокон-

тактовых оторочек, на $Pt > Ir > Os$, Ru и Au . Столь существенная дифференциация низко-, средне- и тугоплавких платиноидов, золота и серебра, судя по имеющимся данным, обусловлена флюидным режимом консолидации уртитового расплава и взаимодействием его с боковыми породами.

8. По всей вероятности, прежние оценки потенциальной благороднометаллоносности уртитов, изложенные в работах О.М. Гринева и А.М. Сазонова, являются существенно заниженными, так как рассчитывались исходя из содержаний благородных металлов в наиболее обедненных ими уртитах. Учитывая, что породы эндо- и экзоконтактовых зон уртитов, представляющие собой так называемые некондиционные руды, складировались в спецотвалы объемом 20-25 млн т, то сегодня их можно расценивать как весьма ценное техногенное месторождение. Прежние оценки содержания драгметаллов в них ($Au - 31$ т; $Ag - 31$ т; $Pd - 5$ т; $Pt - 6$ т) по категории P_3 могут быть превышены в несколько раз, даже без учета вклада оруденелых вмещающих пород. Переоценке также подлежат запасы драгметаллов, содержащихся в неизвлеченных рудах уртитового тела и оценкам его эндо- и экзоконтактового ореола. По прежним оценкам 2000 г. они составляли $Au - 192$ т, $Ag -$

192 т, $Pd - 67,2$ т, $Pt - 19,2$ т. Таким образом, руды и околорудные сульфидизированные породы Кия-Шалтырского рудника представляют собой потенциальное крупное месторождение Au , Ag и МПГ.

9. Важное значение имеют установленные типы благороднометаллоносной сульфидной минерализации, развитой за пределами тела уртитов, но генетически связанные с ним. Судя по имеющимся ограниченными данным, именно эти типы сульфидных жил, нередко ассоциирующие с дайками и корами выветривания, не развиты только в пределах Бердовского месторождения коренных руд золота, но и являются источником россыпей золота и платиноидов в Мариинском районе. В случае подтверждения этих выводов, для Мариинской тайги, как одного из старейших золотоносных районов России, будет установлен новый тип коренных золото-платиноидных сульфидных руд, связанных со щелочно-габброидным комплексом, а сам комплекс и представляющий его новый тип переведены в разряд россыпеобразующих.

10. Учитывая то, что Кия-Шалтырский нефелиновый рудник завершает свою работу в ближайшие 7-10 лет, данные настоящей статьи имеют для Южно-Сибирского алюминиевого комплекса первостепенное практическое и социальное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. - М.: Наука, 1968. - 168с.
2. Гринев О.М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: Автореф. дис...канд. геол.-минер. наук. - Томск, 1990. - 324 с.
3. Гринев О.М., Осипов П.В., Рихванов Л.П. Особенности геодинамических условий образования, вещественный состав, геохимия и перспективы эффективного использования нефелиновых руд Кузнецко-Алатауской щелочной провинции // Научно-исследовательский отчет за 1986-1990 гг. - Томск: НИЧ ТГУ, 1991. - 181 С.
4. Гринев О.М., Сазонов А.М. Кузнецко-Алатауская провинция - новый золото-платиноносный район Южной Сибири // Проблемы геологии Сибири. Тезисы докладов научной конференции. Томск: ТГУ, 1996. С. 105-107
5. Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минералогия. - Томск: СГТ, 2007. - 434 с.
6. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае - Саянской складчатой области // Под ред. А.Ф. Морозова. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2000. - 187 с.
7. Макаренко Н.А., Осипов П.В., Гринев О.М., Номоконова Г.Г., Рихванов Л.П. Геолого-геофизические особенности рудоносных щелочно-габброидных массивов Мариинской тайги и критерии контроля нефелинового оруденения. Деп. ВИНТИ, 1988. 13605 - 688. - 180 с.
8. Мостовской А.И. Петрография, геология и вопросы происхождения Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона (Кузнецкий Алатау): Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. - Томск, 1972. - 19 с.
9. Родыгина В.Г. Минералогия Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау). - Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1980. - 157 с.
10. Родыгина В.Г., Гринев О.М. Сульфидная минерализация, связанная с Кия-Шалтырским щелочно-габброидным интрузивом (Кузнецкий Алатау) // Теория и методология минералогии. - Сыктывкар АН СССР. - 1985. - Т.2 - С. 148.
11. Родыгина В.Г., Гринев О.М. Нефелин-пироксен-пирротиновые и пироксен-пирротиновые породы Кия - Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау) // 3 ВМО АН СССР. - 1988. - Вып. 6, ч. 117. - С. 668-674.
12. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др. Благороднометалловая минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа). // Геология и геофизика. - 1994. - №9. - С. 51 - 65.
13. Сазонов А.М., Гринев О.М., Шведов Г.И., Сотников В.Н. Нетрадиционная платиноидная минерализация Средней Сибири. Томск: Изд-во ТПУ, 1997. 148 с.
14. Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Гринев О.М., Звягина Е.А., Чекушин В.С., Бетхер М.Я. Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири. - Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2000. - 248 с.
15. Толстых Н.Д., Кривенко А.П. О составе сульфидов содержащих элементы платиновой группы // Записки Всероссийского минералогического общества. Ч СХIII, №2, 1994. - С. 42 - 49.

ГЕОХИМИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И УЗЛОВ

УДК 553.491.8'43:552.13(571.51)

ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ И ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАТИНОИДНО- МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ПАРАГЕНЕЗИСА КИНГАШСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КРП)

О. М. Глазунов, Т.А. Радомская, Т.Л. Глазунова

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, а/я 304, glazunov@igc.irc.ru

Кингашское месторождение и окружающие его массивы объединены в рудное поле (рис. 1). Оно не выходит за границы Канского гранито-нейсового террейна верхнего архея Саянской платиноидно-медно-никелевой провинции [3].

Континентальные троговые прогибы в супракрустальном гнейсовом основании AR_2 , заполненные вулканогенным и терригенным материалом, по пластовым, трубчатым и разрывным каналам, насыщались магматическими расплавами с образованием большого числа интрузивов, обогащённых Ni и МПГ. С ними связаны сульфидно-никелевые руды кингашского типа (КТ), определяющие металлогенический профиль провинции.

В пределах поля оконтуриваются несколько ареалов развития гипербазитов: Кингашский на северо-западе, Караганский на юге и Кунгусский на юго-востоке. Они по-разному отражаются в геохимических и геофизических параметрах и занимают неоднозначную структурную позицию. По формационному признаку среди гипербазитов выделяются следующие комплексы:

- кингашский дунит-верлит-габбровый комплекс, вмещающий Кингашское и другие Pd- Pt-Cu-Ni месторождения [21];
- идарский комплекс реститовых гипербазитов с Pt-Cr оруденением (Караганский, Борынский, Кулижинский массивы) в приканском поле и ареал подобных массивов в истоках р. Кунгус;
- тела (потоки и силлы) пикритов, тремолит-серпентин-хлоритовых пород (рис. 2), согласные со складчатостью вмещающих гнейсов и амфиболитов;
- комплекс высокобарических гранатовых пе-

риidotитов, представляющих основу архейской мантии и потенциально перспективных на поиски алмазов (исток р. Игиль).

Гипербазиты Кингашского эталонного массива относятся к железистому геохимическому типу пород. Формирование их связано с рифтогенезом на континентальной коре. Массив представляет собою лополитообразное тело перидотитов, пироксенитов и дунитов, перекрытых габбро.

Руды халькопирит-пентландит-пирротинового парагенезиса в пределах ультраосновного мегаслоя массива отражают их магматическое происхождение.

Геохимическая зональность в рудном теле проявляется в накоплении с глубиной Ni, Cr и благородных металлов (БМ) при ступенчатом распределении в отдельных «горизонтах» [11].

Богатые по МПГ и Ni руды в основном концентрируются в нижнем критическом горизонте «риффе». Описано более 20 минералов группы Pt (котульскит, соболевскит, сперрилит, мончеит, фрудит и др.), которые входят в состав вкрапленных и пластовых тел, а также образуют брекчиево-жильные руды с содержанием Pt+Pd - до 14 г/т и Ni - до 8000 г/т. Среднее содержание ведущих элементов в рудах составляет: 0.5 мас. % Ni; 0.24 мас. % Cu; 0.2 г/т Pd; 0.18 г/т Pt; 0.07 г/т Au.

Верхнекингашское месторождение по форме образует бескорневое каплевидное тело, сходное по составу с Кингашским, но отличается преобладанием пироксенитов и пирротин-халькопиритовых руд.

Несмотря на петрографо-минералогическую изученность Кингашского и других месторожде-

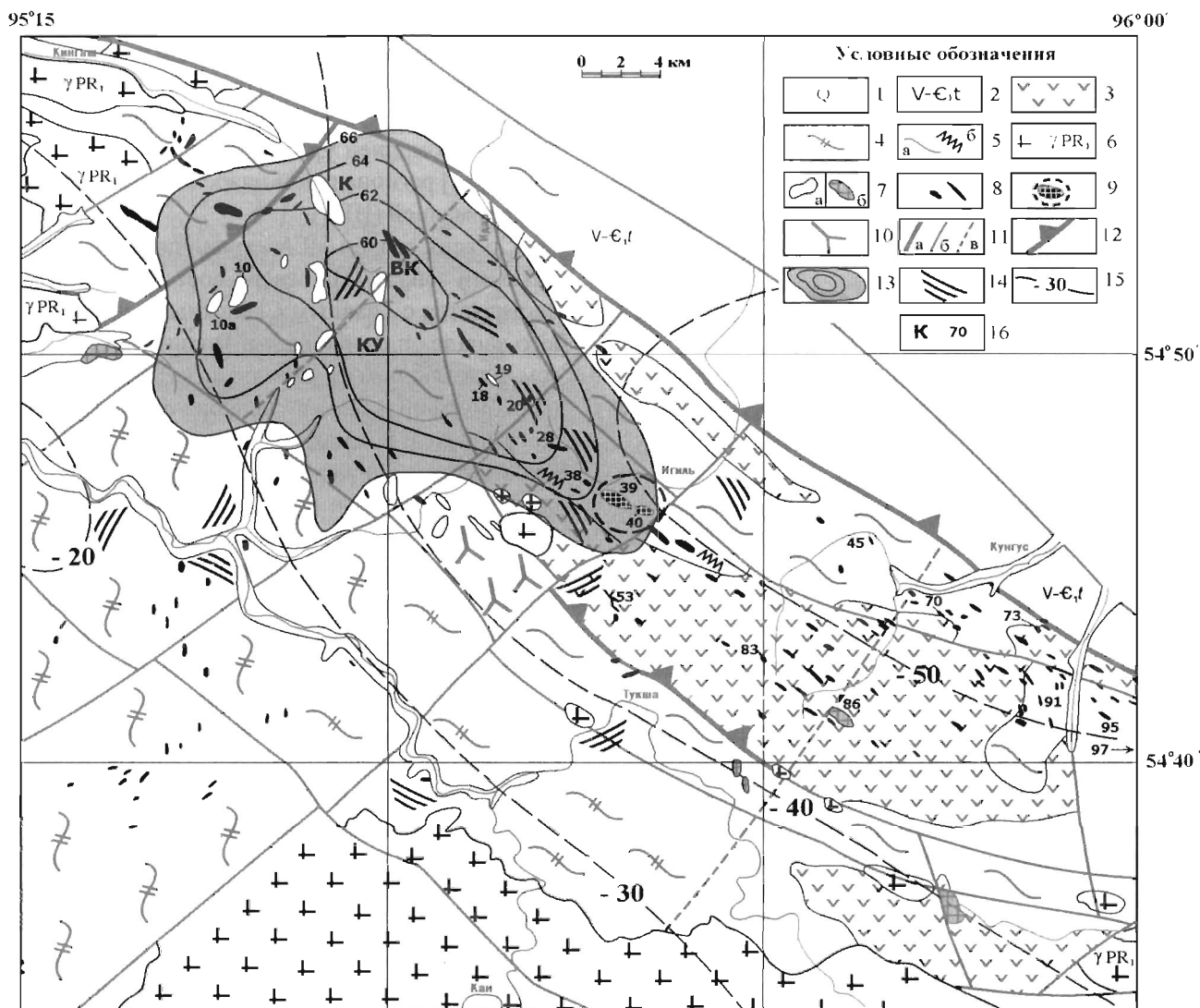


Рис. 1. Кингашское рудное поле Саянской никель-платиноносной провинции с элементами геодинамики и прогноза. Составлена О.М. Глазуновым (ИГХ СО РАН) на геологической основе В.И. Юркина (м-б 1:200 000, 1968 г.) [19] с дополнениями А.Н. Смагина, А.В. Ренжина, 2006, ОАО «Красноярскгеология» и Г.Р. Ломаевой, ООО «Геокomp», 2005 г.

1 - четвертичные аллювиальные отложения крупных водотоков; 2 - венд-кембрийские карбонатно-терригенные отложения Сибирской платформы; 3-5 - супракrustальное основание: 3 - трого с преимущественно амфиболитовым вулканогенно-сланцевым выполнением эпидиот-амфиболитовой фации (анжинская серия PR₁); 4 - диафориты: силицилиты, метаандезиты, сланцы эпидиот-амфиболитовой фации (а) и полосчатый комплекс метатуфитов тремолит-серпентин-хлоритовых пород (б); 5 - гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, метаграувакки гранулитовой фации (караганская серия AR₂); 6 - канский гранитоидный комплекс (PR₁) активизации земной коры; 7 - кингашский дифференцированный дунит-верлит-габбровый комплекс (PR₁) с массивами стационарного развития продуктивными на Pd-Pt-Cu-Ni оруденение (а) и выделенный по прогнозным предпосылкам (б); 8 - идарский дунит-перидотитовый комплекс (AR₁) с проявлением Pt-Ni-Cr минерализации; 9 - проекция диапира гранатовых перидотитов перспективных на алмазы (реликты архейской мантии); 10 - зоны мигматизации с Au-As полиметаллической минерализацией; 11 - разрывные нарушения основные (а), второстепенные (б) и предполагаемые (в); 12 - гравитационные ступени; 13 - аномальное поле Δg в редукции Буге $\gamma = 2.67 \text{ г/см}^3$ в области развития Pd-Pt-Cu-Ni руд кингашского комплекса (по данным В.В. Самкова, 1981), изоаномалы в мГл; 14 - высокоградиентные зоны, как возможные предпосылки глубинной локализации Pt-Cu-Ni руд; 15 - изогипсы поверхности верхней мантии, км (по данным Ф.Д. Лазарева и др. (2005) Норильского филиала ВСЕГЕИ); 16 - буквами отмечены месторождения Pd-Pt-Cu-Ni руд с по-1-считанными запасами (К - Кингашское, ВК - Верхнекингашское), перспективные массивы (КУ - Куевское), цифрами отмечены номера массивов (по Н.Г. Дубинину, 1962), к которым есть хим. анализы

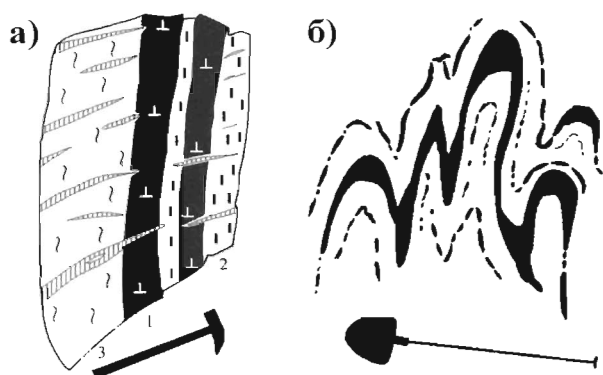


Рис. 2. Прослои (а) и плейчатость (б) хлорит-тремолит-серпентиновых пород (1) на контакте амфиболитов (2) и гнейсов (3) караганского структурно-вещественного комплекса

Поперечные трещины заполнены флогопитом и хлоритом. Хребет Идар, оз. Кусканак. Рис. Глазунова О.М., 1962

ний [5], вопросы глубинного прогноза рассматривались недостаточно. При сопоставлении геолого-геофизических и геохимических данных в работе сделан нами акцент на расшифровку физической сущности аномальных магнитных (ΔT) и гравитационных (Δg) характеристик.

Крупные массивы ультрамафитов Кингашского ареала характеризуются положительным гравитационным минимумом и умеренно-дифференцированным магнитным полем. Именно на Кингашский ареал приходятся аномальные гравитационные «площадки» [15] (см. рис. 1). Кингашский ареал выделяется сочетанием средних значений плотностей и намагниченности, а также большим диапазоном их значений.

Магнитная составляющая над Кингашскими месторождениями отличается по форме и напряжённости. Центральная часть КРП имеет полосчатую конфигурацию и большую протяжённость аномалий. К западу от Кингашского и в Кунгусском ареалах оно имеет более контрастный и узловато-беспорядочный рисунок и напоминает узлы скопления с разнородными и дискордантными изолированными локальными аномалиями ΔT . Особенно большая искажённость симметрии поля ΔT присуща Кунгусскому ареалу. Причина указанного различия заключается в структуре гнейсово-амфиболитового протолита и скупивании в нём тел гипербазитов.

Высокоградиентные области наложения аномалий ΔT и Δg в Кингашско-Караганском ареале показывают на глубинное продолжение в Ю.-З. направлении части интрузивов кингашского типа с Ni-Pd-Cu минерализацией.

Гнейсово-амфиболитовое поле, где расположено большинство ультраосновных массивов, отражено в геофизических полях положительной интенсивной и морфологически выраженной линейной аномалией уровня, названной Т.Л. Павловой [13] региональной идарской гравитационной аномалией (ИГА).

Со всех сторон ИГА ограничивается градиентными зонами. На северо-востоке зона отодвигается с Главным Саянским разломом. На юго-западе она совпадает с Тукшинским надвигом, отделяющим амфиболито-гнейсовые толщи от реоморфированного гнейсово-силицилитового комплекса. Южная гравитационная ступень с градиентом понижения поля 2.5 мГл/км имеет сложный рисунок и переходит в сферу влияния крупной по объёму протерозойской гранитной интрузии с пониженными плотностными характеристиками, но с повышенной магнитностью. Внутри рудного поля закартировано всего несколько мелких штоков гранитов и зоны мигматизации.

Неоднородности в строении гравитационного поля в первую очередь связаны с плотностными характеристиками и степенью сосредоточения гипербазитов в земной коре. Максимум Δg этого поля совпадает с минимальной для региона глубиной поверхности Мохо ($<30 \text{ км}$) (рис. 3).

На поверхности Мохо отмечаются выраженные неровности и резкое «ныряние» её под Сибирскую платформу. Обращает на себя внимание положение над такими отрицательными формами поверхности Мохо подводных каналов Кингашских месторождений и других проводящих структур — в частности, зон мигматизации. С ними также совмещается проекция мантийного диапира гранатовых перидотитов и зона Восточно-Саянского разлома. Такие «провалы», вероятно, создаются в результате локального плавления. С одним из них совмещается блок разуплотнённых базальтов (см. рис. 3).

Для Кунгусского ареала интрузивов вырисовывается низкий уровень гравитационного поля при высокой магнитности. В отличие от рассматриваемых ареалов промежуточное пространство между Кунгусским и Кингашским ареалами, как уже говорилось, представляет собою почти линейное поле ΔT типа «зebro-структуры», созданное линзовидными телами серпентинитов, метатупфитов и тремолит-серпентин-хлоритовых пород, перемежающимися с гнейсами. Они отнесены нами к продуктам раннего развития континентального рифтинга (см. рис. 1). Геохимическое значение

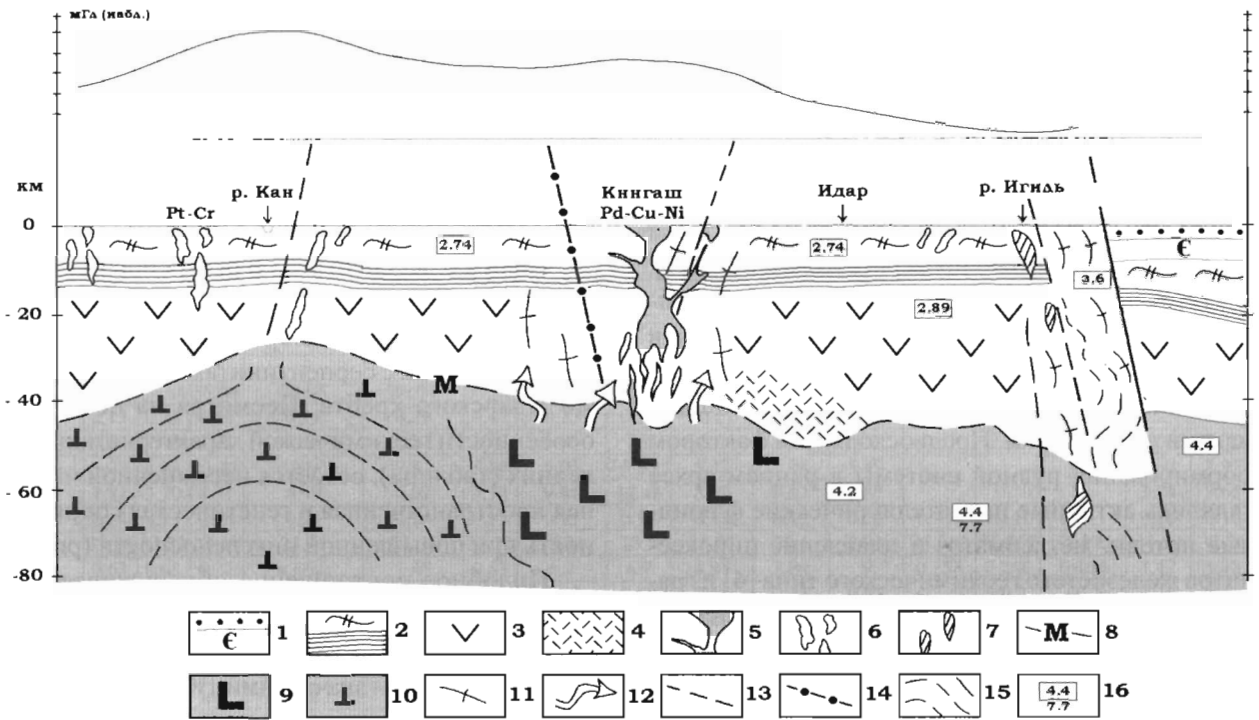


Рис. 3. Прогностический разрез через Кингашское рудное поле, от р. Кан до Сибирской платформы. Составлен О.М. Глазуновым

1 – чехол Сибирской платформы; 2 – кристаллический гранитогнейсовый фундамент AR_2 ; 3 – эклогит-базальтовый слой; 4 – условно-редуцированный разуплотнённый эклогит-базальтовый слой; 5 – гипербазиты с Pd-Cu-Ni минерализацией кингашского комплекса; 6 – гипербазиты с Pt-Ni-Cr минерализацией идарского комплекса; 7 – гранатовые перидотиты; 8 – поверхность верхней мантии, км; 9 – пироксенитовый ингредиент мантии; 10 – перидотитовый ингредиент мантии; 11 – зоны мигматизации; 12 – интрателлурические потоки; 13 – основные разломы; 14 – гравитационная ступень; 15 – деструктивные зоны; 16 – плотность ($г\cdot см^3$) и скорость прохождения сейсмических волн в (км/с)

рифтинга сказывается на дальнейшем формировании Кингашского рудного поля в протерозое.

Собственно Кингашское месторождение с запада «обрезается» подчёркнутой разломом гравитационной ступенью. Наряду с контрастным гравитационным полем это аппроксимируется с наличием на глубине дополнительных резервуаров, обогащённых рудными компонентами. Аналогичное геофизическое отражение глубинных многокамерных подводных каналов обнаруживается на крупных норильских [10] и северобайкальских рудоносных массивах [16].

Для формирования глубинной структуры рудного поля важную роль играет его положение на стыке архейского террейна Северо-Азиатского кратона и складчатого обрамления в области раздела блоков современной литосферы с разной скоростью прохождения сейсмических волн [2]. Максимально рудоносная часть Кингашского рудного поля совмещается с современной проекцией флюидонасыщенной (S, Cl, P) астеносферной линзы, поднятой здесь к поверхности на высоту 120

км [12]. Предполагается присутствие в данном регионе В. Саяна низкоскоростного подкорового слоя [1]. На высокую активность мантии может указывать также блок разуплотнённого базальта и проявление мигматизации в КРП (см. рис. 3).

Пасыщение гипербазитами Кунгусского и Кингашского ареалов объясняется растяжением блока гнейсов Канского террейна к флангам, создающим условия для разрядки тектонических напряжений и образования субкупольных структур и флексуорообразных перегибов. Благоприятным для размещения гипербазитов является пониженная мощность гранитогнейсового слоя до 18 км [18], что подтверждается новыми данными Норильского филиала ВСЕГЕИ.

Доказательством глубинного нижнемантийного источника родоначальных расплавов для КРМС наряду с геофизическими данными являются:

- изотопные метки с близхондритовыми отношениями Os/Ir, Pt/Os в рудах, а также значения eNd и $^{147}Sm/^{144}Nd$ соответствующие архейской мантии [5];

- большие объёмы ультраосновных пород со средним составом лерцолита продуктивных по Pd-Pt-Cu-Ni;

- присутствие гранатовых перидотитов как показателя высокого давления на глубине.

Сходство по химизму гранатовых перидотитов с соответствующими породами из ксенолитов в кимберлитах заставляет проверить их на алмазы [9].

В пределах провинции формирование платиноидно-медно-никелевых руд укладывается в несколько геодинамических и возрастных этапов:

Доинтрузивные этапы связаны с эволюцией мантии в докембрии. Предвосходящим фактором формирования рудной системы в раннем архее являлись активные интрателлурические флюидные потоки, метасоматоз и плавление пироксенитов железистого геохимического типа [4] и гранатовых перидотитов предположительно на рубеже 3.1-2.9 млрд лет.

Зарождение обогащённого Ni, Cu, МПГ материнского расплава для Кингашских месторождений относится ко времени 2.1 млрд лет и является результатом далеко зашедшего фракционирования мантии и прокачивания расплавов через многокамерные подводные каналы.

Во временной динамике Pd-Pt-Cu-Ni систем от AR₁ к PR появилась тенденция возрастающего насыщения геохимических типов ультрамафитов Ni, Co, Cu, МПГ.

Средний состав продуктивных на никель ультрамафитов максимально приближается к региональному мантийному субстрату, обогащённому рудными элементами. Для них типично прямое отношение Cr и Ti, насыщенность ультраосновных пород Fe, Ca, P, Ti [3].

На обобщённой прогностической модели Кингашского рудного поля (см. рис. 3) показана область допустимого нахождения родоначального расплава для кингашских месторождений.

Используя изотопные индикаторы ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7060-0.7066$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5125-0.5128$; $\epsilon\text{Nd} (2.58-5.20)$) для суждения об источнике родоначальных рудоносных (Ni, Pt) расплавов рассматриваемых тектонических блоков, можно заметить, что гипербазиты Канского террейна приближаются к производным аномальной мантии (EM-II), по Г. Фору, 1989 [17].

На мантийный источник вкрапленных сульфидных руд Кингашского месторождения указывают субхондритовые отношения параметров Pt/Os – Al₂O₃, по [22].

Рассматривая составы питающих расплавов

для Кингашской рудно-магматической системы (КРМС), отметим, что их уникальность априори вытекает из представления о мантии, продуцирующей такие месторождения как северобайкальские и норильские [7; 9].

На диаграмме Cr₂O₃-MgO (рис. 4) породы разных ареалов образуют общий отрицательный тренд.

Говоря о перспективах и ресурсной пополняемости, следует обратить внимание на тесную связь расслоенных гипербазитов Кингашских месторождений с серпентинитами и перидотитами Идарского хребта. Несмотря на некоторые особенности геохимической характеристики последних (таблица), остаётся несомненной их тесная пространственная и генетическая сопряжённость при повышенной никеленосности (рис. 4).

Подобное соотношение обнаруживается в координатах TiO₂-MgO (рис. 5).

Породы Кингашского и Игильского ареалов отличаются низкими значениями TiO₂, по сравнению с породами Кингашского, Караганского и Кусканакского ареалов. Сульфидизированные гипербазиты двух сравниваемых комплексов с поверхности по геохимии практически слабо различаются, обнаруживая сходные тенденции в соотношении ряда элементов. Близкие тренды распределения TiO₂ и PЗЭ_N в серпентинитах идарского и кингашского комплексов не исключают их комагматичности и генетической общности [8] (рис. 5, 6).

Как видно на рисунке 6, в PЗЭ, в отличие от кингашских ультраосновных пород, в гипербазитах Идара слабо проявлен эффект Eu минимума. Эта особенность сближает их с реститами офиолитового ряда.

О некотором родстве этих пород также можно говорить, опираясь на непрерывный композиционный тренд и соотношение Pd/Ir-MgO (рис. 7). Отношение Pd/Ir, отнесённое к содержанию MgO как индексу дифференциации, показывает на накопление в остаточном расплаве Pd и «сброс» в твёрдую фазу тугоплавкого Ir. Такая же тенденция выдерживается при переходе от архейских перидотитов (Крутая губа) к перидотитам идарского комплекса. Последние стоят ближе к коматиитам как первоисточнику, чем породы кингашского комплекса.

В дополнение к сопоставлению гипербазитов двух комплексов можно заметить, что для идарского комплекса характерен достаточно близкий химический состав разных массивов, рассеянных на широкой площади. Их выделяет корреляция Ni с P, которая выдерживается на Кингашских

Таблица

Геохимическая характеристика гипербазитов

Массив (№) / абс. высота, м	Кингашский (1-1а) / 700											Верхнекингашский (9-101) / 900					
	Дуниты и аподунитовые серпентиниты						Верлит рудный серпентинизированный			Верлиты платиноидного горизонта		Аподунитовые серпентиниты					
Номер образца	k-100	ш-712а	k-105	k-106а	k-80а	k77	C-3-184.5	C3-197	C-31-42	C-32-137.8	C-32-140	C-302-104	C-302-182	C-302-81	ш-797	ш-836	
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
SiO ₂	37.08	36.64	35.34	33.96	36.04	37.52	39.98	38.66	37.45	34.27	36.17	35.92	35.39	35.54	36.62	37.76	
TiO ₂	0.17	0.23	0.15	0.17	0.29	0.47	0.25	0.17	0.6	0.4	0.52	0.204	0.147	0.203	0.26	0.26	
Al ₂ O ₃	1.64	2.18	1.91	1.55	3.27	3.36	6.06	7.9	6.9	5.5	6.9	2.61	2.08	2.78	3.00	3.36	
Fe ₂ O ₃	5.99	8.13	11.41	12.60	7.81	9.74	5.03	5.65	5.32	5.98	5.49	13.06	13.17	13.7	7.94	8.92	
FeO	7.31	3.70	4.31	4.49	5.02	3.74	9.61	12.48	8.09	9.32	8.87				3.74	3.66	
MnO	0.14	0.15	0.16	0.24	0.16	0.15	0.15	0.17	0.15	0.13	0.13	0.131	0.141	0.111	0.16	0.18	
MgO	37.26	34.62	33.69	33.31	33.09	31.70	25.31	23.5	25.24	26.4	24.3	35.562	36.567	35.895	34.99	32.26	
CaO	0.63	0.68	0.22	н.обн.	1.48	0.83	6.2	6.7	4.96	3.84	5	0.158	0.256	0.104	1.17	1.78	
Na ₂ O	0.11	0.14	0.15	0.07	0.17	0.11	0.07	0.69	0.48	0.21	0.35	<0.20	<0.2	<0.2	0.10	0.15	
K ₂ O	0.12	0.14	0.10	0.07	0.07	0.10	0.01	0.14	0.09	0.04	0.07	0.054	0.017	0.133	0.10	0.10	
P ₂ O ₅	0.033	0.046	0.060	0.060	0.070	0.029	н.о.	0.06	0.08	0.08	0.08	0.024	0.019	0.021	0.110	0.050	
П.л.п.	8.82	12.67	12.12	12.27	11.87	11.67	5.78	3.36	5.76	8.34	6.83	11.67	11.9	11.23	11.86	10.98	
CO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.66	0.92	0.2	0.86	0.53	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
S общ	0.05	0.25	0.05	0.29	0.25	0.06	1.18	1.73	1.8	2.83	2.84	н.о.	н.о.	н.о.	0.04	0.02	
Сумма	99.35	99.58	99.67	99.08	99.59	99.48	100.29	102.13	99.21*	100.95*	100.83*	99.39	99.69	99.72	100.09	99.48	
Cr	3900	4584	3421	4516	4331	7595	661	154	3465	3312	2992	5519	5267	4780	1368	3763	
Ni	4000	2900	2560	3701	2992	787	573	416	7744	11366	7450	4868	4842	3524	3150	1890	
Co	240	170	160	н.о.	н.о.	н.о.	143.5	169	216	241.1	193	169	174	148	н.о.	н.о.	
Cu	1300	1700	900	н.о.	н.о.	н.о.	342	234	2673	2434	6471	2713	1447	846	н.о.	н.о.	
Название ареала	Караган						Кусканак			Кунгус							
№ массива / абс. высота, м	10 / 950						19 / 1500	20 / 1500	70 / 900	91 / 900	45 / 1100	95 / 1000	86 / 1400	97 / 1000	86 / 1400	83 / 1500	
Название породы	Гарибургиты						Дунит	Лерцолит	Дуниты				Гарибургиты				
Номер образца	ш-549а		k-556		k-676		ш-9а	k-81а	70а	91а	45г	95а	86н	ш-914а-1	86о	83Ш	
Номер	17		18		19		20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
SiO ₂	39.71		40.28		40.38		37.78	42.14	39.14	39.26	38.70	37.94	39.10	40.88	40.17	37.04	
TiO ₂	0.25		0.30		0.29		0.30	0.41	0.13	0.06	0.06	0.11	0.13	0.09	0.15	0.06	
Al ₂ O ₃	1.25		1.54		2.64		2.29	2.78	1.16	1.08	1.44	1.48	1.52	1.82	2.28	2.33	
Fe ₂ O ₃	3.47		5.04		3.52		7.64	2.29	4.94	5.94	5.04	6.98	3.20	1.28	4.72	6.61	
FeO	5.06		2.37		4.12		3.20	6.28	3.02	1.94	3.20	3.70	5.31	5.74	3.39	3.59	
MnO	0.15		0.12		0.10		0.18	0.10	0.08	0.08	0.09	0.08	0.11	0.12	0.09	0.08	
MgO	38.03		37.02		36.03		36.46	33.96	38.96	38.54	37.13	37.04	39.48	36.71	36.19	35.61	
CaO	1.09		0.67		0.97		0.11	1.72	0.00	0.21	0.21	0.07	1.09	1.27	1.08	2.02	
Na ₂ O	0.14		0.14		0.14		0.02	0.10	0.08	0.10	0.05	0.07	0.10	0.10	0.11	0.10	
K ₂ O	0.15		0.10		0.16		0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.05	0.00	
P ₂ O ₅	0.036		0.035		0.022		0.071	0.058	0.027	0.045	0.060	0.026	0.045	0.034	0.033	0.045	
П.л.п.	11.01		12.50		11.76		11.93	10.56	13.14	12.96	13.42	12.84	10.33	12.06	11.94	13.30	
S общ	0.03		0.02		0.30		0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.00	0.03	0.05	0.03	0.02	
Сумма	100.37		100.14		100.43		100.00	100.52	100.72	100.24	99.42	100.34	100.44	100.26	100.23	100.81	
Cr	1505		2121		1574		821	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
Ni	1575		1496		1654		1890	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	

Название ареала	Игиль										
	40 / 1200		53 / 1450		39 / 1200		42 / 1400			53 а / 1300	
Название породы	Гарцбургиты серпентинизированные и апогарцбургитовые серпентиниты										
Номер образца	Дунит	Гарцбургиты серпентинизированные и апогарцбургитовые серпентиниты									
	ш-250а	ш-310а	к-1196	ш-205а	06-ИГ-38	06-ИГ-35	06-ИГ-34	06-ИГ-16А	06-ИГ-16	06-ИГ-8	06-ИГ-7
Номер	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	39.86	42.74	39.61	41.10	41.51	39.04	40.53	39.88	40.99	40.05	40.71
TiO ₂	0.06	0.10	0.06	0.05	<0.02	0.05	0.076	0.07	0.02	0.035	0.079
Al ₂ O ₃	1.44	1.43	0.54	1.15	0.80	1.8	1.92	1.20	1.15	1.84	2.00
Fe ₂ O ₃	5.05	1.16	4.80	5.21	3.71	5.5	7.66	3.35	3.42	9.57	8.62
FeO	3.20	8.40	3.42	2.94	4.14	1.67		4.28	4.87		
MnO	0.07	0.12	0.09	0.07	0.10	0.09	0.083	0.10	0.09	0.057	0.091
MgO	37.24	42.15	38.82	37.45	39.08	37.2	36.688	34.58	34.72	37.939	36.159
CaO	0.67	0.98	0.14	0.07	0.20	0.05	0.581	1.20	0.60	0.167	0.523
Na ₂ O	0.05	0.14	0.07	0.06	<0.02	<0.01	<0.2	<0.01	<0.02	<0.2	<0.2
K ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.10	<0.02	0.01	0.034	<0.01	<0.02	0.017	0.070
P ₂ O ₅	0.034	0.020	0.028	0.018	<0.02	0.04	0.012	0.03	<0.02	0.025	0.045
П.п.п.	12.10	2.66	12.44	12.31	7.51	13.08	12.26	13.27	12.35	10.81	11.73
CO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.47	0.32	н.о.	2.30	1.24	н.о.	н.о.
S общ	0.02	0.02	0.00	0.00	0.07	0.04	н.о.	0.04	0.08	н.о.	н.о.
Сумма	99.79	99.92	100.07	100.53	97.59	98.89	99.84	100.30	99.53	100.51	100.03
Cr	274	684	н.о.	137	2200	2351	н.о.	3100	3300	н.о.	н.о.
Ni	1700	2000	1500	1260	2100	1555	н.о.	2000	1900	н.о.	н.о.
Co	120	140	200	н.о.	103	92	н.о.	105	90	н.о.	н.о.
Cu	<100	<50	н.о.	н.о.	20	13	н.о.	28	21	н.о.	н.о.

Примечания. Химический состав магматических пород № 1-6, 15-20, 29-41 - по образцам Дубинина Н.Г., Глазунова О.М. 1962-1964 гг.; № 7-14, 21-28 - по образцам Глазунова О.М., Радомской Т.А. 1999-2006 гг. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.И. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, 2006-2008 гг.: силикатный анализ породообразующих оксидов - методом атомной абсорбции (мас. %) (аналитик Т. В. Ожогина); рентген-флуоресцентным методом (аналитики под руководством А.Л. Финкельштейна); Cr, Ni, Co, Cu, V, Sc - элементным ИСП-МС методом (г/г) (аналитик Е.В. Смирнова). Н. обн. - элементы не обнаружены; н.о. - элементы не определялись. * - в сумму входят значения Ni, Cr и Cu, определённые атомно-абсорбционным методом: № 9 - Cr₂O₃ - 0.50; NiO - 1.18; CuO - 0.41; № 10 - Cr₂O₃ - 0.46; NiO - 1.89; CuO - 0.40; № 11 - Cr₂O₃ - 0.42; NiO - 1.31; CuO - 1.02; № 34 - Cr₂O₃ - 0.32; NiO - 0.26; № 35 - Cr₂O₃ - 0.32; NiO - 0.23 (мас. %).

NiO, мас. %

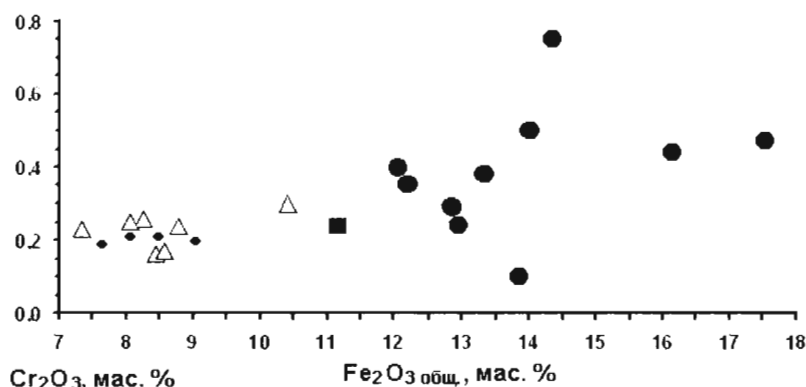
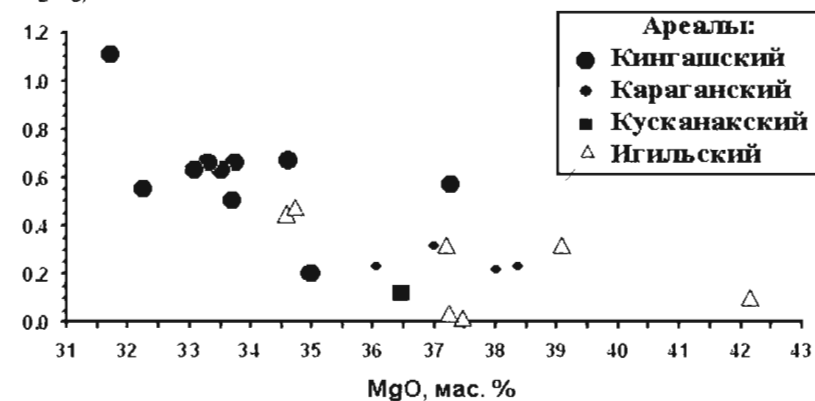
Cr₂O₃, мас. %Fe₂O₃ общ., мас. %

Рис. 4. Бинарная диаграмма отношения NiO - Fe₂O₃ общ. и Cr₂O₃-MgO (мас. %) в ультраосновных породах Кингашского рудного поля

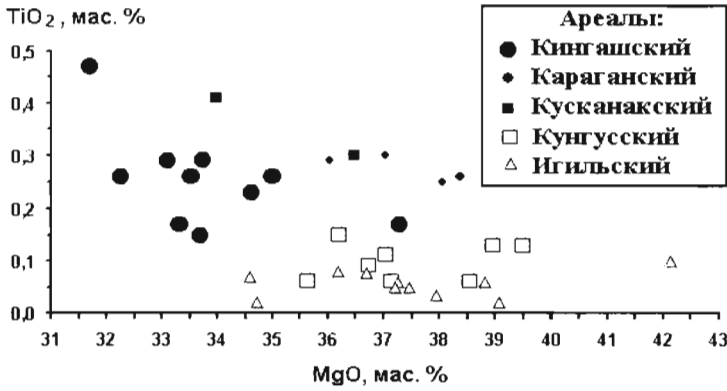


Рис. 5. Бинарная диаграмма отношения TiO_2 - MgO (мас. %) в ультраосновных породах Кингашского рудного поля

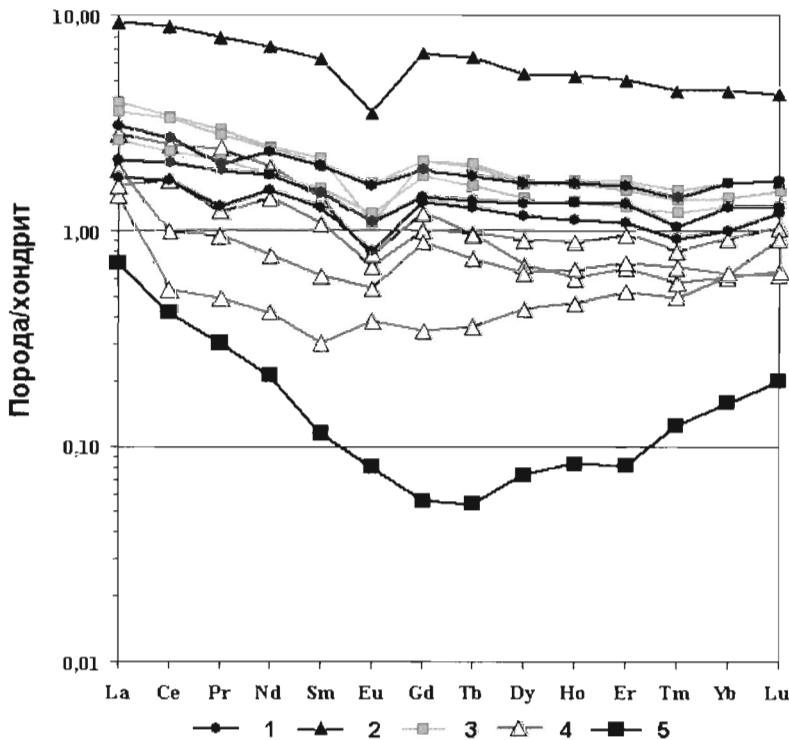


Рис. 6. Редкоземельные спектры ультраосновных пород.

Нормирование выполнено по содержанию РЗЭ в хондрите С1 [20]

1-2 - Кингашский массив: 1 - дуниты, 2 - вкрапленные богатые руды; 3 - дуниты Верхнекингашского массива, 4 - массивы идарского комплекса [8]; 5 - массив Борус (офиолитовая дунит-гарцбургитовая формация [3])

месторождениях. В идарских гипербазитах заметна также высокая дисперсия концентрации Ni с накоплением до 3000 г/т (относительно среднего - 2500 г/т Ni), 553 г/т Co и 3177 г/т Cr. Важным представляется обогащение их P, в отдельных пробах достигающее уровня рудных перидотитов Кингашского месторождения.

Статистическая проверка подтвердила картину накопления NiO , Cr_2O_3 с глубиной в гипотетической колонне Идарского хр. на глубину до 1000

м. Наибольшее приближение к «кингашским концентрациям» обнаруживают массивы Караганского и Игильского ареалов (рис. 8). Аномальные всплески концентрации Cr_2O_3 сохраняются за ультраосновными породами Кингашского и Верхнекингашского месторождений.

Если учесть сказанное и факт появления под рядом тел идарского комплекса аномалий, вызванных предположительно сульфидами, то становится очевидной необходимость изучения его, преж-

де всего, на глубину в высокоградиентных участках Δg . По своей природе ультраосновные породы Идара можно отнести к реститовой фации сближенного с кингашским очага плавления.

Таким образом, полученный материал демонстрирует хорошую структурно-генетическую выраженность Кингашского рудного поля в виде сложной геофизической картины и варьирующими амплитудно-частотными характеристиками. Масштабное проявление гипербазитов, сопряжение нескольких разноориентированных их ареалов, наличие гравитационных ступеней и высокоградиентных зон при развитии процесса мигматизации, становление интрузий гипербазитов в континентальных условиях - всё это способствовало формированию Кингашской рудно-магматической системы с крупными платиноидно-медно-никелевыми месторождениями. Формирование системы происходило в несколько геодинамических этапов её эволюции на континентальной основе. Завершение процесса накопления рудной составляющей *in situ* в массивах происходит на рубеже 1,4 млрд лет в условиях стационарного архейского Канского террейна Восточного Саяна при участии контаминации и ликвации.

Становление габброидов и метаморфизм руд связаны с распадом микроконтинента на рубеже 460-470 млн лет.

Намечаются следы вертикальной рудно-геохимической зональности по гипотетической колонне, выраженные в накоплении Ni, Cr, МПП с глубиной на интервале опробования 1.0 км.

Выдерживается тесное пространственное геохимическое совмещение в одном регионе перидотит-пироксенит-габбровой ассоциации с Pd-Pt-Cu-Ni оруденением и дунит-гарцбургитовой ассоциации с Ni-Pt-Cr минерализацией.

Сближенные тренды распределения элементов в этих геохимических типах пород склоняют к представлению об их комагматичности.

Идарский комплекс отвечает условиям образования реститовой фазы, обогащённой тугоплавкими Os, Ir, Cr, тогда как для кингашского выдерживается стремление к обогащению не только Pd-Pt-Te-Vi с сульфидами, но и накопление Ti и щелочей.

Основная тенденция развития КРМС проявляется в далеко зашедшей дифференциации изначального питающего расплава в мантии типа EM-II, сопровождаемой выделением реститов при участии контаминации и ликвации.

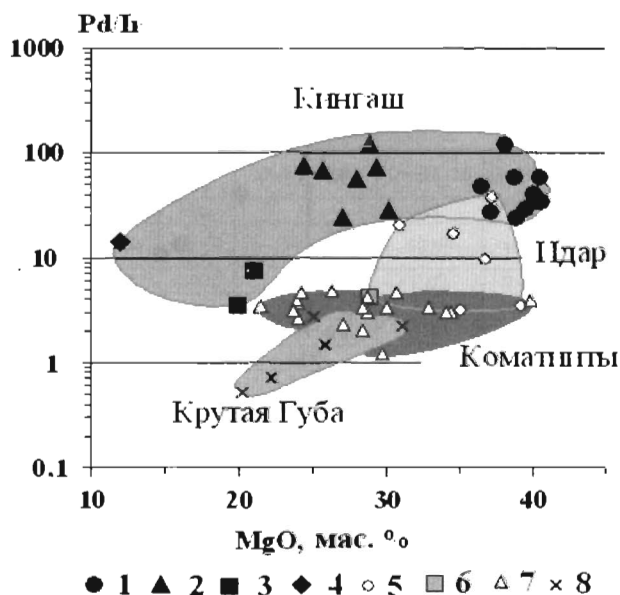


Рис. 7. Диаграмма отношения Pd/Ir-MgO в ультраосновных и основных породах 1-4 - Кингашский массив: 1 - дуниты, 2 - верлиты, 3 - клинопироксениты, 4 - габбро-амфиболит; 5-6 Игильский ареал. Идарское белогорье: 5 - апогарцбургитовые серпентиниты, 6 - ортопироксенит; 7 - коматииты Барбертона [23]; 8 - перидотиты массива Крутая Губа [6 и др.]

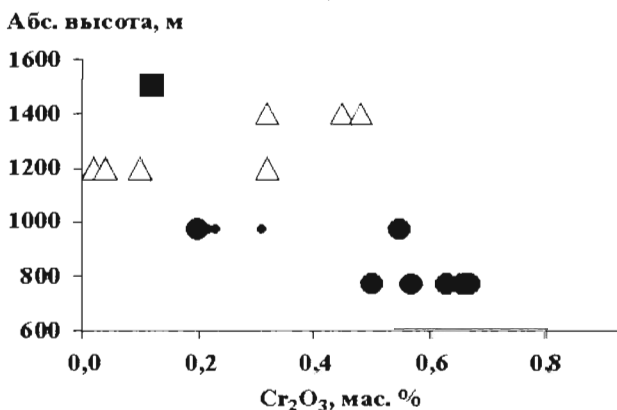
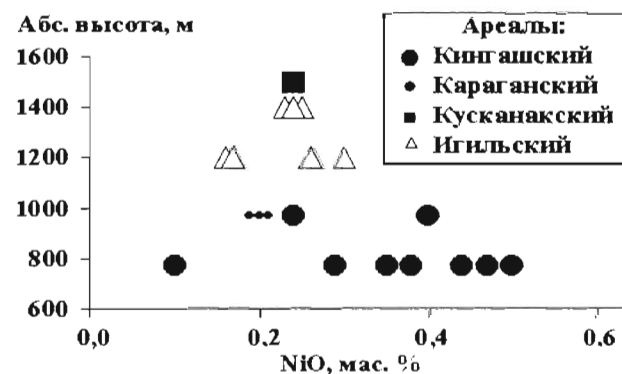


Рис. 8. Распределение NiO и Cr₂O₃ в массивах ультраосновных пород, расположенных на разных гипсометрических уровнях

Для становления массивов и образования рудных локализаций *in situ* главное значение имеют геодинамический континентальный режим и многокамерные подводные каналы с интенсивным прокачиванием по ним расплава.

Большое значение для формирования КРМС имел выделенный рифтинг, условия раздвига которого способствовали широкому насыщению архейского протолита гипербазитами.

При сопоставлении обнаруживаются некоторые черты сходства в развитии Кингашской Pd-Pt

Cu-Ni системы с теоретическими моделями [14] по Северо-Азиатскому кратону и его обрамлению.

В качестве перспективного рабочего параметра оценки рудного поля может быть рекомендован индекс высокоградиентных зон, выраженный в сближении полос сгущения изоаномал с широкими растянутыми площадками, подчёркнутыми геохимическими аномалиями. В пределах Кингашского ареала отдельные высокоградиентные зоны сливаются в цепочки и переходят в гравитационную ступень.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алакиин А.М., Письменный Б.М., Поспеев А.В. Строе-ние литосферы южного горного обрамления Сибирской платформы // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990, с. 170-180.
2. Бушенкова Н.А., Тычков С.А., Кулаков И.Ю. Исследо-вания структуры верхней мантии Центральной Сибири и прилегающих регионов на pp-p волнах / Геология и геофи-зика, 2003, т. 44, № 5, с. 474-490.
3. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброндов и гипербазитов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981, 192 с.
4. Глазунов О.М. Источники руд Кингашской рудно-маг-матической системы / Матер. научн. конференции. Екате-ринбург, 2004, с. 253-255.
5. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашс-кое платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003, 192 с.
6. Глазунов О.М., Горнова М.А., Павленко Э.Ф. Геохимия архейских ультрамафитов / Петрология гипербазитов и ба-зитов. Труды ин-та геологии и геофизики, вып. 58 / Отв. редактор Г.В. Поляков. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990, с. 99-120.
7. Глазунов О.М., Павлова Т.Л., Прокопчук С.И. Особен-ности глубинного строения и геохимии массивов ультрама-фитов Канской глыбы архея / Магматизм и геодинамика Сибири. Тезисы. Томск: ЦНТИ, 1996, с. 52-53.
8. Глазунов О.М., Радомская Т.А. Геохимия благородных элементов и никеля в Кингашском месторождении / Геоло-гия, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геоло-гических исследований: Сб. избр. трудов научно-технич. конф. ИрГТУ. Иркутск: Изд-во ИГТУ, 2003, с. 104-109.
9. Глазунов О.М., Соловьева Л.В. Особенности состава верхней мантии (ВМ) под Сибирской платформой (Северо-Азиатский кратон) / XIX семинар "Геохимия магматичес-ких пород". 6-7 апреля 2000 г./ Рук. Л. Н. Когарко. М: ГЕО-ХИ РАН, с. 44-45.
10. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988, 279 с.
11. Кингашское сульфидное платиноидно-медно-никеле-вое месторождение (Восточный Саян) / О.М. Глазунов, А.В. Валетов, В.И. Богнибов, В.А. Лялюк, И.Г. Резников / Пла-тина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке (Платиноидное сырьё Рос-сии XXI в.). Сб. научн. трудов. Т. III в двух книгах. Кн. 2. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999, с. 180-190.
12. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / В.С., Сурков, В.П. Коробейников, А.В. Абрамов и др. М: Недра, 1988, 195 с.
13. Павлова Т.Л. Вещественная интерпретация геофизи-ческих аномалий Кингашского рудного узла / Петрология магматических и метаморфических комплексов. Матер. III ежегодной науч. конф. ТГУ. Томск, 2002, с. 116-118.
14. Платиноидные месторождения Северо-Азиатского кратона и его обрамления: металлогения и геодинамика / Д.А. Додин, Г.В. Поляков, О.А. Дюжиков, А.Ф. Коробейников, Э.А. Ланда, В.Н. Мелкомук, Г.Л. Митрофанов, А.В. Савицкий. Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 11, с. 1619-1634.
15. Самков В. В. Система разломов центральной и вос-точной частей Алтае-Саянской складчатой области и зако-номерности размещения месторождений / Проблемы метал-логении юга Западной Сибири. Томск: ТГУ, 1999, с. 58-61.
16. Тектоническая позиция и рудоносность базит-ульт-рабазитовых пород Северного Прибайкалья / Е. Н. Алту-хов, С. Ю. Гершаник, О. М. Глазунов, А. С. Мехоношин / Геология и геофизика, № 6, 1990, с. 56-64.
17. Фор Г. Основы изотопной геохимии. М.: Мир, 1989, 590 с.
18. Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строеение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных гео-физических исследований / Геология и геофизика, 1963, № 10, с. 5-18.
19. Юркин В.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Восточно-Саянская, Лист N-46-XII / Ред. А.Д. Шелковников. М.:Недра, 1968, 60 с.
20. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements. Meteorite studies / Rare Earth element geochemistry, v. 2. Development in geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984, p. 63-114.
21. Glazunov O. M., Ekhanin A. G., Prokopchuk S.I. Composition of the mantle and distribution of noble metals in ultramafites of precambrian greenstone belts of Siberia / Abstracts of 31st International Geological Congress Rio de Janeiro - Brasil, August 6-17 - 2000. Rio de Janeiro, Brasil, 2000, p. 9.
22. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths / H. Becker, M. F. Horan, R. J. Walker, S. Gao, J.-P. Lorand, R. L. Rudnick / Geochim. Cosmochim. Acta, 70, 2006, p. 4528-4550.
23. Maier W.D., Roelofse F., Barnes S.-J. The concentration of the platinum-group elements in South African komatiites: implication for mantle sources, melting regime and PGF fractionation during crystallization / Journ. Petrology, 2003, v. 44, No 10, p. 1787-1804.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ SR, ND, HF И PB КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

О.В. Петров¹, К.И. Лохов^{2,1}, И.Н. Капитонов^{1,2}, Э.М. Прасолов^{1,2},
Е.С. Богомолов^{3,1}, Р.Ш. Крымский¹, Ю.Д. Пушкарев^{3,1}, С.А. Сергеев^{1,2}

1 - ФГУП ВСЕГЕИ, 2 - СПбГУ, 3 - ИГД РАН

Мультисистемные изотопные исследования (комплекс из 11 различных изотопных систем) целой серии интрузивов, проведенные в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ в 2003-2008 гг. были направлены на выявление источников вещества, определение времени и условий формирования рудных объектов, имеющих важнейшее практическое значение. Изучена большая коллекция новых образцов (>250), отобранных из разведочных скважин в 22 интрузивах Норильского района. Предложены новые количественные генетические показатели, позволяющие уточнять модели формирования уникальных Cu-Ni-PGE-месторождений.

Традиционно происхождение руд и силикатного вещества интрузивов считалось мантийным. Однако, первое же исследование изотопного состава флюидных компонентов - He и Ar [5] и серы [3] выявило масштабное мантийно-коровое взаимодействие. Можно предполагать, что поведение радиогенных изотопов Sr, Nd, Hf и Pb должно также отражать процессы смешения и ассимиляции корового вещества, в том числе и постмагматические флюидно-метасоматические.

Стронций-неодимовая изотопная систематика. Наблюдаются широкие вариации начального изотопного состава Sr и Nd как в пределах одной интрузии, так и в интрузиях различной степени рудоносности. По-видимому, эти вариации обусловлены разной степенью ассимиляции корового вещества мантийным, а также различным происхождением ассимилированной коровой компоненты. Усредненные Sr-Nd параметры интрузий приведены на рисунке 1. Все изученные объекты не принадлежат мантийной последовательности на графике с координатами $\epsilon Nd(T)$ и $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ [7], их параметры существенно отличаются от таковых для деплетированного DM(250) и примитивного PM(250) мантийных резервуаров, существовавших во время образования массивов – около 250 млн лет тому назад. Основной особенностью интрузий Норильского района является значительно более радиогенный,

чем в мантийных источниках, стронций, что свидетельствует о существенной ассимиляции корового вещества. На основе изотопной Sr-Nd систематики возможно выделить следующие основные группы интрузивов:

1) промышленно-рудноносные (Норильск-1, Талнах и Хараелах) с величиной $\epsilon Nd(T) = +0,3 - +1,1$ (кроме габбродиорита из Норильска-1), источником вещества которых являются примитивная мантия PM (плюм-компонент) и коровое вещество - преимущественно хемогенные осадочные породы;

2) нерудоносные и слабо рудоносные, источником которых, возможно, является деплетированный мантийный резервуар DM, и несиалическое коровое вещество (Дюмпталейский, Микчандский, Моронговский, Круглогорский, Оганерский, Нижневологочанский и Далдыканский массивы);

3) нерудоносные, ассимилировавшие коровую сиалическую компоненту, что обусловило отрицательные значения $\epsilon Nd(T)$ (Зеленогривский, Нижненорильский, Биньюдинский, Ергалахский, Агатский и габбродиориты Норильска-1).

Сопоставление изотопного состава стронция в силикатной части пород и в сульфидных рудах (рис. 2) показывает, как минимум, два этапа ассимиляции корового материала мантийными магмами. Изотопный состав стронция вкрапленных руд Нижненорильского, Хараелакского, Талнахского и Южнопясинского интрузивов близок к таковому в силикатной части, что может указывать на магматический генезис вкрапленного оруденения. Массивные руды Талнаха, Хараелаха и вкрапленные Зубмаркшейдерского и Микчандгского интрузивов, очевидно, претерпели постмагматические преобразования, поскольку содержат более радиогенный стронций по сравнению с силикатами. Таким образом, Sr-Nd систематика свидетельствует о масштабном мантийно-коровом взаимодействии в процессе рудогенеза.

Гафний-неодимовая изотопная систематика. Начальное изотопное отношение гафния, оп-

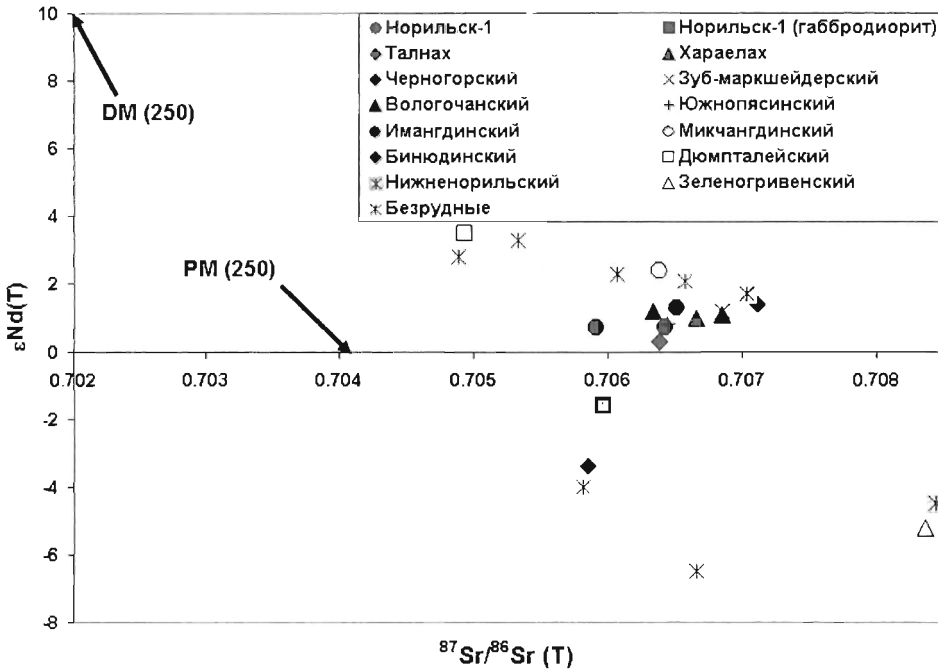


Рис. 1. Изотопная Sr-Nd систематика интрузий Норильского района (усредненные данные по массивам) «Безрудные» включают массивы: Зеленогривенский, Моронговский, Круглогорский, Ергалахский, Оганерский, Нижневологодчанский, Далдыканский и Агатский

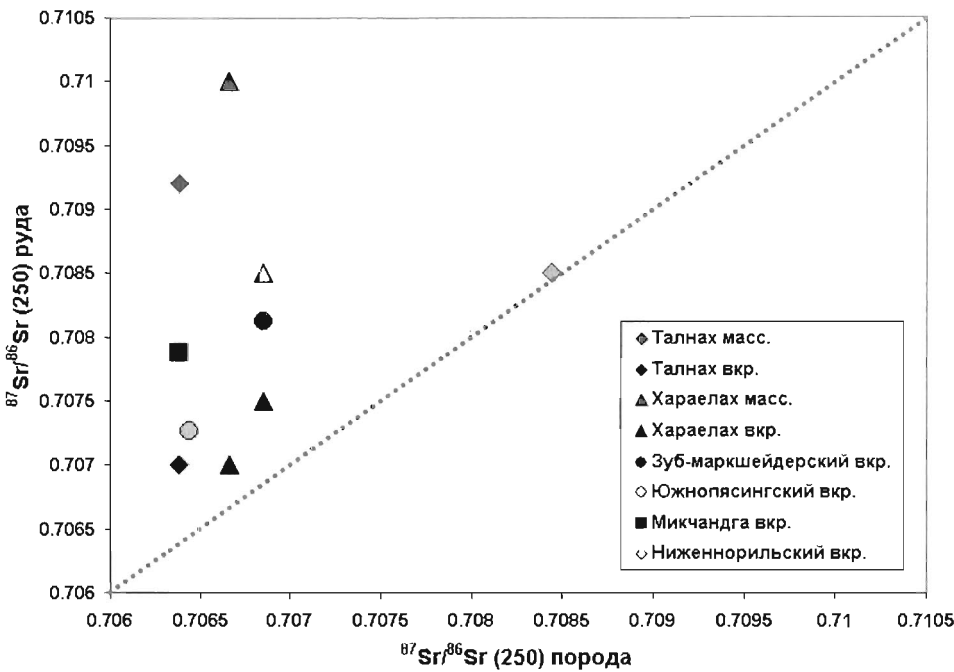


Рис. 2. Соотношение усредненного изотопного состава Sr в рудах и силикатных породах массивов Норильского района

ределенное по цирконам для промышленно-рудноносных интрузий Норильск-1, Талнах и Хараелах, близко к линии эволюции изотопного состава гафния в деплетированном мантийном резервуаре DM. Этот же параметр в слабо рудоносных и безрудных интрузиях ближе к линии эволюции изотопного состава гафния в примитивном мантийном резервуаре PM. Основанное на этих данных положение о том, что богатые рудой интрузии образуются из деплетированной мантии, а безрудные из недеплетированной прими-

тивной [13], вступает в противоречие как с петрологическими оценками [10], так и с рассмотренной выше Sr-Nd изотопной систематикой.

Для более определенной диагностики глубинных источников магм, формирующих различные интрузии, и подтверждения эффектов ассимиляции мантийными магмами корового вещества нами была изучена изотопная Hf-Nd систематика. Эта систематика основана на сопоставлении начального изотопного отношения неодима в породе, выраженного в терминах $\epsilon Nd(T)$, и началь-

ного изотопного состава гафния в цирконах в терминах $\epsilon\text{Hf}(T)$ [7].

Для магматических пород различного генезиса установлено, что Sm-Nd и Lu-Hf отношения ведут себя когерентно. Поэтому в породах магматического генезиса наблюдается положительная корреляция начальных изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $\epsilon\text{Hf}(T)$. Эта корреляция эмпирически установлена для магматических пород различного состава и названа «земной совокупностью» или «Terrestrial Array» (ТА) [12, 15, 16 и др.]. Ее параметры описываются уравнением $\epsilon\text{Hf}(T) = a * \epsilon\text{Nd}(T) + b$, в зависимости от выборки и типа пород величина данных коэффициентов оценивается: $a = 1,15 - 1,56$; $b = 1 - 3$. Такая зависимость наблюдается для любых магматических пород как мантийного, так и корового генезиса, соответственно в диапазоне величин $\epsilon\text{Nd}(T)$ от -25 до $+15$ и для ТА в среднем можно принять $\epsilon\text{Hf}(T) = 1,5 * \epsilon\text{Nd}(T) + 3$. На графике $\epsilon\text{Nd}(T) - \epsilon\text{Hf}(T)$ фигуративные точки характеризуются дисперсией в 4-6 единиц эписилон, поэтому ТА описывается полосой корреляции: $1,5 * \epsilon\text{Nd}(T) - 6 < \epsilon\text{Hf}(T) < 1,5 * \epsilon\text{Nd}(T) + 6$.

Начальный изотопный состав гафния цирконов магматического происхождения соответствует таковому в магме, и следовательно фигуративная точка с координатами $\epsilon\text{Nd}(T)$ (по породе в целом) и $\epsilon\text{Hf}(T)$ (по циркону), попадает в поле ТА. Если циркон захваченный или унаследованный, то соответствующая фигуративная точка будет располагаться правее и ниже области ТА, а если же циркон постмагматический - то левее и выше ТА [4].

Для некоторых горных пород предположительно магматического или метаморфического генезиса установлен избыточный радиогенный гафний в цирконах (точки выше линии ТА). Это считается результатом ассимиляции горных пород, содержащих минералы с высоким Lu-Hf отношением (гранат, глинистые минералы, фосфаты). При условии присутствия в породе во много галогенсодержащего флюида Zr и Hf из вмещающих пород будут мигрировать в магматические породы, приводя к образованию новой генерации циркона с избыточным гафнием по отношению к неодиму [6, 8, 11]. За счет присутствия в таких цирконах аномально высоких количеств радиогенного гафния расчетный модельный возраст по гафнию в них существенно занижен, вплоть до появления значений в будущем времени.

Изотопная Hf-Nd систематика для ряда интрузий Норильского района приведена на рисунке 3. В данном случае возраст всех изученных цир-

конов отвечает интервалу времени 245-256 млн лет. Для большинства из них характерен избыточный радиогенный гафний, т.е. фигуративные точки не принадлежат области ТА при $\epsilon\text{Hf}(T) > 1,5$ и $\epsilon\text{Nd}(T) < 3$. Такой эффект наиболее отчетливо проявлен в промышленно рудоносных интрузиях. Начальное изотопное отношение гафния, определенное по цирконам, для промышленно-рудоносных интрузивов Норильск-1, Талнах и Харлаелах действительно близко к линии эволюции изотопного состава гафния в деплетированном мантийном резервуаре DM [13]. Внимательное рассмотрение экспериментальных данных показывает, что присутствуют многочисленные цирконы, в которых это изотопное отношение, превышает таковое в DM. Последнее служит прямым доказательством присутствия в них избыточного радиогенного гафния. Подобный избыток радиогенного гафния в цирконе выражен в виде параметра $\Delta\text{Hf}(T) = \epsilon\text{Hf}(T) - \{1,5\epsilon\text{Nd}(T) + 3\}$ (разность между измеренной величиной $\epsilon\text{Hf}(T)$ и таковой, рассчитанной через $\epsilon\text{Nd}(T)$ для магматических пород, параметры которых принадлежат ТА).

По-видимому, избыточный радиогенный гафний был заимствован из источника с высоким Lu-Hf отношением. Это выражается в том, что для цирконов с максимальной величиной $\epsilon\text{Hf}(T)$ характерны наибольшие величины Lu-Hf отношения (рис. 4). Промыленно-рудоносные интрузивы контаминированы веществом с высоким Lu-Hf отношением, так как цирконы в них характеризуются наибольшими содержаниями избыточного радиогенного гафния. Источником такого вещества во вмещающих осадочных гонщах могли быть фосфат-содержащие или глинистые породы [11]. Галоген-содержащий водный флюид, необходимый для транспортировки таких элементов как Zr и Hf, мог быть заимствован из горизонтов эвапоритовых пород, включающих галогениды. Контаминация магм осадочными породами, выявленная ранее по изотопным составам серы в сульфидах и аргона в породах интрузий [2, 3, 5], находит отражение и в намечающейся взаимосвязи между изотопным составом S и Ar и количеством избыточного радиогенного Hf (в виде параметра $\delta\text{Hf}(T)$) в цирконах (рис. 5, 6). Промыленно-рудоносные интрузивы характеризуются максимальным вкладом корового вещества, за счет чего наблюдаются корреляции аномально изотопно-тяжелой серы и воздушного аргона с одной стороны, и избыточного радиогенного гафния в цирконах, с другой.

Время и место ассимиляции мантийными маг-

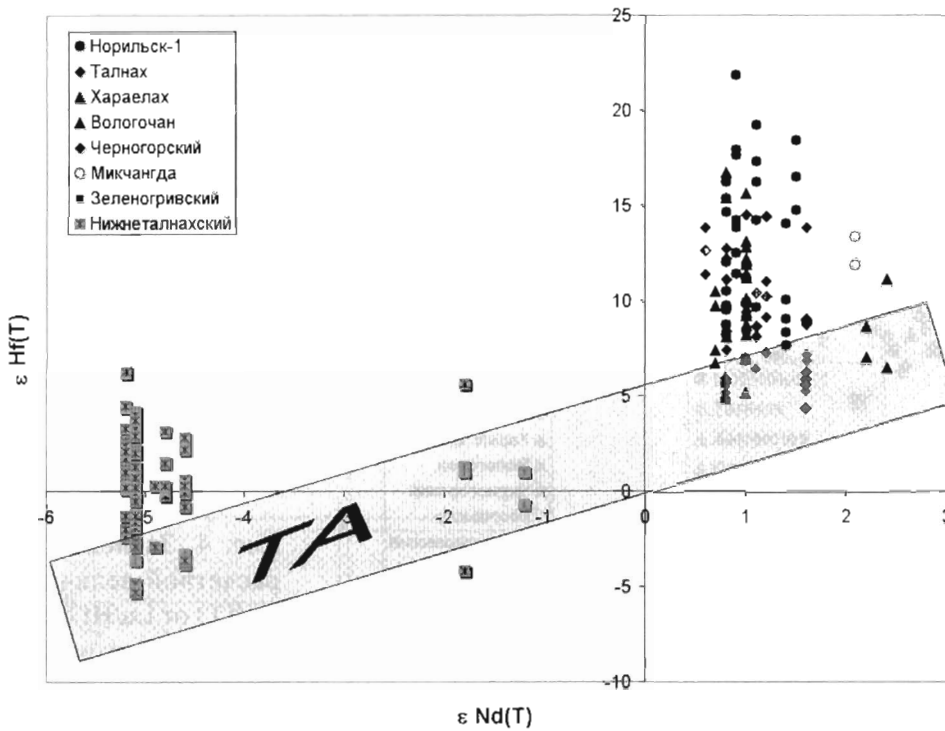


Рис. 3. Изотопная Hf-Nd систематика пород интрузивов Норильского района
Серым обозначена полоса корреляции ТА (см. текст)

мами корового вещества оказывает влияние на вариации изотопного состава гафния в цирконах. Можно представить несколько этапов вещественной контаминации в процессе кристаллизации, до нее, а также при посткристаллизационных гидротермальных преобразованиях. В случае контаминации магматического расплава следует ожидать высокую гомогенность изотопных характеристик. При ассимиляции корового вещества на постмагматической стадии за счет флюидно-метасоматического процесса изотопный состав гафния в цирконах должен быть весьма изменчив. Для цирконов из отдельных интрузий получен широкий разброс величины $\delta Hf(T)$, что может служить аргументом в пользу контаминации именно на постмагматической стадии.

В разных интрузивах наблюдаются генерации цирконов, значимо отличающихся по U-Pb возрасту [2], но неотличимые по величине $\delta Hf(T)$. Цирконы из промышленно-рудноносных интрузий несколько древнее таковых из нерудноносных и безрудных (рис. 7). Именно более древние интрузивы максимально контаминированы и характеризуются наиболее изотопно-тяжелой серой и аргоном атмосферного происхождения (см рис. 5-7). В них также присутствует максимальное количество унаследованных и захваченных зерен цирконов.

Можно полагать, что на первом этапе расплавы формировались за счет глубинного плюма (см. Sr-Nd изотопную систематику, рис. 1), а в более поздний период в плавление вовлекалось веще-

ство деплетированной (верхней) мантии. По-видимому, магмы из плюма (недеплетированная мантия) обладали большей способностью к ассимиляции корового вещества. Повышенная способность к ассимиляции коровых пород могла быть обусловлена большим содержанием флюида в глубинной магме и его составом. Производные недеплетированной мантии были обогащены флюидом с мольной долей углекислого газа $X_{CO_2} < 0,5$, т.е. они были существенно водными [1]. В то же время в производных деплетированной (и дегазированной) мантии количество флюида было значительно меньшим при существенно углекислом составе ($X_{CO_2} > 0,8$) [9].

Таким образом, Hf-Nd изотопная систематика позволяет убедиться в том, что контаминация силикатного вещества коровым компонентом происходила преимущественно на постмагматической стадии за счет флюидно-метасоматического процесса.

Изотопная систематика свинца. Изотопный состав свинца определялся в сульфидах и в плагиоклазах из интрузивов с разным масштабом рудоносности. Изотопный состав свинца этих минералов вследствие близкого к нулю отношения U-Pb соответствует начальному и может использоваться для генетических построений. Плагиоклазы перед изотопным анализом истирались до пудры и обрабатывались азотной кислотой для удаления содержащих уран пленочных минералов.

Изучение изотопного состава свинца выпол-

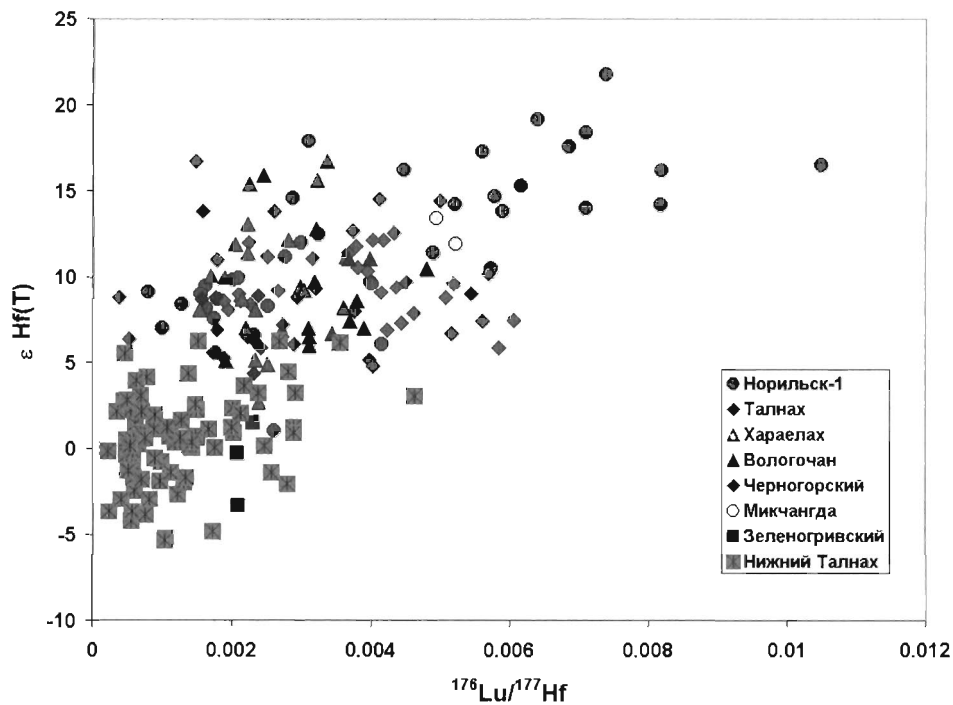


Рис. 4. Зависимость расчетной величины $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от Lu/Hf отношения в цирконах из интрузий

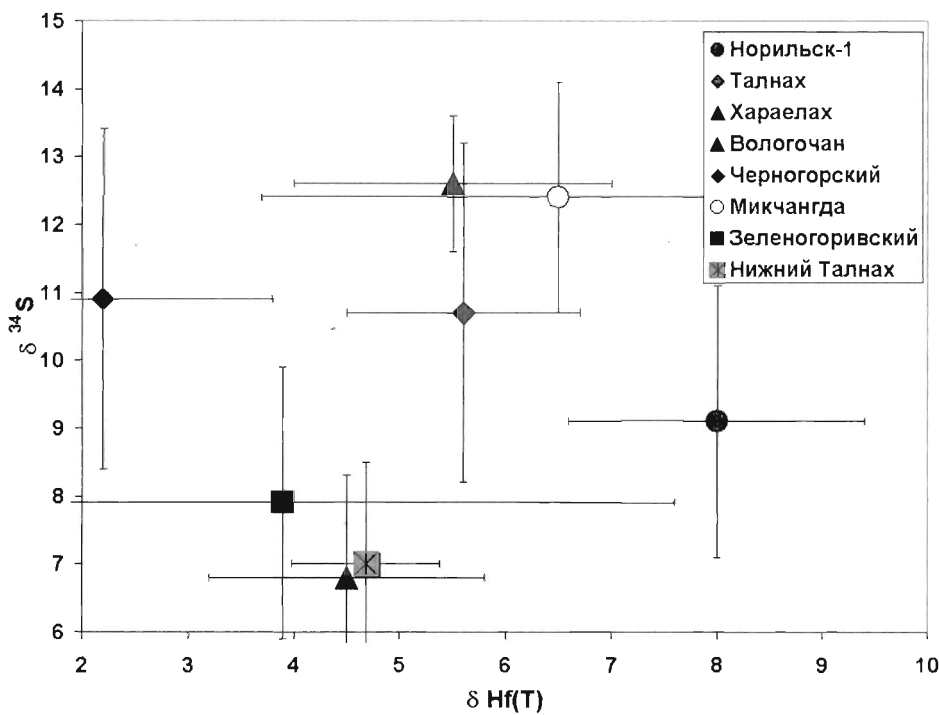


Рис. 5. Взаимосвязь количества избыточного радиогенного гафния в цирконах и изотопного состава серы в рудных сульфидах (усредненные данные по интрузиям)

нялось с целью идентифицировать источники рудного и силикатного вещества и выяснить, может ли изотопный состав свинца во вкрапленных рудах служить источником информации о потенциально-промышленной рудоносности соответствующего массива.

Полученные результаты сводятся к следующему.

(1). Изотопный состав свинца в сульфидных рудах из трех главных промышленных месторож-

дений региона различен, но везде соответствует корово-мантийным смесям с преобладанием корового компонента. Это проявляется в том, что на диаграмме Pb-Pb изотопной систематики они располагаются под кривой Стейси-Краммерса [16], будучи сдвинуты к кривой развития изотопного состава свинца в мантии (рис. 8).

(2). Изотопный состав свинца во вкрапленных и в массивных рудах одного и того же промышленного месторождения (см. рис. 8) одинаков

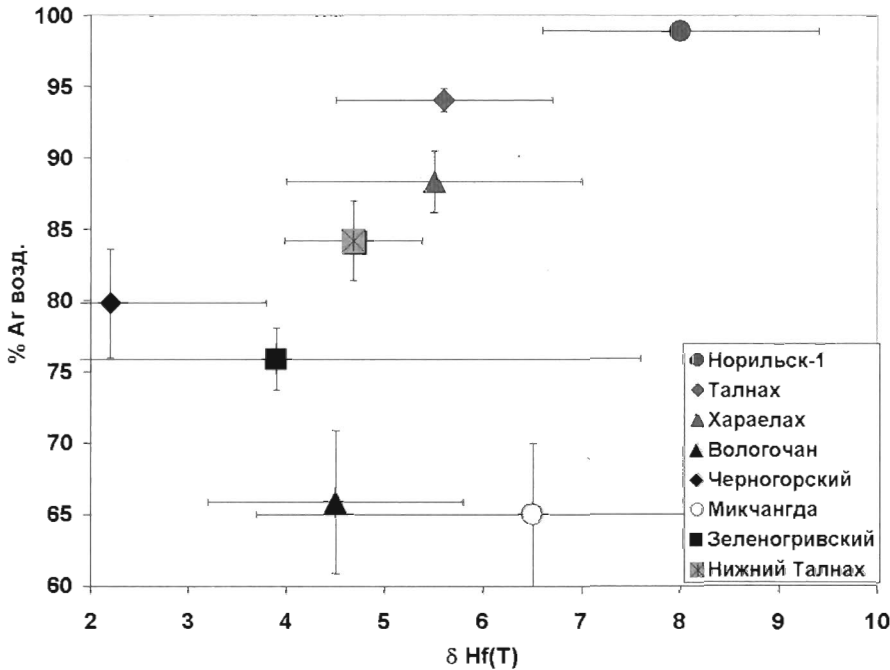


Рис. 6. Взаимосвязь количества избыточного радиогенного гафния в цирконах и количества аргона атмосферного генезиса в породах (усредненные данные по интрузиям)

(Хараелахское месторождение) или очень близок (Талнахское месторождение). Это свидетельствует о том, что в магматическую камеру таких тел рудное вещество поступало из одного источника на разных этапах эволюции. Идентичность изотопного состава свинца вкрапленных сульфидов и массивных руд богатых месторождений может использоваться в качестве дополнительного изотопного критерия продуктивности интрузий с неизвестным масштабом оруденения.

(3). Объединенная изотопная систематика серы и свинца Cu-Ni сульфидов из разномасштабных месторождений Норильского рудного поля выявляет два тренда (рис. 9, показаны стрелками) - Талнахско-Хараелахский и Норильско-Зуб-Маркшейдерский, которые отражают смешение как минимум трех главных генетических компонентов при рудообразовании.

Одним из них, преобладающим в сульфидах Зуб-Маркшейдерского массива, по-видимому, является мантийное вещество, характеризующееся несколько повышенной (как в плюмах [14]) величиной $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ при «мантийном» изотопном составе серы. Два других компонента коровые, и при практически идентичных изотопных составах серы ($\delta^{34}\text{S} = 11 - 12\text{‰}$) они значительно отличаются по величине m . При этом у них также и разные величины $k = \text{Th}/\text{U}$. У одного корового компонента (наиболее отчетливо представленного в корово-мантийной смеси Норильских руд) это отношение повышенное, как в породах гранулитовой фации метаморфизма или в веществе нижней коры, а в другом (Талнахские и Хараелах-

кие руды) оно по существу идентично таковому в верхней коре. Вывод о том, что рудные тела трех главных интрузивных тел имеют, по крайней мере, три изотопно-различных источника совпадает с аналогичным заключением Р. Волкера с коллегами на основе сопоставления изотопных составов осмия и свинца [14].

(4). Анализ объединенной S-Pb изотопной систематики (см. рис. 9) позволяет сделать вывод о том, что сульфиды Микчандинского и Черногорского интрузивов действительно являются полноценными изотопными аналогами промышленных руд Талнахского и Хараелахского месторождений. Судя по изотопным характеристикам сульфидов, Бинюдинский интрузив, так же как Зуб-Маркшейдерский и Вологочанский, должны быть отнесены к группе объектов отличных от промышленных и по этому критерию менее перспективных на выявление массивных сульфидных руд.

В Нижненорильском и Нижнеталнахском интрузивах изотопный состав свинца в Cu-Ni рудах сильно варьирует по величине отношения ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ при относительном постоянстве отношения ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ в сульфидах Нижнеталнахского интрузива и при значительных колебаниях этого отношения в Нижненорильском. Такая особенность отличает их от Cu-Ni сульфидов Талнахского и Хараелахского месторождений, и несколько сближает с Норильским, в котором также наблюдаются повышенные вариации в величине отношения ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$. Такое подобие в вариациях не определяет их идентичность, поскольку в основном состав свинца в сульфидах обоих интрузивов рас-

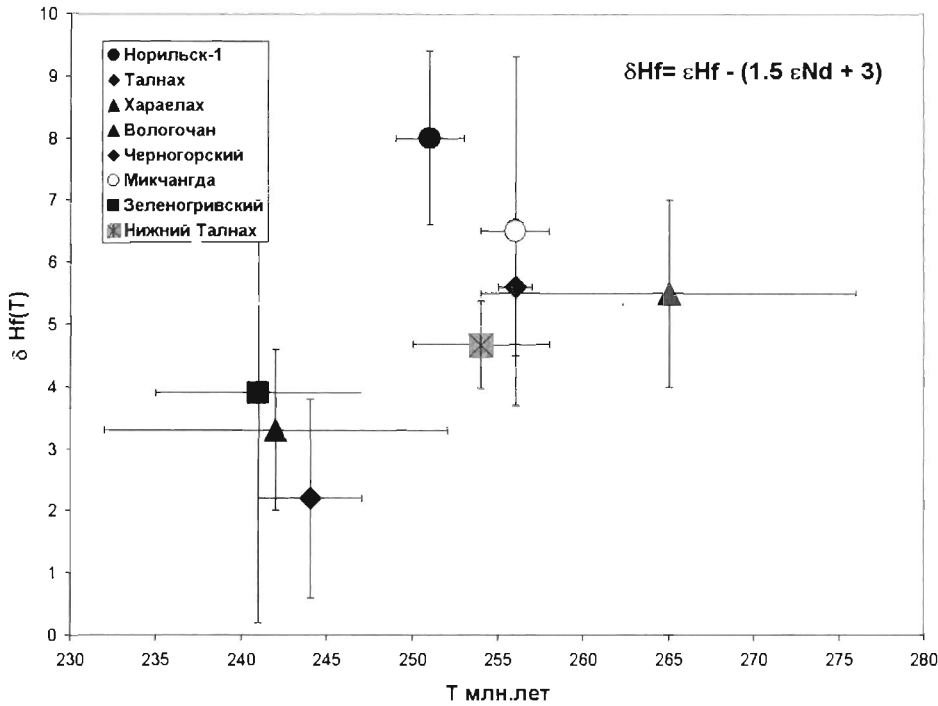


Рис. 7. Зависимость количества избыточного радиогенного гафния $\delta Hf(T)$ в цирконах от возраста цирконов по U-Pb методу (усредненные данные по интрузиям)

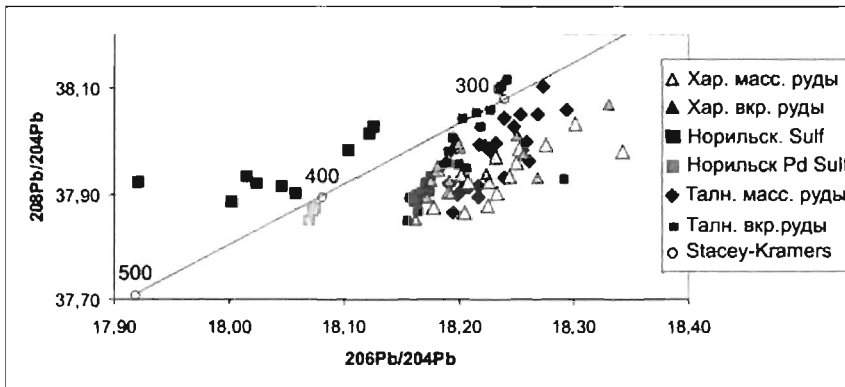
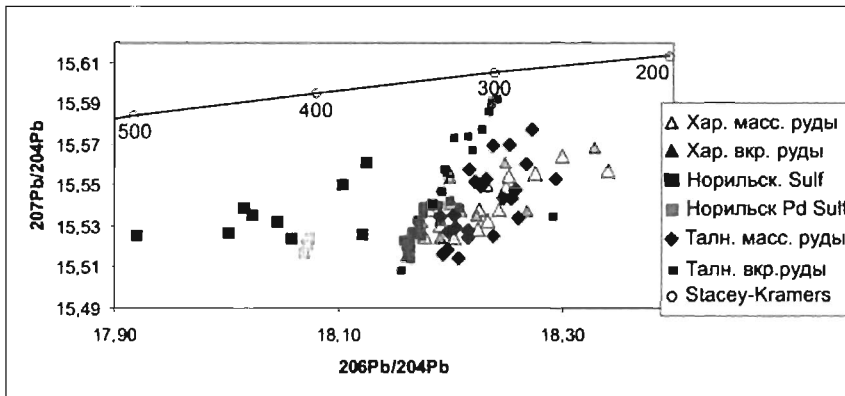


Рис. 8. Pb-Pb изотопная систематика сульфидов из промышленно-рудноносных интрузивов Норильского района

полагается вне поля сульфидов Норильского месторождения и при первичности этого различия свидетельствует о разных источниках рудного вещества.

Положение Зеленогровского интрузива (см. рис. 9, незалитое поле, точечный пиктир) из-за

непредставительности изотопных данных остается неопределенным. По этой же причине неясна принадлежность Дюмпталейского интрузива (всего один сопряженный изотопный анализ Pb и S). Стрелки на рисунке 9 показывают положение главных смешиваемых компонентов: мантий-

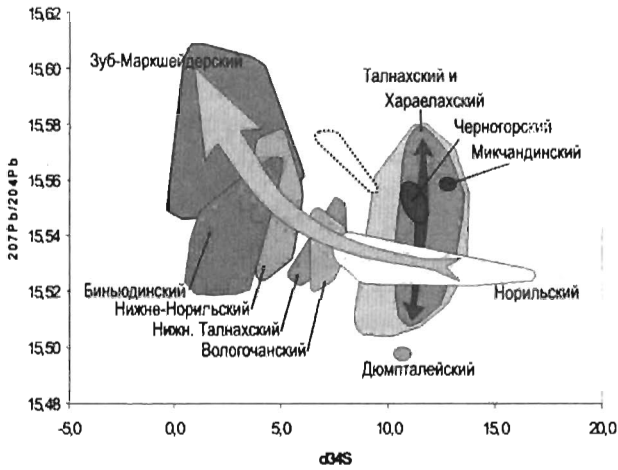


Рис. 9. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\delta^{34}\text{S}$ изотопные систематики в интрузивах Норильского района

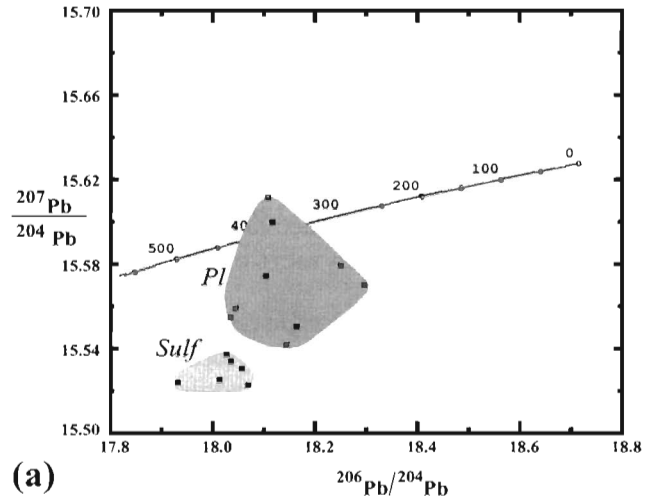
Представлены поля рассеяния изотопных данных. Стрелки показывают положение главных смешиваемых компонентов (см. текст)

ного в Зуб-Маркшейдерском интрузиве и двух коровых – одного в Хараелахском месторождении и другого - в Норильском.

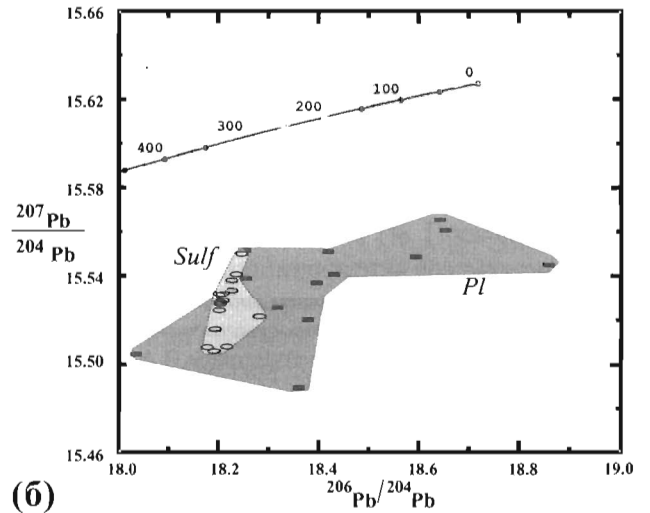
(5). Различие начального изотопного состава свинца в сульфидах и в плагиоклазах (рис. 10) определенно свидетельствует о том, что в промышленно рудоносных интрузивах рудное вещество и силикаты не сингенетичны, а парагенетичны. Этот вывод согласуется с результатами предыдущих исследований [10], согласно которым в промышленно рудоносных массивах норильского типа никель из оливина не был экстрагирован рудным веществом, несмотря на высочайшее сродство этого элемента к сульфидам. Таким образом, сульфидная руда не находится ни в химическом, ни в изотопном равновесии с силикатными породами. Если, как принято в магматической модели рудообразования, руда в виде сульфидной жидкости действительно оседала в силикатном расплаве, то эта жидкость происходила из другого силикатного расплава, а расплавы, с которыми она пришла в магматические камеры норильских интрузивов играли для нее только роль транспортного средства.

(6). В целом, обилие сульфидного рудного вещества в промышленных месторождениях исключает его появление в результате ликвации однородного мантийного расплава в пределах интрузивного тела.

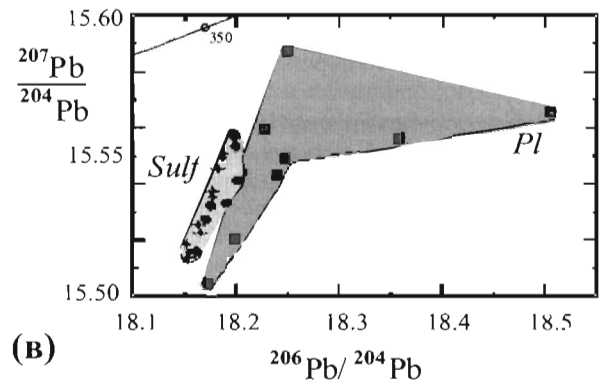
Основной процесс корово-мантийного взаимодействия, обусловивший формирование рудного вещества, по-видимому, произошел до поступления расплава в магматическую камеру. Расплав



(a)



(б)



(в)

Рис. 10. Изотопный состав свинца в сульфидах (Sulf) и в плагиоклазах (Pl) Норильского (а), Талнахского (б) и Хараелахского (в) интрузивов.

Видна чужеродность свинца сульфидного и силикатного компонентов

мог контаминироваться коровыми серой, свинцом и другими элементами также *in situ*. Помимо этих двух стадий формирования пород и руд был еще как минимум третий процесс, представленный Ni-Co-арсенидной минерализацией в арсенидно-карбонатных жилах с сульфидами. Под воздействием этого позднего метасоматического процесса геохимическая замкнутость изотопных систем могла нарушаться.

Выводы

В Норильском рудном районе промышленно рудоносные интрузии Норильск-1, Талнах и Хараслах образовались на раннем этапе магматизма 254 ± 4 млн лет [2], скорее всего, за счет глубинного мантийного источника плюмового типа. Обилие флюидной фазы и высокая мольная доля воды во флюиде, с одной стороны, обусловила образование горизонтов с малосульфидным Pt-Pd оруденением, а с другой, - высокую способность к ассимиляции корового вещества, что способ-

ствовало образованию массивных сульфидных руд. Многокомпонентная изотопная систематика радиогенных изотопов Sr, Nd, Hf и Pb свидетельствует о том, что коровое вещество интенсивно вовлекалось в формирование пород и руд Норильского рудного района.

Более поздний этап глубинного магматизма 244 ± 4 млн лет [2] в рамках традиционной изотопно-геохимической классификации мантийного вещества характеризовался активным участием деплетированного мантийного источника, что обусловило как меньшие количества исключительно вкрапленных Cu-Ni сульфидных руд, так и, возможно, отсутствие экономически значимых месторождений платиноидов.

Авторы выражают признательность Д.А. Додину за интерес и внимание к работе, а также Е.В. Тугановой, К.Н. Маличу и И.Ю. Баданиной за большую помощь в получении уникальных материалов для исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохимические особенности платиноносных пород расчлененного горизонта габброноритового массива Панских тундр (Кольский полуостров) / Ваганов П.А., Турченко С.И., Турченко А.С., Боде П., Ван Меертен Т., Лохов К.И. // Вестник СПбГУ. 2000, сер.7, вып.1 (№7), с.23-35.
2. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики мафитовых интрузивов Норильского района / Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Халенев В.О., Лохов К.И. // ДАН. 2010, т. 434, №3, с.388-390.
3. Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса. Геология рудных месторождений, 1966, №4, с.15-44.
4. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) / Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. // Региональная геология и металлогения. 2009, №38, с.43-53.
5. Неручев, С.С., Прасолов, Э.М. Флюидно-геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом. Платина России. М.: Геоинформмарк. 1995, с. 94-101.
6. Полистадийные преобразования высокоуглеродистых пород людиковия Онежского прогиба / Гольцин Н.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н., Полеховский Ю.С., Лобиков А.Ф., Сергеев С.А. // Региональная геология и металлогения. 2010, №41, с.66-79.
7. Фор.Г. Основы изотопной геологии. М. Мир, 1989, 590 с.
8. Экстремально радиогенный гафний в цирконах из докембрийских кальцифиров / Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Сергеев С.А. // ДАН, 2009, т.425, №5, с.660-663.
9. Frost B.R., Frost C.D. CO₂, melts and granulite metamorphism. // Nature. 1987, v.327, p.503-506.
10. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE deposits / Arndt, N.T., Czamanske, G.K., Walker, R.J., Chauvel, C. and Fedorenko, V.A. // Econ. Geol. 2003, 98, 495-515.
11. Global neodymium-hafnium isotope systematics—revisited / Van de Fliedert T., Goldstein S.L., Hemming S.R., Roy M., Frank M., Halliday A.N. // Earth and Planetary Science Letters. 2007, v.259, p. 432-441.
12. Hafnium isotopes in zircon. A tracer of fluid-rock interaction during magnetite-apatite ("Kiruna - type") mineralization / Valley P.M., Fischer C.M., Hanchar J.M., Lam R., Tubratt M. // Chemical Geology. 2010, 275, p.208-220.
13. Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon / Malitch, K.N., Belousova, E.A., Griffin, W.L., Badanina, I.Y., Pearson, N.J., Presnyakov, S.L. and Tuganova, E.V. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010, v.159, No 6, p.753-768.
14. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type orebearing intrusions, Siberia / Walker, R.J., Morgan J.W., Horan M.F., Czamanske G.F., Krogstad E.J., Fedorenko V., Kunilov V.E. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994, v. 58, p. 4179-4197.
15. Salters V.J.M., White W.M. Hf isotope constrains on mantle evolution. Chemical Geology. 1998, 145, p.447-460.
16. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. Earth Planet. Sci. Lett. 1975, v.26, p. 207-221.
17. The role of the Re-Os isotope system in deciphering the origin of magmatic sulfide ores. A tale of three ores / Walker, R.J., Morgan, J.W., Hanski, E.J. and Smolkin, V.F. // Ontario Geol. Surv. 1994, spec. 5, p. 343-355.
18. Vervoort J.D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999, v.63, No 3.4, p.533-556.

УДК [553.98.041:550.834.52.05]:574.511

ИЗОТОПНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ В ПОРОДАХ И РУДАХ ПРОДУКТИВНЫХ ИНТРУЗИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

О.В. Петров¹, Э.М. Прасолов^{1,2}, С.А. Сергеев^{1,2}, И.Н. Капитонов^{1,2}, В.О. Халенев¹, К.А. Груздов¹
1 – ФГУП ВСЕГЕИ, 2 – СПбГУ

В Норильском рудном районе Центром изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ в 2004-2008 годах проведены изотопные геохимические и геохронологические работы - уникальные как по объемам, так и по видам изотопных исследований. Ни один рудный район России не охарактеризован столь детально и всесторонне. Исследовались 11 изотопных систематик. В настоящей статье обсуждаются результаты изучения только шести из них: He, Ar, S, Cu, Ni, U-Pb. Некоторые результаты были изложены ранее [1, 4, 5, 8 и др.].

Изотопные исследования были нацелены на отыскание поисковых критериев и получение нового знания, необходимого для выбора адекватных моделей формирования Cu-Ni-PGE месторождений. Это тем более важно, что существует множество моделей, нередко противоречивых. Количественные изотопные характеристики объективны, они позволяют отбраковывать геологические модели, противоречащие фундаментальным законам образования и фракционирования изотопов в природе. Широкое использование изотопных генетических меток при расшифровке условий формирования Норильских месторождений предлагается в работах [3] и др.

При интерпретации полученных данных использовались выявленные ранее надежные изотопные генетические критерии, а также корреляционные связи между изотопными характеристиками пород и руд. По-видимому, одними из наиболее надежных и сильных генетических критериев обладает геохимия изотопов благородных газов – гелия и аргона. Первые данные об изотопном составе гелия и аргона в газовой-жидких включениях из пород и руд интрузий Норильского района [7] оказались неожиданными: в палеофлюидах этих мафитовых образований доминировала коровая компонента. В соответствии с отношением изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ доля гелия верхней мантии в одной из наиболее богатых рудой интрузий - Талнахской – в среднем составляла лишь около 2%.

Ранее [2 и др.] доказано, что сера сульфидов в богатых интрузиях Норильска имеет коровое происхождение. Сера, по-видимому, входившая

в состав флюидов, обладала весьма высоким соотношением изотопов $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, близким к характерному для сульфатов из вмещающих пород. Не было гарантий, однако, что эта сера поступала именно из вмещающих интрузий пород, т.к. изотопно-тяжелая (сульфатная) сера могла присутствовать и на больших глубинах.

Не меньший интерес представляли результаты определения отношения изотопов аргона $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, которые дают возможность однозначно выделять воздушную составляющую. Во включениях в породах и рудах превалировал аргон атмосферного происхождения, его доля в Талнахской интрузии составила около 97%. Поскольку единственный путь проникновения воздушного аргона в недра – это миграция в составе инфильтрационных или седиментационных вод, то его доминирование должно означать интенсивную циркуляцию вод из вмещающих и, очевидно, неглубоко залегающих осадочных пород.

В целом, изотопный облик пород и рудных минералов в интрузивах района различается в зависимости от степени рудоносности этих объектов. В богатых (промышленно рудоносных) интрузивах гораздо больше корового гелия (ниже отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$) и атмосферного аргона (отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ также ниже) по сравнению с бедными. На диаграмме (рис. 1) видно, что богатые и средние интрузии отличаются от бедных по изотопному составу гелия, а между собой - по составу аргона. Комплексные данные об изотопах благородных газов, таким образом, позволяют различать каждую из трех групп интрузий. Изотопные данные о сере – как наши, так и полученные ранее – дают возможность отличить богатые интрузии от остальных (средних и бедных).

Как выяснилось, изотопные характеристики богатых интрузий (Норильск-1, Талнахская, Хараелахская) неодинаковы. Обнаруживаются корреляции изотопных отношений He, Ar, S, Cu, в породах и рудах этих трех интрузий, содержащих наиболее крупные в Норильском районе Cu-Ni-PGE месторождения. Здесь мы рассматриваем причины обнаруженных различий, отыскиваем

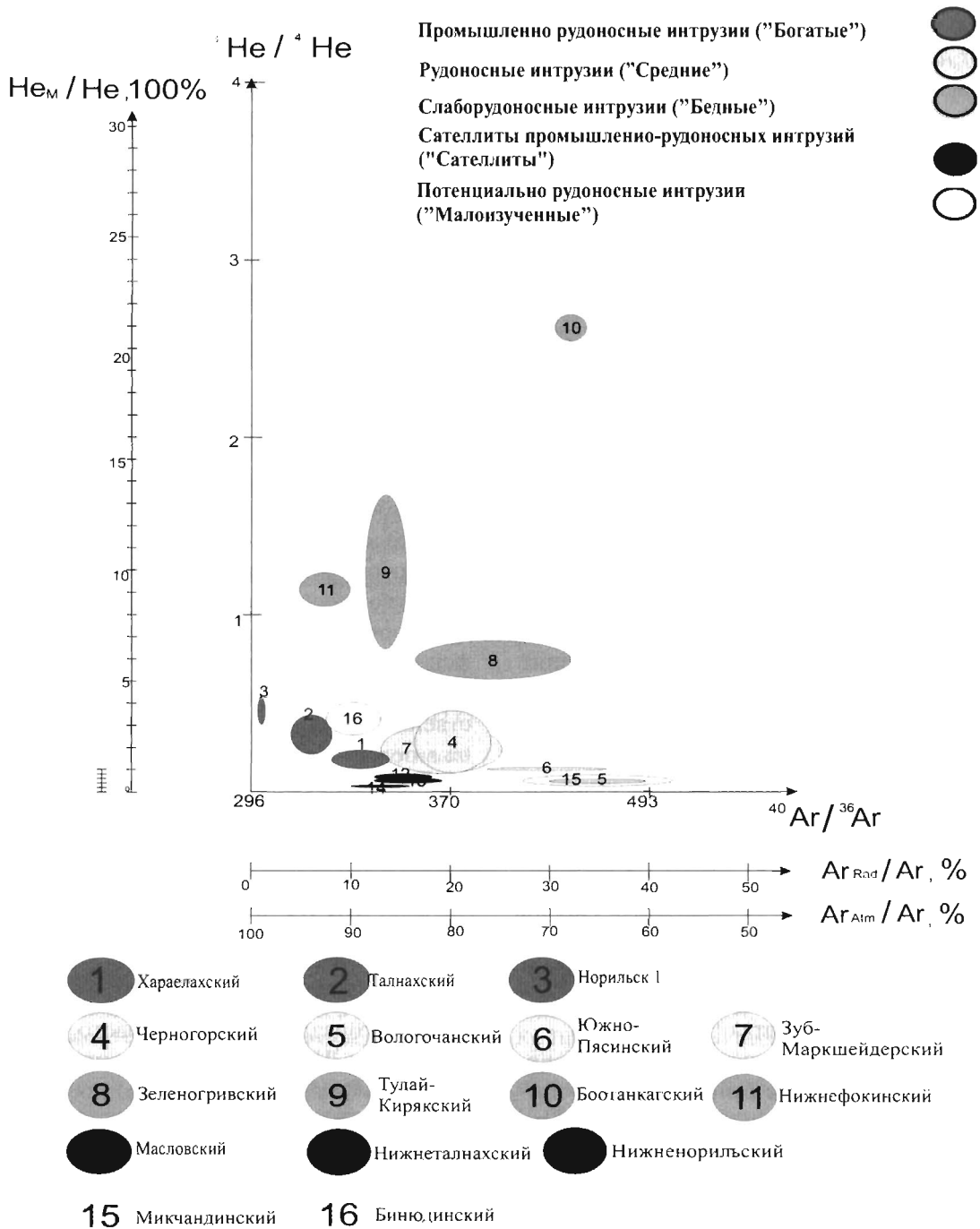


Рис. 1. Взаимосвязь изотопного состава He и Ar в интрузивах Норильского района с разной степенью рудоносности

Эллипсы отображают пределы вариаций средних значений изотопных соотношений ($\sigma_{X_{cp}}$)

возможные источники вещества пород и руд; впервые демонстрируем изотопные данные о меди и никеле. Проводилось и U-Pb датирование аксессуарных цирконов из тех же объектов.

Методика изотопно-геохимических анализов

Изотопный состав гелия и аргона исследовался в реликтовых флюидах из газовой-жидких мик-

ровключений. Благородные газы очищались от активных компонентов и последовательно перемещались в камеру анализатора масс-спектрометра Micromass NG5400, где в статическом режиме откачки определялись соотношения изотопов ³He/⁴He, ⁴He/²⁰Ne, ⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³⁸Ar/³⁶Ar, а также количество изотопов ⁴He и ⁴⁰Ar. Результаты изотопного анализа представлены в виде расчетных величин

– вкладов мантийного гелия (**m**) и атмосферного аргона (**a**). Расчеты производились в соответствии с работой [9] и принимая значения изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в верхней мантии $1,2 \cdot 10^{-5}$, в коре $2 \cdot 10^{-8}$. Изотопный состав серы сульфидов (в сумме) анализировался на масс-спектрометре DELTAplusXL с приставкой EA-ConFlo III по методике IRM-MS с ошибкой (1σ) около 0,2%. Отношение $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ выражалось в виде его смещения ($\delta^{34}\text{S}$) относительно стандарта CDT. Для измерения изотопного состава меди и никеля использовался изотопный мультиколлекторный ICP-масс-спектрометр Neptune. Отношение $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ представлялось как его смещение ($\delta^{65}\text{Cu}$) относительно стандарта NIST-976. Изотопные отношения $^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ и $^{62}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ выражены через их смещения ($\delta^{61}\text{Ni}$ и $\delta^{62}\text{Ni}$) относительно стандарта NIST-986. При интерпретации сопоставлялись различные изотопные данные по одним и тем же скважинам и во многих случаях по тем же образцам.

Результаты и их обсуждение

Установлена тесная корреляционная связь между изотопным составом гелия и аргона в трех самых богатых рудой интрузиях. Как видно из рисунка 2А, три интрузии составляют определенную последовательность. Наибольшей доле мантийного гелия **m**=3,7% отвечает максимальный вклад воздушного аргона **a**=99% (Норильск-1). Другому крайнему члену последовательности (Хараелахский интрузив) свойственны значения **m** = 1,3% и **a** = 88%.

Такая ситуация (одновременный рост мантийной и воздушной компоненты) нередко фиксируется в зонах современного вулканизма [9], где глубинные флюиды с высокой долей мантийного гелия (иногда до 100%), взаимодействуют практически на поверхности с инфильтрационными или морскими водами, содержащими воздушный аргон.

В изученном районе непосредственным источником воздушного аргона явились воды поровой системы осадочных пород, в которые внедрялась магма. Вообще доля воздушного аргона (**a**) в осадочной толще (в залежах газа) убывает с ростом глубины залегания (**h**) и в среднем составляет около 50% [9], т.е. гораздо меньше, чем в исследованных палеофлюидах интрузий Норильского района. Представление о степени уменьшения дает график взаимосвязи **a** и **h** для газовых залежей Севера Западной Сибири (рис. 3), построенный по данным работы [9]. Видно, что интервалу значений **a**=85-100%, свойственному изучаемым интрузивам, отвечают глубины 1,2-0,7 км.

При этом Хараелахская интрузия с наименьшим вкладом атмосферного аргона должна соответствовать максимальной глубинам, а Норильск-1 - минимальным. На разрезе (рис. 4) интрузивы располагаются именно в такой последовательности. Разница глубин залегания у двух указанных интрузий действительно составляет около 0,6 км. Интересно отметить, что в пределах отдельных интрузий повышенный вклад воздушного аргона отмечается в рудных интервалах и максимальный - в массивных сульфидных рудах (рис. 5, 6). В целом изотопный состав аргона во флюидах трех интрузивов неодинаков, и различия определяются локальными особенностями вмещающих пород, прежде всего, составом и близостью к дневной поверхности.

В этих же особенностях можно отыскать причину роста отношения изотопов гелия, обуславливающего увеличение доли мантийной компоненты до 3,7%. В верхах разреза (см. рис. 4) залегают пермские лавы и туфы ивакинской свиты, в поровых флюидах которой могли сохраниться вулканические газы с примесью мантийного гелия. Другие части разреза представлены только терригенными породами и эвапоритами и не могут поставлять мантийный гелий в поровую систему. Ивакинская свита находится в наибольшей близости к интрузии Норильск-1 и в наибольшем удалении от Хараелахской, что, по-видимому, приводит к уменьшению доли мантийного гелия на 2,4% в последней. Согласованно изменяющиеся и несущие определенную генетическую информацию данные об изотопном составе гелия и аргона мы использовали в качестве реперных характеристик.

Выявлены (рис. 2Б,В) достаточно четкие взаимосвязи изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$) и доли мантийного гелия (**m**), серы и доли воздушного аргона (**a**). Вид связи отвечает общему представлению об изотопно-тяжелой коровой сере: $\delta^{34}\text{S}$ уменьшается при росте **m** (отношении изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$); наибольший вклад мантийной серы (и гелия) обнаружен в интрузии Норильск-1.

Изменения изотопного состава серы и меди также взаимосвязаны (см. рис. 2Г). Связь отрицательная, она проявляется в изотопном облегчении меди при утяжелении серы. Поэтому не фракционирование изотопов, а наличие/смешение меди разных источников в качестве причины вариаций кажется более вероятным. Тогда медь Хараелахского интрузива должна быть более «коровой». Этот вывод важен, т.к. пока еще не сформулированы четкие представления о генетических изотопных метках меди. Отметим, что по

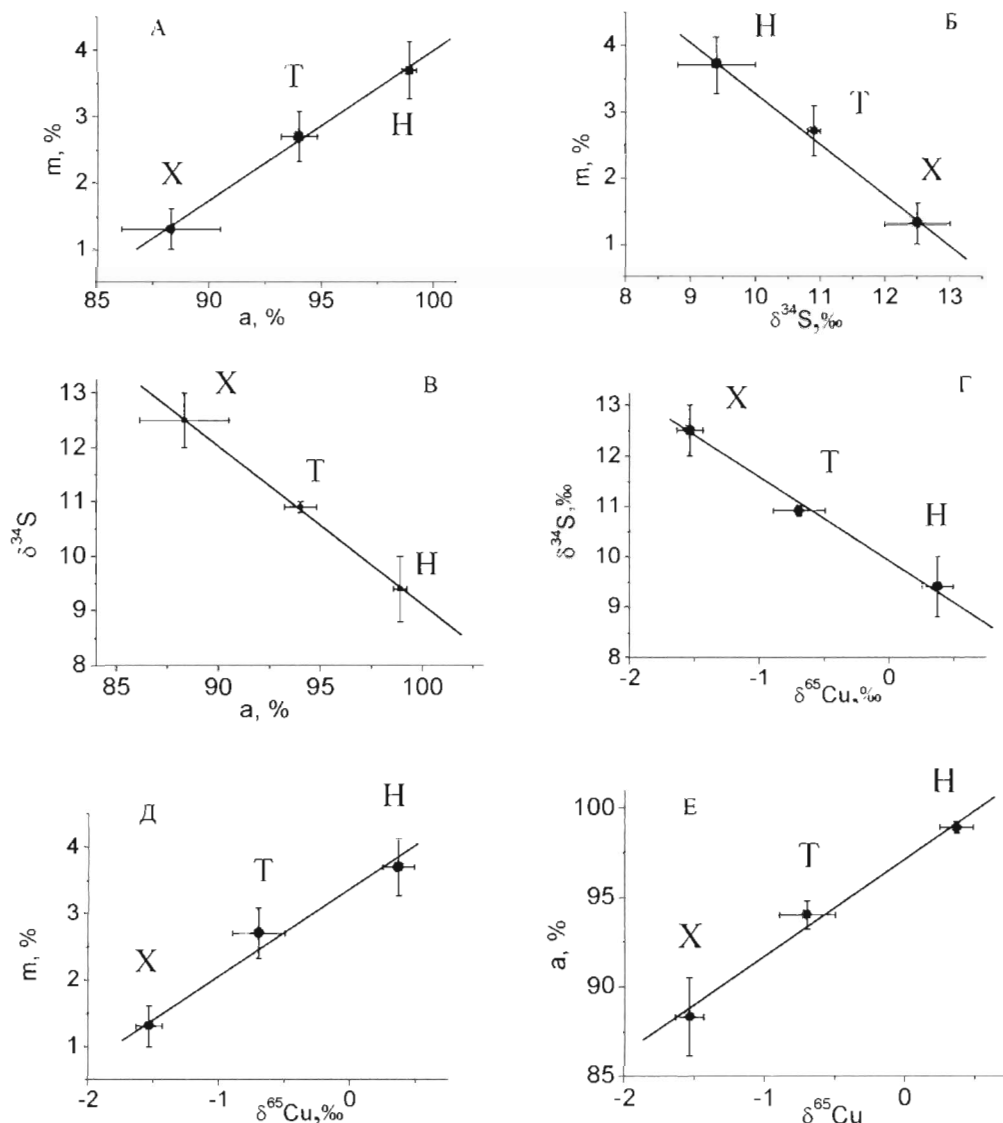


Рис. 2. Взаимосвязь изотопных характеристик He, Ar, S, Cu в главных рудоносных интрузиях Норильского района

Приведены средние значения $\pm 1\sigma$ среднего. Интрузивы: X – Хараелах, Т – Талнах, Н – Норильск-1
 Характеристики: m – доля (%) гелия мантии с $^3\text{He}/^4\text{He} = 1,2 \times 10^{-5}$; a – доля (%) аргона атмосферы; $\delta^{34}\text{S}$ – смещение (‰) $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ образца относительно стандарта CDT; $\delta^{65}\text{Cu}$ – смещение (‰) $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ относительно стандарта NIST-976

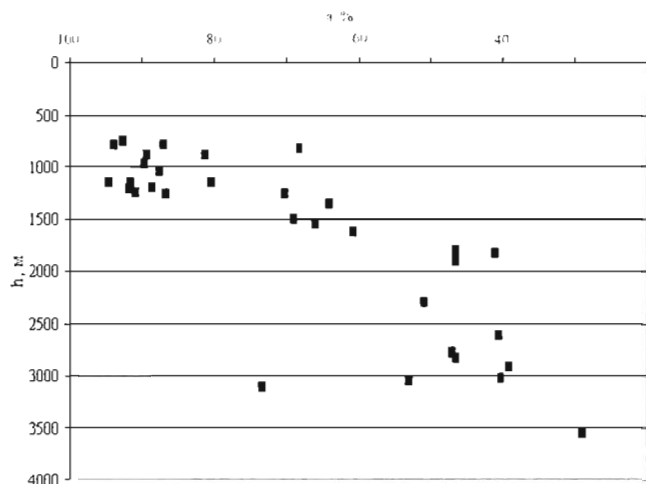
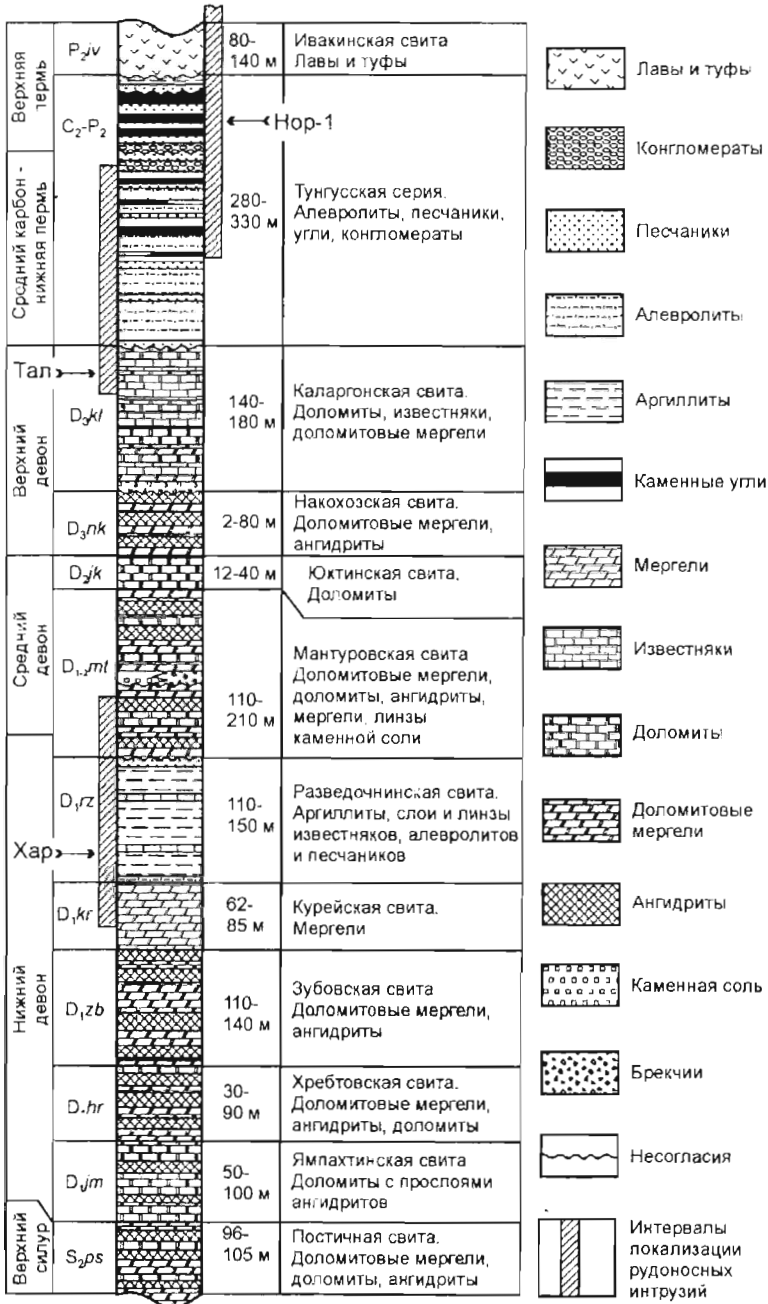


Рис. 3. Изменение доли воздушного аргона (a) в залежах газа на Севере Западной Сибири в зависимости от глубины их залегания (h) по данным работы [9]



Рудоносные интрузии: Нор-1 - Норильск-1; Тал - Талнахская; Хар - Хараелахская

Рис. 4. Стратиграфия верхней части разреза палеозойских пород Норильского и Талнахского рудных узлов (по работе [6])
Указаны стратиграфические интервалы локализации рудоносных интрузий

данным работы [16] низкие значения $\delta^{65}\text{Cu}$, такие как в изученных интрузивах, присущи низкотемпературным гидротермальным образованиям в противоположность высокотемпературным и магматическим. Четкая связь прослеживается также на графиках взаимосвязи изотопного состава меди и благородных газов (см. рис. 2Д,Е). Наиболее «мантийному»

интрузиву Норильск-1 отвечает наиболее тяжелая медь $\delta^{65}\text{Cu}=0,37\%$.

Изотопный состав никеля (рис. 7) варьирует в узких пределах, указывая на его единый источник. Причем источник, отличный от источника меди, т.к. не обнаруживаются взаимосвязи соотношений изотопов никеля с изотопным составом меди и серы. Небольшое фракционирование изотопов, обеспечивающее в отдельных образцах вариации $\delta^{62}\text{Ni}$ до 1,3‰ и $\delta^{61}\text{Ni}$ до 0,65‰, осуществлялось, возможно, при миграции никеля из силикатного вещества, т.к. изотопы никеля из оливина также отфракционированы и величина $\delta^{62}\text{Ni}$ в нем несколько выше, чем в рудных минералах.

Выявленные изотопные корреляционные связи между столь различными систематиками могут быть вызваны либо смешением вещества двух источников, отвечающих разным интервалам разреза, либо плавным изменением изотопных характеристик у трех источников. В любом случае эти источники вещества, включающие в себя медь, серу, возможно, другие рудные компоненты должны располагаться вне интрузивных тел во вмещающих малоглубинных породах.

Представленная здесь геохронология главных рудоносных интрузивов Норильского района базируется в основном на данных U-Pb метода по аксессуарным цирконам. Значения изотопного возраста цирконов получены локальным методом (SIMS SHRIMP-II) по стандартной технологии [15] с нашими незначительными дополнениями. Важнейшим преимуществом такого покального метода является предварительная идентификация анализируемого объема (~25x20x2 мкм) в пределах зерна циркона, что позволяет выбрать для датирования ненарушенный участок с известной генетической принадлежностью.

При сравнениях в качестве «опорного» использовался возраст цирконов и бадделеита в лейкогаббро интрузии Норильск1 (251.2±0.3 млн лет),

Скважина ОУГ-2

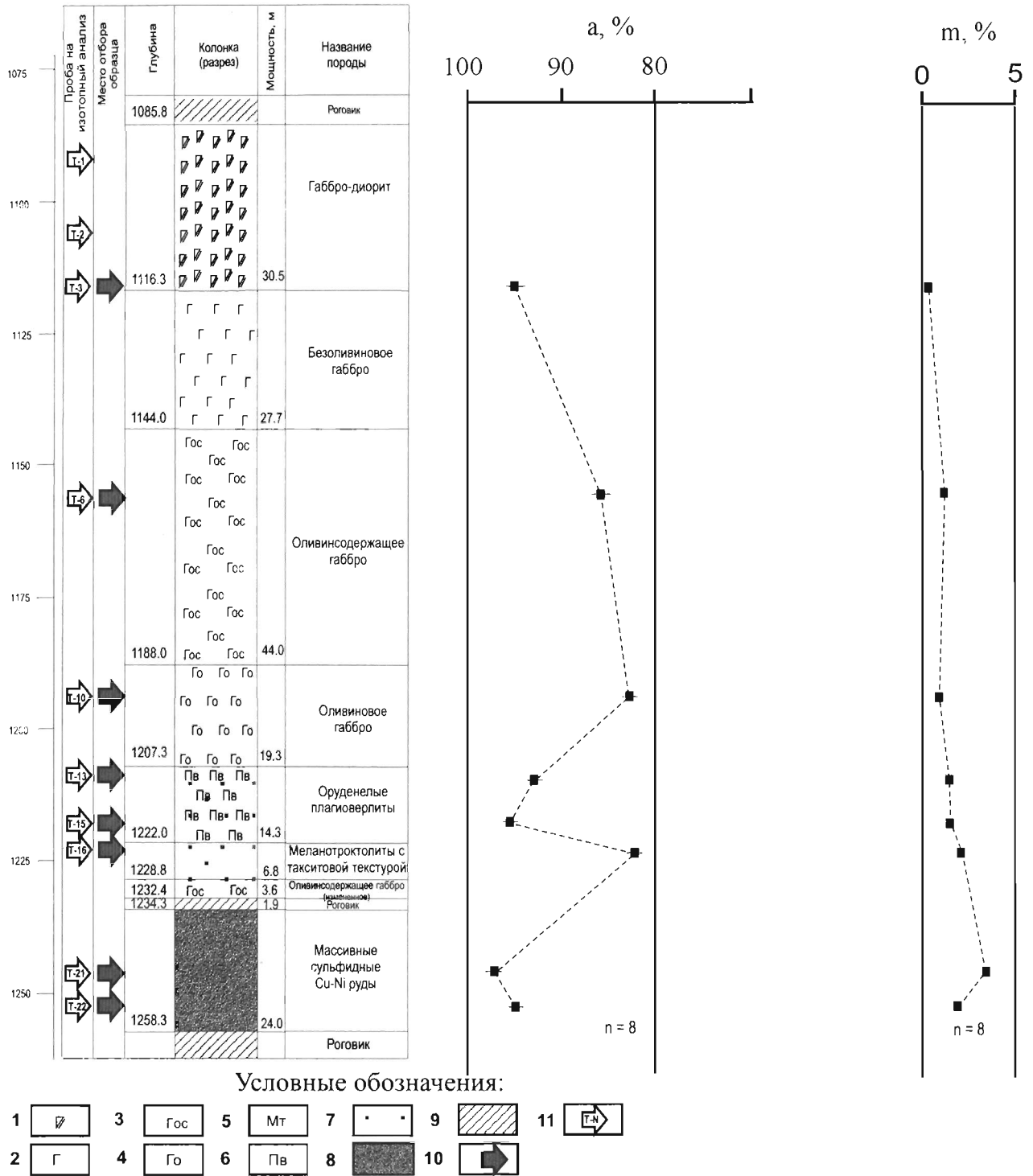


Рис. 5. Вариации изотопного состава Ne и Ar по разрезу Талнахского интрузива (скв. ОУГ-2)

1 – габбро-диорит, 2- безоливиновое габбро, 3 – оливинсодержащее габбро, 4 – оливиновое габбро, 5 – меланотроктолит, 6 – плагиоверлит, 7- вкрапленная сульфидная руда, 8 – массивная сульфидная руда, 9 – роговик, 10 – место образца на разрезе, 11 – место на разрезе пробы для комплексных исследований

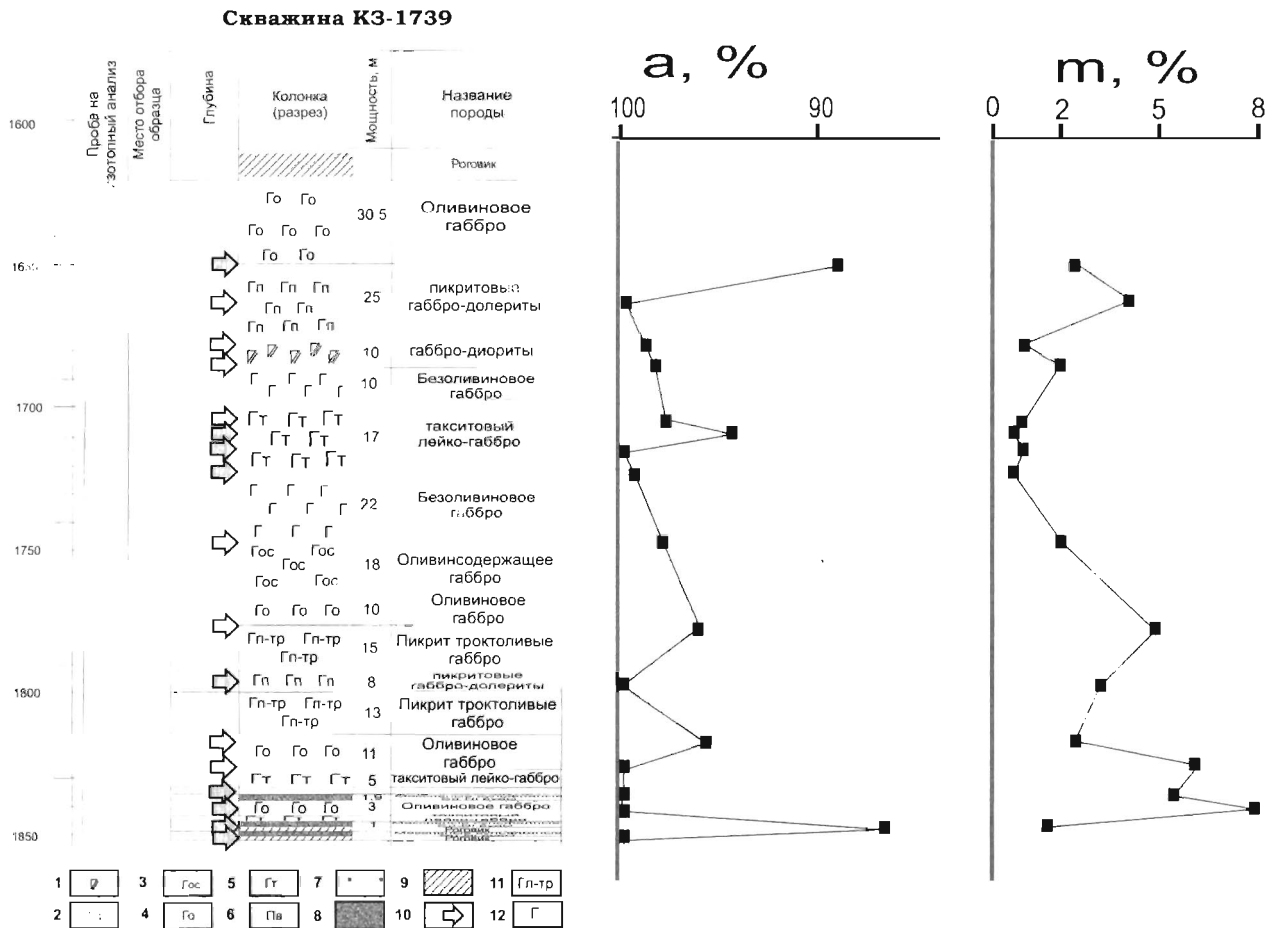


Рис. 6. Вариации изотопного состава Ne и Ar по разрезу Талнахского интрузива (скв. КЗ-1739) по данным работы [7]

1 – габбро-диорит, 2 – пикритовые габбро-долериты, 3 – оливинсодержащее габбро, 4 – оливинное габбро, 5 – такситовое лейко-габбро, 6 – плагиоверлит, 7 – вкрапленная сульфидная руда, 8 – массивная сульфидная руда, 9 – роговик, 10 – место образца на разрезе, 11 – пикрит-троктоливые габбро, 12 – безоливиновое габбро

полученный методом изотопного разбавления ID-TIMS [12].

Во всех интрузивах присутствуют магматические цирконы, время кристаллизации которых отвечает возрасту силикатной матрицы пород интрузий. Цирконы этого типа представлены крупными субидiomорфными кристаллами с отчетливой осцилляторной зональностью. Вообще цирконы магматического происхождения в интрузивных породах основного состава встречаются редко. Однако в габбро-долеритах рассматриваемых интрузивов их содержание, вероятно, более 100 г/т. Кроме того, в них много газожидких и минеральных включений; у них необычные геохимические характеристики: весьма высокая концентрация урана (от 1000 до 6000 г/т) при «нормальном» отношении Th/U (от 1.5 до 4.5). Наиболее высокоурановые цирконы встречаются в Талнахском интрузиве.

Популяция аксессуарных цирконов содержит также и другие типы зерен - унаследованные (захваченные из различных ассимилированных магмой вмещающих пород при внедрении) и вторичные, возникшие в ходе процессов метасоматической перекристаллизации пород. Иногда унаследованные цирконы могут присутствовать и в форме ядер в магматических кристаллах, а вторичные цирконы могут образовывать оболочки обростания. Количество и разнообразие до- и постмагматических цирконов прямо зависят от интенсивности вторичной переработки и масштабов ассимиляции пород рамы. Таким образом, датирование разновидностей цирконов позволяет определить время кристаллизации и перекристаллизации интрузивной породы и оценить источник контаминантов. В таблице приведены значения U-Pb возраста цирконов из трех интрузивов. В отличие от предыдущей работы [1] для расче-

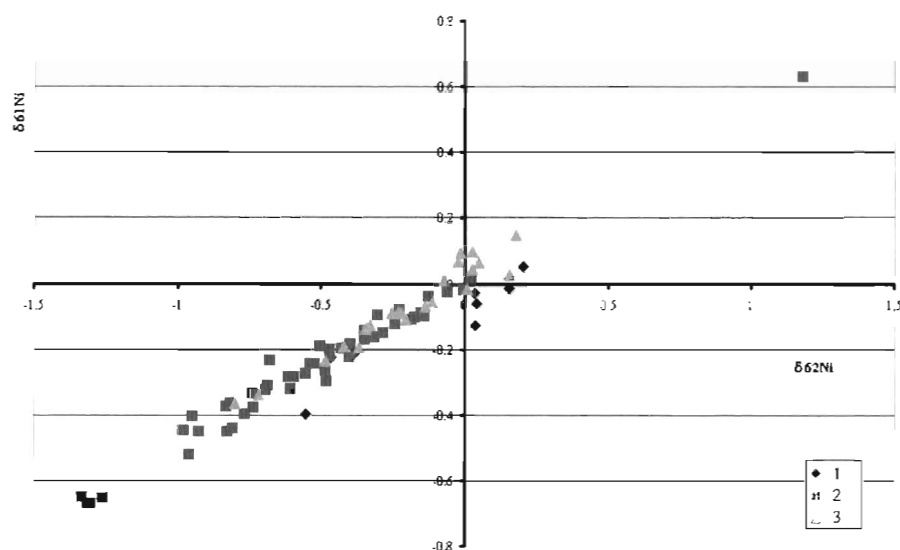


Рис. 7. Изотопный состав никеля в сульфидах и оливине главных рудоносных интрузий Норильского района $\delta^{61}\text{Ni}$, $\delta^{62}\text{Ni}$ - смещения ($\%$) $^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ и $^{62}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ относительно стандарта NIST-986. 1(Oliv) – оливин, 2(NorKharTaln) – сульфиды из главных рудоносных интрузий (Норильск-1, Талнах, Хараелах), 3 (Rest) - сульфиды из остальных интрузий.

тов использовались только конкордантные и субконкордантные (>85% конкордантности) значения, что позволило отбраковать часть анализов.

Из таблицы видно, что время внедрения трех главных рудоносных интрузивов Норильского района заключено в интервале 249-260 млн лет. Талнах, по-видимому, несколько древнее Норильска-1. Возраст Хараелаха может быть определен и точнее при дополнительных исследованиях. Возможно, указанные разбросы отражают интервал времени остывания интрузивов. Реперами, ограничивающими пределы времени внедрения магмы, являются возраст кислых вулканитов (риодацитов) - 270 ± 3 млн лет (U-Pb метод, циркон, SIMS SHRIMP-RG) [11] и возраст сопряженных потоков основных трапповых лав - 249 ± 2 млн лет (Ar-Ar, [10]). Сульфидная матрица субсинхронна силикатной, ее возраст 245-250 млн лет (Re-Os метод, руды, ID-TIMS [1]).

Наблюдается отчетливая тенденция увеличения количества и разнообразия унаследованных цирконов в последовательности Талнах – Норильск-1 – Хараелах. В пермо-карбоневых цирконах этого типа содержание урана значительно ниже. Только в интрузии Норильск-1 обнаружен протерозойский циркон.

Возраст вторичных (метасоматических) процессов, проявленных во всех интрузивах, одинаков (220-230 млн лет) и соответствует времени внедрения массивов плагиогранитов в породы Норильского района в период тектоно-магматической активизации, как, например, массива Болгохтох (229.0 ± 0.4 млн лет, U-Pb метод, циркон, ID-TIMS [13, 14]).

Выводы

В Норильском районе наиболее рудоносные интрузии (Хараелах, Талнах и Норильск-1) отличаются от других не только величиной изотопных отношений He, Ar, S, Cu, но и наличием корреляционных связей между ними. Отсутствие корреляционных связей между названными элементами и Ni указывает на иной источник этого металла. Таковым, возможно, являются силикаты мафитовых пород мантийного происхождения. Это свидетельствует об активном мантийно-коровом взаимодействии при формировании уникальных по масштабам Cu-Ni-PGE месторождений Норильского района.

Существование взаимосвязанных изотопных вариаций He, Ar, S, Cu позволяет заключить следующее:

- флюидным компонентам и части рудных (S, Cu) присуща генетическая общность;
- непосредственные источники флюидов, серы и меди, по-видимому, располагаются во вмещающих осадочных породах;
- вариации изотопного состава вызваны наличием/смешением вещества двух или трех непосредственных источников;
- изотопные характеристики вещества непосредственных источников отличаются из-за различного вклада близповерхностной коровой и глубинной составляющей.

Авторы выражают благодарность Д.А.Додину за интерес и внимание к работе, а также К.Н.Маличу и И.Ю.Баданиной, предоставивших образцы для исследования.

Таблица

U-Pb возраст цирконов (млнлет)

Интрузив	цирконы		
	магматические	постмагматические	унаследованные
Норильск-1	251±2	228±2	290, 1900
Хараелах	252±8	230±10	290-300, 350
Талнах	256±1	220-230	290

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики мафитовых интрузивов Норильского района / О.В. Петров, С.А.Сергеев, Э.М.Прасолов, В.О.Халенев, К.И.Лохов / Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 388-390.
2. Гриненко Л.Н. Геохимия рудных месторождений. 1985. Т. XXVII. № 1. С. 3-15.
3. Додин Д.А., Дюжиков О.А. Крупные и уникальные платиносодержащие месторождения вулканогенно-плутоногенных комплексов: геодинамика, металлогения, модели формирования. Платина России. Т. VI. М.: Геоинформмарк, 2005. С. 150-165
4. Изотопные корреляции (He, Ar, S, Cu, Ni) в породах и рудах промышленно рудоносных интрузий Норильского района / Э.М.Прасолов, И.Н.Капитонов, В.О.Халенев, К.А.Груздов, Э.Б.Прилепский. / XIX Симпозиум по геохимии изотопов. 2010. Тез. докл. М. С. 312-315.
5. Источники рудного вещества и флюидов малосульфидного платиноносного горизонта интрузии Норильск-1 / Д.И.Завилейский, Е.Н.Абрамова, И.Н.Капитонов, К.И.Лохов, Э.М.Прасолов, В.В.Скороход / XVII Симпозиум по геохимии изотопов. 2004. Тез. докл. М. С. 89-90.
6. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Спб. СПбГУ. 2003. 487 с.
7. Неручев С.С., Прасолов Э.М. Флюидно-геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом. Платина России. Т. II, Кн. I, М.: Геоинформмарк, 1995. С. 94-101
8. Перспективы использования изотопов благородных газов для дифференциации интрузий Норильского района по их рудоносности / В.О.Халенев, Э.М.Прасолов, О.В.Петров, К.А.Груздов, Л.И.Лохов, С.А.Сергеев. XVIII Симпозиум по геохимии изотопов. 2007. Тез. докл. М. С. 278.
9. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 284 с.
10. A reconnaissance $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia / G.B. Dalrymple, G.K.Czamanske, A. Fedorenko, O.N.Simonov, M.A. Lanphere, and A. P. Likhachev, / *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, 59, 2071-2083.
11. Geochemical, isotopic and SHRIMP age data for Precambrian basement rocks, Permian volcanic rocks, and sedimentary host rocks to the ore-bearing intrusions, Noril'sk-Talnakh District, Siberian Russia / Czamanske, G.K., Wooden, J.L., Walker, R.J., Fedorenko, V.A., Simonov, O.N., Budahn, J.R. and Siems, D.F. *International Geology Review*, 2000, 42, 895-927.
12. Kamo, S.L., Czamanske, G.K., and Krogh, T.E. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, v.60, 3505-3511.
13. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary / S.L. Kamo, G.K.Czamanske, Y. Amelin, V. Fedorenko, D.W. Davis, and R. Trofimov / *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, 214, 75-91.
14. U-Pb Zircon and Baddeleyite and U-Th-Pb Perovskite Ages for Siberian Flood Volcanism, Maymecha-Kotuy Area, Siberia / S.L. Kamo, G.K.Czamanske, Y. Amelin, V.Fedorenko, and V. Trofimov / *Goldschmidt 2000, Cambridge Publ., J. Conf. Abs.*, 2000, 5(2), 569.
15. Williams, I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes (Eds. McKibbe M.A., Shanks W.C., Ridley W.I.). *Reviews in Economic Geology*, 1998, v.7, 1-35.
16. Zn and Cu isotopic variability in the Alexandrinka volcanic-hosted massive sulphide (VHMS) ore deposit, Urals, Russia / T.F.D. Mason, D.J.Weiss, J.B.Chapman, J.J.Wilkinson, S.G.Tessalina, B.Spiro, M.S.A.Horstwood, J.Sprutt, B.J.Coles. / *Chemical Geology*. 2005. V. 221. №3-4. P. 170-187.

СОВРЕМЕННАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ПЛАТИНОВАЯ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ НА ОСТРОВЕ КУНАШИР, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННАЯ С МОЛОДЫМ АНДЕЗИТ-БАЗАЛЬТОВЫМ ВУЛКАНИЗМОМ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

Л.В. Разин

Институт платины РАН, Москва; E-mail - RazinLV1936@yandex.ru

Впервые охарактеризована современная вулканогенная платиновая металлоносность и золотоносность производных вулканической деятельности вулканов Менделеева и Головнина острова Кунашир. Показано, что эти возобновляемые газообразные, жидкие и твердые вулканогенные продукты являются новым нетрадиционным комплексным минеральным сырьем на драгоценные металлы, достигающим по масштабам своей концентрации размеров промышленно перспективных месторождений.

Введение

В поисках новых нетрадиционных минерально-сырьевых источников платиновых металлов и золота в 1976 г. я (в то время сотрудник Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института - СВКНИИ ДВНЦ АН СССР в Магадане) начал изучать железо-марганцевые руды Атлантического и Тихого океанов с точки зрения их золотоносности и платиновой металлоносности [15]. После получения первых интересных результатов [24] встал вопрос о генезисе этих руд. В публикациях ответа на данный вопрос не было, а лишь были предположения о возможном участии в таком океаническом рудообразовании трудноизучаемого глубоководного вулканизма.

В 1977 г. мой друг и однокашник по геолфаку МГУ, талантливый ученый-вулканолог, зав. лабораторией вулканологии Сахалинского комплексного научно-исследовательского института (СахКНИИ) ДВНЦ АН СССР Владимир Иванович Федорченко (1936-1986), исследовавший вулканизм южной части Курильско-Камчатской вулканической гряды, рассказал мне, что в 1975 г. в пробе воды, отобранной им из ниши выщелачивания андезитов на склоне кунаширского вулкана Менделеева, качественным методом определена Pt. Это определение сделала химик-аналитик СахКНИИ А.И. Збруева. Вода этой пробы была термальной ($T=82^{\circ}\text{C}$), кислой (с $\text{pH}=2-3$), хлоридно-сульфатной кальциево-натриевой. В

1977 году в пробе вод из того же источника этим же химиком качественно (по типичной цветной реакции с диметилглиоксимом) были обнаружены следы Pd, а в ИГЕМ АН СССР (Москва) спектральным количественным методом в сухом остатке вод этой гидрогеохимической пробы было установлено Pd - $0,0 \times 10^{-5} \% \text{ мас.}$ В ИМИ РЭ (Москва) 23.02.1978 г. количественно определено: в воде проб В.И.Федорченко - из источника №3 (в верховьях руч. Докторского) - Pt - 0,04 мг/л и Au - 0,09 мг/л, Pd - не обнаружен, а в воде из источника №6 (в верховьях рч. Кислой) Pd - 0,03 мг/л, Pt - следы ($< 0,04 \text{ мг/л}$), Au - не обнаружено.

После получения таких данных В.И.Федорченко предложил мне провести специализированные геохимические исследования с целью изучить платиновую металлоносность продуктов современного вулканизма на острове Кунашир. Это предложение меня заинтересовало, так как среди минеральных производных современной наземной вулканической деятельности (экзгаляций и гидротерм) здесь были установлены железо-марганцевые осадки, схожие по вещественному составу с океаническими железо-марганцевыми рудами [7]. Меня привлекла возможность изучить на суше аналоговые океаническим железо-марганцевые рудные образования в районе, доступном для наземного их исследования и, к тому же, с геологически хорошо изученными современными островодужными андезит-базальтовыми вулканами Менделеева и Головнина.

В сентябре-октябре 1978 г., при поддержке В.И. Федорченко я провел на Кунашире полевые геохимические исследования. В моих экспедиционных работах участвовала инженер-химик лаборатории благородных металлов СВКНИИ Т.В. Крячко, которая осуществляла необходимую обработку отбирившихся гидрогеохимических проб, обеспечивающую природную сохранность элементов платиновой группы (ЭПГ) и золота в воде проб и в получаемых сухих остатках.

Квалифицированное сопровождение наших

полевых исследований осуществляли сотрудники СахКНИИ: по вулканологическим вопросам - В.И. Федорченко, по обеспечению грамотного выбора объектов геохимического опробования - сотрудница Кунаширской научно-исследовательской базы геохимик Л.И. Божкова, по общему химическому анализу отобранных водных проб - химик А.И. Збруева.

В ходе полевых работ на Кунашире по вопросам специфики проведения геолого-геохимических исследований в районе вулкана Менделеева меня любезно консультировал сотрудник ИГЕМ АН СССР А.В. Зотов.

Геолого-географическая характеристика районов изучавшихся кунаширских вулканов

Экзотический вулканогенный остров Кунашир - самый южный и один из наиболее крупных среди островов Курило-Камчатской островной дуги, которая отличается мощными современными вулканическими и сейсмическими процессами и является современной геосинклиналью, расположенной в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. Эта молодая геосинклиналь характеризуется [19] островодужным магматизмом андезит-базальтовой рифтовой (окраинно-океанической) формации с толеитовым трендом дифференциации платоэффузивов.

На острове Кунашир три действующих вулкана (рис. 1): на севере - Тятя, на юге - Менделеева и Головнина. Последние два вулкана приурочены к современному «питающему» глубинному разлому, который пересекает остров Кунашир с ССВ на ЮЮВ [11]. В голоцене на обоих вулканах сформировались экструзивные купола дацитового и андезито-дацитового состава. В настоящее время на этих вулканах широко проявляется сходная по химическому составу сольфатарная деятельность с преобладанием среди газов CO_2 и

H_2S ; при этом в газах вулкана Головнина [6] установлены высокие содержание HCl и SO_2 , отсутствующие в газах вулкана Менделеева.

В основном я изучал район вулкана Менделеева, который расположен в 12 км к юго-западу от пос. Южно-Курильск. Это - изолированный стратовулкан, представляющий собой сильно размытый (разрушенный) и слабо обнаженный массив слившихся элементарных конусов, состоящий в основном из андезито-дацитов с переслаиванием андезито-базальтов, которые являются производными верхнемантийной мафитовой рудональной магмы [23]. В нынешний межэруптивный период этому вулкану свойственна интенсивная гидротермальная деятельность, проявляющаяся в прижерловых частях вулканического аппарата в виде многочисленных сольфатар и гидросольфатар, на выходе которых отлагается самородная сера [23].

Высшая точка современной постройки вулкана Менделеева - 896 м. Площадь основания древнего конуса вулкана Менделеева - около 100 кв. км. Древняя кальдера вулкана ограничена кольцевым разломом [10], по периферии которого полукольцом расположены депрессии четырех фумарольных полей (рис. 2). Фумарольные поля вулкана Менделеева находятся [12]: Северо-Западное - в истоках ручья Правого - верхнего притока р. Лесной, Северо-Восточное поле - в истоках рч. Кислый, Восточное поле - в истоках рч.

Рис. 1. Геологическая схема острова Кунашир с размещением на нем вулканов и месторождений и проявлений самородной серы. Составил В.Е. Бевз [9] 1 - вулканогенные четвертичные образования; 2 - осадочные четвертичные отложения; 3 - неогеновые отложения; 4 - миоценовые интрузии; 5 - разломы; 6 - вулканы: потухшие (а), действующие (б); 7-9 - самородная сера в: 7 - импрегнационно-метасоматических проявлениях, 8 - кратерно-озерных месторождениях, 9 - сублимационных месторождениях. Месторождения и проявления самородной серы: 50 - Шульгинское, 51 - Ильинские, 52 - вулкана Менделеева, 53 - вулкана Головнина





Рис. 2. Схема расположения fumarольных полей вокруг экструзивного купола вулкана Менделеева [12] с точками выходов фумарол и гидротерм

Лечебный. Эти депрессии fumarольных полей являются разновозрастными геологическими образованиями, предположительно первоначально возникшими как воронки взрыва. Находятся они примерно на одном гипсометрическом уровне высотой 350-400 м. Диаметр их - до 300-350 м, глубина - несколько десятков метров. Вершина вулкана Менделеева относится к остаткам соммы.

Последнее извержение вулкана Менделеева, по японским данным, было в 1880 году [7]. Возраст андезитов, слагающих вулкан, по определению C^{14} - 4 тысячи лет. Основание вулкана представлено андезито-дацитами, переслаивающимися с андезито-базальтами. Возраст этого основания, также по C^{14} - 40 тысяч лет.

На 21 км южнее вулкана Менделеева расположен вулкан Головнина, в постройке которого преобладают кислые пемзовые туфы с родоначальной коровой кислой магмой. Современная активность вулкана приходится на стадию сольфатарной деятельности [23]. Вулкан представляет собой щитовидную постройку диаметром около 10 км, внутреннюю часть которой занимает хорошо развитая кальдера диаметром около 4 км [21]. В кальдере располагаются два озера: более крупное - Горячее и меньшее (площадью 0,7 кв. км) округлой формы - озеро Кипящее, изучавшееся нами (рис. 8). Название последнего происходит из того, что наполняющие его ювенильные воды кажутся «кипящими» из-за поднимающихся со дна газовых пузырьков от множества выходов гидротерм разной мощности и слабых донных фумарол и грязевых котлов.

Чаша озера Кипящего, судя по палеорекострукции [21], была сформирована между 1305 и 1345 гг. в результате фреатического взрыва в каль-

дере вулкана Головнина у подножья его Центрального Восточного купола.

Судя по сейсмическим границам [5], вулканотектонические деформации, сопровождавшие формирование кальдеры вулкана Головнина, охватывали значительные глубины земной коры. Методом обменных волн от землетрясений предполагается под вулканом Головнина на глубине 5-10 км малоглубинный магматический очаг, ниже которого предполагается нахождение глубинной магматической колонны [5].

Южное окончание Кунашира находится в 15 км от японского острова Хоккайдо, отделенного проливом, соединяющим Охотское море с Тихим океаном. Западный берег Кунашира - охотоморский, восточный - тихоокеанский. На тихоокеанском берегу Кунашира два населенных пункта: портовый и административно-хозяйственный пос. Южно-Курильск и южнее его пос. Горячий пляж (рис. 3).

Использованные методики полевых геохимических и стационарных аналитических исследований

В районах вулканов Менделеева и Головнина мы проводили гидрогеохимическое опробование (пробы с индексом «ГТх») и геохимическое опробование (пробы с индексом «Кун») (см. При-

ложение и таблицы 1-6). В ходе маршрутных исследований, при отборе гидрогеохимических проб, измерялась температура воды и бумажными индикаторами определялась их рН.

В стационарных условиях Кунаширской научно-исследовательской базы СахКНИИ: а) был определен общий химический состав опробованных вод (табл. 1) с модификацией применительно к кислым водам известных методов анализа на Na^+ , NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Cl^- , NO_3^- , H_2SiO_3 [16], Cu^{2+} [1], F^- [8]; б) из гидрогеохимических проб двумя способами были сконцентрированы ЭПГ и Au. Последнее осуществлялось получением сухого остатка из пробы объемом от 2-3 и до 5-7 литров в зависимости от уровня минерализации вод с тем, чтобы получить достаточные навески их сухих остатков для определения в них благородных металлов. Делалось это экстрагированием хлороформом нормированной порции воды (из расчета по 100 мл хлороформа на 1 л воды), с последующим выпариванием на электроплитке водной навески до сухого остатка, доводимого до постоянного веса. Навеска сухого остатка направлялась на количественное определение ЭПГ и Au в специализированные лаборатории института СибцветметНИИпроект (в Красноярск) и во ВНИП платиновые металлы МГРИ (в Москве). В этих лабораториях анализировались

и геохимические пробы.

В химической лаборатории СибцветметНИИ-Ипроект для контроля достоверности получаемых результатов определения ЭПГ и Au анализ выполнялся не менее, чем в двух параллелях (табл. 2). Для тех же целей часть проб анализировалась здесь химиками по разным методикам вскрытия навески при отличающемся химическом обогащении. Это позволяло получить аналитические данные высокой достоверности.

Сравнение полученных результатов спектрального определения Rh и Ru при различных методах их концентрирования (в хим. лаборатории СибцветметНИИИпроект) показало для одной и той же пробы донных осадков (Кун-29): повышенное содержание жаростойкого родия в случае пробирно-химического его концентрирования – 0,049 г/т против 0,012 г/т - при химическом концентрировании этого платиноида. Летучего рутения больше сохраняется при химическом концентрировании – 0,078 г/т при 0,02 г/т от пробирно-химического концентрирования.

Во ВНИП платиновые металлы МГРИ с.н.с. Л.Е. Романовская количественно определяла Ir и Os кинетическим методом [2, 3]. При этом сухие остатки кунаширских гидрогеохимических проб перед их анализом растворялись в дистиллированной воде: а) с последующей сульфатизацией

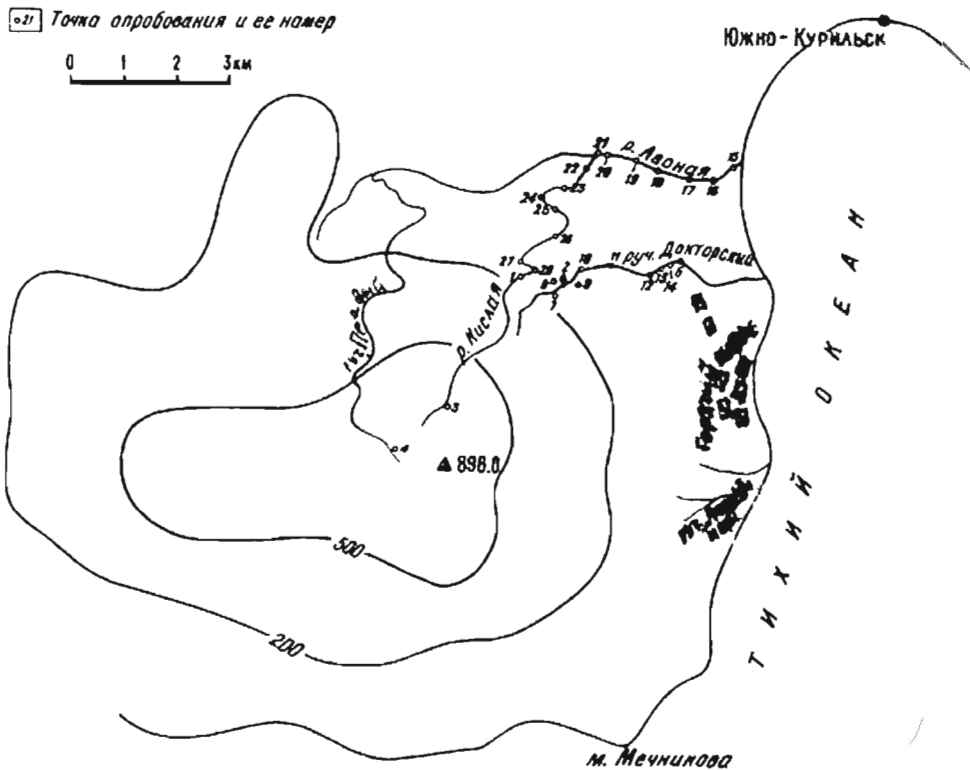


Рис. 3. Схема точек гидрогеохимического опробования в районе вулкана Менделеева

Общий химический состав вод гидрогеохимических проб (мг /л),
отобранных в районе вулкана Менделеева:

а) катионы

Пробы	pH	Na ⁺	NH ₄ ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Mn ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	Cu ²⁺	Сумма катионов
ГГх-4	1,2	908,16	4,50	11,54	25,37		26,63	Н.о.	91,90	Н.о.	1068,10
ГГх-3	2,5	167,29	10,00	3,85	7,86		61,17	Н.о.	92,10	0,02	342,29
ГГх-1	1,8	1144,98	8,82	96,20	61,97	11,99	91,32	Н.о.	38,80	0,01	1454,09
ГГх-25	2,0	490,19	5,62	36,56	48,05		82,20	50,90	38,80	Н.о.	754,32
ГГх-7	1,7	723,64	8,75	80,81	53,35		16,24	50,90	49,18	0,004	902,01
ГГх-8	1,6	955,95	8,75	75,04	62,27		Н.о.	75,20	49,18	0,002	1226,39
ГГх-2	1,8	1327,63	7,50	107,74	73,96	12,43	96,69	Н.о.	44,00	Н.о.	1662,98
ГГх-9	1,8	1028,24	8,75	90,43	76,89		75,07	13,43	56,96	Н.о.	1349,86
ГГх-10	2,0	632,56	9,37	80,81	50,35		29,40	48,30	64,72	Н.о.	915,48
ГГх-6	2,8	454,32	9,37	51,95	73,36	6,80	72,52	Н.о.	74,62	0,006	742,95
ГГх-5	6,0	2089,28	3,00	507,94	283,20	9,68	16,11	Н.о.	54,36	Н.о.	2963,67

б) анионы и др.

Пробы	Cl ⁻	F ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Сумма анионов	Окисляемость O ₂	H ₂ SiO ₃	Минерализация
ГГх-4	Н.о.	2,50	Н.о.	2561,60	2564,10	4,40	116,70	3753,30
ГГх-3	Н.о.	1,50	0,01	1008,69	1010,20	2,80	203,80	1559,09
ГГх-1	1347,48	3,00	Н.о.	1440,99	2791,47	3,60	363,29	4612,36
ГГх-25	638,29	1,00	0,08	800,71	1440,08	2,00	311,30	2507,70
ГГх-7	1063,80	3,00	0,07	912,63	1979,50	3,60	363,20	3248,37
ГГх-8	1405,64	3,00	0,10	992,84	2401,58	1,60	402,07	4031,64
ГГх-2	1560,24	3,00	Н.о.	1652,34	3215,58	4,80	311,30	5194,63
ГГх-9	1418,40	3,00	0,06	1224,84	2646,34	2,80	402,07	4401,07
ГГх-10	988,34	1,50	0,08	912,63	1902,55	1,60	376,13	3195,76
ГГх-6	921,86	1,50	Н.о.	672,46	1595,82	2,40	207,52	2548,69
ГГх-5	4893,28	Н.о.	Н.о.	416,00	5309,28	2,40	181,58	8976,82

Примечание. Анализы выполнены Т.В.Крячко (СВКНИИ) и А.И.Збруевой (СахКНИИ).

для перевода всего иридия анализировавшейся навески в одну форму его нахождения и б) с получением окислительной смеси, из которой отгонялся OsO₄ для определения Os. Подготовка к кинетическому определению Ir и Os в геохимических пробах – твердых вулканических производных начиналась с обработки исследуемой навески нагреванием ее в смеси с плавиковой кислотой, чтобы отогнать из них избыток кремния.

Полуколичественный спектральный анализ на ЭПГ и Au зольных навесок, полученных озолением активированного угля – сорбента благородных металлов из гидрогеохимических проб, выполнен в спектральной лаборатории ЦЛ СВТГУ (в Магадане). Зольные навески были получены в Кунаширском геохимическом стационаре при наших экспедиционных работах 1978 года. 1 л водной пробы здесь отфильтровывался через два

фильтра синей ленты. Фильтрат переводился в солянокислую среду (с pH=1) из расчета соотношения объемов исследованной воды к HCl=10:1. После этого засыпался 1 г пудры активированного (аптечного) угля. Такое содержимое перемешивалось и сутки отстаивалось. Через сутки сорбирования ЭПГ и Au из гидрогеохимической пробы уголь отфильтровывался и вместе с фильтрами, на которых он высаживался, озолался в муфельной печи при 550-650°C. Полученная зольная навеска поступала на полуколичественный спектральный анализ (табл. 3).

Гидрогеохимическое опробование

А. Район вулкана Менделеева

Объектами гидрогеохимического опробования в районе вулкана Менделеева являлись водные производные современных поствулканических процес-

Таблица 2

Содержание ЭПГ и Au в гидрогеохимических пробах из районов вулканов Менделеева и Головнина по данным количественных анализов сухих остатков вод (г/т – в числителе) и в пересчете на содержание в литре воды (мкг/л – в знаменателе)

Пробы	Химико-спектральный метод					Кинетический		ЭПГ+Au	Pt:Pd	Ir:Rh	Os:Ru
	Pt	Pd	Rh	Ru	Au	Ir	Os				
ГГх-4	0,03/15	0,65/325	0,14/70	0,16/80	0,02/10	0,4/200	0,036/18,0	1,436/718,0	1:21,67	2,86:1	1:4,44
ГГх-3			0,14/46,7	0,12/40		0,25/83,3	0,11/36,70			1,79:1	1:1,09
ГГх-1			0,035/17,5	0,21/105		0,24/120	0,075/37,5			6,86:1	1:2,80
ГГХ-1а			0,018/9	0,12/60	0,03/15	0,10/50	0,014/7,0			5,56:1	1:8,57
ГГХ-25	0,49/245	0,59/295	0,29/14,5	0,21/105	0,12/60	0,38/190	0,015/7,5	1,824/912,0	1:1,20	13,10:1	1:14,00
ГГх-7				0,08/40		0,16/80	0,10/50				1,25:1
ГГх-8	0,16/80	0,56/280	0,029/14,5	0,10/50		1,4/700	0,034/17	2,283/1141,5	1:3,50	48,28:1	1:2,94
ГГх-2				0,054/27	0,018/9	0,18/90	0,09/45				1,67:1
ГГх-9		0,01/5	0,01/5	0,087/43,5		0,08/40	Н.о.			8,00:1	
ГГх-10		0,01/5	0,014/7	0,17/85		0,14/70	0,078/39			10,00:1	1:2,18
ГГх-6				0,12/60	0,049/24,5		1,18/554				9,83:1
ГГх-5	0,25/125	0,3/150	0,067/33,5	0,11/55	0,04/20	0,34/170	0,014/7,0	1,121/570,5	1:1,20	5,07:1	1:7,86
ГГх-29	0,28/93,3	0,83/276,7	0,12/40	0,71/23,7	0,081/27	0,15/50	0,22/7,3	1,554/518,0	1:2,96	1,25:1	3,23:1

Примечание. 1. Химико-спектральное определение Pt, Pd, Rh, Ru, Au в СибцветметНИИпроект (Красноярск), химик-аналитик Назарова (результаты получены 17.08.1979). Кинетическим методом определялись Ir и Os – в МГРИ (Москва), химик-аналитик Л.Е.Романовская (08.04.1988).

2. Сухие остатки получены из объемов воды: а) проб ГГх-3 и ГГх-29 – по 3 литра, б) для остальных проб – по 2 литра

сов – термальные воды гидротермальных источников на fumarольных площадках, в парогидротермальных котлах и озерах с горячей водой, начинающиеся от их материнских источников водотока – ручьях и речках (рис. 6). Выходы материнских источников этих вод приурочены к вулcano-тектоническим разрывным нарушениям, а воды подвержены влиянию вулканических газов [12].

Химический состав опробованных вод охарактеризован в таблице 1. Преимущественно это ультракислые вулканогенные образования, в основном сульфатно-хлоридные и отчасти хлоридно-сульфатные. Примечательно повышенное содержание в них: а) Cl, так как хлорсодержащие водные растворы способствуют миграции в них ЭПГ; б) Mg – генетического показателя мантийно-базальтоидного материнского происхождения этих вод; в) типоморфных осадкообразующих Mn и Fe.

Количественный анализ кинетическим методом на Ir и Os в параллельных навесках сухих остатков вод гидрогеохимических проб показывает (см. табл. 2) заметные вариации содержаний: по Ir – от 0,14 – 0,15 и 0,25-0,34 г/т до 0,56-1,4 г/т; по Os – 0,38-1,18 г/т. Это может быть обусловлено неравномерностью распределения ионов Ir и Os в изучавшихся пробах.

В анализированных сухих остатках гидрогеохимических проб в количественном варианте химико-спектрального и кинетического методов обнаружены (см. табл. 2): во всех изученных пробах – весовые содержания геохимически сопря-

женной пары самых летучих платиноидов – Os и Ru. В большинстве таких проб установлены Ir и Rh, а в меньшинстве проб – Au и Pt и Pd.

Полуколичественным химико-спектральным анализом в золе активированного угля после сорбции им вод гидрогеохимических проб выявлены (см. табл. 3): во всех пробах – значимые содержания Au, в одной трети проанализированных проб – Pt, а в единичных пробах – Pd и Ru; Ir и Rh – вообще не обнаружены.

При сравнении результатов химико-спектрального анализа гидрогеохимических проб на Pt, Pd, Ru, Au – в количественном варианте по сухим остаткам и в полуколичественном – по золе активированного угля тех же проб (табл. 4) оказалось, что при более высокой чувствительности полуколичественного определения Pt и Pd в эти ЭПГ либо не обнаруживаются или же содержание их показывается заниженным по сравнению с количественным определением. Золото при идентичном уровне чувствительности для количественного и полуколичественного анализов имеет очевидное преимущество в точности при количественном его определении. В то же время полуколичественным методом присутствие Au фиксируется во всех проанализированных гидрогеохимических пробах, а количественно Au определяется только в части тех же проб (см. табл. 4). Это позволяет рекомендовать полуколичественный вариант анализа как более экспрессный и более дешевый для использования при проведе-

Таблица 3

Содержание ЭПГ и Au (мг/т) в золе активированного угля после сорбции им гидрогеохимических проб района вулкана Менделеева

Пробы	Pt	Pd	Ru	Au	Ir	Rh
ГГх-4	Н.о.	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-3	20	Н.о.	Н.о.	50	Н.о.	Н.о.
ГГх-1	Н.о.	Н.о.	Н.о.	20	Н.о.	Н.о.
ГГх-28	50	10	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-27	50	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-26	Н.о.	Н.о.	40	20	Н.о.	Н.о.
ГГх-25	20	10	Н.о.	20	Н.о.	Н.о.
ГГх-24	Н.о.	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-23	Н.о.	Н.о.	Н.о.	40	Н.о.	Н.о.
ГГх-22	Н.о.	Н.о.	Н.о.	20	Н.о.	Н.о.
ГГх-21	Н.о.	Н.о.	Н.о.	20	Н.о.	Н.о.
ГГх-20	Н.о.	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-19	20	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-18	Н.о.	Н.о.	Н.о.	40	Н.о.	Н.о.
ГГх-17	20	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-16	50	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-15	Н.о.	Н.о.	Н.о.	40	Н.о.	Н.о.
ГГх-7	Н.о.	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-2	Н.о.	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-9	Н.о.	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-10	Н.о.	10	Н.о.	40	Н.о.	Н.о.
ГГх-11	Н.о.	10	Н.о.	40	Н.о.	Н.о.
ГГх-12	20	Н.о.	Н.о.	50	Н.о.	Н.о.
ГГх-13	150	Н.о.	40	50	Н.о.	Н.о.
ГГх-14	Н.о.	Н.о.	Н.о.	20	Н.о.	Н.о.
ГГх-6	20	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
ГГх-5	50	Н.о.	Н.о.	40	Н.о.	Н.о.
ГГх-29	Н.о.	Н.о.	Н.о.	30	Н.о.	Н.о.
Чувствительность	20	10	40	20	40	400

Примечание. По данным полуколичественного химико-спектрального анализа в ЦЛ СВТГУ, аналитик В.И. Иванович, 21.05.1979

нии поисково-оценочных работ.

Наиболее высокие содержания благородных металлов, определены в сухих остатках гидротермальных вод района вулкана Менделеева (см. табл. 2). Pt, Ru и Au- это воды **Зеленого гидротермального источника** трещинного типа: с Pt – 0,49 г/т, Ru – 0,21 г/т, Au – 0,12 г/т (проба ГГх-25). Если исходить из открытия в 1990 году сотрудником Института коллоидной химии Украинской АН Викторией Рафаэлевичем Эстрелы Льюисом «Явления избирательной гетерокоагуляции минеральных коллоидных частиц с микроорганизмами» [17], которое показало, что с

участием зеленых водорослей и бактерий происходит концентрирование в водных растворах Au, Pt, Ag. Отсюда понятна максимальная среди отобранных нами проб вулканогенных вод концентрация Pt (0,49 г/т), Au (0,12 г/т) и Ru (0,21 г/т) в сухих остатках вод Зеленого источника, так как его воды окрашены в зеленый цвет за счет обитающих в них зеленых термофильных водорослей.

Максимум Ru – 0,21 г/т отмечен и в пробе ГГх-1 из гидротермального источника №6. Повышенная концентрация Pd – 0,65 г/т установлена в пробе ГГх-4, отобранной из гидросольфатары близ большой fumarолы Ревущая (рис. 4, 5). Для сухих остатков этой пробы весьма примечательно самое значительное преобладание Pd над геохимические сопряженной Pt (Pt: Pd=1:21, 67). Максимум по Pd – 0,83 г/т принадлежит воде озера Кипящего вулкана Головнина (проба ГГх-29). Rh более всего – 0,14 г/т в упомянутой пробе ГГх-4, а также в пробе ГГх-3, отобранной из парогидротермального котла (см. табл. 2). Более значительна концентрация Os – 1,18 г/т в водах гидротермального источника №1 (проба ГГх-6) при максимальном преобладании последнего над геохимически сопряженным Ru (Os:Ru=9,83:1). Максимум Ir – 1,4 г/т в теплой воде озера вод на термальной площадке (проба ГГх-8). В сухих остатках этой пробы самая значительная сумма (ЭПГ+Au) – 2,283 г/т и наиболее значительное преобладание Ir над геохимически сопряженным с ним Rh (Ir:Rh=48,28:1).

Пересчет содержаний ЭПГ и Au в сухих остатках гидрогеохимических проб с г/т на содержание их в исходных объемах воды тех же проб в мкг/л, пошедшей на получение сухого остатка, сохранил особенности относительных уровней концентрации Pt, Ru, Au, Ir, Os (см. табл.2). В некоторых случаях, в зависимости от объема воды, использованного для выпаривания до сухого остатка, имеет место изменение сравнительных величин содержания в воде гидрогеохимических проб: по Pd – максимум приходится на пробу ГГх-4 (325 мкг/л); по Rh – максимум сохраняется только для двухлитровой пробы ГГх-4 (70 мкг/л), а для пробы ГГх-3 концентрация в 0,14 г/т снижается до 46,7 мкг/л в трехлитровой исходной водной составляющей.

Заслуживает быть особо отмеченной платиновая металлоносность и золотоносность вод трех активных **гидротермальных источников №№ 6, 3, 1**, расположенных на Северо-Восточном fumarольном поле, а также **самоизливающейся глубокой колонковой скважины №5** - с Восточного fumarольного поля (см. табл. 2).

Таблица 4

Сравнения показателей химико-спектрального определения ЭПГ и Au (г/т) количественным и полуколичественным методами в сухих остатках гидрогеохимических проб и по золе активированного угля

Анализ	Количественный				Полуколичественный			
	Pt	Pd	Ru	Au	Pt	Pd	Ru	Au
Проба								
ГГх-4	0,03	0,65	0,16	0,02	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,03
ГГх-3			0,12		0,02	Н.о.	Н.о.	0,05
ГГх-1			0,21		Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,02
ГГх-25	0,49	0,59	0,21	0,12	0,02	0,01	Н.о.	0,02
ГГх-7			0,08		Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,03
ГГх-2			0,054	0,018	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,03
ГГх-9			0,087		Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,03
ГГх-10			0,17		Н.о.	0,01	Н.о.	0,04
ГГх-6			0,12	0,049	0,02	Н.о.	Н.о.	0,03
ГГх-5	0,25	0,30	0,11		0,05	Н.о.	Н.о.	0,04
ГГх-29	0,1655	0,53	0,029	0,043	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,03
Чувствительность	0,06	0,3	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,02
Лаборатория	СибцветметНИИпроект				ЦЛ СВТГУ (Магадан)			

Воды источника №6, что в среднем течении рч. Кислой, представлены пробами ГГх-1 и ГГх-1а (см. рис. 3). Они сульфатно-хлоридные, сероводородные, мышьяковистые, обогащенные натрием, марганцем, закисным железом, фтором (см. табл. 1). В них установлены [7]: значимые содержания редких металлов (в мкг/л) – Li⁺(560-800), Rb⁺(230-310), Cs⁺(60-120), а также показательные - K⁺(56,87-63,16), Zr²⁺(3,2), Pb²⁺(1,2-3,2), Br⁻(7,6), HVO₃(49,4-128,63), H₃AsO₃(3,4-5,07) и газы (в % от суммарного их количества) - H₂S (11-14), CO₂(1,5-2), O(2-3), N(78-80). Примечательно (см. табл. 3) максимально высокое среди изученных вулканогенных вод содержание «летучего» платиноида Ru в пробе ГГх-1 (105 мкг/л) при относительных минимумах геохимически сопряженного с ним и «летучего» - Os (до 70 мкг/л), а также иногда пониженного количества Ir (50 мкг/л).

Опробование источника №6 15.09.1978 года (ГГх-1) и 23.09.1978 (ГГх-1а) выявило вариации содержаний (мкг/л) в его водах по геохимически сопряженным парам Ir:Rh и Os:Ru: Ir - 120 и 50; Rh-17,5 и 9; Os - 37,5 и 7,0; Ru - 105 и 60 (см. табл. 2) при практической сохранности температуры воды: 88°C и 89°C.

Источник №3 в верхнем течении рч. Докторского, по нашему опробованию (см. пробы ГГх-2, ГГх-2а в табл. 2), эти воды сульфатно-хлоридные, с максимально высоким содержанием Mn²⁺(12,4 мкг/л), Fe²⁺(96,69 мкг/л), F⁻(3 мкг/л) и с самой высокой окисляемостью O₂(4,8 мкг/л). Отличаются они минимальной концентрацией Ru (27 мкг/л) и Au (9 мкг/л), с присутствием сравнительно

пониженным на общем фоне (см. табл. 2) количеством Ir (90 мкг/л) и Os (45 мкг/л).

Источник №1 в нижнем течении рч. Докторского, термальные воды которого генетически связаны с экструзией парогидротермального месторождения Горячий пляж, представлены пробой ГГх-6 и характеризуются (см. табл. 1) сравнительно низкой минерализацией, пониженными содержаниями Na, Mn, SO₄ при максимально высокой концентрации «летучего» Os (554 мкг/л) (см. табл. 2).

На Восточном фумарольном поле в приустьевой части рч. Лечебного находится глубокая (в 600 м) колонковая скважина №5, которая вскрыла верхний водоносный продуктивный андезитобазальтовый горизонт парогидротермального месторождения Горячий пляж. Из скважины самоизливаются фильтрационные воды смеси парогидротерм с океанической водой (ГГх-5). Эти воды разогреты вулканогенными флюидными парогидротермальными потоками, поступающими по глубинному кольцевому разлому ниже купола вулкана Менделеева. По скважине № 5 происходит интенсивное газовыделение представленное [7]: на 90 % N₂; 1,5 % CH₄; 2-4 % CO₂; 1,5-3 % H₂S; 2-4% O. Состав этого газовыделения меняется под влиянием приливов и отливов на тихоокеанском побережье в районе скважины №5 (рис.7), когда происходит подток и отток океанической воды в парогидротермальную смесь месторождения Горячий пляж.

Опробованные воды скважины №5 (проба ГГх-5) слабокислые, хлоридно-натриевые, с максимально высокими количествами Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺



Рис. 4. Действующая фумарола Ревущая (19.09.1978) в основании склона экструзивного купола вулкана Менделеева. Северо-Западное фумарольное поле

, Cl^- и с самой высокой минерализацией (8976, 82 мг/л) при минимумах NH_4^+ , Fe^{2+} (см. табл. 1). Они содержат (см. табл. 2) примечательные количества Pt (125 мкг/л), Pd (150 мкг/л), Rh (33,5 мкг/л), Ru (55 мкг/л), Ir (170 мкг/л) при пониженных количествах Os (7 мкг/л). Количественные соотношения геохимически сопряженных пар МПГ в пользу более «легких» - Pd > Pt и Ru > Os (Pt: Pd = 1:1,2 и Os: Ru = 1:7,86). Это говорит о связи их с базальтовыми магмами, которые, вероятно, имеют мантийное происхождение, если судить по преобладанию «тяжелого» иридия над более «легким» родием Ir:Rh = 5,07:1.

Месторождение Горячий пляж разведывается с 1964 года [9]. Оно представлено скоплениями насыщенного пара и кипящей воды, приуроченными к тектоническим нарушениям Берегового разлома. Скважина №5 вскрывает самую перспективную из трех термальных зон месторождения – Горячепляжную площадь более 7 кв. км. В пределах этой площади почти два десятка гидротермальных источников и выходов парогидротерм.

Разбурено месторождение на глубину до 760 м. По результатам геологоразведочных работ на 1977 год [9] ожидаемый суммарный дебет месторождения 225 кг/сек. Месторождение Горячий пляж является плодом разгрузки перегретых хлоридно-натриевых вод мощной гидротермальной системы Менделеевского гидротермального райо-



Рис. 5. Фумарола Ревущая в спокойном состоянии (19.09.1978) на фоне склона экструзивного купола вулкана Менделеева

на, сходного с камчатскими системами Долины гейзеров и кальдеры Узон [14].

Гидротермальные проявления вулкана Менделеева отражают состав глубинных гидротерм, которые теряют газовую металлоносную составляющую при вскипании и дегазации в поверхностной зоне разгрузки [14].

Б. Вулкан Головнина

Гидрогеохимическое опробование проведено нами в мелком озере Кипящем с ювенильными водами [9]. У северо-северо-западного его обрывистого берега, где проявлены мощные выходы гидротерм, отобрана проба ГГх-29 (рис.8). Температура воды в разных местах озера Кипящего во время нашего опробования колебалась от 22 до 40 °С, кислотность озерных вод варьировала от 2 до 6.

По своему составу опробованные воды кислые (рН=2-2,5), сульфатно-хлоридные (SO_4^{2-} - 354,1 мг/л и Cl^- - 597,6 мг/л) [6]. Эти воды с сильным сероводородным запахом (H_2S -30-60 мг/л) [6]. Они отличаются среди отобранных в районе вулкана Менделеева гидрогеохимических проб (см. табл. 2) высоким содержанием Pd (276,7 мкг/л) при самой низкой концентрации Ru (23,7 мкг/л) и имеют заслуживающее внимание количество Rh (40 мкг/л) при пониженном содержании Os (7,3 мкг/л) и Ir (50 мкг/л).

Любопытные результаты дали контрольные



Рис. 6. Ступенчатые пороги – застывшие потоки андезитовой лавы в среднем течении р. Лесной
В застывшей лаве этих порогов мной обнаружены окаменевшие реликты курильского бамбучника

определения ЭПГ и Au в восьми отдельных навесках сухого остатка пробы ГГх-29 (табл. 5). Оказалось, что имеет место крайняя неравномерность распределения благородных металлов в пробе. Наиболее значительные колебания отмечены для Rh - 0,014-0,12 г/т. В меньшей степени они оказались по Ru - 0,017-0,071 г/т и по Au - 0,02-0,081 г/т. Еще меньше вариации по Pd - 0,25-0,83 и Pt - 0,071-0,28 г/т. Это свидетельствует о неравномерности распределения ионов ЭПГ и Au в исходном водном растворе места отбора пробы ГГх-29.

Геохимическое опробование

Геохимическое опробование охватывало твердые вулканогенные образования вулканов Менделеева и Головнина: а) донные осадки вулканогенных вод в точках отбора гидрогеохимических проб (Приложение); б) продукты поствулканических гидротермальных образований; в) руды молодой колчеданной залежи (табл. 6). Значимые содержания ЭПГ и Au установлены во всех изучавшихся вулканогенных образованиях (табл. 6).

а) Донные осадки

Наиболее высокие концентрации Pd (до 5,59 г/т), Pt (до 1,69 г/т), Au (до 0,55 г/т), Ir (до 0,29 г/т), Rh (до 0,16 г/т), Ru (до 0,084 г/т) установлены в гидроокисдно-марганцевых илистых донных осадках (табл. 6), главным минералообразующим гидроокислом марганца которых, очевидно, является тодорокит*. В этих осадках отмечен максимум концентрации (ЭПГ+Au) – 8,435 г/т (проба Кун-17). Тодорокитовые осадки в пробах Кун-14 и Кун-15 отобраны на fumarольных площадках: проба Кун-14 у выхода термального источника (проба ГГх-7), а проба Кун-15 и Кун-15а на дне озерца (проба его воды в ГГх-8, см. Приложение). В осадковых пробах Кун-14 и Кун-15 содержание ЭПГ и Au были повышенными: соответственно суммарно – 3,033 и 4,523 г/т. Заслуживает внимания содержания в них ЭПГ: Pd (1,67 и 2,95 г/т), Pt (0,72-0,85 г/т), Ir (0,23 и 0,29 г/т), Rh (0,12-0,16 г/т), Os (0,2 г/т). В светло-сером грязевом осадке (проба Кун-15а), по всей видимости, пирролизитовом, содержания ЭПГ и Au были заметно ниже (см. табл. 6) и только у «летучего»



Рис. 7. Общий вид экстрезии в районе парогидротермального месторождения Горячий пляж на тихоокеанском побережье
На переднем плане частично виден небольшой водосборный бассейн с самоизливающимися термальными водами

*Минеральный состав приводится по данным [7].

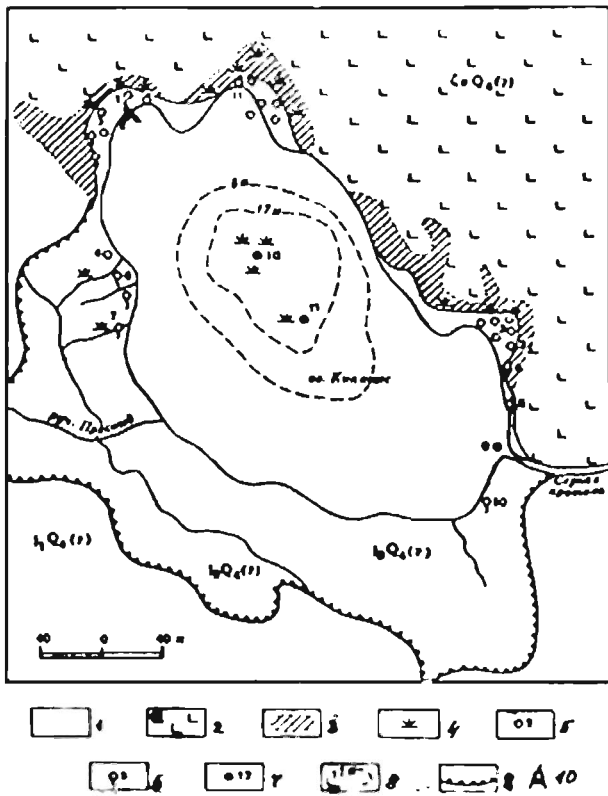


Рис. 8. Схема расположения выходов термальных вод в районе озера Кипящего (вулкан Головнина) [6]

1 – кратерно-озерные отложения; 2 – экструзивные купола андезито-дацитов; 3 – опализированные породы; 4 – выходы сольфатарных газов; 5 – кислый грязевой котел; 6 – нейтральный гидротермальный источник; 7 – точки отбора проб [6]; 8 – изобаты, в м; 9 – уступ террасы; 10 – точка отбора пробы ГГх-29

Os они оказались максимальными – 0,47 г/т.

В гидроокисдно-марганцево-железистых осадках из смеси лимонита с тодорокитом (пробы Кун-20, Кун-18, Кун-13) примечательны концентрации Pd (до 1,66 г/т), Ir (до 0,2 г/т), Rh (до 0,14 г/т) при интересных количествах Pt (до 0,74 г/т) и Os (до 0,37 г/т).

В опробованных (Кун-29) илистых темно-серых сульфидоносных осадках одной из мощных гидротерм озера Кипящего, что в кальдере вулкана Головнина, содержания ЭПГ и Au в целом оказались ниже, чем в менделеевских донных осадках (см. табл. 6).

Продукты поствулканических гидротермальных преобразований района вулкана Менделеева

Проба элювия вулканообразующего эффузива (Кун-5) отобрана в пространственной ассоциации с гидротермальным источником №3 Верхне-Докторской группы. Эта проба представлена вишнево-бурыми глинами, окраска которых, вероятно, происходит от содержащихся в них гидрогетита, гетита и тодорокита*. Примечательно в пробе Кун-5 (см. табл. 6) содержится только Pd (1,36 г/т).

Продукты выпаривания гидротерм источника №3, высадившиеся на обломках пород и древесных обломках и представленные смесью оранжево-желтого ярозита с белыми галитом и нашатырем (проба Кун-4), оказались с низкими содержаниями Pt, Au и Rh, при относительно повышенной концентрации «летучего» Ru (0,11 г/т).

в) Вулканогенная колчеданная руда и включения в ней поствулканических образований

На Северо-Восточном фумарольном поле вулкана Менделеева находится колчеданное место-

Таблица 5

Контрольное многопараллельное определение ЭПГ и Au (г/т) в различных навесках сухого остатка одной и той же гидрогеохимической пробы ГГх-29 по данным количественного химико-спектрального анализа в лаборатории СибцветметНИИпроект

Pt	Pd	Rh	Ru	Au
0,071	0,29	0,032	0,019	-
0,091	0,83	0,057	0,071	0,045
0,12	0,48	0,12	0,017	0,02
0,14	0,57	0,049	0,017	0,03
0,172	0,49	-	-	-
0,19	0,78	0,014	0,022	0,027
0,26	0,25	0,036	0,042	0,081
0,28	0,55	0,042	0,017	0,054
Среднее арифметическое:				
0,1655	0,53	0,05	0,029	0,043

*Минеральный состав приводится по данным [7].

**В этих осадках типа маккинавита, переходящего при старении в пирит, установлены [21] также сфалерит и марказит.

Таблица 6

Содержание ЭПГ и Au (г/т) в твердых вулканогенных образованиях вулканов Менделеева и Головина (по данным количественных методов анализов)

Пробы	Пробирно-химико-спектральный метод*					Кинетический метод**		ЭПГ+Au	Pt:Pd	Ir:Rh	Os:Ru
	Pt	Pd	Rh	Ru	Au	Ir	Os				
а) Донные осадки вулканогенных вод											
Кун-20				0,084		0,2	0,19				2,26:1
Кун-18	0,74	1,66	0,14	0,065	0,071	0,11	0,32; 0,37	3,156	1:2,24	1:1,27	5,69:1
Кун-17	1,69	5,59	0,15	0,035	0,55	0,13	0,24;0,29	8,435	1:3,31	1:1,15	8,29:1
Кун-14	0,72	1,67	0,12	0,043	0,05	0,23	0,11;0,2	3,033	1:2,32	1,92:1	4,65:1
Кун-15	0,85	2,95	0,16	0,031	0,042	0,29	0,19;0,2	4,523	1:3,47	1,81:1	6,45:1
Кун-15а	0,22	1,02	0,087	0,025	0,06		0,47	1,882	1:4,64		18,8:1
Кун-13	0,11	0,47	0,071	0,034	0,11	0,18	0,09;0,13	1,101	1:4,27	2,54:1	3,82:1
Кун-29	0,26	0,57	0,049	0,02	0,067	0,13	0,14;0,2	1,296	1:2,19	2,65:1	10,0:1
б) Продукты поствулканических гидротермальных преобразований											
Кун-5	0,32	1,36	0,042	0,039	0,027			1,788	1:4,25		
Кун-4	0,06		0,012	0,11	0,016						
в) Вулканогенная колчеданная руда и включения в ней поствулканогенных образований											
Кун-6	0,17	0,29	0,053	0,029	0,065		0,3		1:1,71		10,34:1
Кун-7	0,14	0,57	0,026	0,02	0,04	0,6	0,1	1,496	1:4,07	23,08:1	5:1
Кун-8	0,16	0,56	0,029	0,1		0,56	0,034	1,343	1:3,5	19,3:1	1:2,94
Кун-9			0,01	0,087	0,03	0,08	Н.о.			8:1	
Кун-10		0,61	0,01	0,17	0,04	0,14	0,078	1,048		14:1	1:2,18

*Лаборатория СибцветметНИИпроект, аналитик Назарова (17.08.1979).

** Лаборатория МГРИ, ВНИП платиновые металлы, аналитик Л.Е.Романовская (08. 04. 1988 г.).

Примечание. Часть определенных кинетическим методом содержания Ir представлена в параллельных определениях.

рождение. Его сульфидное оруденение, по данным [7], установлено на площади в 5,5 – 6 кв. км. Прослежено это оруденение в северо-восточном направлении на 2 км и обнаружено бурением на глубинах от 50 до 196 м. Интенсивность сульфидного оруденения переменная – от бедновкрапленной (с 25-30 % мас. пирита) до густовкрапленной (с 50-60 % мас. пирита) и массивных колчеданных линз с содержанием пирита в 80-97% мас.

В среднем течении рч. Кислый, на высоте около 400 м расположена молодая колчеданная залежь. Она залегает в срединной толще гидротермально измененных вулканитов. В кровле залежи находятся полимиктовые туфы, а в подошве – опалиты и алуныты апоандезит-дацитовые (рис. 9). Обнаженная поверхность залежи прослежена на 350 м в длину и от 130 до 250 м в ширину. Мощность ее рудного горизонта 20 м [7].

Среди рудных минералов колчеданной залежи преобладает пирит, содержание которого в руде варьирует от 25 до 97 % мас. Из сопутствующих в колчеданной руде присутствуют второстепенные минералы – марказит, арсенопирит, халькопирит, халькозин и редкие – киноварь в ассоциации с самородной серой [7].

Около 20 лет (до 1945 года) властвовавшие на Кунашире японцы без специально механизации с поверхности вручную обрабатывали колчеданную руду, извлекая из нее серу нагревом руды на кострах в больших медных котлах, валившихся в полевой сезон 1978 года около мест бывших разработок.

Нашими исследованиями в колчеданной руде впервые обнаружена платиновая металлоносность с попутной бедной золотоносностью (см. табл. 7). Эта руда (проба Кун-6) темно-серого цвета, землистая либо скорлуповатая, или же пористая с пустотами от вулканических газов. Трещинные и газовые пустоты в руде заполняются агрегатами кристалликов пирита и арсенопирита (проба Кун-6а), а местами – самородной серой, сливной, почковидной, либо натечной (проба Кун -7). Вместе с самородной серой в колчеданной руде встречаются ксенолиты опалитов (проба Кун-8). В пределах колчеданной залежи имеются выходы парящих сольфатар с высыпками продуктов выпаривания – зеленовато-желтой самородной серы. Такая сера (проба Кун-9) около выходов сольфатар покрывает поверхность и выполняет трещины в апоэффузивах, среди ко-

горы находятся опалиты с кристаллами самородной серы (проба Кун-10).

В изученных пробах колчеданной руды (пробы Кун-6, 7, 8) выявлены (см. табл. 6): Ir (0,56-0,6 г/т), Pt (0,14-0,17 г/т), Pd (0,29-0,57 г/т), Au (0,04-0,65 г/т), Os (0,034-0,3 г/т), Ru (0,02-0,1 г/т), Rh (0,026-0,053 г/т). В пострудной самородной сере (проба Кун-9) содержится заметно пониженное количество ЭПГ и Au. В апоэффузивных опалитах, ассоциирующих с кристаллами пострудной самородной серы (проба Кун-10), найдены примечательные содержания Pd (0,61 г/т), Ru (0,17 г/т) и Ir (0,14 г/т), при низких концентрациях Rh (0,01 г/т), Au (0,04 г/т) и Os (0,078 г/т).

Кунаширские колчеданные руды метасоматические, сформировались они «в результате длительной глубинной и поверхностной разгрузки сульфатно-хлоридных гидротерм в постройке вулкана Менделеева» [7].

К ресурсно-экономической оценке по металлам платиновой группы и золоту современных вулканогенных минерально-сырьевых источников

Для того, чтобы хотя бы в первом приближении количественно оценить ресурсно-экономическую значимость определявшихся благородных металлов в основных по своей масштабности из изученных золото-платинометаллоносных вулканогенных источников, выбраны только те, для которых в публикациях имелись объемно-весовые параметры. Таковыми оказались расположенные в районе вулкана Менделеева на его наиболее продуктивном в отношении благородных металлов Северо-Восточном фумарольном поле – вулканогенная рудно-колчеданная залежь, детально охарактеризованная в монографии [7], и два представительных гидротермальных источника – №6 и №3, а также находящееся на Восточном фумарольном поле, разведанное с использованием глубокого колонкового бурения парогидротермальное месторождение Горячий пляж (см. Приложение).

В основе вычислений (табл. 7) использованы данные о содержаниях МПГ и Au в колчеданных рудах (пробы Кун-6, 7, 8), в водах месторождения Горячий пляж (проба ГГх-5) и источников №3 (проба ГГх-2) и №6 (проба ГГх-1).

Возможный объем добычи драгоценных металлов из возобновляемых вулканогенных источников рассчитывался на период в один год (365 дней). Экономические показатели за годовой период определены, исходя из цены в долларах США за 1 грамм этих металлов 05.05.2011 года на

Лондонской бирже: Rh -75,56 долл.; Pt -58,62; Au -48,79; Ir -33,76; Pd -24,15; Os -12,86; Ru - 6,27 долл.

При ресурсной минерально-сырьевой экономической оценке по благородным металлам колчеданной залежи взяты максимумы содержаний (ЭПГ+Au) в ее трех различающихся рудных пробах (Кун-6, 7, 8, см. табл. 6). Эти пробы были представлены распространенными существенно пиритовыми рудами (Кун-6), а также нередко встречающимися колчеданными рудами с включениями самородной серы (Кун-7). В последних рудах местами наблюдаются ксенолиты опалитов (Кун-8).

Оцененные по этим данным перспективные запасы благородных металлов показывают для рудной (преобладающей пиритовой) составляющей общую величину в 6795,65 кг по (Rh+ Pt+ Au+ Ir+ Pd+ Os+ Ru). С расчетом по индивидуальной стоимости каждого драгоценного металла, обнаруженного в рудно-колчеданной залежи. Сумма этих металлов оценивается в 203532000 долларов (см. табл. 7). С учетом установленных весьма значительных масштабов колчеданного оруденения на Северо-Восточном фумарольном поле вулкана Менделеева цена минерально-сырьевых запасов в нем благородных металлов увеличивается в несколько раз.

В приводимых расчетах для термальных вод источников №№3 и 6, к сожалению, остались неопределенными в их сухих остатках весьма существенные по вкладу в оцениваемую годовую сум-



Рис. 9. Колчеданная залежь (темно-серая), заключенная в туфах и опалитах (белесо-светло-серых)
Залежь является элементом крупногайбово-низкогорного образования

му благородных металлов: Rh, Pt, Pd - по источнику №3 и Pt с Pd - по источнику №6. В результате годовая ресурсная ценность благородных металлов в сухих остатках термальных вод этих источников оказалась весьма заниженной: ожидаемая за год суммарное содержание по источнику №6 (по пробе ГГх-1) для установленных в ней (Rh+ Au+ Ir+ Os+ Ru) - 0,58 г/т, а по источнику №3 (проба ГГх-2) для (Au+ Ir+ Os+ Ru) - только 0,342 г/т (см. табл. 2). Для сравнения в сухих остатках термальных вод с более полным определением драгметаллов: а) современного парогидротермального месторождения Горячий пляж эта сумма - 1,121 г/т (проба ГГх-5); б) гидросольфатары, соседствующей с мощной фумаролой Ревущей - 1,436 г/т (проба ГГх-4); в) Зеленого источника Нижне-Менделеевской группы горячих источников - 1,824 г/т (проба ГГх-25); г) озера фумарольной площадки одного из источников Верхне-Докторской группы - 2,283 г/т (ГГх-8). Таким образом, эти суммарные данные позволяют в первом приближении увеличить оцениваемые годовые перспективы добычи благородных металлов из сухих остатков возобновляемых вулканогенных термальных вод отдельных гидротермальных источников вулкана Менделеева от 2-4 раз до 3,3 - 7,6 крат.

Ко всему этому также приплюсовываются концентрации установленных нами драгоценных металлов в донных осадках вулканогенных гидротермальных вод, в которых обнаружено (см. табл. 6): Rh - до 0,160 г/т, Pt - до 1,69 г/т, Au - до 0,55 г/т, Ir - до 0,29 г/т, Pd - до 5,59 г/т, Os - до 0,47 г/т и Ru - 0,084 г/т, а в суммарном индивидуальном выражении (ЭПГ+Au) - от 1,882 г/т (Кун-15а) до 8,435 г/т (в пробе Кун-17).

Заключение

1. Проведенные на острове Кунашир специализированные на элементы платиновой группы и золото рудно-геохимические исследования продуктов современного вулканизма - колчеданных руд, термальных вод и их донных осадков позволяют утверждать, что по обнаруженным уровням концентраций благородных металлов выявлены новые нетрадиционные, комплексные природные минерально-сырьевые источники драгоценных металлов промышленно-перспективного масштаба.

Этот вывод подтверждается открытиями платиновой металлоносности с золото- и сереброносностью в современных вулканогенных производных газах, водах, твердых продуктах ряда действующих вулканов Курило-Камчатского вулканического пояса - от Толбачика на Камчатском полуострове [13] до Эбеко на курильском острове

Парамушир [14] и вулкана Кудрявого на острове Итуруп [25].

2. С точки зрения понимания генезиса железо-марганцевых океанических руд, содержащих МПГи золото с серебром, определенный вклад вносит полученная мной информация о генетической цепочке происхождения этих руд: металлоносная магма > ее производные - парогидротермы > высаживание из магматогенных гидротермальных вод бернессит-тодорокитовой смеси, аналогичной по своему минеральному составу океаническим рудам. В этой связи примечательно, что тодорокит-бернесситовые корки гидротермального происхождения установлены [20] в генетической связи: а) в Охотском море - с подводными вулканами островов Самушир, Черные братья и Броутон; б) в Японском море - на поверхности подводных вулканов Тарасова и Безымянного; в) в Тихом океане - на Галапагосском поднятии и хребте Эксплорер близ спрединговой зоны.

3. Для геолого-промышленного освоения выявленных, ожидаемых и новых современно-вулканогенных месторождений и проявлений драгоценных металлов на благоприятных в этом отношении территориях России, Новой Зеландии, США, Исландии, Японии и других стран потребуются инвестиции, целенаправленные, во-первых, - на специализированные поисково-разведочные работы по ресурсной оценке соответствующих природных минерально-сырьевых источников и, во-вторых, - на создание рациональных технологических схем извлечения из разнообразных вулканогенных продуктов благородных и попутных им других ценных металлов и элементов весьма своеобразных форм природного их существования. Для этого должны быть использованы эффективные методы: а) концентрирования ЭПГ, Au, Ag из магматических и фумарольных газов; б) сорбционного экстрагирования тех же металлов из гидротерм; в) гидрометаллургического извлечения из оксидно-железных, оксидно-марганцевых, оксидно-железо-марганцевых осадков; г) металлургического извлечения из сульфидных и прочих рудных благородно-металлоносных продуктов.

4. Установленные для большинства изученных современных вулканогенных флюидопродуктов соотношения содержаний геохимически сопряженных пар ЭПГ - Pt < Pd и Os < Ru указывают на генетическую связь их материнских флюидов с базальтоидными магмами. Отмеченные для некоторых из изученных вулканогенных продуктов соотношения Ir > Rh и Os > Ru свидетельствуют о влиянии на их генезис ультрабазитовых

Перспективные минерально-ресурсные и экономические оценки прогнозных запасов платиновых металлов и золота в производных вулкана Менделеева

А. Колчеданная залежь - невозобновляемый рудный минерально-сырьевой источник

Объем, м ³	Среднее содержание пирита в руде	Объем пирита в залежи, куб.м	Плотность пирита	Общий вес рудного пирита, т	Rh	Pt	Au	Ir	Pd	Os	Ru	ЭПГ+Au	Показатель
					0,053	0,17	0,065	0,6	0,57	0,3	0,1	1,858	
1 330 000	55% мас.	731 500	5 г/см (5 т/м ³)	3 657 500	193,85	621,78	237,74	2194,5	2084,78	1097,25	365,75	6795,65	Перспективные запасы, кг
					14,647	36,449	11,599	74,086	50,347	14,111	2,293	203,532	Цена запасов, млн долл.

Б. Воды возобновляемых (действующих) гидротермальных источников

Дебет, л/сек	Объем, л/год	Сухой остаток		Rh	Pt	Au	Ir	Pd	Os	Ru	ЭПГ+Au	Показатель
		г/л	т/год									
а) Термальный источник №6												
12	378 432 000	4,5	1703	0,035		0,02	0,24		0,075	0,21	0,58	Содержание, г/т
				59,61		34,10	408,72		127,73	357,63	987,79	Возможность годовой добычи, г
				4504,13		1663,74	1379,84		1642,61	2242,35	11432,67	Цена в долл. за год
б). Термальный источник №3												
4	126 144 000	3,0	378,43			0,018	0,18		0,09	0,054	0,342	Содержание, г/т
						6,81	68,12		34,06	20,44	129,43	Возможность годовой добычи, г
						332,26	2299,73		438,01	128,16	3198,16	Цена, долл. за год
в) Самоизливающаяся глубокая (600-метровая) буровая колонковая скважина №5 месторождения Горячий пляж												
9 кг/с*	283 824 000	4,5 г/кг	1277,208 т/год	0,067	0,25	0,04	0,34	0,3	0,014	0,11	1,121	Содержание, г/т
				85,57	319,30	51,09	434,25	383,16	17,88	140,49	1431,75	Возможность годовой добычи, г
				6465,67	18717,37	2492,68	14660,28	9253,31	229,94	880,87	52700,12	Цена, долл. за год
г) Пересчет по единственной имеющейся для месторождения Горячий пляж пробе ПТХ-5 на ожидаемый суммарный дебет всех парогидротерм этого месторождения – 225 кг/сек.**												
225** кг. сек	7 095 600 000 кг/год	4,5 г/кг	31930,20 т/год	0,067	0,25	0,04	0,34	0,3	0,014	0,11	1,121	Содержание, г/т
				2139,32	7982,55	1277,21	10856,27	9579,06	447,02	3512,32	35793,74	Возможность годовой добычи, г
				161647,02	467937,08	62315,08	366507,66	231334,30	5748,68	22022,25	1317512,07	Цена, долл. за год

*Взята приводимая [7] средняя величина дебета самоизливающихся вод для глубоких (400-700м) буровых скважин, вскрывших термальное месторождение Горячий пляж.

** Ожидаемый суммарный дебет месторождения по данным его геологической разведки [9].

мантейных материнских источников. Показателем последнего, в известной мере, являются повышенные содержания ионов Mg^{2+} и Cl^- в платиновометаллоносных вулканогенных гидротермах.

В определенной мере это заключение подтверждается и установленными повышенными содержаниями ЭПГ, Au, Ag в полученных от В.И.Федорченко ксенолитах [23]: ультрамафитовых- в базальтах и андезито-базальтах южно-камчатских вулканов Ксудач (проба 4-кс) и Авача (проба 2-кс в табл. 8), а также в ксенолите кварцевого бухита в лаве вулкана Медвежий, что на острове Итуруп (см. пробу 20-кx в табл. 8). Эти ксенолиты являются мантейными производными (пробы 2-кx и 4-кx) или продуктом (проба 20-кx) воздействия магмы верхней мантии [23].

5. Выполненная прогнозная ресурсная оценка по металлам платиновой группы и золоту в вулканогенных продуктах вулкана Менделеева по категории P_3 с привлечением имеющихся данных по вулкану Головнина позволяет рекомендовать постановку на их территориях специализированных на ЭПГ и Au поисково-разведочных работ, что должно привести к открытию новых платиновометаллоносных и золотоносных вулканогенных образований с промышленной перспективностью.

Приложение. Привязка местоположения в районе изучавшихся вулканов острова Кунашир и краткая геологическая характеристика точек отбора гидрогеохимических проб и пространственно-генетически ассоциирующих с ними геохимических проб

А. Вулкан Менделеева

1. Северо-Западное фумарольное поле

Верховье ручья Правый – первого правого притока в верховьях р. Лесной

В 10 м к востоку от большой фумаролы Ревущая 19.09.1978 г. опробована гидросульфатара с $T \text{ воды} = 98,5^\circ C$ - ГГх-4 (5л). Около точки опробования среди дацитов и андезито-дацитов мной найден обломок базальга с включением прозрачного кальцита (проба Кун-12).

II. Северо-Восточное фумарольное поле

Речка Кислая – правый приток

в верховьях р. Лесной

Верхне- Менделеевская группа гидротермальных источников

В верховьях рч. Кислый 18.09.1978 г. опробован парогидротермальный котел с осадками коллоидальной самородной серы- проба ГГх-3 (3 л) с $T \text{ воды} = 87^\circ C$.

Нижне-Менделеевская группа гидротермальных источников

В среднем течении рч. Кислый по левому борту ее долины из **гидротермального источника №6** (с дебетом 10-12 л/сек) отобраны две пробы: 15.09.1978 – ГГх-1 (5 л) с $T \text{ воды} = 88^\circ C$ и 23.09.1978 г. – ГГх-1а (3 л) с $T \text{ воды} = 89^\circ C$. Из горячих вод источника №6 отлагаются сульфурит и ярозит (проба Кун-0), а на выходе источника – апоандезитовый опалит (Кун-1).

На 150 м выше источника №6 по рч. Кислый находится **колчеданная залежь** в опалитах и алунигах апоандезит-дацитовых, а также в туфах (пробы Кун-6-10).

В русле рч.Кислый, в 30 м ниже впадения в нее вод из источника №6, 23.09.1978 г. отобрана проба ГГх-28 (2 л) с $T \text{ воды} = 28^\circ C$.

В 100 м ниже предыдущей точки опробования, в русле рч. Кислый 23.09.1978 г. взята проба ГГх-27 (2л) с $T \text{ воды} = 27,5^\circ C$.

В 1 км ниже, в русле рч.Кислой 23.09.1978 г. отобрана проба ГГх-26 (2л) с $T \text{ воды} = 28^\circ C$.

В 800 м ниже, по левому борту той же речки 23.09.1978 г., в 1 м выше уреза воды опробован **Зеленый горячий источник** трещинного типа - проба ГГх-25 (7 л) с $T \text{ воды} = 46^\circ C$. Цвет вод источника обусловлен наличием в них зеленых термофильных водорослей (проба Кун-21).

В 500 м ниже, в русле рч.Кислой 23.09.1978 г. отобрана проба ГГх-24 (2л) с $T \text{ воды} = 27^\circ C$.

В 550 м ниже, в русле рч.Кислой 23.09.1978 г. взята проба ГГх-23 (2 л) с $T \text{ воды} = 25^\circ C$.

В 800 м ниже предыдущей точки опробования, в русле рч.Кислой (около 300 м выше впадения её в р.Лесная) 23.09.1978 г. отобрана проба ГГх-22(2л) с $T \text{ воды} = 23^\circ C$.

Река Лесная

В русле реки Лесной, в 50 м ниже впадения в нее рч. Кислой, 23.09.1978 г. взята проба ГГх-21 (2 л) с $T \text{ воды} = 15^\circ C$. В этом месте по руслу р.Лесной вытягивается шлейф красновато-бурого илистого осадка (проба Кун-20).

На 200 м ниже по р. Лесной, в ее русле 23.09.1978 г. отобрана проба ГГх-20 (2л) с $T \text{ воды} = 15^\circ C$.

На 150 м. ниже, по обоим берегам р. Лесной обнажения темно-серого гейзерита (кремнистого туфа) с многочисленными включениями окремненного бамбучника (проба Кун-19).

На 800 м ниже, в русле р. Лесной 23.09.1978 г. взята проба ГГх-19 (2л) с $T \text{ воды} = 14,5^\circ C$.

Еще на 700 м ниже по р. Лесной, в ее русле 23.09.1978 г. отобрана проба ГГх-18 (2 л) с $T \text{ воды} = 15^\circ C$.

Содержание благородных металлов – C_x (г/т) в ксенолитах лав курило-камчатских вулканов (по данным количественных анализов: на ЭПГ и Au – пробирно-химико-спектральным методом в химической лаборатории СибцветметНИИпроект, на Ag – атомно-абсорбционным методом в ЦЛ СВТГУ)

Проба	Pt	Pd	Rh	Au	Ag	ЭПГ+Au+Ag	Pt: Pd	Au:Ag
4-кc	0,061	0,15	0,02	0,12	1,9	2,251	1:2,46	1:15,083
K_x	3,1	1,7	0,7	17,1	38,0			
2-кc	0,14	0,34	0,024	0,048	3,3	3,852	1:2,43	1:68,75
K_x	7,0	3,8	0,8	6,9	66,0			
20-кc	0,10	0,20	0,061	0,046	2,7	3,107	1:2	1:58,70

Примечания. K_x - коэффициент концентрации по формуле – $K_x = C_x : C_k$, где C_x - содержание (г/т), установленное нашими анализами, а C_k - средние содержания (г/т) в ультраосновных породах как одного из главных типов магматических пород Земли [18]; Pt - 0,02; Pd - 0,09; Rh - 0,03; Au - 0,007; Ag - 0,05 г/т.

Ниже на 650 м в русле р. Лесной 23.09.1978 г. взята проба ГГх-17 (2 л) с Т воды = 13 °С. Здесь же опробован красновато-бурый илистый осадок (проба Кун-18).

Вниз по р. Лесной на 500 м в русле отобрана 23.09.1978 г. проба ГГх-16 (2 л) с Т воды = 12 °С.

Ниже на 500 м в русле р. Лесной 23.09.1978 г. взята проба ГГх-15 (2 л) с Т воды = 12 °С. В той же точке опробован коричневый илистый донной осадок (Кун-17).

По руслу р. Лесной, в 40-50 м от впадения ее в Тихий океан, донные валуны и галька покрыты вишнево-бурыми илистыми осадками (проба Кун-16), которые попадают и во внутрь свежих раковин моллюсков *Mastra* sp.

*Ручей Докторский - правый приток
в низовьях р. Лесной*

**Верхне-Докторская группа
термальных источников**

Верхняя первая термальная площадка по правому борту руч. Докторского, слева от площадки из гидротермального источника 22.09.1978 г. взята проба ГГх-7 (5 л) с Т воды = 47 °С, а у выхода источника опробованы коричневые глинистые донные осадки (Кун-14).

В 30 м вниз по течению руч. Докторского, по его левому борту, из маленького озера с горячей водой, находящегося на второй (с верховьев ручья) фумарольной площадке, 22.09.1978 г. отобрана проба ГГХ-8 (5 л) с Т воды = от 39 до 43 °С. На дне озера взята проба Кун -15 коричневатых илистых грязевых осадков. В двух других местах того же озера взята проба светло-серых грязевых осадков Кун-15а, используемых для лечения радикулита и ожогов.

В 20 м ниже по течению руч. Докторского, по его левому борту, 15.09.78 г. опробован ГГх-2 (5л) **гидротермальный источник №3** (с дебетом 3,5

-4 л/сек) с Т воды = 82 °С. Дополнительно 22.09.1978 г. здесь же отобрана проба ГГх-2а (3л) с Т воды = 82 °С.

Непосредственно над гидротермальным источником №3 взята проба Кун -5 - вишнево-бурых сильно ожелезненных глин, являющихся элювием эффузива, обломочные реликты которого содержатся в глинах.

Вокруг источника №3 камни и древесные обломки покрыты вулканогенными продуктами выпаривания – оранжево-желтым ярозитом и белым галитом с нашатырем (объединенная проба Кун-4).

В 5 м ниже источника №3, из его водотока взята проба Кун-3 – донных осадков – илов.

В 50 м ниже по течению руч. Докторского, по правому его борту, 22.09.1978 г. опробован выход одного из гидротермальных источников - проба ГГх-9 (5л) с Т воды = 74 °С.

В 160 м ниже, по левому борту руч. Докторского, 22.09.1978 из гидротермального источника взята проба ГГх-10 (5 л) с Т воды = 57 °С.

В 550 м еще ниже по левому борту руч. Докторского из него 22.09.1978 г. взята проба ГГх-11 (2 л) с Т воды = 29 °С.

**Нижне-Докторская группа
термальных источников**

В 750 м ниже от предыдущей точки опробования из руч. Докторского взята 22.09.1978 проба ГГХ-12 (2л) с Т воды = 24 °С.

На 300 м ниже руч. Докторский опробован 22.09.1978- проба ГГх-13 (2л) с Т воды = 21 °С.

400 м ниже предшествующей точки опробования из руч. Докторского 22.09.1978 взята проба ГГх-14 (2 л) с Т воды = 20 °С.

В 350 м ниже по тому же ручью, 20.09.1978 г. опробован выходящий здесь **гидротермальный источник №1** - проба ГГх-6 (3 л) с Т воды = 50 °С. Считается, что источник №1 генетически свя-

зан с экструзией Горячего пляжа. Этот источник обнажается в приливно-отливной полосе Тихого океана при больших отливах.

III. Восточное фумарольное поле
Ручей Лечебный
Месторождение парогидротерм
Горячий пляж

В приустьевой части руч. Лечебного, по левому его борту, располагается глубокая (600-метровая) буровая колонковая скважина №5, вскрывшая парогидротермы месторождения Горячий пляж. Самоизливающиеся горячие воды ($T=69^{\circ}\text{C}$) этой скважины 20.09.1978г. опробованы - проба ГГх-5 (5л) эти воды фильтрационные, они являются смесью вулканических парогидротерм с океанической водой. Из вод скважины №5

собраны красновато-бурые глинистые осадки (проба Кун-13).

Б. Вулкан Головнина

Озеро Кипящее (одно из двух озер ювенильных вод в кальдере вулкана)

На северо-северо-западном обрывистом берегу озера Кипящего из мощной гидротермы ($\text{с рН}=2$) 05.10.1978 г. отобрана проба ГГх-29 (5л). Вода в этой пробе темно-серая с сероводородным запахом. Т воды в озере варьировала в разных местах от 22°C до 40°C с переменной рН - от 2 до 6.

У места отбора водной пробы взята проба темно-серых илистых донных осадков (Кун-29), цвет которых обусловлен примесью мельниковита [9]. В этих илах до 10 % самородной серы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айдиньян Н.Х., Беликова В.Н. Методическое руководство по определению микрокомпонентов в природных водах при поисках рудных месторождений (ред. И.Ю.Соколов). М.: Госгеолтехиздат. 1961.
2. Алексеева И.И., Хворостухина Н.А., Рысев А.П., Хомутова Е.Г. Высокочувствительный кинетический метод определения осмия // Журнал аналитической химии. 1980. Т. 35, №3.- С. 505-510.
3. Алексеева И.И., Романовская Л.Е., Латышева Г.Н., Тихонова Л.П. Кинетический метод определения иридия // Заводская лаборатория. 1984. Т. 50, №3.- С. 5-6.
4. Ефремов Ю.К. Курильское ожерелье. М.: Географическая литература. 1962. -266 с.
5. Злобин Т.К., Федорченко В.И. Глубинная структура вулкана Головнина по данным изучения обменных волн от землетрясений. // Вулканология и сейсмология. 1982, №4-С. 99-103.
6. Зотов А.В., Сорокин В.И., Никитина И.Б. Некоторые особенности современной гидротермальной деятельности в кальдере вулкана Головнина (о-в Кунашир)- В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.1988.-С.54-69.
7. Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б., Дуничев В.М., Шурманов Л.П. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир). М.: Наука. 1980-178 с.
8. Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. М: Химия. 1965.
9. Манухин Ю.Ф., Дуничев В.М., Погожев А.Г. Теплоэнергетические ресурсы (Курильских островов Сахалинской области).- В кн.: Геология СССР, том XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Полезные ископаемые. М., Недра. 1977.-С.333-335.
10. Мархинин Е.К. Вулканы о-ва Кунашир. //Тр.лаборатории вулканологии АН СССР.1959. Вып.17.
11. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М.: Наука. 1967-256 с.
12. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука. 1988-212 с.
13. Меньялов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эжгаляций Большого Трещинного Толбачинского извержения (БТТИ). М.:Наука. 1980. -236 с.
14. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука. 1980. -200 с.
15. Разин Л.В., Хоменко Г.А., Агальцов Г.И. О результатах изучения вещественного состава и содержания золота и палладия в железо-марганцевых конкрециях одного из районов Атлантического океана. - Отчет о НИР, 1976, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР (Магадан) и ВНИИморгео Мингео СССР (Рига).
16. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1966.
17. Соколовская Янина. Украинский алхимик нашел философский камень в водорослях. //Газета «Известия» (Москва), 18.10.1996.
18. Солотов А.П. и др. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М.: Недра. 1990.-336 с.
19. Сывороткин В.Л., Русинов С.В. Платоэффузивы острова Кунашир рифтовая формация на островной дуге. В сб-ке «Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика)». 1984. - С. 180-189.
20. Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Гавриленко Г.М., Сивцов А.В. Железомарганцевые корки и конкреции Курильской островной гряды: их строение, состав, генезис. //Литология и полезные ископаемые. 1989, №4 – С.30-40.
21. Фазлуллин С.М., Батоян В.В. Донные осадки кратерного озера вулкана Головнина. // Вулканология и сейсмология. 1989, №2- С. 44-55.
22. Федорченко В.И. Генетические типы четвертичных вулканов Курильских островов и перспективы их сероносности // Изв.АН СССР, сер. геол., 1969, №9 – С.100-107.
23. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1975.- 140 с.
24. Шилов Н.А., Разин Л.В., Хоменко Г.А., Агальцов Г.И. О формах нахождения золота и палладия в океанических глубоководных железо-марганцевых конкрециях // Доклады АН СССР. 1977. Т.232, №2 – С.466-470.
25. Шмулович К.И., Коржинский М.А. Образование самородных металлов (Pt, Al, Si, Fe, Ti) из вулканических газов с высоким редокс-потенциалом // Тезисы докладов VII Международного платинового симпозиума. Москва, 1-4 августа 1994- С. 104-105.

МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ИНФОРМАЦИИ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПЛАТИНОНОСНЫМ РЕГИОНАМ

УДК 553.491.8(571.51)

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОБРАЗЫ ПЛАТИНОНОСНЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

В.М. Ступак

ОП «Спецгеофизика» ФГУП ВНИИ Геофизика

В последнее десятилетие на Северо-Востоке России в соответствии с Федеральной программой развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации [13] проведены масштабные геофизические исследования на региональных геотраверсах 2ДВ и 2ДВ-А (рис. 1). Основной задачей исследований являлось изучение глубинного строения земной коры с целью выявления и оценки перспективных территорий, а также разработка критериев поиска скрытых на глубине месторождений полезных ископаемых [6].

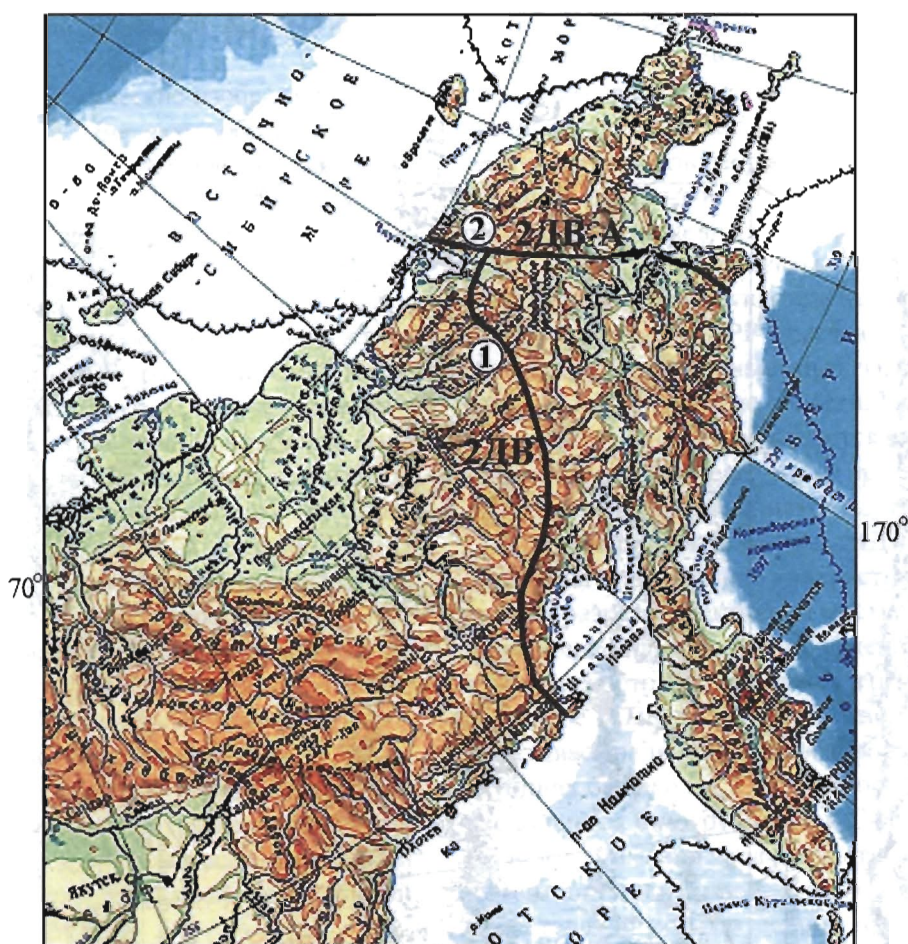
Среди разнообразных методов, применяемых для решения глубинных геологических задач, наиболее достоверным и информативным является сейсмический. Полевые сейсморазведочные работы выполнены по методике сверхглубокого профилирования МОВ-ОГТ (СГ-ОГТ), позволяющей изучать разрез земной коры на всю ее глубину, включая подошву (граница Мохоровичича) и верхнюю часть мантии. Глубинность исследований достигала 60-70 км. Надежное выполнение таких параметров работ обеспечивалось современной сейсморазведочной аппаратурой: 500-канальными телеметрическими станциями Input/Output-2 и вибросейсмическими источниками СВ-10-180 с пиковым усилием до 60-75 т [10].

Все сейсмические материалы МОВ-ОГТ обработаны на ЭВМ с применением современных программных средств в рамках интегральной модели МОГТ [10] и по специальной методике дифференциальной сейсморазведки МДС [11, 13]. Получены временные и глубинные разрезы масштаба 1:500000, 1:200000, а на особо важных участках выполнена детализация до масштаба 1:50000. В результате сейсмических исследований изучена внутренняя структура земной коры,

определено положение ее подошвы, выявлены неоднородности верхней мантии (рис. 2, 5).

Выполненные работы представляют несомненный интерес с позиции геолого-геодинамических решений и для минерагенических оценок территории. Для этого необходимо определить основные геолого-минералогические признаки изучаемой территории: структурные и вещественные. Применение стандартной методики обработки и интерпретации во многом не оптимально для верхней части земной коры (ВЧЗК), где расположен фанерозойский осадочно-вулканогенный комплекс, вмещающий искомые месторождения полезных ископаемых. Эта часть разреза характеризуется сильной структурной дислоцированностью и высокой гетерогенностью, что порождает сложные волновые поля, расшифровка которых на основе горизонтально-слоистой модели МОГТ проблематична. Такие среды относят к сложнопостроенным [1, 2, 11], и для их расшифровки разрешающая способность интегрального метода ОГТ часто недостаточна. Для повышения эффективности обработки и интерпретации сейсмических материалов в ВЧЗК дополнительно использована методика дифференциальной сейсморазведки (МДС), позволяющая повысить разрешенность и детальность сейсмических построений в сложнопостроенных средах и получить оценки петрофизических характеристик среды [11, 12].

Региональные сейсмические профили пересекали на Северо-Востоке страны ряд рудных районов и месторождений полезных ископаемых: золота, серебра, олова и др. Особый интерес представляют территории с существенным содержанием металлов платиновой группы (МПГ). Ряд таких территорий изучался ранее сейсморазведкой на Балтийском щите, в Норильском горноруд-



- 2DV - линии региональных геотраверсов
 ① - Байский рудный район
 ② - Майское месторождение

Рис. 1. Обзорная карта

ном районе, на Южном Урале. Была отмечена высокая эффективность сейсморазведки при изучении глубинных позиций крупных коренных месторождений Cu-Ni и Cr руд, содержащих МПГ [1, 2, 4, 8]. Выявленные «модельные признаки» и поисковые критерии могут быть использованы для обнаружения скрытых на глубине месторождений МПГ-Cu-Ni. Однако геолого-геофизическая ситуация в складчатых областях Северо-Востока России принципиально отличается от изученных сейсморазведкой территорий Северо-Запада и Таймыра. С геолого-минерагенической позиции здесь преобладает дайковый, жильный и россыпной типы рудоносности. Коренные источники минерального сырья скрыты иногда на значительных глубинах. Опыт обнаружения их с помощью сейсморазведки отсутствует на Северо-Востоке и появление первых сейсмических материалов важно для оценки эффективности сейсмического мето-

да. В полосе региональных профилей наиболее представительными являются две крупные рудоносные территории: Байский рудный район и Майское месторождение (см. рис. 1).

Байский рудный район (ПР 2DV)

Согласно материалам геологосъемочных работ масштаба 1:200000 (ГСР-200) Байский рудный район (БРР) расположен в области пикетов 1450-1490 регионального профиля 2DV на северном фланге Олойской металлогенической зоны. Геологическая позиция БРР приурочена к восточной части раннемелового Егдыкычского монзонит-сиенитового плутона с габброидами и пироксенитами. Основные месторождения: Песчанка, Весеннее, Находка связаны с дайковыми телами. По рудной специализации их относят к меднопорфировым, по внутренней структуре к прожилково-вкрапленным. В месторождениях сосредото-

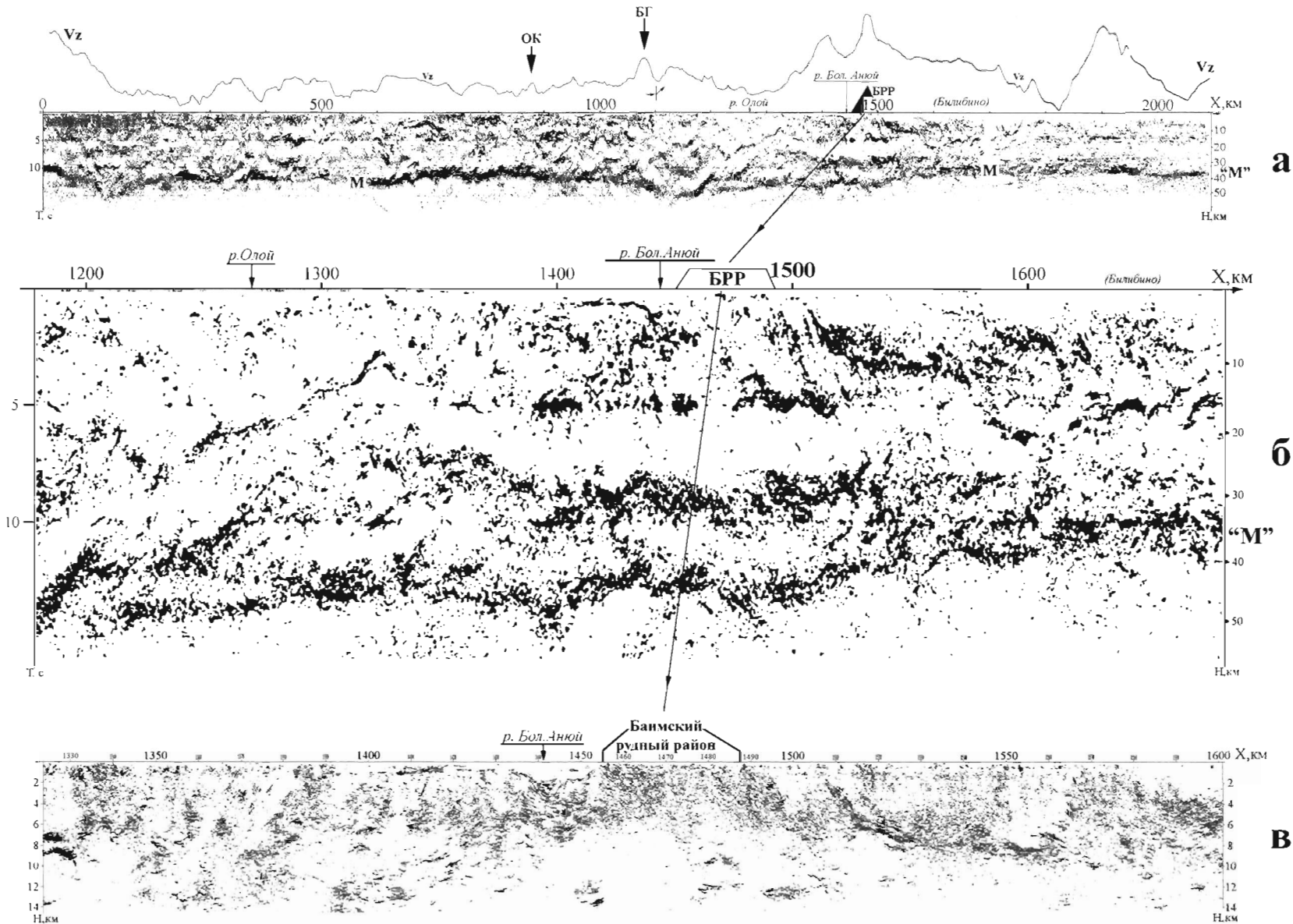


Рис. 2. Сейсмические разрезы по профилю 2-ДВ

а) региональный разрез СГ-ОГТ и график гравитационного поля (V_z); б) укрупненный фрагмент разреза СГ-ОГТ на Олойско-Аноийском участке; в) детализированный разрез ВЧЗК после дифференциальной обработки МДС. М – область перехода кора-мантия. ОК – Ольча-Кубака. БГ – Бургачанская антиклиналь

точены значительные запасы Cu, Au, других металлов, в т.ч. МПГ [3, 4, 5, 15].

Структурные сейсмические изображения БРР приведены на рисунке 2. Верхнее изображение (рис. 2а) демонстрирует строение земной коры на протяжении профиля 2ДВ: от Магадана до Певека. БРР в данном масштабе является локальным объектом в уникальной сейсмогеологической зоне, не имеющей аналогов на протяжении 2000 км профиля. Здесь наблюдается многослойное строение земной коры: сверху – предполагаемый гранитный слой, затем предположительно базальтовый, погружающийся в южных румбах и достигающий поверхности мантии. В нижней части разреза ситуация весьма необычная. Вместо компактной зоны перехода корамантия, которая имеет место на остальной части профиля, наблюдаются две динамически выраженные зоны имеющие сходство с переходом корамантия. Такая геодинамическая ситуация характерна для коллизионных зон. Геологические (и геохимические) данные указывают на существование в данной области островодужного террейна [3, 5], что не противоречит сейсмическому образу. Следует отметить и уникальный характер гравитационного поля V_z . Оно повышено в пределах всего террейна и имеет самый значительный на профиле локальный максимум в районе БРР.

На рисунке 2б приведен фрагмент регионального разреза МОГТ. Здесь более отчетливо видна структурная позиция БРР, расположенного на С-В склоне архей-раннепротерозойского фундамента, перекрытого в верхней части разреза фанерозойским чехлом. В пределах и за пределами БРР наблюдается серия крутонаклоненных разломов С-В падения.

Приведенные региональные разрезы позволяют уточнить общую геодинамическую обстановку на территории рудного района, но их разрешенность недостаточна для детализации верхней части земной коры (ВЧЗК), где непосредственно расположены рудные объекты. Поэтому для повышения информативности сейсмических данных в ВЧЗК была выполнена специальная обработка на ЭВМ по методике дифференциальной сейморазведки (МДС). Технологические, методические особенности и результаты МДС неоднократно рассматривались в литературе [11, 12, 13], в т.ч. в серии публикаций по программе «Платина России» (тома 1, 2, 5, 6). Представленный на рисунке 2в разрез МДС в интервале глубин 0-14 км позволяет отчетливо определить как территориальную позицию БРР, так и особенности внутренней структуры. Наиболее значимым с нашей

точки зрения является наличие выступа ВЧЗК, обрамленного с обоих бортов глубокими впадинами, заполненные мезокайнозойскими образованиями. Внутренняя часть выступа неоднородна. В ее структуре наблюдается серия крутопадающих разломов северо-восточного направления и ряд объектов, приуроченных к тектоническим нарушениям. Структурные объекты имеют разнообразную форму и различную степень гетерогенности. В бортовых частях БРР отмечаются сильно расчлененные упорядоченные объекты, в центральной части более прозрачные области. Можно предположить, что все объекты являются частями единого магматогенного тела, что не противоречит геологическим представлениям о плутоне.

Параметрические данные МДС (рис. 3) указывают на повышенную контрастность Ю-З части БРР (разрез эффективной жесткости), а границы района определяются положением слабоконтрастных бортовых зон: на юге в районе ПК 1455, на севере – ПК 1488. Скоростной разрез МДС показывает наличие высокоскоростных пород на глубинах более 6 км. Высокоскоростная область расширяется и погружается в С-В направлении. Особого внимания заслуживает характеристика потенциальных полей. Гравитационное поле представлено положительной высокоамплитудной аномалией, расположенной на северо-восточном фланге БРР. Центральная часть гравитационной аномалии совпадает с максимумом магнитного поля в районе пикетов 1470-1480 профиля 2ДВ. Данный геофизический образ характеризует высокоплотный намагниченный объект, что вероятно соответствует группе пород основного-ультраосновного состава. По комплексу параметрических признаков МДС можно выделить крутопадающую зону пониженной эффективной жесткости (А) в районе ПК 1475, погружающуюся в область высокоскоростного объекта с эпицентром на глубине около 10 км. Комплекс геофизических данных, их интерпретация были использованы совместно с материалами ГСР-200 для построения геосейсмической модели БРР.

Геосейсмическая модель Баймского рудного района. Территория БРР в полосе профиля 2ДВ перекрыта пологозалегающим мезозойским осадочным чехлом мощностью от первых десятков метров до 2 км (рис. 4). Главным геологическим элементом территории является фрагмент существенно деформированной континентальной коры. Предполагаемый гранитогнейсовый слой вырождается в С-В направлении и заменяется в глубинной части на существенно базифицирован-

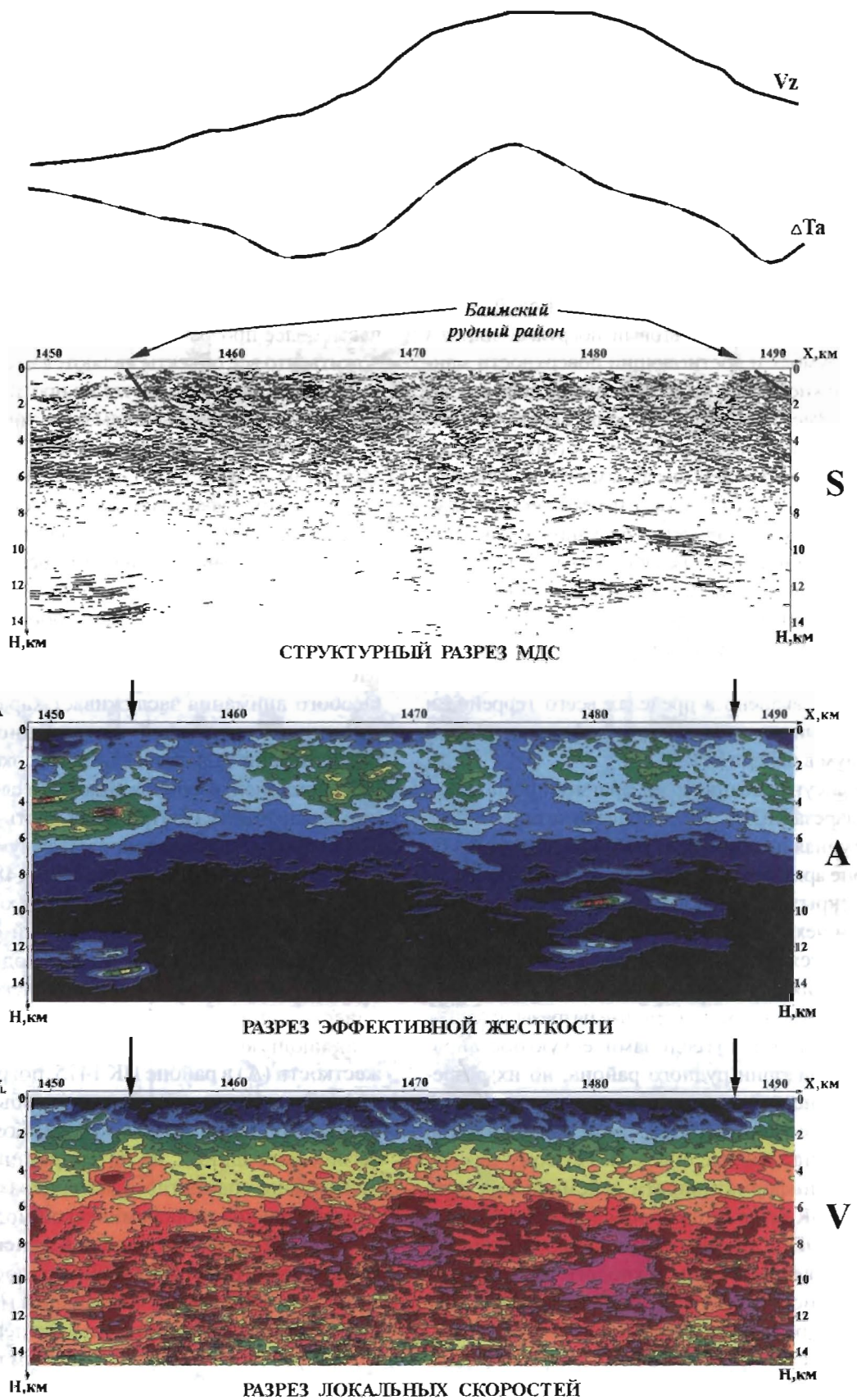


Рис. 3. Параметрический образ Байкальского рудного района

S – структурный разрез МДС; А – разрез эффективной жесткости; V – разрез эффективной скорости; Vz – график гравитационного поля; ΔTa – график магнитного поля

ный фундамент. Фундамент разбит многочисленными разломами разного ранга. Вдоль линий тектонических нарушений расположены как сильно расслоенные, так и полупрозрачные сейсмические зоны, структурно несогласные с вмещающей средой, особенно в верхней части разреза. Эти зоны предположительно связаны с магматическими образованиями различного вещественного состава: от габброидов до сиенитов. Некоторые объекты отмечаются на дневной поверхности в районе ПК 1460, 1470, 1480 (ГСР-200), что позволяет транслировать их вещественный состав в глубинную область на основе геофизических данных. Источник магматических образований предполагается на глубине 4 км по магнитометрическим данным (верхняя кромка мафических пород) и на глубине 5 км по гравиметрическим данным (центр тяжести основной-ультраосновной интрузии).

Обобщение приведенных выше материалов позволяет сформировать сейсмический образ БРР:

- наличие выступа кристаллического фундамента в верхней части земной коры, незначительная мощность осадочного чехла;
- ярко выраженная тектоника с преобладанием дизъюнктивных нарушений;
- наличие аномалий эффективной жесткости и эффективной скорости, характерных для магматических образований;
- аномально высокие значения гравитационного и магнитного поля в БРР, характеризующие основной-ультраосновной состав магматических объектов.

Следует отметить уникальность данного образа на всем протяжении разреза по профилю 2-ДВ. Некоторые общие черты с образом БРР можно наблюдать лишь на двух участках геотраверса:

1. ПК 1390-1410 – Момский район (см. рис. 4). Здесь предполагается поднятие домезозойского основания, залегающего на существенно базифицированном кристаллическом фундаменте. Фундамент прорван серией интрузий основного-ультраосновного состава, что подтверждается положительной гравитационной аномалией.

2. ПК 1070-1085 (Бургачангская антиклиналь). По гравиметрическим и сейсмогеологическим данным здесь устанавливается поднятие в верхнюю часть разреза группы крупных массивов различной геохимической специализации: гранитов-диоритов-сиенитов, а также габброидов. Геологической съемкой здесь установлены рудопроявления Au и Mo, однако рудная специализация может быть более широкой и в значительных объемах. Следует отметить сходство геолого-геофизических об-

разов Бургачанской зоны и Ольча-Кубакинской рудно-магматической системы (ПК 875-895), где расположены крупные золоторудные месторождения (местоположение приведено на рис. 2).

Майское месторождение (ПР 2ДВ-А)

Майское месторождение расположено в Чаунском районе Центральной Чукотки в районе ПК 150-180 профиля 2ДВ-А (см. рис. 1). Оруденение Майского рудного узла относится к золото-сульфидной вкрапленной и золото-серебряной формациям. Рудные поля сложены дислоцированными песчано-алевролитовыми флишоидными толщами средне-позднетриасового возраста, прорванными меловыми дайками и субвулканическими телами кислого состава. Размещение богатых рудных зон приурочено к глубинным интрузивно-купольным структурам и контролируется серией тектонических нарушений разной направленности [3, 4, 5]. Из приведенной краткой геологической справки понятны различия между рассмотренным выше Баимским рудным районом и Майским. Различия принципиальны не только по геологическим критериям, но и по геофизическим параметрам.

Полный временной разрез земной коры по участку геотраверса 2ДВ-А от Певека до Паляваам приведен на рисунке 5а. В верхней части разреза в районе месторождения нет какой-либо существенной информации о глубинном строении. Глубже, на временах 3-4 с, отмечается динамически выраженный сейсмический горизонт, возможно приуроченный к поверхности кристаллического архей-раннепротерозойского фундамента. В средней части разреза коры сейсмические горизонты в районе Майского месторождения не прослеживаются, но в этом же интервале наблюдаются сейсмические структуры, секущие разрез в субвертикальном направлении. Подошва земной коры (М) на данном участке имеет стандартный вид и соответствует модели высокоградиентного перехода кора-мантия.

Детализация верхней части земной коры (ВЧЗК) получена на основе применения на этапе обработки методики дифференциальной сейсмо-разведки (МДС). Структурный разрез МДС (рис. 5,б) показывает существенную неоднородность ВЧЗК в районе Майского месторождения. На фоне динамически выраженной и упорядоченной субгоризонтальной структуры разреза наблюдаются субвертикальные зоны, отличающиеся между собой по динамическим и структурным характеристикам. В глубинной части разреза (5-7 км) эти зоны прорывают динамически выраженный горизонт, предположительно связанный с кров-

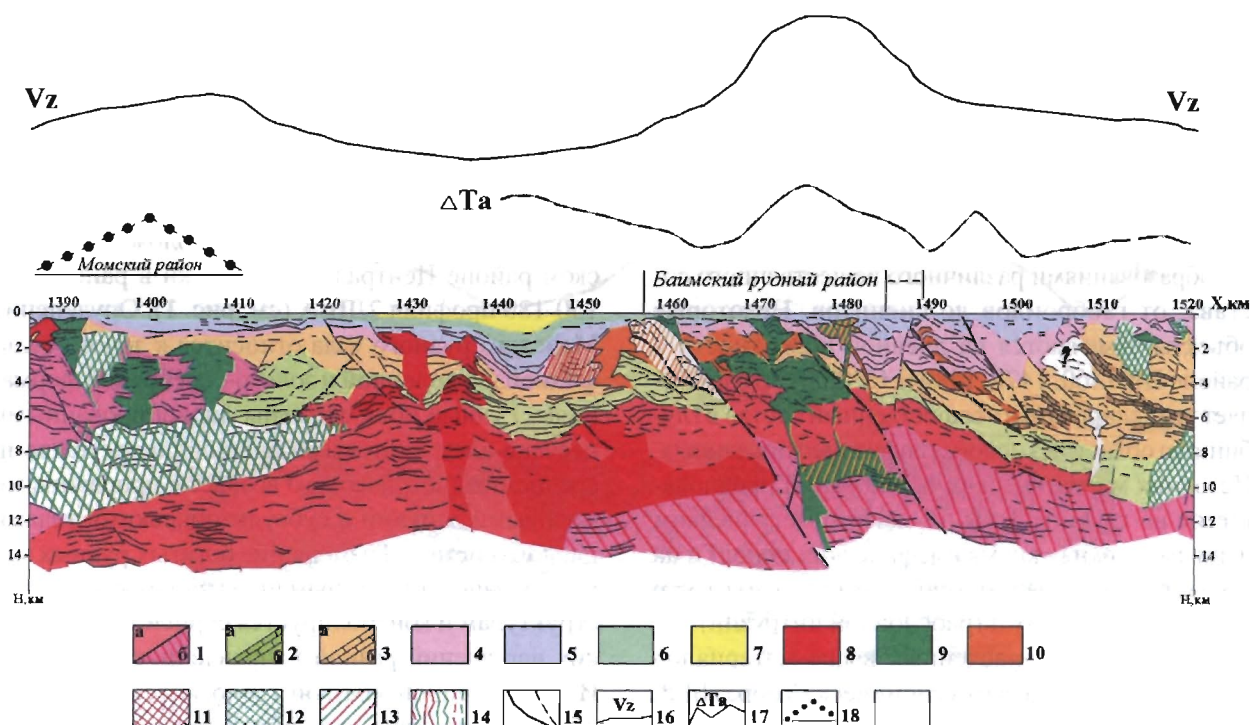


Рис. 4. Геосейсмическая модель среды на Олойско-Ануйском участке профиля 2-ДВ

Кристаллический фундамент. 1 – гранито-гнейсовый, амфиболитовый (гранулитовый) комплекс AR-PR₁; а – гранитизированный, б – гранулитовый. Осадочный чехол. 2 – нижний структурный этаж: а – нерасчлененный комплекс PR₂-D, б – предполагаемые карбонатные образования; 3 – средний структурный этаж: а – нерасчлененный комплекс С-Р, б – предполагаемые карбонатные образования; 4-6 – верхний структурный этаж (MZ): 4 – осадочно-вулканогенные отложения триаса, 5 – осадочно-вулканогенные отложения юры, 6 – вулканогенно-осадочные образования мела; 7 – предполагаемые кайнозойские впадины. Интрузивные образования: 8 – преимущественно кислого состава, 9 – преимущественно основного состава, 10 – щелочного состава (сиениты); 11 – предполагаемые зоны гранитизации; 12 – предполагаемые зоны базификации; 13 – области смешанной геохимической специализации; 14 – зоны предполагаемых восходящих флюидопотоков; 15 – тектонические нарушения разных рангов; 16 – график гравитационного поля в редукции Буге; 17 – график аномального магнитного поля; 18 – перспективный участок

лей кристаллического фундамента AR-PR₁. Вещественный состав зон по структурным характеристикам не устанавливается. Данные геологосъемочных работ указывают на присутствие в этой части разреза мощного осадочного чехла мезозойского возраста, сложенного терригенными образованиями. На земной поверхности зафиксированы многочисленные выходы меловых даек и субвулканических тел кислого состава.

Параметрический анализ МДС (рис. 6) позволяет получить дополнительную информацию о петрофизической ситуации в глубинной части разреза. Разрез эффективной жесткости (А) указывает на акустическую неоднородность сейсмического разреза, в котором наблюдается серия контрастных объектов, вероятно связанных с магматическими внедрениями. Отсутствие четкой взаимосвязи А-параметра с другими параметрами МДС: эффективным поглощением (F) и эффективной скоростью (V), свидетельствует о сходстве петрофизических характеристик внедре-

ний и вмещающей среды. Необходимо отметить довольно сильное поглощение сейсмической энергии в верхней части разреза (F) и снижение эффективной скорости в средней части разреза под Майским месторождением. Таким образом, аномальный характер А-параметра в основном обусловлен внедрением локальных сильно расчлененных объектов, либо строением донных частей гранитных интрузий.

На основе интерпретации структурных и параметрических данных сейсморазведки и материалов ГСР составлена **Геосейсмическая модель района Майского месторождения** (рис. 7). Модель получена без учета магнитометрии, т.к. в пределах изучаемой территории не выявлено аномалий поля ΔTa. Гравиметрические данные не соответствуют масштабу сейсмических построений и могут быть использованы лишь для региональных оценок, например для картирования древнего фундамента. Район Майского месторождения расположен на юго-восточном склоне вы-

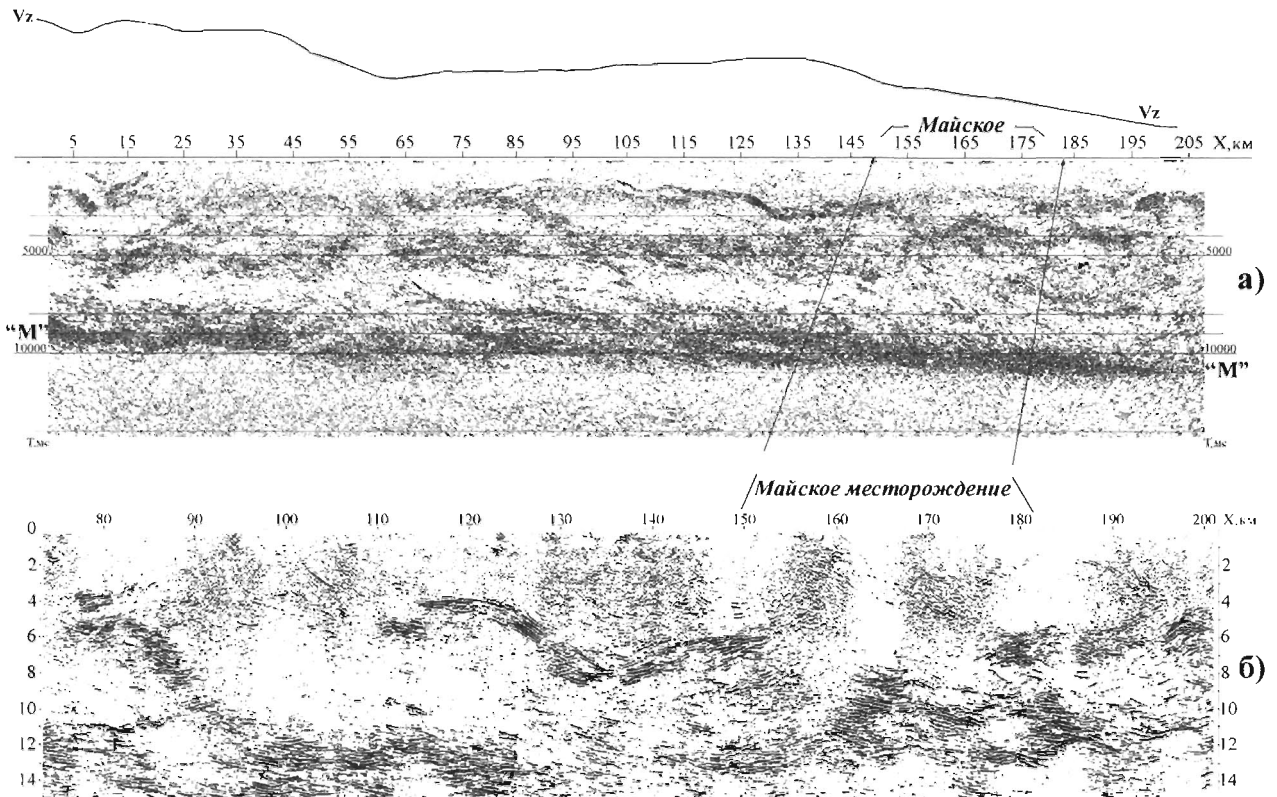


Рис. 5. Сейсмические разрезы по профилю 2ДВ-А

а) региональный разрез СГ-ОГТ и график гравитационного поля; б) детализированный разрез ВЧЗК в районе Майского месторождения после дифференциальной обработки МДС. М – область перехода кора-мантия

ступа архей-раннепротерозойского складчатого фундамента. Фундамент перекрыт осадочным чехлом условно расчлененным на 2 структурных этажа: домезозойский терригенно-карбонатный и мезо-кайнозойский терригенный. Осадочный чехол прорван гранитными интрузиями, выходящими в верхней части разреза на глубины от 2 км до нескольких сотен метров. Кроме обозначенных интрузий на ПК 165, 185, предполагается аналогичный объект на ПК 150. Между интрузиями наблюдаются зоны повышенной гетерогенности, осложнение которых предположительно вызвано полями даек, выходящих на геологическую поверхность в районе рудных полей Майское, Сыпученское и Промежуточное. В северо-западном направлении от Майского района отмечается положительная гравиметрическая аномалия, соответствующая основной-ультраосновной интрузии, выходящей на глубину около 1 км от дневной поверхности. Здесь возможна несколько иная металлогеническая ситуация, чем в районе Майского месторождения. Тектонические особенности сейсмогеологического разреза выражены серией разрывных нарушений, погружающихся в юго-восточном направлении. Нарушения выпо-

лаживаются с глубиной и, по-видимому, являются поверхностями сдвига-надвигов.

Подводя итоги исследований можно сформировать следующий сейсмогеологический образ Майского месторождения:

1. Внедрение в мезозойский осадочный чехол интрузий кислого состава, осуществивших прорыв из внутренней части кристаллического фундамента в верхнюю часть коры.

2. Наличие в верхней части чехла гетерогенных областей с диффузным распределением отражающих площадок, обусловленных полями многочисленных даек и жил кислых магматических пород.

В пределах рассмотренного участка профиля до ПК 200 км аналогов Майского района не отмечено. Возможные источники кислого магматизма, выходящие в приповерхностную часть коры, наблюдаются в районе ПК 90-110, однако масштаб магматизма здесь намного меньше, чем на участке Майского месторождения.

Заключение

Геолого-геофизические материалы отображают глубинное строение земной коры на ряде территорий Северо-Востока России, где выявлены

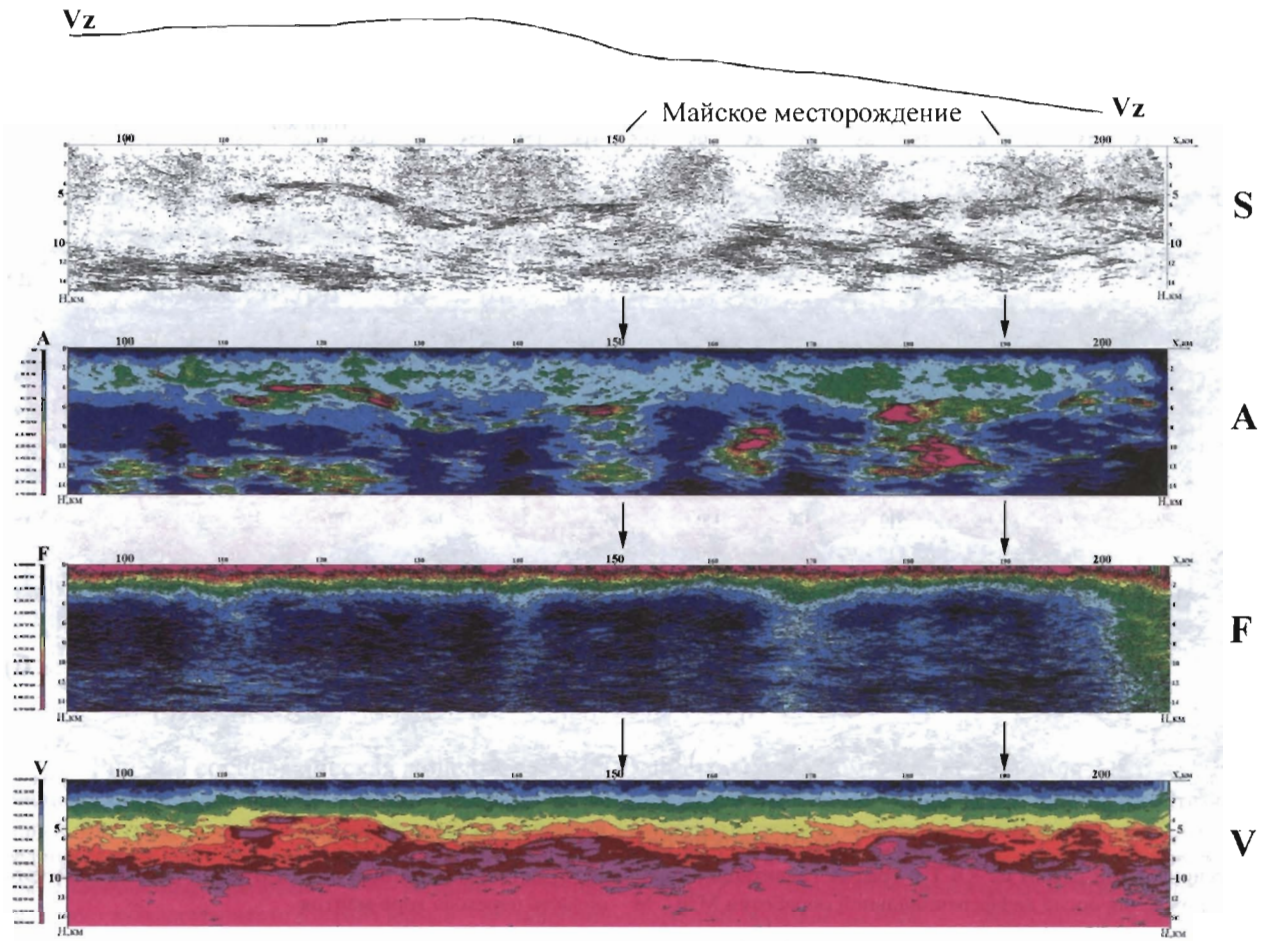


Рис. 6. Параметрический образ Майского месторождения

S – структурный разрез МДС; А – разрез эффективной жесткости; F – разрез эффективного поглощения; V – разрез эффективной скорости; Vz – график гравитационного поля

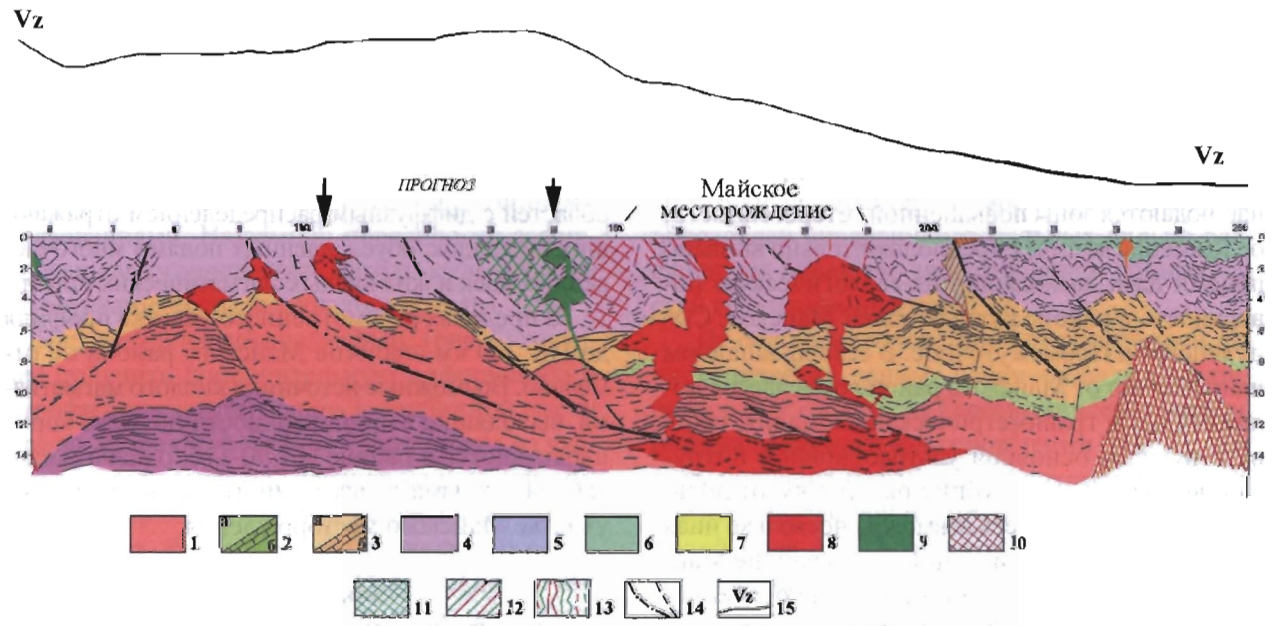


Рис. 7. Геосейсмическая модель среды в районе Майского месторождения
Условные обозначения приведены на рис. 4

промышленные концентрации минералов МПГ. Рассмотрены 2 платиноносных района различного структурного строения и по особенностям рудогенеза. Проведена обработка и интерпретация сейсмических материалов, составлены геосейсмические модели двух рудных районов: Бамского и Майского.

Сопоставление результатов сейсмических исследований на Северо-Востоке с материалами, полученными ранее на Балтийском щите и в Норильском районе, показывает принципиальное различие в решении поисково-разведочных задач. Если на территориях коренных месторождений медно-никелевых руд сейсморазведка решала не только структурно-тектонические задачи, но в ряде случаев позволяла вести прямое обнаружение рудных тел по структурным и параметрическим признакам («яркое пятно», поглощение, скорость и др.), то на Северо-Востоке требуется решать задачи принципиально иного рудогенеза. Здесь нет ни Талнаха, ни Печенги. Также пока отсутствуют ма-

териалы глубокого бурения. Поэтому круг задач сейсморазведки ограничен вопросами прогнозирования металлогенических зон, в т.ч. содержащих промышленные концентрации МПГ. Следует учесть, что сейсморазведка практически любого производственного масштаба не может вести прямые поиски россыпей, жил, даек и т.п. Её реальными задачами является определение геодинамической обстановки, структурного строения района, выявления коренных источников рудогенеза и определение рудоконтролирующих признаков на основе исследования известных месторождений (эталонных). Очень важно, чтобы исследования проводились в комплексе с другими геофизическими методами, в первую очередь с гравиметрией и магнитометрией. Полученные на эталонных участках геофизические, в первую очередь сейсмогеологические образы металлогенических зон и отдельных месторождений должны стать основой для обнаружения новых скрытых на глубине месторождений, включая платиноносные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзин Р.Г., Заможняя Н.И., Минц М.В., Симонов А.П., Ступак В.М., Сулейманов А.К. Сейсмические образы Восточной Фенноскандии и их геологическая интерпретация // Материалы восьмой Международной конференции: Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных гранитных зон. - Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002, с. 28-30.
2. Берлянд Н.Г., Ступак В.М., Казак А.П. Глубинный разрез земной коры восгонных структур Южного Урала по профилю Уралсейс-95. - Региональная геология и металлогения, 2000, №10, с. 162-175.
3. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Промышленные типы рудных месторождений золота Северо-Востока России / Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. - СПб., ВНИИОкеангеология, 2002. С. 525-536.
4. Додин Д.А., Евдокимов А.Н., Каминский В.Д. и др. Минерально-сырьевые ресурсы Российской Арктики (Состояние, перспективы, направления исследований). - СПб.: Наука, 2007. - 767 с.
5. Ланда Э.А., Лебедев В.В., Марковский Б.А. и др. О платиноносности Чукотки // Платина России. Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. - М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. - С. 458-467.
6. Литвилин А.В., Аккуратов О.С., Келлер М.Б., Щукин Ю.К. Создание государственной сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. - Региональная геология и металлогения, 2000, № 10, с. 7-11.
7. Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М., Шишаков В.Б. Медно-порфириновое месторождение Песчанка // Руды и металлы. 1995, №3. С.48-58.
8. Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология / Главные редакторы Д.А. Додин, В.С. Сурков - СПб., ВНИИОкеангеология, 2002. 960 с.
9. Симонов А.П., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андриющенко Ю.Н., Прихода А.Г., Сальников А.С., Литвилин А.В., Фельдман Л.Л. Новые данные о глубинном строении земной коры Северо-Востока России по опорному профилю 2-ДВ / Разведка и охрана недр, №5. М.: Недра, 2003. С. 27-31.
10. Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным: Сб. науч. тр. - Новосибирск: Наука, 2007.
11. Ступак В.М. Дифференциальная сейсморазведка как инструмент детального изучения геологического разреза // Нетрадиционные методы поисков месторождений полезных ископаемых. Сборник научных трудов СЗ ДПР - СПб, 2000. С. 164-176.
12. Ступак В.М., Берзин Р.Г. Структурные, кинематические и динамические характеристики Южного Урала по данным дифференциальной сейсморазведки // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (Проект Уралсейс). Монография. - Тверь: ИЕРС, 2001. С. 43-51.
13. Ступак В.М., Сулейманов А.К., Заможняя Н.И. Особенности геологического строения верхней части земной коры по данным МДС // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным: Сб. науч. тр. - Новосибирск: Наука, 2007. С. 134-146.
14. Федеральная Программа развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации на 1994-2000 г.г. (постановление Правительства Российской Федерации № 876 от 30.07.1994).
15. Шпикерман В.И. Домеловая минералогия Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЛОГИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНОЙ CU-NI-PT -РУДОНОСНОСТИ НЕКОТОРЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ю.Р. Васильев*, А.Н. Дмитриев*, В.А. Неволин**, М.П. Гора*

* 630090, Новосибирск-90, просп. акад. Коптюга, 3,

Институт геологии и минералогии СО РАН им. ак. В.С. Соболева

** 660049, Красноярск, ул. К.Маркса, 62, ком. 309, ООО НПЦ «Центрсибгео»

Метод логико-математической обработки геологической информации применен для прогнозной оценки сульфидной Cu-Ni - платинометалльной рудоносности некоторых дифференцированных трапповых интрузий Средне-Енисейской провинции в западной части Сибирской платформы. Проведенные математические процедуры сравнения по 39 признакам одного уровня, характеризующим исследуемые объекты и «эталонные» (Норильск-1, Талнах) показали, что из 13 изученных объектов 3 могут быть отнесены к наиболее перспективным на выявление крупных скоплений руд норильского типа.

Введение

Обширный объем геологической информации, относящийся к поиску сульфидных Cu-Ni и платинометалльных месторождений на Сибирской платформе, для выявления объективных поисковых критериев требует определенной систематизации и логико-математической обработки. Учитывая, что основной объем исследуемой информации имеет описательный характер, для ее математической обработки пригодны эвристические алгоритмы предназначенные для решения широкого круга поисковых геологических задач сводимых к распознаванию образов [4, 13, 14, 15].

С 1960-х годов, нами и другими исследователями последовательно ведется разработка и усовершенствование методов логико-математической обработки геологической информации. В первую очередь это делается применительно к оценке перспективной сульфидной Cu-Ni-Pt - рудоносности, ассоциирующей с дифференцированными трапповыми интрузиями Сибирской платформы [5, 9, 12]. На первом этапе этих исследований была выявлена перспективная оценка рудоносности дифференцированных интрузий северо-западного сектора платформы, а на втором - такая

же оценка была проведена для интрузивных тел восточного борта Тунгусской синеклизы [11]. Методы сравнительного изучения объектов прогноза с объектами обучающей выборки («эталонами», Норильск-1, Талнах) позволили нам разделить суммированные результаты по 60-ти интрузивным телам на три класса: 1) «продуктивные», близкие к «эталонам»; 2) «мало продуктивные» (рудопроявления) и 3) «не продуктивные». В дальнейшем накопленный опыт решения конкретных задач [5] позволил модифицировать существующие алгоритмы и реализующие их программы [8] и перейти к оценке перспективной рудоносности дифференцированных интрузивных тел Средне-Енисейской провинции, расположенной в западном секторе Сибирской платформы.

В данной работе изложены результаты решения задачи прогнозной оценки по 13 дифференцированным трапповым интрузиям Средне-Енисейской провинции. Была алгоритмически обработана информация по изученным объектам одной степени охарактеризованности по 39 признакам. Эти признаки содержательно разделены на 4 группы: 1. Геолого-тектоническая обстановка. 2. Внутреннее строение интрузивных тел. 3. Минералогические признаки. 4. Петрохимические признаки. Мобилизованный информационный материал составил исходную базу данных для последующего кодирования и составления таблицы решения. Информация исходных данных подверглась многоцелевому решению с применением программного комплекса разработанного на основе алгоритма «Целевая итерационная классификация» [1, 3, 5, 8]. Согласно блок-схеме для решения задачи произведено сравнение прогнозируемых объектов с «эталонами» (месторождения Норильск-1, Талнах и др.), а также с «мало продуктивными» (рудопроявления) и «не продуктивными» объектами. В результате разработан-

ных формализованных распознавательных процедур и вычислений выявлено, что всего 3 из 13 прогнозируемых объектов были оценены как перспективные («продуктивные»). К ним относятся: Лебединская, Тынепская и Хурингдинская интрузии, обладающие по ряду информёмких признаков сходством с «эталоном». Априорную оценку перспективности вновь открываемых интрузий в этой провинции можно будет осуществить с применением уже апробированных логико-математических методов обработки информации на начальных этапах изучения прогнозируемых объектов.

Геологическое положение исследуемых объектов

Среди интрузивных траппов, составляющих почти половину объема пермо-триасового траппового магматизма Сибирской платформы [9], особое место занимают дифференцированные интрузии. Как правило, такие интрузии имеют пластинообразную или хонолитоподобную форму, согласное или слабосекущее залегание по отношению к горизонтально залегающим породам осадочного чехла. Размеры их широко варьируют как по мощности (от первых десятков м до первых сотен м), так и по латерали (от первых км до первых десятков км). Для их внутреннего строения характерно последовательное увеличение количества мафических минералов, прежде всего оливина, в приподошвенном горизонте. По ряду признаков (вещественный состав, морфология, внутреннее строение и т.д.) они разделены на типы, среди которых особое место занимает норильский тип рудоносных интрузий. Для интрузий этого типа в идеальном случае наблюдается четкая смена дифференциатов (сверху вниз) от безоливиновых через оливинсодержащие и оливиновые к пикритовым габбро-долеритам (г-д). Иногда эта триада пород нарушается появлением в верхних и нижних горизонтах массива такситовых (пегматоидных) габбро-долеритов, обычно с сульфидным оруденением. Именно с такими хорошо дифференцированными интрузивными трапповыми телами, содержащими такситовые г-д, на северо-западе платформы ассоциируют крупные промышленные месторождения и рудопроявления, сульфидных медно-никелевых руд и платиноидов.

До сих пор продолжается дискуссия о генезисе месторождений сульфидных Cu-Ni руд и МПГ. Существует несколько в различной степени обоснованных моделей их происхождения (ликвационная, метасоматическая, сульфуриза-

ции и т.д.). Эти модели рассмотрены в многочисленных статьях и монографиях, начиная с первых работ М.Н. Годлевского, В.К. Котульского, Н.Н. Урванцева и до наших дней (А.Д. Генкин, В.В. Дистлер, Т.Л. Евстегнеева, Д.М. Туровцев, Д.А. Долин, В.А. Федоренко, А.Дж. Налдретт, Г.К. Czamanske, С. Li, F.M. Ripley и многие другие). Примененный нами метод не отдает предпочтения какой-либо модели формирования сульфидных руд, но учитывает их пространственную ассоциацию с дифференцированными трапповыми интрузиями. При этом необходимым условием является использование информации (признаков) одного уровня, как для «эталона», так и для исследуемых объектов прогноза. Это существенно ограничивает, а точнее делает пока невозможным использование огромного объема современной аналитической информации, имеющейся для «эталона».

Анализ геолого-геофизической информации и результаты тематических работ, которые проводились нами на правом берегу р. Енисей в течение многих лет, позволили выделить часть западного сектора Сибирской платформы в самостоятельную Средне-Енисейскую провинцию магнетиальных базитов [6, 9]. Эта провинция располагается на правом берегу р. Енисей в виде широкой (100-150 км) полосы, протягивающейся на 350-400 км от устья р. Вороговка на юге до устья р. Н. Тунгуска на севере. Черты сходства геолого-тектонического строения провинции с северо-западом платформы, где расположены крупнейшие промышленные месторождения и рудопроявления сульфидных Cu-Ni-Pt руд (Норильск-1, Талнах и др.), а также присутствие здесь дифференцированных трапповых интрузий повышенной магнетиальности, привело нас к выводу о перспективности этой провинции на возможность выявления крупных рудных скоплений [5, 9]. На этой территории широко развиты интрузивные траппы различной размерности, морфологии и вещественного состава, среди которых мы выделили и собрали информацию соответствующего уровня по 13 дифференцированным интрузивным телам повышенной магнетиальности. Достаточно полная геологическая, минералого-петрографическая и петрохимическая характеристика этих объектов приведена ранее [5, 9]. К числу изученных и отобранных для дальнейшей перспективной оценке рудоносности логико-математическими методами обработки информации относятся следующие интрузии: Вороговская, Тынепская, Сухобахтинская, Среднебахтинская, Хурингдинская, Фатьянин-

ская, Нижнефагьянихская, Имбакская, Онекская, Устьподкаменнотунгусская, Большечернореченская, Светланинская, Лебединская (рис 1).

В силу объективных данных (степень обнаженности, изученности и т.д.) эти интрузии различаются между собой полнотой разреза, характером внутрикамерной дифференциации, а также чертами морфологии и особенностями вещественного состава. Ряд интрузий прекрасно вскрыт от подошвы до кровли в коренных обнажениях (Вороговская, Светланинская, Большечернореченская) или буровыми скважинами (Тынепская, Лебединская, Онекская). Разрез других массивов представлен не полностью (Устьподкаменнотунгусская, Хурингдинская, Имбакская и др.) или

фрагментарными выходами пород и их развалами (Среднебахтинская, Сухобахтинская и др.). Так, мощность отдельных интрузий хорошо разбуренного онекского комплекса может достигать нескольких сотен м, в то время как у других интрузивных тел она колеблется в пределах 150-500 м.

Для этих интрузий также характерны различная морфология и размерность тел, полнота внутрикамерной дифференциации и общая повышенная магнезиальность (до 8-10 мас.% MgO). При этом содержание MgO в верхних и в нижних дифференциатах изменяется в широких пределах: от 2-3 до 18-21 мас.% MgO, соответственно, подчеркивая высокую степень внутрикамерной дифференциации исходного расплава. Характер внутрикамерной

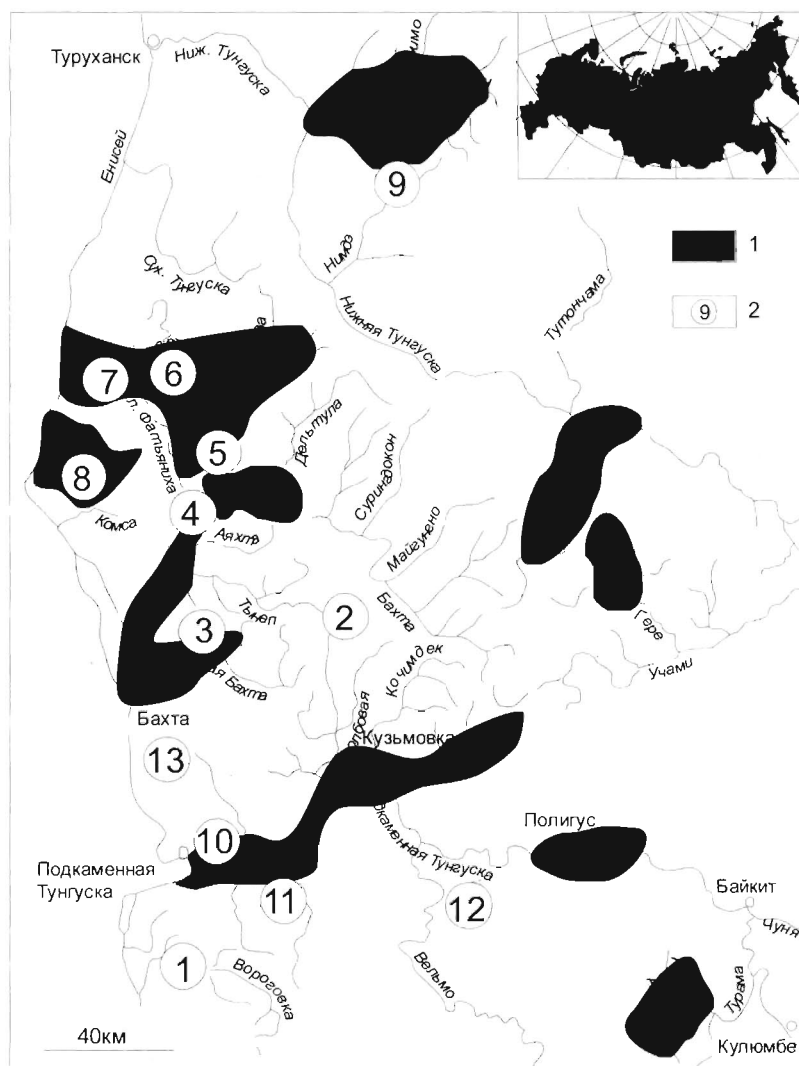


Рис. 1. Схема расположения исследуемых дифференцированных трапповых интрузий на площади Средне-Енисейской провинции

1 — области развития магнезиальных траппов; 2 - дифференцированные интрузии: 1 — Вороговская, 2 — Тынепская, 3 — Сухобахтинская, 4 — Среднебахтинская, 5 — Хурингдинская, 6 — Фагьянихская, 7 — Нижнефагьянихская, 8 — Имбакская, 9 — Онекская, 10 — Устьподкаменнотунгусская, 11 — Большечернореченская, 12 — Светланинская, 13 — Лебединская

дифференциации также различен. Среди изученных объектов можно выделить интрузии с высокой степенью внутрикамерной дифференциации (Вороговская, Большечернореченская, Лебединская, Онекская, Хурингинская), в которых наблюдается хорошо выраженное чередование лейкократовых и меланократовых дифференциатов. Дифференциация близкая к норильскому типу при этом отмечена только в Тынепском и Светланинском интрузиях. В Тынепской интрузии присутствует весь набор дифференциатов - от пикритовых габбро-долеритов приподошвенной части до безоливиновых габбро-долеритов прикровельной, а также такситовые габбро-долериты с вкрапленным и мелкопрожилковым сульфидным Cu-Ni оруденением. В Светланинской интрузии в приподошвенной части присутствуют троктолит-пикритовые габбро-долериты, а в прикровельной – безоливиновые габбро-долериты и микро-габбро-диориты.

Большинство вышеперечисленных объектов содержат мелкую сульфидную вкрапленность, иногда прожилки и небольшие скопления с переменным содержанием полезных компонентов (здесь и ниже по нашим и литературным данным мы приводим только их максимальные значения). Для интрузивных пород содержания CuO, NiO и Cr_2O_3 обычно не превышают сотых долей мас.%. В отдельных штучных пробах пород, содержащих сульфидную вкрапленность, определены повышенные количества полезных компонентов: Cu - 2,8, Ni - 1, Co - 0,07 мас.%.

На площади развития некоторых интрузивных тел были выявлены валуны и обломки сульфидных руд с различным, иногда высоким, содержанием полезных компонентов. Так максимально высокие содержания этих компонентов были установлены в обломке руды, найденным геологом А.П. Бронниковым в аллювии р.П.Тунгуска в 25 км выше её устья [2]. В этом полуокатанном обломке сплошной сульфидной руды, валовый состав которого близок к бедным рудам Талнаха, содержание Cu – 5,2, Ni – 3,5, Co – 0,1 мас.%; Pt – 0,90, Pd – 0,74, Rh – 0,33, Ru – 0,03 г/т. Рудные валуны и породы с высоким содержанием сульфидов известны также на площади развития Тынепской, Хурингинской, Сухобахтинской и Большечернореченской интрузий. Максимальные содержания в них рудных компонентов следующие: Cu – 1,2, Ni – 0,3, Co – 0,3 мас.%; Pt – 1,05, Pd – 1,01 г/т.

Вся имеющаяся информация по выбранным интрузиям была систематизирована, приведена к одному уровню и подготовлена к алгоритмическим процедурам.

Логико-математический подход в решении прогнозно-поисковой задачи

При решении поставленной геологической задачи применен метод Целевой итерационной классификации [1] разработанный для количественного прогноза медно-никелевой рудоносности базит-гипербазитовых интрузий. Метод включает в себя целеориентированную алгоритмическую обработку многопризнаковых исходных данных - характеристик разведанных месторождений, рудопроявлений и объектов прогноза для выявления перспективных участков. Геолого-постановочная схема метода решения задачи строится на предположении о том, что отдельные информационно значимые признаки, характеризующие месторождения не явно (скрытым образом), связаны со значимостью объекта - «запасами». Подчеркнем, что задача распознавания проводилась по данным геологоразведочных работ на ранней поисковой стадии.

Результативное решение геологических прогнозно-поисковых задач, на основе логико-математических алгоритм-программных комплексов, было начато еще в конце 60-х годов прошлого века. Основой для расширения развиваемого подхода [1, 5, 7, 8] послужила работа [3], в которой была сформулирована и доказана теорема о сходимости итерационных процедур производимых над закодированными исходными геологическими данными представленными в табличном виде. В последующем эта система математических операций над исходными геологическими данными была модифицирована, обоснована и расширена под названием «Метод согласованных оценок» [10].

На подготовительном этапе решения поставленной задачи (обучение) была мобилизована и приведена к табличному виду исходная геологическая информация по пяти классам объектов: месторождениям, рудопроявлениям, непродуктивным интрузиям, объектам прогноза и объектам экзамена (табл. 1). На этапе обучения (внутренний экзамен) объектами служили случайным путем выбранные представители из ряда объектов «эталонов» в составе изучаемых классов. Например, для проверки распознавательной способности алгоритма в постановке: «месторождения-рудопроявления» проводилось изъятия отдельных объектов и выявлялась их принадлежность к классу, т.е. проводился «внутренний экзамен». Этот своеобразный класс объектов предназначен для нужд обоснования алгоритм-программного комплекса и его надежности для ре-

Исследуемые классы объектов

Номер класса	Классы	Число объектов	Количество признаков	Значения целевого признака (x_{n+1}) *
1	Месторождения	7	39	0,5–1,0
2	Рудопроявления	9	39	0,3
4	Объекты прогноза	13	39	?
3	Общее число объектов	29	39	–

Примечание. * обозначены интервальные значения масштабов «запасов» для изучаемых классов объектов

шения задачи, поэтому проверочные звенья вычислительных процедур в данной работе не освещаются. Каждый класс объектов охарактеризован в пространстве 39 признаков, которые были заданы бинарными $\{0;1\}$ значениями (табл. 2). Задан также целевой признак X_{n+1} , отражающий интервальный (по классам) масштаб «запасов» руд, в составе общей таблице решения (табл. 3).

Согласно данному методу решающим признаком, по отношению к которому производятся алгоритмически увязанные оптимизационно-вычислительные процедуры, является целевой признак X_{n+1} («запасы»). На вычислительном этапе решения задачи по методу «ЦИКЛ-3» применена процедурная технология, базирующаяся на итерационном подходе [3] и его специализированной современной разновидности [5, 8]. В этом подходе реализована явная количественная система оценок выше упомянутой общеизвестной идеи «обучения» по целезаданной прецедентности. В методе Целевой итерационной классификации задается строгая система последовательных вычислений, встроенных в процедуры «обучения», что даёт возможность осуществить вычисление количественных оценок прогноза. Алгоритм-программное обеспечение разработано с учетом полной технологической цепочки при получении устойчивых прогнозных оценок распознавания. На замыкающих вычислительных операциях достигается количественная величина целевой связи каждого признака. Так выявляется оценка близости каждого объекта исследования к целевому признаку X_{n+1} именно косвенные разнотипные информоемкие признаки, принимаются в качестве поисково-оценочных критериев. Вычислительными операциями достигается формирование узкого пространства признаков из их общего списка именуемого «Информационной системой признаков» (ИСП).

Алгоритмические особенности метода Целевой итерационной классификации включают в

себя три основных блока операций [5, 8]:

1. В предварительно метризуемом пространстве признаков задается способ сравнительного изучения объектов по нормированным числовым мерам различия и сходства (информационных весов). Вычисление этих мер производится отдельно по характеристическим и целевым значениям признаков. Непереборным методом находится минимальная совокупность информационных характеристических признаков. Меры количественного сравнения «месторождений» по признаковой совокупности находятся в оптимизирующем режиме, согласно функционалу качества и соответствия с мерами их сравнения по заданному целевому признаку («запасам»).

2. Для вычисления информационных весов объектов («месторождений») вводится понятие вектора $\bar{P} = (p_1, p_2, \dots, p_M)$. Сам процесс выбора оптимального M -мерного вектора \bar{P}^* , определяющего искомую «Информационную систему признаков» (ИСП), производится эвристически – последовательностью приближений. Приближения порождаются путем «поощрений и наказаний» исходных весов \bar{P}^0 на каждом итерационном шаге. Производится также целевой учет индивидуальной значимости признаков и их дополнительности в сочетаниях, включая оценку информативности каждого признака в минимизацию их полной начальной системы.

3. Количественно охарактеризованная ИСП обеспечивает закономерную (неслучайную в статистическом смысле) систему определенных отношений между значениями признаков, входящих в ИСП, и значениями целевого признака. Разработанная система отношений может представляться в виде уравнений регрессионного типа.

Касаясь изложения основных результатов, по общей блок-схеме решения задачи, отметим два уровня оценок (рис. 2). Отметим, что вычисляются оценки каждого признака по его связи с целевым признаком («запасами») в исследуемом

Таблица 2

Список признаков, характеризующих «эталоны» и исследуемые дифференцированные трапповые интрузии

№ признака (х)	Название признака
I. Геолого-тектоническая обстановка	
1	Связь интрузий с глубинными разломами
2	Наличие метасоматитов в экзо- и эндоконтактных зонах
3	Наличие скарнов
4	Присутствие дифференцированных серий лав во вмещающих толщах
5	Наличие пикритовых базальтов во вмещающих вулканогенных образованиях
6	Наличие субщелочных базальтов во вмещающих вулканогенных образованиях
7	Туфогенно-лавовая толща и интрузивные породы основного состава в нижнем экзоконтакте
8	Конгломераты, песчаники, сланцы в нижнем экзоконтакте
9	Карбонатно-глинистые породы, ангидрит, гипс в нижнем экзоконтакте
10	Туфогенно-лавовая толща и интрузивные породы базальтоидного состава в верхнем экзоконтакте
11	Конгломераты, песчаники, сланцы в верхнем экзоконтакте
12	Карбонатно-глинистые породы, ангидрит, гипс в верхнем экзоконтакте
II. Внутреннее строение интрузивных тел	
13	Характер дифференцированности (трех- и двучленное строение)
14	Наличие нижних такситовых габбро-долеритов
15	Наличие верхних такситовых габбро-долеритов
16	Наличие пикритовых габбро-долеритов
17	Присутствие кислых гибридных пород в кровле интрузий
18	Форма интрузии (хонолит или другая)
19	Наличие «эруптивных брекчий» в периферических частях интрузий
III. Минералогические признаки	
20	Железистость оливинов нижних горизонтов ($<25 \pm 1,5\% \text{Fa-1}$; $>25 \pm 1,5\% \text{Fa-0}$)
21	Железистость оливинов верхних горизонтов ($<35 \pm 1,8\% \text{Fa-1}$; $>35 \pm 1,8\% \text{Fa-0}$)
22	Присутствие ортопироксена в нижних дифференциатах интрузий
23	Основность плагиоклаза нижних горизонтов ($>76 \pm 3,2\% \text{An-1}$; $<76 \pm 3,2\% \text{An-0}$)
24	Наличие биотита ($>1\% \text{Bi-1}$; $<1\% \text{Bi-0}$)
25	Присутствие неправильных выделений титаномагнетита в верхних горизонтах
26	Наличие сульфидной вкрапленности в нижних горизонтах ($>1\% \text{-1}$; $<1\% \text{-0}$)
27	Наличие сульфидной вкрапленности в верхних горизонтах
28	Проявление вкрапленного и мелкопрожилкового сульфидного оруденения
29	Наличие скаполита
IV. Петрохимические признаки	
30	Магнезиальность предполагаемого исходного расплава (по средневзвешенным или средним составам интрузии), MgO мас. %: $>9 \pm 1,3\% \text{-1}$; $<9 \pm 1,3\% \text{-0}$.
31	Железистость предполагаемого исходного расплава: $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ в мол. %; $<46 \pm 2 \text{-1}$; $>46 \pm 2 \text{-0}$.
32	Содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), мас. % в предполагаемом исходном расплаве: $>2,9 \pm 0,4\% \text{-1}$; $<2,9 \pm 0,4\% \text{-0}$
33	Калиевость предполагаемого исходного расплава: $\text{K}_2\text{O} \times 100 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ в мол. %; $>14 \pm 0,7 \text{-1}$; $<14 \pm 0,7 \text{-0}$.
34	Кремнекислотность предполагаемого исходного расплава: (SiO_2 , мол. %) $<791 \pm 12 \text{-1}$; $>791 \pm 12 \text{-0}$.
35	Щелочность–кислотность $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) \times 1000$, в мол. % предполагаемого исходного расплава: $>926 \pm 21 \text{-1}$; $<926 \pm 21 \text{-0}$.
36	Магнезиальность наиболее богатых оливином горизонтов, MgO мас. %: $>16,5 \pm 1,7 \text{-1}$; $<16,5 \pm 1,7 \text{-0}$.
37	Степень магнезиальности наиболее богатых оливином горизонтов - $\text{MgO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) \times 100$, в мас. %: $>59,3 \pm 3,2 \text{-1}$; $<59,3 \pm 3,2 \text{-0}$.
38	Содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), мас. % в наиболее богатых оливином горизонтах: $<2,38 \pm 0,19 \text{-1}$; $>2,38 \pm 0,19 \text{-0}$.
39	Степень дифференциации интрузий $\Delta \text{К.ф.}^* = \text{К.ф.}$ (верхний дифференциат) – К.ф. (нижний дифференциат): $\text{К.ф.} > 21 \pm 1,6 \text{-1}$; $\text{К.ф.} < 21 \pm 1,6 \text{-0}$.

Примечания. 1. Кодировка утвердительных признаков: да – 1; нет – 0. 2. К.ф.* – коэффициент фракционирования – $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (в мас. %).

Таблица закодированных признаков для анализируемых массивов («объектов прогноза») для поставленной задачи

№№ п/п	Объекты (интрузии)	Признаки																																													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	X _{п+1}						
1	Вороговская	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1					
2	Тынепская	1	1	0	0	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1				
3	Сухобахтинская	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
4	Среднебахтинская	1	-	0	0	0	1	0	1	-	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-			
5	Хурингдинская	1	1	0	0	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1			
6	Фатьянская	1	-	-	-	0	0	1	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	1	0	1			
7	Нижнефатьянская	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0		
8	Имбацкая	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1		
9	Оне́кская	-	1	-	-	-	0	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1		
10	Устьподкаменнотунгуская	1	0	0	0	0	0	1	0	0	-	0	1	0	0	-	0	-	0	-	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	-	-	-	-	-	-	-		
11	Большечернореченская	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
12	Светланинская	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
13	Лебединская	1	1	1	0	0	0	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	

классе «месторождений» и устанавливается ИСП. Признаки максимально коррелирующие с «запасами», как правило, содержательно согласуются с современными прогнозными характеристиками разномасштабных оруденений. В ряде решений практических задач отклонение значений количественных прогнозных «запасов» от разведанных составляют в пределах 15–30% от действительных величин «запасов». Если учесть невысокую точность определения разведанных «запасов» и не всегда надежную оценку некоторых признаков, включенных в таблицу исходных данных, то разработанный метод количественного прогноза следует признать вполне приемлемым.

Распознающие целевые оценки строк (в виде вычисленных мер в сравнении друг с другом) выстраиваются по повышению величины приближения алгоритмических оценок к целевым значениям. Серия итераций, последовательных приближений распознающих оценок строк, проводится с использованием классифицирующего оператора К, который реализован в ранее разработанной системе операций данного метода с выбором информативной системы признаков [5].

В соответствии с поставленными целями и блок-схемой решения задачи возникла необходимость в алгоритмических дополнениях, которые (в стандартных представлениях исходных данных) охватывают необходимый перечень решающих процедур и правил, нацеленных на детализацию и уточнение прогнозных результатов. Для этого, посредством введения функционала качества и знака линейной зависимости каждого признака с целевым значением (масштаб «запасов»), а также при соответствующей нормировке, достигается более устойчивое и строгое решение. В направлении надежности прогноза и количественных прогнозных оценок объектов введена обоснованная операция вычисления коэффициента и порога устойчивости решения [8]. Завершающие регрессионные оценки распознают пороговое значение целевого признака в каждом классе исследуемых объектов, причем значения целевого признака заданы в исходном не преобразованном виде.

В результате решения из предъявленных 13 исследуемых объектов только 3 могут быть отнесены к наиболее перспективным на выявление крупных скоплений руд норильского типа. К ним относятся: Лебединская, Тынепская, Хурингдинская (рис. 3).

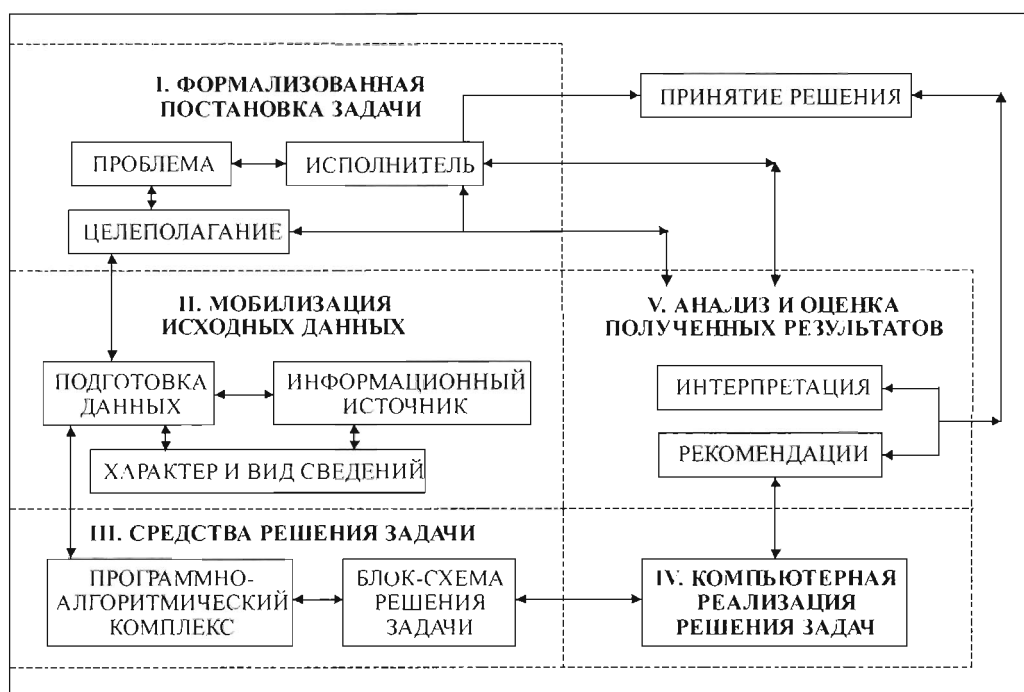


Рис. 2. Общая схема этапов решения задач

Заключение

Логико-математический метод обработки геологической информации позволил не только увеличить пространство возможных поисковых признаков, но и дать им объективную оценку.

1. Приведенные таблицы исходных данных по геологическим объектам исследования (содержащее и перспективные на сульфидное Cu-Ni-Pt оруденение интрузии по заданной территории) представляют собой информацию, пригодную для формализованных постановок задач прогнозно-поискового профиля. Из 39 признаков, по которым проводилась оценка перспективности, ведущими являются петрохимические (6 из 10 признаков), минералогические (3 из 10), геолого-тектонические (2 из 12), а признаки внутреннего строения интрузивных тел оказались менее существенными.

2. Геологическая постановка задачи и содержательная классификация объектов исследования (априорная для формализованных процедур) подтвердилась логико-математической обработкой данных.

3. Результаты алгоритм-программной обработки исходных массивов данных по разработанной блок-схеме решения задачи, в основном, сводятся к следующим пунктам:

а) для каждого из формально заданного класса объектов в схеме прямого и обратного решения задачи прогноза «перспективных» объектов на сульфидные Cu-Ni проявления выявлены информационные системы признаков, максимально коррелирующих со значениями целевого признака;

б) согласно технологической цепочке решения из 13 объектов прогноза к классу «продуктивных», т.е. наиболее перспективных, по совокупности признаков отнесены 3 объекта. К этим объектам относятся дифференцированные трапповые интрузии: Лебединская, Тынепская, Хуридинская. К классу «рудопроявления» отнесены Большечернореченская и Светланинская интрузии; остальные объекты являются не перспективными.

4. Учитывая не полноту информации по ряду интрузий, при поступлении недостающих данных для таблицы решения возможно уточнение принадлежности этих интрузий к соответствующему классу.

5. Увеличение пространства признаков (например, за счет геохимических данных) для всех объектов, потребует модернизации программного обеспечения и может привести к более объективной оценке.

Изложенный выше фактический материал и результаты исследования, а также проведенные в последние годы на территории Средне-Енисейской провинции геолого-геофизические и поисково-разведочные работы позволяют утверждать, что эта провинция является перспективной на открытие новых дифференцированных трапповых интрузий. Оценка их Cu-Ni-Pt рудоносности норильского типа может быть проведена логико-математическими методами уже на первом этапе.

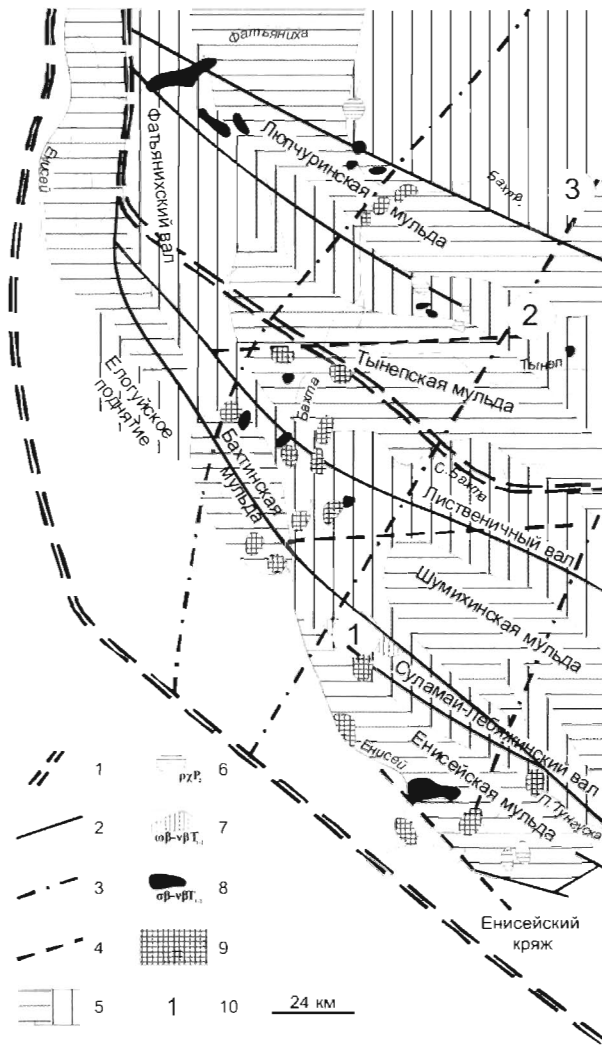


Рис. 3. Геологическая карта Средне-Енисейской провинции магнезиальных траппов (по материалам СЕГРЭ ПГО «Красноярскгеология» и нашим наблюдениям)

1 – тектонические швы, ограничивающие байкалиды Енисейской складчатой области; 2 – глубинные магмоконтролирующие разломы; 3 – глубинные разломы северо-восточного простирания; 4 – субширотная зона глубинных разломов; 5 – контуры пликативных структур (а – мульды, б – валы); 6 – субщелочные интрузии пермского возраста; 7 – дифференцированные трапповые интрузии; 8 – слабодифференцированные трапповые интрузии; 9 – развалы высокомагнезиальных габбро-долеритов; 10 – расположение интрузий, отнесенных к классу «месторождения»: 1 – Лебединская, 2 – Тынепская, 3 – Хурингдинская

ЛИТЕРАТУРА

1. Бишаев А.А. Метод «Целевая итерационная классификация» // Логико-математическая обработка геологической информации. - Новосибирск, 1976. С. 70-92.
2. Бронников А.П., Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Мазуров М.П., Цимбалист В.Г. О первой находке массивных сульфидных Cu-Ni-Pt руд норильского типа в приустьевой части Подкаменной Тунгуски (Сибирская платформа) // Докл. АН. 2000. Т. 375, №3. С. 366-369.
3. Васильев Ю.Л., Дмитриев А.Н. Спектральный подход к сравнению объектов, охарактеризованных набором признаков // Докл. АН СССР. 1972. Т.206. № 6. С. 1309-1312.
4. Васильев Ю.Р., Дмитриев А.Н., Золотухин В.В. Распознавание и оценка никеленосных дифференцированных трапповых интрузий севера Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1973. № 1. С. 13-23.
5. Васильев Ю.Р., Дмитриев А.Н., Золотухин В.В., Неволин В.А. Дифференцированные трапповые интрузивы междуречья Курейки - Подкаменной Тунгуски и логико-математический прогноз их медно-никелевой рудоносности. - Новосибирск: Тр. ОИГИИМ. Вып.855. 2003. 143 с.
6. Золотухин В.В. О новом районе распространения магнезиальных траппов норильского типа на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3.
7. Константинов Р.М., Дмитриев А.Н. Использование математических методов для анализа геологических факторов, влияющих на масштабы оруденения // Геология рудных месторождений, 1970. №2. С. 56-64.
8. Кречетова С.Ю. Алгебраический подход в описании метода целевой итерационной классификации // Вестн. НГУ. Сер.: Математика, информатика, механика. 2007. Т.7 Вып.1. С.46-66.
9. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. - Новосибирск: Наука, 1984. 206 с.
10. Метод согласованных оценок (методические рекомендации). - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. 142 с.
11. Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 217 с.
12. Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа // Под ред. Соболева В.С. - Новосибирск: Наука, 1978. 167 с.
13. Стерлигов Б.В., Золотая Л.А., Черкасов С.В., Гумьёв К. Чен Я., Кассар Д. Статистический анализ геолого-геофизических данных Енисейского края // Геофизика. №4. 2010. С. 47-58.
14. Стружков С.Ф., Чижова И.А., Константинов М.М. Опыт разработки автоматизированной экспертной системы прогноза золоторудных месторождений на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Руды и металлы. 2000, № 2, с. 28-49.
15. Чижова И.А. Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогенетическом анализе перспективных площадей // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. - М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 59-84.

УДК 519:549.27'28(571.51)

МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ НА КИНГАШКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

А.И. Чернышов, С.С. Тарима, М.А. Мишенина

Томский государственный университет

634050, Томск, просп. Ленина, 36, e-mail: aich@ggfg.tsu.ru

На Кингашском мафит-ультрамафитовом массиве, вмещающем одноименное месторождение, в процессе применения математического анализа установлен статистический характер распределения Pt, Pd и Au по опробованным скважинам, а также построены трехмерные графики распределения этих металлов на различных уровнях среза. Не все скважины были опробованы однозначно как в количественном отношении, так и по глубине, что вызывает трудности в интерпретации результатов исследования.

Внутреннее строение и петрографический состав Кингашского массива

Кингашский массив являлся объектом изучения многих исследователей [1-4]. Он представля-

ет собой линзовидное тело С-З простирания, конкордантное структуре пород обрамления (рис. 1). Разрывное нарушение в осевой части массива, вероятно, является глубинным разломом, который был использован в качестве подводящего канала для внедрения коматиит-базальтовых расплавов в верхние этажи земной коры с последующим излиянием на ее поверхность.

Ультрамафитовая рудоносная часть разреза представлена, преимущественно, кумулятивными дунитами и их серпентинизированными разновидностями, в меньшей мере - верлитами и пикритами, которые не обнаруживают какой-либо стратификации, а распределяются хаотично [4]. Можно предположить, что образование ультрамафитового тела осуществлялось в магматической ка-

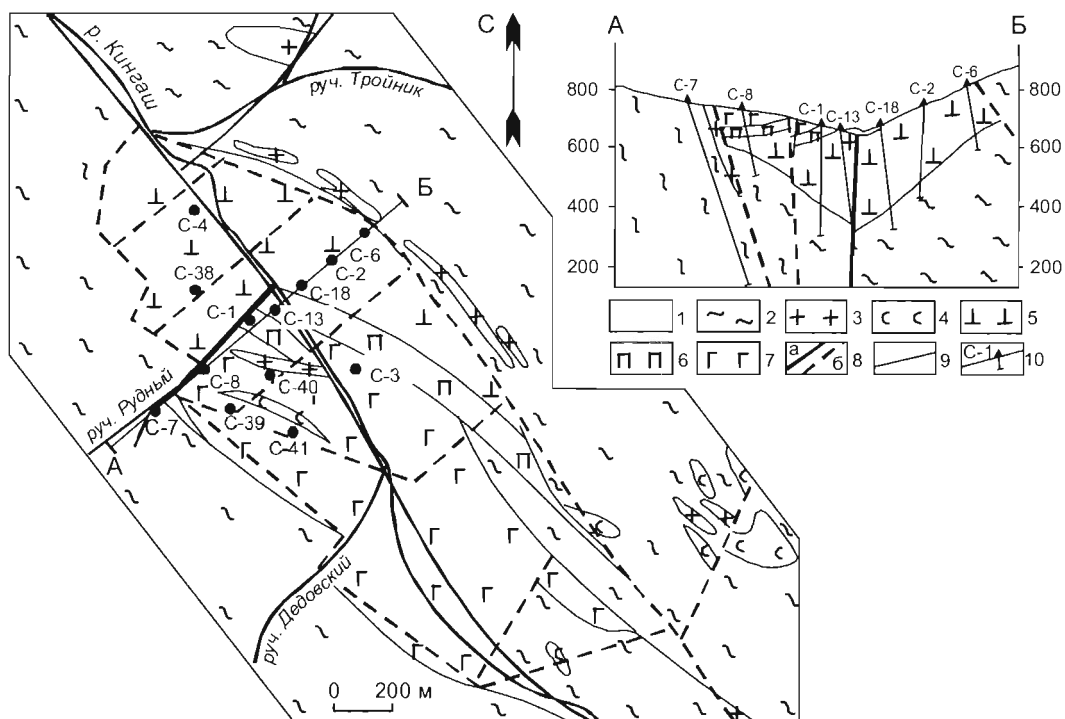


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кингашского мафит-ультрамафитового массива (Составлена Н.А. Третьяковым, В.А. Прохоровой)

1 – четвертичные отложения; 2 – вмещающие породы: гнейсы, амфиболиты, мраморы; 3 – гранитоиды; 4 – серпентиниты; 5 – ультрамафиты; 6 – клинопироксениты; 7 – габброиды; 8 – тектонические нарушения: а) достоверные, б) предполагаемые; 9 – геологические границы; 10 – местоположение скважин и их номер

мере в условиях активной тектонической обстановки, когда режим сжатия периодически сменялся растяжением. В моменты растяжения, очевидно, происходило пульсационное внедрение в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам неоднородных по составу ультраосновных расплавов, которые возникли в результате магматической дифференциации в более глубинном промежуточном магматическом очаге.

Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, очевидно представляют более позднюю фазу внедрения. Они интенсивно метаморфизованы и по составу отвечают метагаббро, реже амфиболитам. Габброиды встречаются также в виде многочисленных даек в ультрамафитах, где они представлены амфиболизированными метабазами и амфиболитами.

Многочисленные дайковые и жильные тела гранитоидов были внедрены в ультрамафиты и габброиды с явным временным перерывом. Их формирование сопровождалось интенсивной серпентинизацией дунитов с образованием антигоритовых серпентинитов и, нередко, метасоматических образований, сложенных антигоритом, тремолитом, хлоритом, флогопитом и карбонатом.

Ультрамафиты представляют наибольший интерес в связи с их рудоносностью. Они постоянно обнаруживают кумулятивную структуру и подразделяются на следующие основные разновидности: дуниты, верлиты и амфиболовые пикриты, с преимущественным преобладанием первых. Кумулятивная фаза в них представлена оливинами, а интеркумулятивная – клинопироксеном, тремолитом, рудными минералами, реже в них отмечаются хлорит, брусит, флогопит и тонкозернистый полуизотропный антигорит. Между дунитами, верлитами и амфиболовыми пикритами наблюдаются постепенные переходы, обусловленные количественными вариациями кумулятивной и интеркумулятивной фаз, а также оливина, клинопироксена и тремолита. Формирование выделяемых разновидностей, очевидно, связано с дифференцированием коматиитовых расплавов в промежуточных магматических очагах в процессе отсадки оливина. В дальнейшем расщепленные порции кашеобразных расплавов, состоящих из кумулятивных зерен оливина и интеркумулятивной жидкости с различным количественным соотношением, внедрялись в близкповерхностные горизонты. При этом состав интеркумулятивной жидкости был очень неоднороден, что

находит отражение в разнообразии минералов интеркумулятивной фазы и их количественных соотношениях.

Первичные породы очень редко сохраняют свежий облик. Обычно они в различной степени серпентинизированы вплоть до образования серпентинитов. Серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты, преимущественно lizardитового состава, являются наиболее распространенными породами в массиве. Они, очевидно, образовались в результате “мягкого”, автосоматического процесса метаморфизма, поэтому в них хорошо сохраняется исходная кумулятивная микроструктура. Происходит интенсивное замещение первичных кумулятивных зерен оливина lizardитом до их полного псевдоморфного замещения. Аподунитовые серпентиниты, преимущественно антигоритового состава, также являются распространенными породами. Их образование, вероятно, обусловлено аллометасоматическими процессами, возможно связанными с внедрением гранитоидных тел. В результате ультрамафиты претерпели перекристаллизацию с образованием антигорита на месте lizardита. Этот процесс проявился очень неравномерно, о чем свидетельствуют значительные вариации в породах количественных соотношений lizardита и антигорита. Перекристаллизация способствовала редуцированию исходной кумулятивной структуры до ее полного уничтожения. В сохранившихся интерстициях возрастает роль хлорита, брусита, антигорита, в тесном срастании с рудными минералами. Для антигоритовых серпентинитов часто характерно присутствие карбонатов и хлорита.

По ультрамафитам развиты разнообразные метасоматические образования сложенные тремолитом, актинолитом, флогопитом, тальком, серпентином, хлоритом и кальцитом. По составу они могут быть как мономинеральными, так и сложены двумя и более минералами. Они часто приурочены к дайкам кислых пород.

Ультрамафиты Кингашского месторождения не являются однородными образованиями. Их структурно-минералогические особенности и вещественный состав отражают условия становления массива и последующего его метаморфогенного преобразования [5]. По структурным признакам, наличию кумулятивной структуры, массив ультрамафитов является субвулканическим телом, сформировавшимся на небольших глубинах.

Статистический характер распределения благородных металлов по скважинам

Статистический анализ содержания благородных металлов (БМ): Pt, Pd и Au проводился по 12 скважинам Кингашского месторождения (см. рис. 1). Для выявления закономерностей концентраций металлов были использованы оценки полиномов, которые отражают усредненный характер их распределений в зависимости от глубины опробования пород. По выборочным данным для каждой скважины были оценены коэффициенты полиномов шестого порядка и построены графики трендов распределений Pt, Pd, Au и сумм МПГ, которые отражают зависимости их насыщенностей от глубины отбора проб.

Полиномы построены из условия минимума суммы квадратов отклонений наблюдений от соответствующих линий тренда. На каждом из графиков приводятся уравнения полиномов и величины R^2 , определяющие близость выборочных данных построенной линии тренда. При этом, если величина R^2 приближается к нулю, то в этом случае тренд слабо или совсем не отражает присутствующую в наблюдениях зависимость. Если же R^2 стремится к единице с ростом наблюдений, то такая зависимость в имеющихся наблюдениях наиболее сильная и с большей достоверностью соответствует построенным трендам. Среди имеющихся данных присутствуют наблюдения, которые отличаются от общей тенденции разброса насыщенностей (например, в скважине 32 на глубине 140 м и в скважине 38 на глубине 231 м были отмечены высокие содержания Pt, соответственно 7,01 г/т и 3,62 г/т). И, как следствие, эти наблюдения сильно влияют на статистические характеристики (например, с учетом этих наблюдений изменяется среднее и дисперсия, причем не только по одной скважине, но и по всей их совокупности).

Для уменьшения воздействия аномальных наблюдений на общую картину распределения содержания БМ по всем скважинам проведено цензурирование имеющейся выборки. Из 352 наблюдений, распределенных по 12 скважинам, лишь 5 превышают уровень насыщенности 1,5 г/т по Pt, что составляет около 1,4% от общего объема выборки (3 наблюдения из 32 скважины и 2 - из 38 скважины). По Pd таких наблюдений 6 (2 из 32 скважины, 3 из 33 и 1 из 36). Цензурирование выборки проведено на уровне 1,5 г/т как для Pt, так и Pd, что позволило получить более отчетли-

вую картину распределения не отброшенных цензурированием наблюдений. Распределение наблюдений по Au не имеет таких контрастных выбросов, так как его содержания более равномерно распределены по выборке от 0,01 до 0,75 г/т. Поэтому цензура на наблюдения по Au не проводилась. Степень линейной связи между концентрациями БМ определяется коэффициентом корреляции.

При введенном цензурировании выборки общие статистические характеристики выборки претерпели следующие изменения:

Среднее значение насыщенности Pt снизилось с 0,32 до 0,30 г/т, в то время как дисперсия уменьшилась с 0,23 до 0,07 (т.е. почти в 4 раза).

Среднее значение насыщенности Pd снизилось с 0,38 до 0,36 г/т, в то время как дисперсия уменьшилась с 0,2 до 0,1 (т.е. почти в 2 раза).

Среднее значение совместной насыщенности Pt и Pd снизилось с 0,70 до 0,66 г/т, в то время как дисперсия снизилась с 0,75 до 0,3 (т.е. в 2,5 раза).

Оценка коэффициента корреляции между наблюдениями по Pd и Pt снизилась с 0,76 до 0,72.

Оценка коэффициента корреляции между наблюдениями по Au и Pt изменилась совсем незначительно с 0,50 до 0,49.

Оценка коэффициента корреляции между наблюдениями по Pd и Au снизилась с 0,56 до 0,46.

Среднее значение Au в наблюдениях 0,09 г/т при дисперсии 0,0087.

Ниже приводятся описания трендов распределения Pt, Pd и Au в шести скважинах Кингашского месторождения с большим числом наблюдений.

Скважина 18

Породы из скважины 18 опробованы в более широком диапазоне глубин 100–370 м, при этом основные статистические характеристики имеют большую точность, так как основаны на более представительной выборке, содержащей 52 наблюдения. Оценки трендов распределений металлов отображены на рисунке 2. Изученный петрографический состав пород в разрезе скважины дает возможность увязать его с содержанием платиноидов.

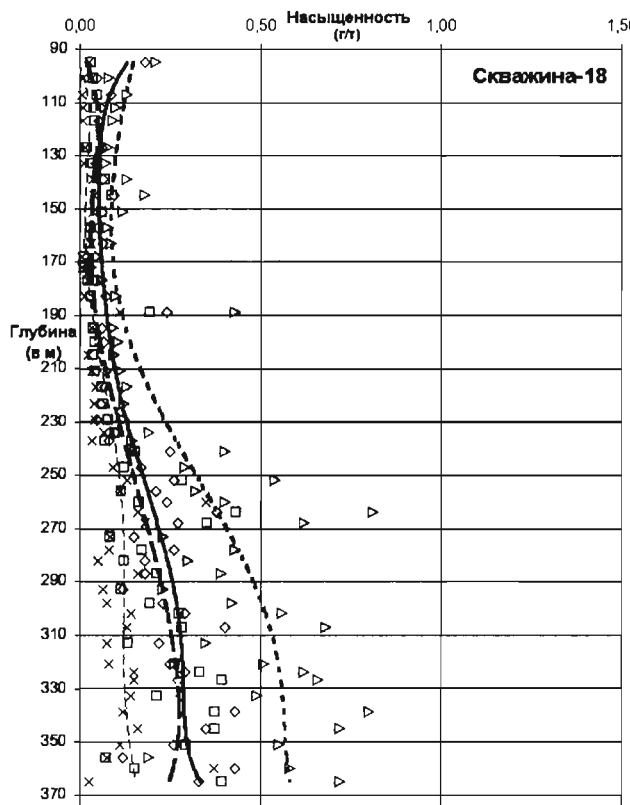
Платина. Среднее содержание Pt в измерениях данной скважины составляет 0,17 г/т, при этом оценка дисперсии по выборке равна 0,014. Поведение насыщенности было оценено с использованием полинома 6-ой степени (уравнение тренда выведено на графике) при величине дос-

товерности аппроксимации $R^2 = 0,6581$. Величина этого коэффициента отображает степень соответствия выбранной модели тренда истинному распределению Pt. На на глубине 100–200 м насыщенность пород Pt минимальная и изменяется от 0,05 до 0,1 г/т (см. рис. 2). С увеличением глубин в интервале 200–300 м наблюдается повышение насыщенности от 0,1 до 0,25 г/т. Ниже 300 м величина содержания остается максимально высокой для данной скважины и составляет 0,25 - 0,35 г/т. Повышение среднего содержания Pt с возрастанием глубины сопровождается увеличением разброса наблюдений вокруг среднего.

Палладий. Тренд Pd имеет аналогичный с Pt характер распределения. Имеющееся отличие выражается лишь незначительно меньшими его

средними для соответствующих диапазонов глубин концентрациями. Среднее содержание Pd - 0,14 г/т. В интервале глубин 90–200 м отмечается его минимальное содержание, а свыше 200 м проявляется тенденция его увеличения. Оценка дисперсии Pd 0,003.

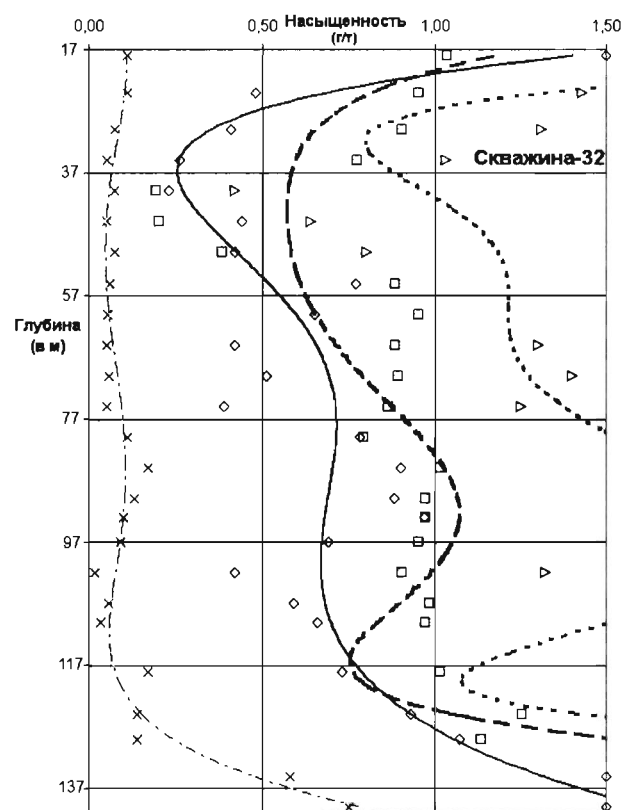
Платина и палладий. Наиболее отчетливо тенденция распределения Pt и Pd устанавливается на тренде их суммарного распределения. В данной скважине можно установить три интервала, характеризующих поведение МПГ. В верхних горизонтах скважины (от 90 до 190 м) отмечаются слабые концентрации БМ, которые равномерно распределены по данному интервалу. Этот интервал сложен свежими и серпентинизированными дунитами, характеризующимися малым количе-



Уравнения полиномиальных трендов

$Pt = 5E-14x^6 - 7E-11x^5 + 4E-08x^4 - 1E-05x^3 + 0,0017x^2 - 0,1411x + 4,7441 \quad R^2 = 0,6581$
 $Pd = -3E-14x^6 + 4E-11x^5 - 2E-08x^4 + 8E-06x^3 - 0,0013x^2 + 0,1114x - 3,7016 \quad R^2 = 0,5888$
 $Pt_Pd = 3E-14x^6 - 3E-11x^5 + 2E-08x^4 - 4E-06x^3 + 0,0004x^2 - 0,0297x + 1,0425 \quad R^2 = 0,6587$
 $Au = -3E-14x^6 + 4E-11x^5 - 3E-08x^4 + 9E-06x^3 - 0,0014x^2 + 0,1184x - 3,8699 \quad R^2 = 0,4088$

- ◇ Pt
- Pd
- △ Pt_Pd
- × Au
- платина
- - - палладий
- · - · - платина + палладий
- - - - золото



Уравнения полиномиальных трендов

$Pt = 2E-11x^6 - 1E-08x^5 + 3E-06x^4 - 0,0003x^3 + 0,0208x^2 - 0,6502x + 8,0059 \quad R^2 = 0,8108$
 $Pd = 9E-11x^6 - 4E-08x^5 + 6E-06x^4 - 0,0005x^3 + 0,0206x^2 - 0,4932x + 5,5135 \quad R^2 = 0,9579$
 $Pt_Pd = 4E-10x^6 - 2E-07x^5 + 3E-05x^4 - 0,0027x^3 + 0,1283x^2 - 3,0546x + 29,375 \quad R^2 = 0,9598$
 $Au = 2E-12x^6 + 8E-11x^5 - 1E-07x^4 + 2E-05x^3 - 0,0012x^2 + 0,0273x - 0,0968 \quad R^2 = 0,9315$

- ◇ Pt
- Pd
- △ Pt_Pd
- × Au
- платина
- - - палладий
- · - · - платина + палладий
- - - - золото

Рис. 2. Тренды распределения содержаний благородных металлов в зависимости от глубины в скважинах 18 и 32

ством интеркумуляусной фазы (до 15%). Среди дунитов встречаются мелкие тела гранитоидов и амфиболитов. В интервале 190-300 м с увеличением глубины и последующей сменой пород: дуниты серпентинизированные (лизардитовые) → верлиты → дуниты серпентинизированные (лизардит-антигоритовые) → серпентиниты антигорит-лизардитового состава → серпентиниты лизардит-антигоритового состава, отмечается постоянный рост концентраций МПГ от 0,1 до 0,5 г/т. Для данного интервала характерна максимальная величина дисперсии равная 0,037. Ниже 300 м породы представлены в основном серпентинитами антигорит-лизардитового и антигоритового состава с прослоями метасоматитов, которые отличаются наиболее высокими содержаниями МПГ и более низкой, чем в предыдущем интервале их дисперсией равной 0,027.

Золото. В отличие от МПГ Au имеет более низкие содержания. Однако, как и для МПГ, на глубинах свыше 200 м отмечается тенденция к его увеличению. Среднее содержание Au – 0,08 г/т при оценке дисперсии равной 0,006.

Таким образом, тренды распределений БМ в скважине 18, очевидно, наиболее достоверно отражают корреляционные зависимости их содержаний от глубины и петрографического состава пород. Минимальные содержания благородных металлов устанавливаются в верхней части разреза скважины, сложенной, преимущественно, дунитами, серпентинизированными (лизардитовыми) дунитами и аподунитовыми серпентинитами лизардитового состава, возникших в процессе аутометасоматических процессов. Средняя часть разреза скважины (190-300 м) характеризуется, главным образом, возрастанием МПГ, что, вероятно, связано с аллосерпентинизацией, способствующей замещению лизардита антигоритом и образованию антигорит-лизардитовых и лизардит-антигоритовых серпентинитов. Нижние, наиболее обогащенные платиноидами, горизонты скважины (300-370 м) представлены антигорит-лизардитовыми, лизардит-антигоритовыми и антигоритовыми серпентинитами с повышенным содержанием интеркумуляусной фазы (до 30%) и образовавшимися по ним метасоматическими образованиями.

Характерна очень высокая положительная корреляция для данной скважины между Pt и Pd, и их слабое взаимодействие с Au.

Скважина 32

Замеры насыщенности БМ в скважине 32 выполнены в количестве 25 проб в диапазоне глу-

бин от 20 до 140 м и увязаны с петрографическим составом пород. Эта скважина представляет наибольший интерес в смысле исследуемых насыщенностей металлов. Поскольку даже после цензурирования до уровня 1,5 г/т нескольких наблюдений выборки по Pt и Pd средние значения металлов в данной скважине являются самыми высокими по сравнению с другими скважинами. Поведение насыщенностей металлов отражается соответствующими полиномиальными трендами на рис. 2. Высокие расчетные значения коэффициента R2 обусловлены высокой точностью отражения реальной зависимости насыщенностей металлов от глубины, построенными полиномиальными трендами.

Платина. До цензурирования имелось наблюдение, которое сильно влияло на среднее значение нецензурированной выборки равное 2,01 г/т, т.к. на глубине 140 м насыщенность была равна 7,01 г/т. При ограничении этого значения до 1,5 г/т, среднее значение Pt цензурированной выборки становится равным 0,72 г/т. Оценка дисперсии равна 0,13, что говорит о достаточно большом разбросе наблюдений вокруг среднего значения. Если не рассматривать аномально высокие содержания Pt, превышающие уровень 1,5 г/т (на глубинах 18, 135 и 140 м), и три самых низких 0,26, 0,23 и 0,39 г/т (соответственно на глубинах 35, 40 и 75 м), то изменение насыщенности происходит в диапазоне от 0,41 до 1,07 г/т.

Уменьшение насыщенности Pt наблюдается на глубине 37 м (0,25 г/т). Затем происходит постепенное увеличение насыщенности до 0,7 г/т на глубине 70 м. Такое содержание Pt остается стабильным до глубины 115 м. Далее с увеличением глубины отмечается резкое увеличение концентрации Pt, что объясняется наличием двух аномальных, хотя и цензурированных, наблюдений на глубинах 135 и 140 м.

Палладий. Тренд распределения Pd несколько отличается от аналогичного тренда Pt большей частотой колебаний полиномиальной зависимости относительно глубины. Среднее содержание Pd в данном интервале глубин скважины равно 1,13 г/т при относительно высокой оценке дисперсии равной 1,03. Выделяются два локальных минимума на глубинах 40 и 117 м, в которых содержания Pd соответственно составляют 0,6 и 0,75 г/т. Наличие аномальных наблюдений на глубинах 18, 135 и 140 м нашло отражение в резком изменении тренда в сторону увеличения концентрации. На глубине 95 м отмечается возрастание

содержания Pd до 1,05 г/т. Как и в случае с Pt, наблюдаем наличие большого разброса наблюдений вокруг среднего значения, при высоком среднем значении насыщенности.

Платина и палладий. Тренд совместного распределения Pt и Pd ярче определяет очень неравномерное распределение МПГ по разрезу скважины. Аномально высокие содержания МПГ (более 1,5 г/т) отмечаются на глубинах 18 и 135-140 м, отражением которых являются максимальные значения тренда на соответствующих глубинах. При этом верхние части разреза сложены антигоритовыми серпентинитами, в значительной степени карбонатизированными. Интервал 135-140 м (подошва ультрамафитового тела) представлен интенсивно перекристаллизованными серпентинитами антигоритового состава. Антигорит в них крупнопластинчатый, игольчатый и лучистый; среди зерен антигорита встречаются регенерированные зерна оливина. В породах отмечается повышенное количество рудных минералов. Кроме того, локальный максимум построенного тренда фиксируется на глубине 95 м, где устанавливаются аподунитовые серпентиниты лизардит-антигоритового состава, обогащенные рудными минералами. Локальные минимумы находятся на глубинах 35 м (амфиболиты) и 118 м (хлоритальковые породы) со значениями, соответственно, 0,8 и 1,1 г/т.

Золото. Почти на всем протяжении опробованного интервала скважины с 17 до 120 м наблюдается практически постоянное и невысокое содержание Au со слабыми вариациями вокруг его среднего значения равного 0,13 г/т. С глубиной свыше 120 м для Au, также как и для МПГ, отмечается тенденция к существенному накоплению металла до 0,75 г/т в перекристаллизованных антигоритовых серпентинитах.

Скважина 36

Данная скважина опробована большим количеством наблюдений в количестве 44 шт. в диапазоне глубин от 8 до 230 м. Породы вскрытые этой скважиной характеризуются более высокими и неравномерными содержаниями металлов по сравнению с большинством других исследованных скважин (рис. 3). Коэффициенты достоверности полиномиальных трендов R2 примерно близки друг другу, что говорит о подобном приближении к реальному поведению металлов.

Платина. Среднее содержание Pt для пород

данного разреза скважины составляет 0,41 г/т при высокой оценке дисперсии равной 0,080. Неравномерность распределений содержаний металла определяет следующую тенденцию в полиномиальном тренде. От 5 до 25 м отчетливо фиксируется существенное снижение концентрации от 0,4 до 0,2 г/т. Далее с глубиной (от 25 до 65 м) происходит увеличение насыщенности металлов до 0,35 г/т. Последующий интервал от 65 до 115 м отмечен примерно постоянной величиной концентрации, со слабой тенденцией к уменьшению. На глубинах от 115 до 180 м происходит существенный рост концентраций до 0,7 г/т. И в более низких горизонтах (до 230 м) насыщенность Pt остается примерно одинаковой и составляет 0,6 - 0,7 г/т.

Палладий. Среднее содержание Pd для пород данного разреза скважины равно 0,54 г/т при высокой оценке дисперсии 0,100. Поведение Pd в породах этой скважины является близким к распределению Pt лишь в верхних горизонтах глубин (до 125 м) и существенно отличается от него на больших глубинах, что наглядно видно на трендах их распределений. В самом верхнем горизонте от 5 до 25 м отмечается снижение Pd от 0,4 до 0,25 г/т. От 25 до 80 м наблюдается увеличение его содержания до 0,6 г/т. Далее с глубиной в значительном диапазоне от 80 до 190 м идет постепенное снижение до 0,4 г/т. И на глубинах свыше 190 м происходит резкое повышение концентраций до 1,3 г/т. Следует отметить, что для большей части разреза скважины характерны более высокие содержания Pd по сравнению с Pt. Однако в интервале глубин от 150 до 215 м отмечаются обратные их соотношения, что является отклонением от привычной связи концентраций Pt и Pd, наблюдаемых в разрезах большинства скважин данного месторождения.

Платина и палладий. Неравномерность распределения металлов на разных глубинах исследуемой скважины отчетливее отражается трендом их совместного распределения. В интервале от 5 до 25 м наблюдается смена лизардитовых серпентинитов дунитами серпентинизированными, которая сопровождается существенным снижением концентрации МПГ от 0,9 до 0,4 г/т. С увеличением глубины, в интервале 25-75 м, сложенном, главным образом, свежими и слабо серпентинизированными дунитами, отмечается возрастание насыщенности металлов до 0,9 г/т. Следующий интервал от 75 до 125 м представлен, преимущественно, аподунитовыми серпентинитами анти-

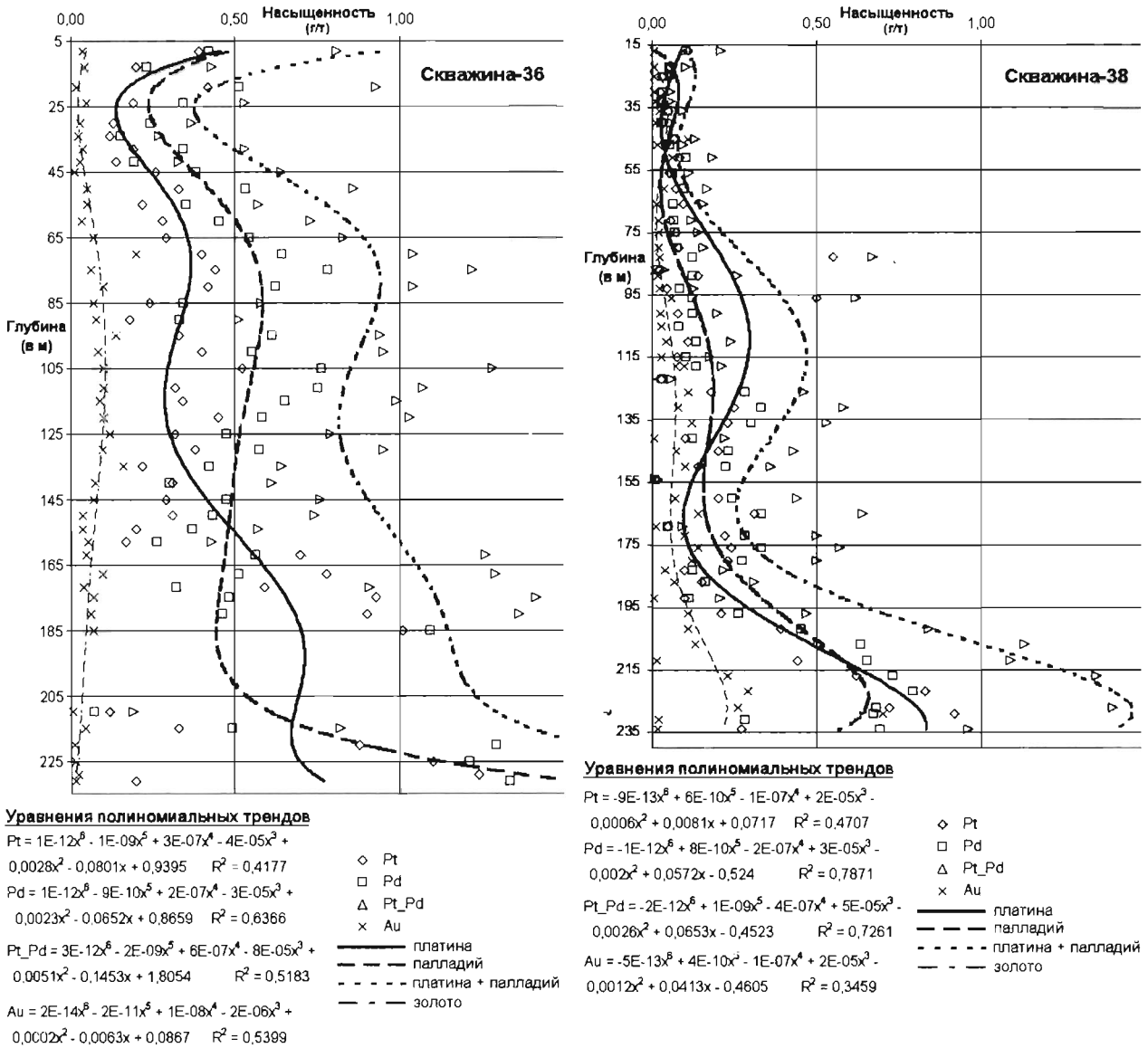


Рис. 3. Тренды распределения содержаний благородных металлов в зависимости от глубины в скважине 36, 38

горит-лизардитового состава, с тенденцией уменьшения интеркумулусной фазы, и характеризуется незначительным уменьшением до 0,8 г/т. Далее с возрастанием глубины (125-220 м) происходит постепенное возрастание концентраций МПГ. Этот интервал характеризуется последующей сменой пород: дуниты серпентинизированные (лизардитовые) → свежие дуниты → серпентиниты аподунитовые (антигорит-лизардитовые) → свежие дуниты → дуниты серпентинизированные (лизардитовые) → серпентиниты аподунитовые (антигорит-лизардитовые) → серпентиниты аподунитовые (лизардит-антигоритовые). С глубины 186 м наблюдаются подстилающие ультрамафи-

ты метаморфические породы различного состава. В начале отмечаются флогопит-хлоритовые породы, которые сменяются плагиогнейсами, а затем амфиболитами. На глубине 220-230 м выявляются метасоматические хлорит-актинолитовые породы и катаклазированные плагиогнейсы, в которых установлены аномально высокие содержания металлов 2,17, 2,31 и 2,78 г/т, что вызывает трудности для объяснения столь значительных их величин в породах, не являющихся их носителями.

Au в отличие от МПГ имеет более низкие и примерно равномерные по глубине концентрации. Среднее содержание Au в породах этой скважины равно 0,06 г/т при низкой оценке дисперсии 0,002.

Скважина 38

Данная скважина представлена наибольшим количеством замеров содержаний благородных металлов, представленных 53 наблюдениями в диапазоне глубин от 20 до 230 м. Тренды распределений исследуемых металлов для разреза скважины отражены на рисунке 3.

Платина. Среди всех значений концентраций Pt в двух случаях фиксируются аномальные значения свыше 1,5 г/т (105 м - 1,69 г/т и 231 м - 3,69 г/т) к которым применено цензурирование выборки на уровне 1,5. Заменяв эти значения на 1,5, среднее содержание насыщенности Pt опускается до 0,25 г/т при остающейся высокой оценке дисперсии равной 0,100.

Неравномерность распределения Pt в породах разреза скважины отражается в поведении её полиномиального тренда. Выделяется четыре интервала с различными тенденциями изменения концентраций. Верхний интервал (от 15 до 55 м) характеризуется минимальными содержаниями 0,03 - 0,11 г/т. Ниже от 55 до 110 м отмечается возрастание Pt до 0,30 г/т. Далее с глубиной (110 - 170 м) отмечается тенденция к уменьшению до 0,15 г/т. И нижняя часть разреза характеризуется значительным возрастанием Pt до уровня 0,8 г/т.

Палладий. Среднее содержание Pd для пород данного разреза скважины равно 0,21 г/т при оценке дисперсии 0,040. Несмотря на высокую степень корреляции МПГ для Pd в отличие от Pt не были отмечены аномально высокие его содержания. Поведение Pd в этой скважине является близким к распределению Pt. Но соотношения их в разрезе скважины изменяются. В интервалах: до 20 м, 50-145 м и ниже 215 м - содержание Pd меньше содержания Pt. А в интервалах: 20-50 м, 145-215 м отмечается их обратное соотношение. Неравномерность насыщенности Pd отражается в следующей последовательности изменения полиномиального тренда. От 15 до 75 м отмечаются минимальные значения содержаний Pd (0,3-0,1 г/т). С дальнейшим увеличением глубины с 75 до 115 м наблюдается тенденция к постепенному возрастанию концентрации металла до 0,2 г/т, которая остается практически постоянной до глубины 165 м. Ниже происходит резкое увеличение концентрации металла до 0,65 г/т.

Платина и палладий. Поведение совместного тренда МПГ в большей степени согласуется с трендом Pt, чем Pd. В интервале от 5 до 55 м в аподунитовых серпентинитах антигорит-лизарди-

тового состава содержание металлов минимальное и в среднем составляет 0,11 г/т при очень низкой оценке дисперсии равной 0,003. В диапазоне глубин от 55 до 115 м ультрамафиты представлены, главным образом, аподунитовыми лизардитовыми серпентинитами, в которых отмечается тенденция к увеличению роли интеркумулусной фазы и происходит возрастание концентраций платиноидов почти до 0,5 г/т (среднее содержание равно 0,34 и оценка дисперсии 0,17). Далее (от 115 до 165 м) среди аподунитовых лизардитовых серпентинитов наблюдаются серпентиниты лизардит-антигоритового и антигоритового состава, а также метасоматиты хлорит-антигорит-карбонатного и флогопитового состава, в которых отмечается снижение содержаний МПГ до 0,25 г/т (среднее содержание равно 0,36 и оценка дисперсии 0,04). В нижней части разреза (более 165 м) с глубиной аподунитовые лизардитовые серпентиниты сменяются серпентинизированными дунитами, а затем оливин-тремолитовыми породами с значительным увеличением роли интеркумулусной фазы от 30 до 55%. При этом устанавливается резкое возрастание МПГ до аномально высоких значений (4 г/т) в оливин-тремолитовых породах. Однако после проведения цензурирования аномально высокие значения были приведены к значениям, которые в меньшей степени отклоняются от остальных наблюдений. В результате цензурирования среднее значение для этого интервала равно 0,86 г/т при остающейся высокой оценке дисперсии 0,3.

Золото, в отличие от МПГ, имеет более низкие концентрации. Среднее содержание Au в породах этой скважины равно 0,07 г/т при малой оценке дисперсии равной 0,002. Отмечается тенденция к незначительному её возрастанию с глубиной до 0,29 г/т. Аномально высоким содержаниям МПГ на глубине 229-231 м в оливин-тремолитовых породах соответствуют и высокие концентрации Au до 0,7 г/т.

Трехмерных графики распределения благородных металлов на различных уровнях среза

Для выявления закономерностей распределения БМ (Pt, Pd, Pt + Pd и Au) на различных уровнях глубин были построены трехмерные графики, отражающие изменения насыщенностей каждого из рассматриваемых металлов относительно их средних значений по наблюдениям в ис-

следуемых скважинах. При этом глубина рассматривалась относительно высотных отметок скважины и графики соответствующие глубинам фактически повторяют рельеф местности на заданной глубине.

Сделать это оказалось возможным после формирования оценки совместной плотности распределения металлов относительно пространственных координат. Оценкой совместной плотности распределения явилась непараметрическая оценка плотности распределения металлов в объеме всего месторождения, построенная через их усредненные значения по всем выборочным наблюдениям ядра вида:

$$\left(1 - \left(\frac{x - x_i}{h}\right)^2\right) * \left(1 - \left(\frac{y - y_i}{h}\right)^2\right) * \left(1 - \left(\frac{z - z_i}{h}\right)^2\right)$$

где (x, y, z) – пространственные координаты некоторой точки в окрестности радиуса h вокруг наблюдения (x_i, y_i, z_i) . Таким образом, влияние наблюдения на близ лежащие точки сказывается в пространственной окрестности радиуса h постепенно уменьшая свое влияние с отдалением от наблюдения. Графики построены при $h = 50$ м и 200 м.

На графиках показаны изменения усредненных концентраций Pt в исследуемых скважинах и в окрестности 50 метров и 200 метров вокруг

них, где ещё сказывается влияние наблюдений данной скважины. Пятидесятиметровая и двухсотметровая величины окрестностей влияния наблюдений нами введены субъективно. При этом при 50 метрах взаимного влияния между наблюдениями скважин не происходит, а в случае 200-метровой окрестности такие влияния появляются, что и сказывается на построенных для таких случаев графиках.

Усреднение насыщенности по этой плотности позволяет определить функцию определения средних значений насыщенности в зависимости от пространственных координат. На рисунках выведены графики изменения насыщенностей относительно выборочного среднего значения металла по всей совокупности.

Наблюдения выборки компенсируют друг друга и потому изменения значений вокруг среднего невелико, однако такой механизм позволяет определить места превышения среднего уровня металла для всего исследуемого массива, т.е. для любой его пространственной точки.

Схема расположения анализируемых скважин и их условные координаты на площади Кингашского месторождения показаны на рисунке 4, которые послужили основой для формирования графиков распределения БМ (Pt, Pd, Pt + Pd и Au) на

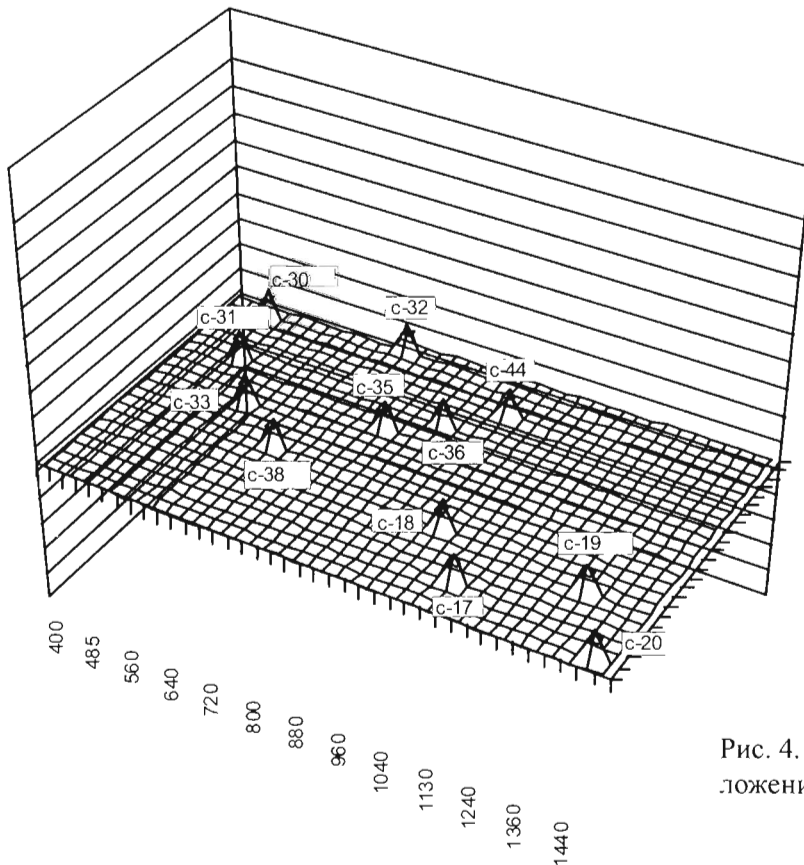


Рис. 4. Условная координатная сетка расположения анализируемых скважин

различных срезах глубин (50, 100, 150, 200, 250, 300 м). Ниже рассматриваются только графики и анализ совместного распределения Pt и Pd.

Графики совместного распределения Pt и Pd для различных глубин представлены на рисунке 5. Величина реперного значения принята равной

среднему значению содержания МПГ (0,658 г/т), установленного д.я. всего месторождения по наблюдениям в исследуемых скважинах. Представленные графики построены из расчета влияния наблюдений скважин в окрестности 200 метров. Такой радиус влияния наблюдений позволяет учи-

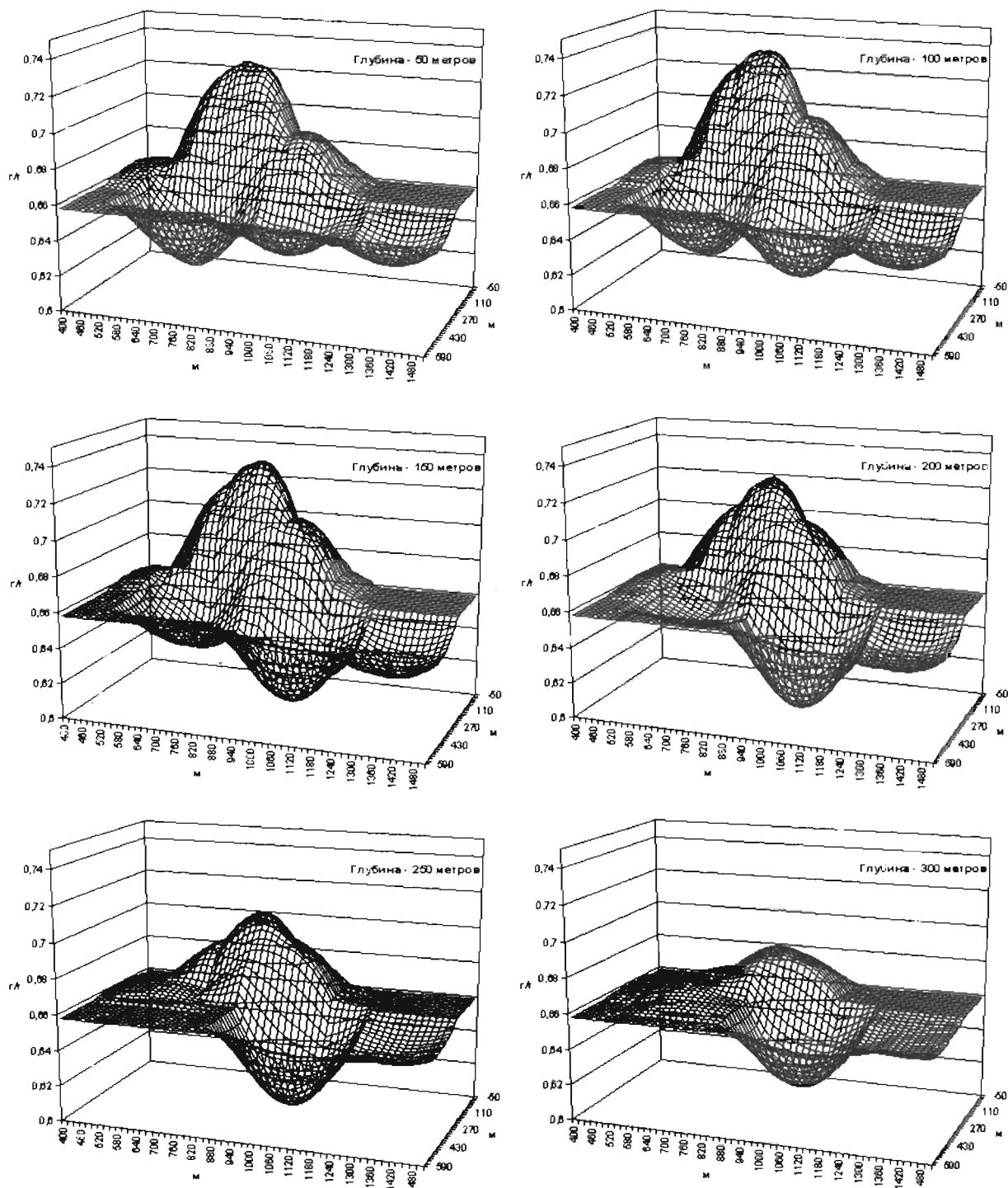


Рис. 5. Колебания усредненных содержаний платиноидов (платины и палладия) вокруг среднего (0,658 г/т) на срезах глубин 50 м, 100 м, 150 м, 200 м, 250 м, 300 м, в соответствии с построенной непараметрической оценкой распределения рассматриваемого металла по всему месторождению, при радиусе влияния наблюдений $h=200$ метров

тывать взаимовлияние не только наблюдений одной скважины, но и взаимовлияние соседних скважин друг на друга и получить картину возможного более инерционного изменения концентраций БМ в пределах месторождения.

Изменения концентраций МПГ на разных глубинах имеют близкий характер, хорошо отражающийся на соответствующих графиках. Можно выделить следующие отличительные тенденции. На графиках всех глубин отчетливо выделяется значительное превышение среднего уровня концентраций в районе скважин 32, 35, 36 и 44, приуроченных к центральной части месторождения и его северо-западному флангу. В этой части высокие содержания МПГ сопровождаются их незначительными вариациями, что наглядно отражается формой выпуклостей на графиках. С другой стороны в области влияния скважин 38, 18 и 19 (юго-восточный фланг месторождения) наблюдаются пониженные по сравнению со средним уровнем содержания МПГ, что отражено на графиках в виде вогнутостей. Следует отметить, что у скважины 38 с глубины 250 метров проявляется тенденция к возрастанию и незначительному превышению среднего значения содержаний МПГ.

Выводы

Статистический анализ показал, что содержания благородных металлов крайне неравномерное

как по разрезам исследуемых скважин, так и по площади месторождения, что, вероятно, определяется многими факторами. Анализ полученных данных позволил выявить основные тенденции изменения концентраций благородных металлов.

Наиболее высокие концентрации металлов выявляются в центральной части месторождения, и вероятно приурочены к подводющему каналу трещинного типа, фиксируемого региональным разломом. К юго-восточному и северо-восточному флангам месторождения насыщенность пород металлами уменьшается.

В свежих породах, главным образом дунитах, наибольшие концентрации платиноидов выявляются в разностях, в которых существенную роль играет интеркумуляусная фаза и, соответственно, уменьшается количество кумулузных зерен оливина. Очевидно, что платиноиды локализируются, преимущественно, в интерстициях.

Нередко процессы аллометасоматической антигоритовой серпентинизации способствуют перераспределению металлов, с обогащением локальных участков, вплоть до образования сливных руд.

Вероятно, что наряду с отмеченными факторами, оказывающими влияние на накопление и перераспределение благородных металлов, существуют и другие, не менее значимые, причины, которые предстоит выяснить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глазунов О.М. Геохимия и генезис нового сульфидно-никелевого месторождения в Восточной Сибири // Проблемы геологии Сибири. Т. 3. Томск, 1994. С. 65-66.
2. Еханин А.Г. Геология и рудоносность Кингашского базальт-коматиитового комплекса / Диссертация в виде научного доклада канд. геол.-мин. наук. Красноярск, 2000. 66 с.
3. Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Новосибирск, 1997. 89 с.
4. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Ступаков С.И., Балыкин П.А., Кузоватов Н.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А.,

- Прохорова В.А. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Сб. научн. Трудов. Т. V. М.:ООО «Геоинформмарк», 2004. С. 152-175.
5. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петро-геохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия, 2010. № 2. С. 126-150.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОСВОЕНИЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 622.7:622.34

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ КРУПНО-ОБЪЕМНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТИНЫ В ДУНИТАХ ЗОНАЛЬНЫХ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

А.П. Козлов, В.А. Чантурия

Институт проблем комплексного освоения недр РАН

Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы (зональные базит-ультрабазитовые комплексы урало-аляскинского типа) уже более 200 лет привлекают внимание исследователей, как коренной источник уникальных россыпных месторождений платины. Суммарно из россыпей Колумбии, Урала и Аляски уже добыто более 800 т «шлиховой» платины и их эксплуатация продолжается в настоящее время на Алдане и Камчатке. По последним оценкам металлогенический потенциал зональных комплексов только в пределах Платиноносного пояса Урала, оценивается в 19 тыс. т коренной и 1,3 тыс. т россыпной платины [3].

Платиносодержащая минерализация в пределах зональных базит-ультрабазитовых комплексов впервые была установлена на Урале в 1830 г. Ф.И. Швецовым, и в дальнейшем изучалась многими исследователями, в том числе: А.А. Иностранцевым, Н.К. Высоцким, А.Н. Заварицким, А.Г. Бетехтиным, Л.В. Разиным, О.Е. Юшко-Захаровой, Ю.А. Волченко, О.К. Ивановым и др. Продуктивное платинометалльное оруденение изначально ассоциировалось исключительно с хромитовыми жилами и шширами, количество которых только в пределах Нижнетагильского массива составило более 1600 [5, 13]. Мелкие месторождения платины, где платиносодержащая минерализация концентрируется в рудных телах хромитов среди дунитов зональных комплексов, в современной классификации учтены как платиноидно-хромитит-дунитовая рудная формация, а её классическими представителями являются месторождения горы Соловьева [11]. На Нижнетагильском массиве высокие содержания платины также были установлены непосредственно в

крупнозернистых дунитах без каких-либо включений рудных хромитов. Данный геолого-промышленный тип платиновых месторождений учтен как платино-пегматит-дунитовая рудная формация, а его классическим представителем является Авроринское месторождение [11].

В начале XX в., учитывая повышенные концентрации платины в основной массе дунитов и наличие обогащенных участков в рудных хромититах и дунитовых пегматитах, выдающимися исследователями Платиноносного пояса Урала Н.К. Высоцким и А.Н. Заварицким рассматривалась возможность локализации и освоения крупно-объемного платинометалльного оруденения в зональных базит-ультрабазитовых комплексах. В соответствии с данной научной концепцией «все массивы дунита вообще должны рассматриваться, как сплошные месторождения платины», а вовлечение их в промышленную эксплуатацию будет определяться исключительно возможностью «технически (обычно прибавляют и выгодно) извлекать полезный металл» [2, 4].

Технологическая возможность масштабной переработки магматических горных пород с низкими концентрациями платины до последнего времени не рассматривалась даже теоретически. Однако в настоящее время, когда в мировой практике уже существуют примеры эффективного освоения рудных месторождений, в которых среднее содержание благородных металлов (БМ) ниже 1 г/т, предложенная концепция рассмотрена нами как со стороны технологической возможности, так и экономической целесообразности извлечения платины из дунитов. Комплексный подход к решению поставленной задачи заключался в получении полной достоверной информации о со-

стве, строении и технологических свойствах данного вида платиносодержащего сырья, путем интеграции методов изучения состава и свойств рудовмещающих горных пород с минералого-технологическими исследованиями продуктивного оруденения и технологическими испытаниями потенциально рудоносных образований в лабораторных и полупромышленных условиях

Основной объект проведения исследований - платиносодержащие дуниты из рудных зон, выделенных в конце прошлого века в пределах Гальмознанского массива на севере Камчатки [7, 10, 17]. При установленной протяженности до 1300 м, мощности 130-160 м и среднем содержании платины на уровне 0,7-3,2 г/т, некоторые участки платиносодержащих дунитов представляют непосредственный интерес для промышленного освоения. В последние годы крупно-объемные платиноносные рудные зоны также выделены в дунитах Светлоборского массива на Среднем Урале [15] и существуют реальные предпосылки их локализации на Нижнетагильском массиве [5, 13].

Распределение платины в рудных зонах характеризуется выраженной неравномерностью ($K_v = 450\%$), что обусловлено наличием разрозненных гнездообразных участков с высоким, в отдельных случаях, ураганным содержанием платины (до 100-1000 г/т), которые чередуются с протяженными интервалами дунитов с низкими и фоновыми концентрациями (0,03-0,1 г/т). Достоверность проведения исследований в связи с этим определялась формированием представительной выборки минералого-технологических проб во всем спектре содержаний платины, установленных в пределах рудных зон. Для лабораторных исследований и полупромышленных испытаний по стандартной методике была отобрана укрупненная технологическая проба платиносодержащих дунитов. Основным объемом аналитических исследований и технологических экспериментов были выполнены в лабораториях ОАО «Механобр-Инжиниринг», а полупромышленные испытания проведены на обогатительной установке Горного института КИЦ РАН.

Оценка технологических свойств платинометалльных руд на основе изучения «шлиховой платины» россыпей

Основным признаком рудной платиноносности зональных комплексов является наличие приуроченных к ним россыпных месторождений платины (рис. 1). Процесс россыпеобразования является отражением «естественного» (природного) гравитационного обогащения платиноме-

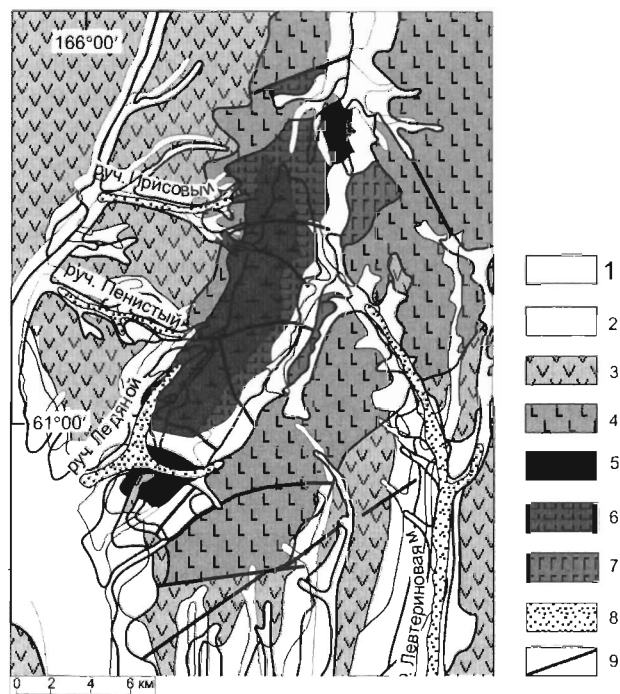


Рис. 1. Схематическая карта Гальмознанского зонального массива

1 - четвертичный аллювий; 2 - четвертичные отложения нерасчлененные; 3 - песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 - кремнистые осадочные породы, вулканокластические горные породы основного состава; 5 - дуниты; 6 - пироксены и верлиты; 7 - габбро; 8 - россыпи платины; 9 - разломы

талльных руд, поэтому установление минерального состава, морфометрических и гранулометрических особенностей распределения минералов МПГ в россыпях являлась важной составной частью проведенных минералого-технологических исследований [10, 16].

Главными минералами «шлиховой платины» россыпей, расположенных на периферии Гальмознанского массива являются сплавы системы Pt-Fe, среди которых по классификационной схеме заметно преобладает изоферроплатина (Pt_3Fe). Характерным для большинства её зерен являются пятнистые структуры обусловленные развитием и чередованием участков с различным содержанием железа. Обычными, хотя и гораздо реже встречающимися, минералами МПГ являются тетраферроплатина (Pt_4Fe), с содержанием Ir до 9,0 мас.%, никельферроплатина (Pt_2FeNi) и туламинит (Pt_2FeCu). Иногда они встречаются в виде самостоятельных зерен, но чаще образуют реакционные периферические оторочки и каймы по изоферроплатине, мощность которых составляет в отдельных случаях до 30% объема зерна. Все прочие минералы МПГ не образуют самостоя-

тельных зерен, а встречаются исключительно в виде включений в матрице железо-платиновых сплавов. Пробность «шлиховой платины» россыпных месторождений узла в среднем составляет 850, что соответствует химическому составу изоферроплатины. По минеральному составу и содержанию элементов-примесей «шлиховая платина» россыпных месторождений относится к иридисто-платиновому минералого-геохимическому типу, что является типоморфным для зональных комплексов урало-алювиального типа.

По морфологии выделений большая часть «шлиховой платины» представлена комковатыми зернами изометричной, иногда уплощенной, неправильной формы. Зерна с выраженными кристаллографическими формами характерны исключительно для мелкозернистых фракций. Для верхней части россыпей, которые расположены непосредственно в пределах Гальмознанского массива (ручьи Ледяной и Сентябрь) и вероятно примыкают непосредственно к коренному источнику, характерно преобладание неокатанных зерен «рудного» облика с противоположными, многочисленными сростками и включениями породообразующих и рудных минералов. Включения составляют до 30% объема крупных зерен и самородков «шлиховой платины» и представлены хромшпинелидами, оливином и клинопироксенами. Хромшпинелиды включений, как правило, имеют высокую хромистость и умеренную магнетизмность ($Cr_{\#} = 75-87$; $Mg_{\#} = 35-71$), что характерно для рудных хромитов в дунитах Гальмознанского массива. Оливин представлен высокомагнетизмной разновидностью (F_o 90-93), которая также является отличительной чертой дунитов ядра массива, а состав клинопироксена отвечает диопсиду.

По мере удаления от массива (река Левтыриньявая) наблюдается значительное увеличение степени окатанности зерен и уменьшение количества сростков и включений, что свидетельствует о хорошем механическом отделении платиноидов от вмещающей матрицы в процессе транспортировки. В нижней части россыпей зерна платиноидов принимают гладкие очертания с блестящими поверхностями, в углублениях которых иногда можно обнаружить крючковатые, кавернозные участки «рудного» облика с остатками зерен хромшпинелидов и оливина.

Плотность шлихового платиносодержащего концентрата, добытого при разработке россыпей, отражает общее количество сростков платиноидов с породообразующими минералами и в среднем

для месторождений ручья Ледяного составляет $17,1 \text{ г/м}^3$ (для крупных фракций $14,1-14,8 \text{ г/м}^3$), а для россыпи Левтыриньявая – $17,8 \text{ г/м}^3$. В целом морфометрические характеристики «шлиховой платины» россыпей свидетельствуют о близости коренного источника, в котором морфология выделений платиносодержащих минералов будет характеризоваться увеличением степени изоморфизма от мелких фракций к более крупным.

Результаты изучения гранулометрического состава показали, что в «шлиховой платине» россыпей, примыкающих непосредственно к массиву, преобладают зерна, размер которых превышает 500 мкм (59 мас.%). В тонких и мелких фракциях (-250 мкм) здесь находится только 7,8 мас.% платины. В «головке» россыпей значительное количество зерен «шлиховой платины» (до 20 мас.%) находится в крупных классах $+2 \text{ мм}$, а также характерно наличие самородков, максимальный вес которых достигает $1,22 \text{ кг}$. Ещё более значительным количеством платины в крупных классах характеризуются платиноносные конгломераты дунитов, которые вероятно являются элювиально-делювиальными продуктами разрушения коренного источника. По данным геологоразведочных работ ЗАО «Корякгеолдобыча» и технологических исследований проведенных ОАО «Иргиредмет», в классах крупности $+400 \text{ мкм}$ находится не менее 85 мас.% платины, при этом более 30 мас.% платиноидов имеют размер более 1 мм . На участках россыпей, расположенных на удалении от массива большая часть «шлиховой платины» (74 мас.%) находится в мелких классах крупности (-500 мкм) и практически отсутствуют платиновые самородки.

Изучение «шлиховой платины» позволило уже на начальном этапе исследований определить прогнозируемую минералого-технологическую характеристику россыпеобразующих платинометаллических руд Гальмознанского массива. Состав породообразующих и рудных включений в зернах платиноидов указывает на то, что наиболее продуктивная часть оруденения сосредоточена в рудных хромитах и дунитах массива. Морфометрические характеристики «шлиховой платины» в головке россыпей свидетельствуют о близости коренного рудного источника, в котором подавляющая часть выделений платиносодержащих минеральных форм будет отличаться высокой степенью изоморфизма. Основным продуктивным платиносодержащим минералом в руде будет изоферроплатина.

Нахождение богатых участков россыпей непосредственно в пределах массива, грануломет-

рические и морфометрические характеристики «шлиховой плагины», количество и характер сростаний платиноидов с породообразующими и рудными минералами свидетельствует о хорошей раскрываемости полезного компонента уже на начальных стадиях дезинтеграции. Значительное распространение крупных фракций минералов МПГ в россыпях (-1,0 мм) прямо свидетельствует об их наличии в платинометалльных рудах коренного источника. Максимальная крупность зерен платиноидов в руде, вероятно, будет превышать 20 мм. В соответствии с проведенными гранулометрическими исследованиями «шлиховой платины», максимум распределения платиноидов в рудах следует ожидать в средних (-0,5 +0,25 мм) и крупных (-1,0 - +0,5 мм) классах крупности, суммарный выход платины в которых может составить около 75 мас.%. Возможно смещение распределения в сторону тонких и мелких фракций (-0,25 мм), содержание которых предварительно оценивается на уровне 10-15 мас.%.

Определение качества исходной рудной массы при крайне неравномерном распределении полезного компонента

Одной из важнейших задач на начальном этапе минералого-технологических исследований являлось выявление причин крайне неравномерного (бессистемного) распределения полезного компонента в рудовмещающих образованиях и возможность их учета при определении основных технологических характеристик платиносодержащих дунитовых руд.

Для определения содержания платины в рядовых минералого-технологических пробах использовались три способа: ICP-MS, пробирный анализ и расчеты по балансу, как среднезвешенное определение пробирного анализа продуктов гравитационного фракционирования материала проб. Наиболее близкими расчетным по балансу оказались содержания платины, которые были получены в результате усреднения определений пробирного анализа по трем параллельным навескам. Однако даже между ними был установлен значительный разброс с высокими коэффициентами вариации (до 100%). Наиболее неравномерным оказалось распределение в пробах с высоким содержанием платины (14,7-50,2 г/т). Отдельный пробирный анализ фракций +0.1 мм и -0.1 мм аналитических навесок показал, что в надрешетном продукте с выходом не более 1.5 % от общей массы навески может находиться до 70 мас.% платины.

Сводный анализ результатов по выборке позволил установить, что распределение платины в крупную фракцию (М) определяется исключительно уровнем её содержанием в пробе (С). Зависимость выражается степенной функцией с высоким коэффициентом детерминации:

$$M = -0,0013 C^2 + 0,6355 C + 12,35 (R^2=0,9) \quad (1)$$

Установленная в процессе аналитических исследований закономерность, позволила сделать предварительный вывод о том, что основную неравномерность в распределение продуктивного оруденения вносят относительно крупные выделения платиносодержащих минералов, наличие которых и определяет высокие содержания платины в руде. Из этого следует, что технологические свойства продуктивной платиносодержащей минерализации в рудах с низким и высоким содержанием платины могут иметь значительные различия.

При относительно равномерном распределении полезного компонента в руде, качественные показатели исходной рудной массы для обогатительного передела могут быть определены усредненной оценкой характеристик, установленных в отдельных пробах одной представительной выборки. Для платиносодержащих дунитов, которые характеризуются крайне неравномерным распределением полезного компонента, прогнозная оценка качества исходной рудной массы может быть проведена с учетом определений показателей для всего множества относительно однородных составляющих и доли их участия.

Статистическая обработка и сводный анализ результатов опробования рудных зон Гальмознанского массива позволил установить, что подавляющая часть объема рудной массы (82%) представлена дунитами с фоновыми концентрациями платины (<0.1 г/т), вмещающими всего 6.0% продуктивного оруденения (рис. 2). Для дунитов с рядовым (0.5-2.5 г/т) и низким (0.1-0.5 г/т) содержанием платины показатели доли участия в объеме и продуктивности более сближены и составляют соответственно 3.4% и 11.2% для первых, и 11.0% - 6.4% для вторых. Основную продуктивность рудных зон (76.4%) определяют изолированные участки с высокими (ураганскими) содержаниями платины. В объеме рудной массы они составляют всего 3.6%.

Обратная зависимость между долей участия типов руд в объеме и их продуктивностью определяет принципиальные различия при расчете основных технологических показателей. Так усредненные показатели качества платиносодержащей рудной массы для обогатительного переде-

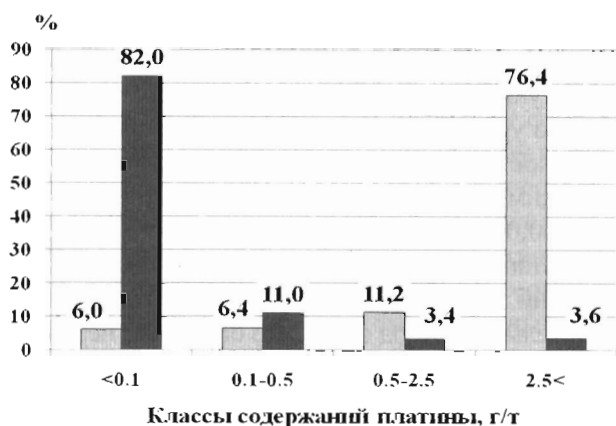


Рис. 2. Распределение руд с различным содержанием платины по объему (темное) и продуктивности (светлое)

ла (A_{cp}) могут быть рассчитаны на основе среднестатистических определений показателей в однородных выборках минералого-технологических проб с высоким (A_1), рядовым (A_2), низким (A_3) и фоновым (A_4) содержанием платины по следующей формуле:

$$A_{cp} = 0,036 A_1 + 0,034 A_2 + 0,11 A_3 + 0,82 A_4 \quad (2)$$

По результатам определения содержания платины в рядовых минералого-технологических пробах и среднего по сформированным выборкам, среднее содержание платины в исходной руде при разбросе от 0,03 до 50,2 г/т, по данной формуле оценивается в 1,21 г/т.

Для определения прогнозных показателей, характеризующих технологические свойства продуктивного платинометалльного оруденения (B_{cp}), принимается уравнение, которое соответствует установленным закономерностям распределения различных типов руд по продуктивности:

$$B_{cp} = 0,764 B_1 + 0,112 B_2 + 0,064 B_3 + 0,06 B_4 \quad (3)$$

Основные закономерности, характеризующие неоднородности внутреннего строения платиноносных рудных зон Гальмознанского массива, сформулированные в выражениях 2 и 3, позволили, опираясь на результаты изучения рядовых минералого-технологических проб, дать прогнозную оценку качества исходной рудной массы для обогатительного передела и основных технологических свойства продуктивных минеральных фаз, предполагаемых к извлечению [7, 8].

Состав платинометалльных руд

Важнейшей задачей исследований являлось определение петрологических, минералого-геохимических и технологических характеристик горных пород и руд вмещающих продуктивное

платинометалльное оруденение.

Петрографические исследования минералого-технологических проб показали, что среди дунитов рудных зон Гальмознанского массива выделяются три основные разновидности по типу микроструктуры: протогранулярный (идиоморфнозернистый), аллотриоморфнозернистый и порфинокластический. Интервалы рудных зон с фоновыми концентрациями платины (<0,1 г/т) характеризуются проявлением в дунитах всего спектра микроструктур, среди которых преобладают средне-крупнозернистые разности с аллотриоморфной структурой. Меньшим развитием пользуются идиоморфнозернистые, порфинокластические и аллотриоморфнозернистые типы с фрагментами идиоморфнозернистой и порфинокластической микроструктур. Хромиты представлены тонкой рассеянной вкрапленностью. Для руд с рядовыми содержаниями платины (0,5-2,5 г/т) преобладающими являются дуниты с аллотриоморфнозернистым типом микроструктур и ограниченным развитием порфинокластических разностей. Количество хромитовых скоплений, представленных тонкими прожилками и мелкой вкрапленностью, значительно уступает дунитам с высокими концентрациями платины.

Богатые руды с высокими содержаниями платины (>10г/т) характеризуются преобладанием дунитов с порфинокластической, порфинокластической-аллотриоморфнозернистой структурами. Значительно реже платиноносными являются неравномернозернистые аллотриоморфнозернистые дуниты со слабым проявлением (<12,5%) или полным отсутствием порфинокластических структур. Для рудовмещающих дунитов характерны повышенные концентрации рудного вещества, представленные преимущественно прожилково-вкрапленными скоплениями хромитов, иногда шлировыми обособлениями с проявлением рудных сидеронитовых структур.

По химическому составу руды характеризуются достаточно выдержанным содержанием SiO_2 (39,4 - 44,6 мас.%). В богатых рудах установлена высокая концентрация хромшпинелидов, что подтверждается максимальными содержаниями Cr_2O_3 (до 7,88 мас.%), Fe_3O_4 (до 15,63 мас.%) и Al_2O_3 (до 1,68 мас.%). Дуниты с низкими содержаниями платины отличаются повышенной магнезиальностью (MgO до 45,6 мас.%) при минимальной глиноземистости, известковистости, щелочности и титанистости.

Руды отличаются низкими концентрациями всех БМ кроме Pt. Даже в пробе с высоким со-

держанием 50,2 г/т Pt общая сумма прочих МПГ и золота не превышает 1,5 г/т. Наиболее тесно Pt связана с Ir ($R = 0,997$). Высокие значения коэффициентов корреляции также установлены с Pd (0,921), Rh (0,774), Ru (0,830), несколько ниже с Os (0,695) и Au (0,714). Распределение элементов-примесей в платинометалльных рудах Гальмознанского массива отвечает геохимическим характеристикам зональных комплексов урало-аляскинского типа, для которых характерны пониженные концентрации литофильных элементов (исключая Ba), а также V, Sc и Cu, с повышенными содержаниями Zn и Co. Геохимический ряд взаимно коррелированных признаков платинометалльной руды представлен единым конгломератом элементов-примесей: Pt, Pd, Ir, Rh, Ru, Sb, As, Bi и S, с одной стороны, и Cr, Al, Fe, Ti, Mn, Co, Zn, Ga – с другой, что отражает тесную связь формирования и локализации продуктивного платинометалльного оруденения и рудных хромитов. Однако следует признать, что корреляционная зависимость между содержаниями Cr_2O_3 и Pt хотя и очевидна, всё-таки не является определяющей (рис. 3).

Главным породообразующим минералом платинометалльных руд является оливин, который составляет до 95% объема. В резко подчиненном отношении к нему находятся хромшпинелид, серпентин, хлорит и магнетит, общее количество которых, как правило, не превышает 5%. Клинопироксен и амфибол в руде встречаются исключительно в виде отдельных зерен.

Оливин представлен зернами двух генераций: крупными порфирукластами (до 10 мм) и мелкими необластами (0,1–0,5 мм). Характерными по составу для руд являются высокомагнезиальные разновидности с интервалом содержания форстеритового минала ($F_o = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+})$) на уровне 92,4–90,0. Зерна оливина, которые находятся в ассоциации с хромшпинелидами и характерны для руд с высокими содержаниями платины, имеют выдержанный высокомагнезиальный состав. Различия между составом оливинов порфирировых выделений и мелкими зернами оливина «основной массы» фиксируются незначительными вариациями железистости. При этом крупные порфирировые выделения также обнаруживают слабо выраженную зональность по железистости, как прямую, так и обратную.

В процессе минералогических исследований установлено, что некоторые зерна оливинов содержат повышенные концентрации Ni, Cu и МПГ в количестве до 1 мас.%. Объяснение подобным фактам даёт установленная при больших увели-

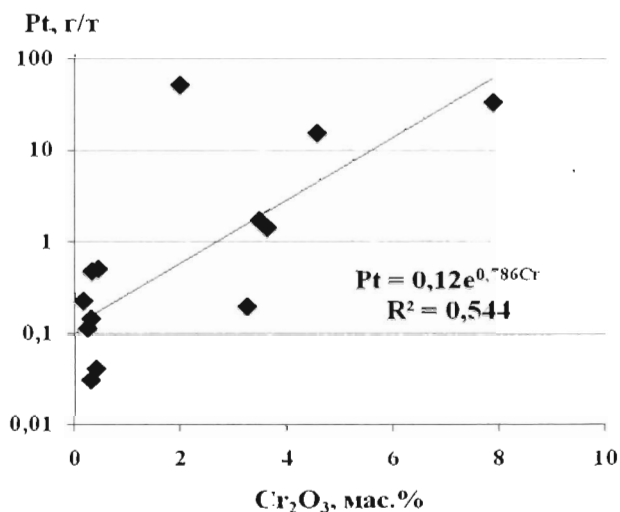


Рис. 3. Корреляционная зависимость содержания платины и Cr_2O_3 в платинометалльных рудах

чениях пористая структура породообразующих минералов рудовмещающих дунитов, в первую очередь оливинов. Поверхность отдельных зерен минерала покрыта хаотично расположенными кавернами, размер которых не превышает 5 мкм. Форма каверн чаще всего округлая, но иногда неправильная с рваными краями. Вглубь зерен поры и каверны переходят в каналы, которые в большинстве случаев являются полыми, однако часть из них заполнена серпентином или рудно-серпентиновым веществом, с тонкими включениями платиносодержащих минералов [14].

Отличительной особенностью крупных зерен оливина в рудах с высокими содержаниями Pt является наличие многочисленных флюидных микровключений, состоящих из кристаллов солей, рудных минералов и воды, размер которых не превышает 25–50 мкм. Расчетная концентрация солей рудоносного флюида в эквиваленте NaCl составляет 65–80%, температура гомогенизации – в интервале 480–520°C. В основной своей массе включения разрушены, и можно проследить все стадии выноса рудоносного флюида сначала в мелкие трещинки, а затем в межзерновое пространство с образованием более крупных скоплений.

Главный рудный минерал платиносодержащих дунитов хромсодержащие шпинели. Акцессорные хромшпинелиды, которые составляют не более 1% объема, распределены относительно равномерно и образуют три основные генерации: мелкие идиоморфные зерна в оливине, таковые же среди необласт оливина и дендритовидные и игольчатые вроски, образующие штриховку на поверхности зерен оливина. Вторая группа хромшпи-

нелидов представлена рудными хромитами, которые характеризуются исключительным многообразием морфологических и текстурных разновидностей и наиболее широко распространены в дунитах, несущих признаки перекристаллизации.

Составы хромшпинелидов в акцессорных выделениях и рудных скоплениях по основным индикаторным характеристикам (хромистость, магнетизальность, титанистость) обнаруживают значительное сходство. Характер вариаций их состава отвечает типовому тренду изменения $\text{Cr} \rightarrow \text{Fe}^3$ (при относительно небольшой изменчивости содержания Al), что соответствует переходу от субальюмоферрихромитов и субферрихромитов к субальюмохроммагнетитам и хроммагнетитам.

Результаты исследований позволяют сделать вывод, что продуктивное платинометалльное оруденение концентрируется в дунитах порфирокластического и порфирокластического-аллютриоморфнозернистого структурно-деформационного типа, для которых характерны проявления признаков перекристаллизации и значительных структурных деформаций. Несмотря на значительные колебания концентраций по типам руд, среднее расчетное содержание Cr_2O_3 составляет в них 0,62 мас.% (формула 2), что позволяет утверждать – дуниты в рудных зонах характеризуются низкой концентрацией хромшпинелидов (не более 1,5%).

При проведении минералогических исследований установлено, что подавляющее количество выделений платиносодержащих минералов тесно связано с рудными хромитами (платино-хромитовая рудная минеральная ассоциация). Наиболее крупные гнезда и скопления установлены в шлировых и прожилково-вкрапленных разновидностях, которые весьма характерны для руд с высокими содержаниями платины. Минералы МПГ, как правило, локализируются в краевых частях хромитовых обособлений на границе с вмещающими дунитами, но иногда выходят за их пределы и размещаются непосредственно в оливиновой матрице. Ксеноморфизм выделений платиносодержащей минерализации по отношению как к хромшпинелидам, так и оливину определяется их размещением в трещинах и межзерновом пространстве.

Дополнительно к этому во всех минералогических пробах была установлена тонкая вкрапленность платиносодержащих минералов, которая размещается в оливиновой матрице (рудная минеральная ассоциация платиноносных дунитов). Зерна платиноидов имеют здесь выраженные кристаллографические формы, отличаются незначительными размерами, в основном 40–80

мкм. Минеральная ассоциация характеризуется относительно равномерным распределением, как как характерна для всего объема рудной массы, как с высоким, так и низким содержанием платины.

Крайне неравномерное, бессистемное (по В.И. Смирнову) распределение платино-хромитовой минеральной ассоциации в дунитах, не позволяет дать точную количественную оценку её продуктивности. Результаты исследований позволяют предположить, что с ней связано не менее 85 мас.% платины, и соответственно только 15 мас.% определяет минеральная ассоциация платиноносных дунитов.

Основные технологические свойства продуктивной платиносодержащей минерализации

Главным платиносодержащим минералом дунитов является изоферроплатина (Pt_3Fe). Значительно уступают ей по распространенности тетраферроплатина (PtFe), сперрилит (PtAs_2), туламинит (Pt_2FeCu), никельферроплатина (Pt_2FeNi) и платино-медные сплавы (Pt,Cu). Среди прочих минералов МПГ, которые пользуются незначительным распространением и встречаются исключительно в виде включений и тонких сростков с основными платиносодержащими минералами, выделяются следующие минеральные ряды: самородные металлы и интерметаллиды (Os, Ir, Pt); сульфоарсениды – платарсит-ирарсит-холлингвортит (PtAsS-IrAsS-RhAsS); сульфиды – куперит-лаурит (PtS-RuS_2); теллуриды – мончеит-котульскит-меренскиит ($\text{PtTe}_2\text{-PdTe-PdTe}_2$) и антимониды – геверсит-толовкит ($\text{PtSb}_2\text{-PtSbS}$). В единичных находках отмечены минералы палладия – таймырит (Pd,Cu),₃Sn, кабриит Pd_2SnCu , меньшиковит $\text{Pd}_3\text{Ni}_2\text{As}_3$, звягинцевит Pd_3Pb и фрудит PdBi_2 . Изменения качественного состава минералов МПГ в руде, в целом подчиняется правилу: чем выше содержание Pt, тем более разнообразен их состав.

Основной закономерностью изменения состава платиносодержащей минерализации в рудах является значительное уменьшение составляющих изоферроплатины и тетраферроплатины (на 12 мас.%) в богатых рудах, при увеличении содержания в них туламинита, платино-медных сплавов и сперрилита. Вместе с установленным характером замещений и морфологии выделений минералов МПГ, это позволило определить общее направление изменения состава платиносодержащей минерализации в процессе рудообразования: $\text{Pt}_3\text{Fe} \rightarrow \text{PtFe} \rightarrow \text{Pt}_2\text{FeCu} \rightarrow (\text{Pt,Cu}) \rightarrow \text{PtAs}_2 \rightarrow \text{PtSb}_2$, с закономерным уменьшением со-

держания Pt в минеральных формах.

За счет значительного участия в составе платиносодержащей минерализации (52,8 мас.%) и исключительно высокого содержания платины в минерале (86,5%) основной расчетный (формула 3) выход платины в рудах Гальмознанского массива будет определяться изоферроплатиной (60 мас.%). Извлечение прочих платиносодержащих минералов - тетраферроплатины, туламинита, сперрилита и платино-медных сплавов, будет определять выход платины в соответствующих им долях 14,0; 11,0; 10,0 и 4,0 мас.%.

Контрастные технологические свойства основных породообразующих, рудных и платиносодержащих минералов дунитовых руд, приведены в таблице.

В принципе различия технологических свойств основных минералов: породообразующего – оливина и рудного – хромшпинелида, позволяет, используя различные физические методы (гравитационные, магнитные, рентгенорадиометрические), провести предварительное разделение платинометалльных руд и выделить хромитовый концентрат. Результаты их минералого-технологических исследований свидетельствуют, что предварительное разделение руды не обеспечит всей полноты извлечения платины. В качестве основных причин следует назвать: 1) крайне не-

значительная концентрация хромшпинелидов в исходной рудной массе (не более 1,5%); 2) сложная морфология выделений рудных хромитов, представленных преимущественно тонкими вкрапленностью и прожилками, что не позволяет получить крупные куски для разделения; 3) наличие сопутствующей минеральной ассоциации платиноносных дунитов определяет безусловные потери платины при проведении селективного обогащения; 4) низкая корреляционная зависимость между содержанием Pt и Cr_2O_3 в руде ($R^2 = 0,544$).

Часть платиносодержащей минерализации, которая представлена тетраферроплатиной, туламинитом и другими неупорядоченными сплавами МПГ с Fe, имеет выраженные магнитные свойства. Изоферроплатина, платино-медные сплавы и сперрилит являются парамагнетиками с низкой магнитной восприимчивостью, но вследствие образования сростков с магнитными минералами МПГ и вторичным магнетитом, также могут быть выделены в магнитных полях. Результаты магнитного фракционирования и гравитационного концентрата минералого-технологических проб, показали, что общий выход платиноидов в магнитную и парамагнитную фракции может составить около 84 мас.%. Однако, анализ остаточной магнитной восприимчивости выделенных зерен показал, что она повсеместно перекрывается по-

Таблица

Основные технологические свойства минералов платинометалльных руд

Минералы	Содержание в руде, %	Морфология выделений	Плотность, г/см ³	Микротвердость, кг/мм ²	Магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ см ³ /г	Содержание Pt, мас.%
Породообразующие минералы						
Оливин (F ₀ 92,4-90,0)	80-95	зерна (0,1-0,3мм и 3-10мм)	3,0-4,4	897-1290 (925)	0,1-18	-
Клинопироксен (диопсид)	1-2	шестоватые кристаллы (1-15мм)	3,22-3,38	-	41	-
Серпентин (хризотил-лизардит)	5-15	волокна, чешуи, пластины	2,5-2,7	-	5-20	-
Рудные минералы						
Хромшпинелиды (феррихромиты)	1-10	зерна (0,05-0,1мм и 0,4-0,6мм)	4,0-5,1	1036-1566 (1375)	36,8-267	-
Магнетит	до 2	зерна (0,1-0,3мм)	4,5-4,7	364-897 (620)	ферромагнетик	-
Платиносодержащие минералы						
Изоферроплатина Pt ₃ Fe	0,1-100,0 г/т	Самостоятельные зерна и сложные минеральные сростки	14,0-19,5	320-480 (440)	1	86,5
Тетраферроплатина PtFe				300-350 (320)	ферромагнетик	74,5
Туламинит Pt ₂ FeCu				135-175 (155)	ферромагнетик	72,8
Платино-медные сплавы, хонгшиит (Pt,Cu)				53-75 (66)	парамагнетик	52,8
Сперрилит PtAs ₂				10,5-10,7	690-1085 (890)	парамагнетик

лем магнитных свойств вмещающих хромшпинелидов и оливина, что не позволяет рекомендовать применение методов магнитной сепарации для прямого выделения продуктивной платиносодержащей минерализации.

Самым контрастным технологическим свойством, установленным в дунитах платиносодержащих минералов, является высокая плотность, вариации которой ($10,5 - 19,5 \text{ г/см}^3$) обусловлены содержанием платины в минеральной форме. Гранулометрический состав платиносодержащей минерализации в рудах с низкими и фоновыми концентрациями Pt ($< 0,1 \text{ г/т}$) отвечает тонковкрапленному характеру её распределения в дунитах. При максимальном размере до 200 мкм, средний размер зерен минералов МПГ в бедных рудах составляет 20,5 мкм, средневзвешенный - 52,0 мкм, что весьма неблагоприятно для гравитационного обогащения. Гистограмма массового распределения платиноидов имеет модальный характер с максимумом в классе 40–80 мкм (рис. 4а).

Для руд с высокими содержаниями платины ($> 2,5 \text{ г/т}$) при установленной максимальной крупности до 1,0 мм средний размер зерен составляет 52,7 мкм, а средневзвешенный - 191,7 мкм. Гистограмма массового распределения платиноидов имеет модальный характер с максимумом в гранулометрическом классе 200–400 мкм (рис. 4б).

Несмотря на значительный объем бедных руд с тонкой вкрапленностью, в соответствии с проведенными расчетами, основная часть зерен платиносодержащих минералов (60,7 мас.%) в исходной рудной массе (1,2 г/т) будет представлена классами +80 мкм, весьма благоприятными для извлечения методами гравитации. Расчетный средний размер зерен платиноидов в руде составит - 46,8 мкм, а средневзвешенный - 161,2 мкм. Прогнозный выход платиноидов в классах крупности -20 мкм, определяющих теоретические потери при применении гравитационных методов обогащения, будет составлять 13,6 мас.%.

Минералого-технологическими исследованиями установлены благоприятные условия для раскрытия основной продуктивной фазы платинометалльного оруденения. В качестве основных признаков можно выделить: 1) локализацию относительно крупных зерен платиноидов в пустотах, трещинах и межзерновых интерстициях вмещающих хромититов и дунитов; 2) отсутствие тесных срастаний платиносодержащих минералов с хромшпинелидами и оливином; 3) наличие у большинства выделений платиноидов «рубашки» из серпентина и хлорита, которая

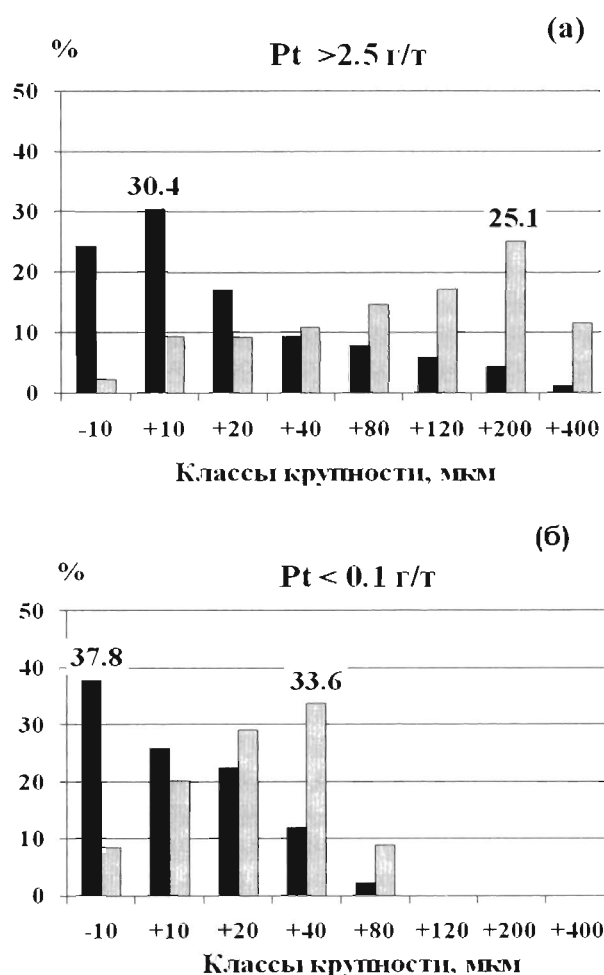


Рис. 4. Количественное (темное) и массовое (светлое) распределение зерен платиносодержащих минералов по классам крупности в рудах с высоким (а) и низким (б) содержанием платины

будет разрушаться при минимальном внешнем механическом воздействии. Именно наличие благоприятных условий для раскрытия поздней продуктивной фазы платинометалльного оруденения, вероятно, и определяет россыпеобразующий характер данного геолого-промышленного типа рудных месторождений платины.

Особенности измельчения платиносодержащих дунитовых руд определяются низкой микротвердостью платиносодержащих минералов (изоферроплатина - 440 кг/мм^2), на фоне относительно высоких показателей у вмещающих оливина (925 кг/мм^2) и хромшпинелидов (1375 кг/мм^2). Результаты моделирования процесса дезинтеграции платиносодержащих дунитовых руд с применением метода конечных элементов и анализа напряженно-деформированного состояния горной породы при разрушении в конусной дроб-

билке с неподвижной осью, показали возможность переизмельчения крупных зерен и самородков платиноидов с увеличением выхода платины в тонких классах, представляющих проблему для извлечения методами гравитации [9]. *Необходимость сохранения средних и крупных фракций платиноидов определяет стадийный процесс измельчения руды и предварительное извлечение основной продуктивной фазы платинометалльного оруденения в гравитационных концентратах на ранних стадиях дезинтеграции.*

В результате минералого-технологических исследований установлено, что важнейшей особенностью платинометалльного оруденения в дунитах зональных базит-ультрабазитовых комплексов является наличие платины исключительно в собственных свободных минеральных формах. Это позволяет рассматривать извлечения платины из дунитов как извлечение установленной платиносодержащей минерализации. Незначительные концентрации МПГ установленные в отдельных зернах породообразующих и рудных минералов, объясняются наличием очень тонких (-1 мкм) включений платиноидов в порах минеральной матрицы. Они имеют незначительное распространение и представляют на данной стадии исследований исключительно минералогический интерес. Сводный анализ технологических свойств установленной платиносодержащей минерализации позволяют рекомендовать в качестве основного метода её извлечения прямое гравитационное обогащение платинометалльных руд.

Прогноз обогатимости руд Гальмознанского массива методами гравитации составлен по результатам обогащения рядовых минералого-технологических проб на концентрационном столе СКЛ-2М. Самые высокие показатели извлечения платины (до 95,3 мас.%) установлены для минералого-технологических проб из богатых руд. Из них же получены и наиболее богатые гравитационные концентраты с содержанием платины до 3,2 кг/т. Достаточно высокий уровень извлечения (до 83,1 мас.%) показали пробы из руд с рядовыми содержаниями платины. Но гравитационные концентраты оказались относительно бедными по платине (11,6-39,8 г/т).

Зависимость извлечения платины в гравитационные концентраты (ϵ) от содержания платины в руде (α), определяется логарифмической функцией с высоким коэффициентом аппроксимации (рис. 5). Выход платины в богатые гравитационные концентраты, в первую очередь, определяется наличием в руде платиноидов в круп-

ных гранулометрических классах.

Обобщение результатов тестирования минералого-технологических проб позволило, используя установленные закономерности, определить прогнозную обогатимость платинометалльных руд Гальмознанского зонального массива гравитационными методами. Теоретически, при среднем содержании платины в руде 1,21 г/т, из них может быть извлечено не менее 86 мас.% платины.

Разработка технологической схемы обогащения платинометалльных руд

Для определения параметров технологической схемы обогащения платинометалльных руд зональных базит-ультрабазитовых комплексов был проведен комплекс лабораторных исследований и полупромышленные испытания на технологической пробе руды массой 9750 кг. Проба была отобрана бороздовым способом по полотну поверхностных горных выработок, вскрывающих рудные зоны Гальмознанского зонального массива. Рудный материал представлен крупнозернистыми дунитами, в разной степени серпентинизированными и содержащими незначительное количество прожилково-вкрапленных хромитов (менее 2%). По среднему содержанию основных петрохимических компонентов состав руды отвечает дуниту с низкой концентрацией хромитов (мас.%): SiO_2 – 42,3; MgO – 41,0; Fe_3O_4 – 10,1; Cr_2O_3 – 0,86; Al_2O_3 – 0,54; MnO – 0,25; TiO_2 – 0,03; CaO – 0,28.

Сложности, возникшие при определении содержания платины в технологической пробе руды,

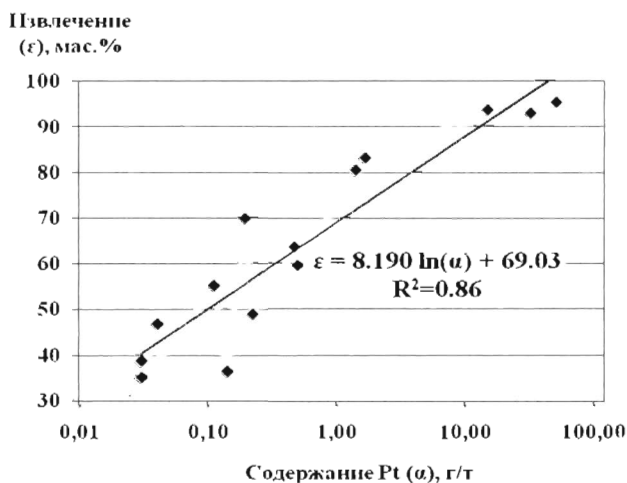


Рис. 5. Зависимость извлечения платины в гравитационные концентраты (ϵ) от её содержания в руде (α)

в полной мере отражают выраженную неоднородность её распределения в дунитовых рудах зональных базит-ультрабазитовых комплексов. Среднее содержание платины по паспорту пробы оценивалось 2,31 г/т, однако пробирный анализ стандартных навесок из нескольких рядовых проб массой 1 кг, отобранных из рудной массы после дробления и перемешивания, показал только 0,26 г/т (разброс определений 0,05-0,6 г/т). Пробирный анализ укрупненных навесок руды массой 3,5 кг, предварительно сепарированных на концентрационном столе, показал среднее содержание платины на порядок выше результатов стандартного опробования 2,45 г/т (разброс определений 0,44-5,64 г/т). По результатам балансовых расчетов обогащения всех лабораторных проб, участвовавших в проведении экспериментов, общая масса руды – 400 кг, среднее содержание платины в технологической пробе оценено в 1,6 г/т (разброс определений 0,45- 6,34 г/т).

Комплекс физических методов разделения платинометаллических руд, проведённых в укрупнено-лабораторном масштабе, включал: обогащение в тяжелых суспензиях; рентгенометрическую сепарацию; разделение в магнитных полях различной напряженности; обогащение на винтовом сепараторе; разделение отсадкой на естественной и искусственной постели; доизвлечение платины из измельченных надрешетных продуктов отсадки на винтовом шлюзе и на центробежных концентраторах типа Knelson-3 и ИТОМАК-0,1; обогащение на концентрационном столе со стадийным доизмельчением хвостов концентрации [1].

Разделение руды в тяжелых суспензиях проводилось на пробе руды весом 100 кг крупностью –50 мм с низким содержанием платины – 0,45 г/т и велось в статических условиях в механическом ведре конструкции института «Механобр» по двум классам крупности: –50 +10 мм и 10 +5 мм. Суспензия имела достаточно высокое качество при плотностях вплоть до 3,2 г/см³ полное удельное сопротивление движению эталонного шарового тела не превышало 0,12 г/см³. Содержание платины в выделенных фракциях определялось расчетным путем по результатам пробирного анализа продуктов измельчения и гравитационного фракционирования на концентрационных столах СКО-0,5 и СКЛ-2М.

В результате проведения эксперимента во фракцию с плотностью более 3,2 г/см³ была извлечена большая часть платины, как в крупной (–50 +10 мм), так и в мелкой (–10 +5 мм) части

руды. Однако повышенное содержание платины 0,19 г/т в легкой фракции с плотностью менее 3,0 г/см³, установленное как в крупной, так и в мелкой фракции, подтверждает предварительный прогноз, полученный по результатам проведения минералого-технологических исследований руд, и не позволило рекомендовать применение данного метода в технологической схеме.

Оценка возможности разделения крупнокусковой руды методом рентгенометрической сепарации платинометаллических руд была выполнена на двухручьевом рентгенометрическом сепараторе СРФ-2-100/10 на пробе массой 40 кг крупностью –50 +20 мм с содержанием платины – 0,88 г/т. Измерения кусков были проведены в режиме сепарации на ручье 1. В качестве аналитического параметра разделения было выбрано спектральное отношение хрома h_{1Cr} , учитывающее соотношение характеристических рентгеновских излучений хрома и железа в измеряемом куске. Разделение проводилось в двух вариантах, отличающихся областью регистрации рентгеновского излучения хрома. Содержание платины определялось в четырех укрупненных пробах сформированных из выделенных фракций в соответствии с уровнем концентрации Cr_2O_3 , расчетным путем по результатам пробирного анализа продуктов измельчения и гравитационного фракционирования на концентрационных столах СК()-0,5 и СКЛ-2М.

Рентгенометрическая сепарация в принципе обеспечила выделение бедных фракций и высокую степень концентрации платины в продуктах обогащения с выходом более 90% от операции. Однако наличие в руде множества вкрапленников и тонких прожилков платиносодержащих хромитов, которые дали преимущественно мелкие куски для обогащения (–20 мм), не гарантирует их полного извлечения в концентрат и снизит производительность аппаратов при применении данного метода в промышленных условиях.

Для определения целесообразности применения в технологической схеме методов магнитной сепарации в лабораторных условиях были проведены эксперименты по разделению руды в магнитных полях. Проба руды весом 32 кг крупностью – 2 мм с достаточно высоким содержанием платины 3,2 г/т обогащалась на сухом быстроходном центробежном сепараторе типа ПБСЦ 40/10 с разными магнитными системами, одна из которых обеспечивала напряженность на поверхности барабана на уровне 1300 эрстед, вторая – 3500 эрстед.

Выход платины в немагнитный продукт составил 38,9%. При попытке дополнительно раз-

делить его на сухом валковом магнитном сепараторе ПВС 28/9 при напряженности 8000 эрстед, весь продукт ушел в магнитную фракцию. Качество выделенных магнитных фракций также оказалось низким.

Эксперимент по извлечению крупной платины отсадкой с естественной постелью был проведен на отсадочной машине 2ОВМ-1 для пробы руды весом 50 кг крупностью – 10 мм с высоким содержанием платины – 6,34 г/т. Для постели был отсеян материал крупностью –10 +3 мм, загруженный на решето с плетеной сеткой 2 мм высотой около 5 см. Руда вместе с отсевом, оставшимся при подготовке постели, была пропущена через отсадочную машину равными долями в три приема. Надрешетные продукты отбирались каждый раз отдельно, а подрешетный концентрат был объединен. После окончания опытов надрешетная постель была разгружена, как отдельный продукт.

В результате разделения в крупнокусковой надрешетной и крупнозернистой подрешетной концентрат было извлечено более 97% платины. При доводке на концентрационных столах в объединенной головке оказалось 93,5% платины с содержанием около 9508 г/т. Из объединенной легкой фракции с выходом 46,4% и содержанием платины 0,35 г/т на концентрационных столах были отдельно выделены промпродукты, содержащие до 17,6 г/т платины. Результаты эксперимента свидетельствуют, что для исходной руды с высокими содержаниями платины выделение крупнозернистых легких фракций с отвальным содержанием платины невозможно.

Пробная отсадка с искусственной постелью (дробь диаметром 7 мм) была проверена в отсадочной машине 2 ОВМ-1 на пробе мелкозернистой руды крупностью - 2 мм весом 50 кг с содержанием платины – 0,96 г/т. В первом отделении отсадочной машины сетка решета была с отверстием 2 мм, во втором отделении - 1.6 мм. После проведения опытов, постель была перебрана вручную и попавший в неё материал присоединен к подрешетному концентрату.

Результаты эксперимента показали, что отсадка с искусственной постелью позволяет извлечь в подрешетный продукт около 70% платины, при этом и надрешетный продукт отсадки оказался достаточно богатым по платине и требует дополнительного измельчения и доводки. Содержание платины в нем, близко к содержанию в объединенной легкой фракции при обогащении кусковой руды отсадкой с естественной постелью, что подтверждает теоретические выводы о наличии в руде

двух продуктивных минеральных ассоциаций, значительно отличающихся по своим технологическим свойствам. В связи с необходимостью доизмельчения надрешетных легких фракций крупнозернистой отсадки (-10 мм) и надрешетного крупнозернистого концентрата для дальнейшего обогащения предпочтение в технологической схеме следует отдать отсадке с искусственной постелью для извлечения крупной платины при периодической сортировке материала постели.

Возможность прямого разделения руды на винтовом сепараторе типа MD Mineral technologies диаметром 350 мм была проверена на пробе руды массой 50 кг при крупности -2 мм и содержании твердого в пульпе на уровне 35-40%. Эффективность разделения руды оказалась низкой, так как несмотря на большой выход концентрата (22,7%) в него было извлечено только 39,1% платины. Испытания на руде меньшей крупности (-0,5 мм) не проводились, так как производительность винтовых сепараторов в этом случае слишком мала и не позволит использовать их при значительных объемах переработки рудной массы.

Для определения возможности глубокого обогащения надрешетного продукта отсадки с искусственной постелью были поставлены эксперименты по его перемелению на различных гравитационных аппаратах. Хвосты надрешетной отсадки были измельчены до крупности –0.5 мм и разделены на винтовом шлюзе ВШ-350 и центробежных концентраторах Knelson-3 и ИТОМАК-0,1. Условия работы вышеуказанных аппаратов были подобраны так, что показатели выхода концентратов во всех трех экспериментах были близки.

Лучшие результаты извлечения платины в гравитационные концентраты достигнуты на концентраторе ИТОМАК-0,1 и винтовом шлюзе ВШ-350 (более 60%). Содержания платины в доизмельченных хвостах контрольной перемелки в данном случае оказались также близкими (0,14 г/т), что позволило рекомендовать использование одного из них в технологической схеме полупромышленных испытаниях платинометаллических руд.

Для оценки раскрытия включений тонкой платины при различной степени измельчения было проведено стадийное доизмельчение хвостов концентрации с последующим разделением на концентрационном столе СКЛ-2М. Эксперимент проводился на пробе руды весом 25 кг исходной крупностью –2 мм с содержанием платины 0,615 г/т. По мере измельчения хвосты концентрации подвергались двукратному, а в заключение четырехкратному сокращению на делителе Джонса и поступали

на пробирный анализ в полном объеме.

Потери в хвостах концентрации снижались по мере их измельчения до содержания в них класса $-0,074$ мм на уровне 31,4%. Дальнейшее измельчение ухудшило разделение, что связано, вероятно, с переизмельчением платиносодержащих минералов и увеличением содержания шламов в пульпе. В целом следует отметить, что платинометалльные руды характеризуются интенсивным сокращением размеров крупных частиц уже на первой стадии измельчения, а выход тонких фракций даже при длительном измельчении сравнительно невелик, что является весьма благоприятным для гравитационного обогащения.

Результаты лабораторных исследований обогатимости платинометалльных руд определили основные принципы построения технологической схемы эффективного извлечения платины из дунитов зональных базит-ультрабазитовых комплексов сводятся к следующему: 1) крупнокусковому разделению руды с выделением платиносодержащего хромитового концентрата препятствуют значительные потери платины с легкими и малохромитовыми фракциями; 2) разделению руды в магнитных полях препятствуют значительные потери платины с немагнитной фракцией; 3) измельчение руды необходимо проводить в две стадии, чтобы предварительно извлекать относительно крупные фракции платиносодержащих минералов при минимальном количестве тонкозернистых продуктов (основная отсадка); 4) в связи с необходимостью доизвлечения тонкой платины из надрешетных продуктов, извлечение крупных фракций платиносодержащих минералов необходимо проводить с учетом возможности их периодической выборки; 5) крупность материала конечного подрешетного продукта основной отсадки для доводки должна составлять менее 1,6 мм; 6) конечное измельчение руды (максимальный размер зерен $-0,5$ мм) должно обеспечивать содержание класса крупности $-0,074$ мм на уровне 30%; 7) извлечение тонких фракций платиносодержащих минералов из доизмельченных надрешетных продуктов отсадки и промпродуктов доводки подрешетных продуктов рекомендуется организовать с непрерывным выводом концентратов и циркуляцией промпродуктов.

Апробация технологической схемы обогащения платинометалльных руд при полупромышленных испытаниях

Основной задачей полупромышленных испытаний платинометалльных руд Гальмознанского

зонального массива, характеризующихся крайне неравномерным распределением полезного компонента, являлось определение достоверного валового содержания платины в руде и показателей их обогатимости на представительном объеме технологической пробы массой 8220 кг.

Технологическая схема полупромышленных испытаний в соответствии с основными результатами минералого-технологических и лабораторных исследований включила в себя: 1) стадийное дробление исходной руды до крупности -50 мм на щековой дробилке СМД-116 и до крупности -10 мм на комбинированной дробилке СМД-115; 2) измельчение дробленой руды в стержневой мельнице; 3) первичная отсадка на отсачной машине 2ОВД-1; 4) грохочение надрешетных продуктов отсадки и циркуляционных потоков второй стадии измельчения на вибрационном наклонном грохоте ГЖ-1; 5) двойную классификацию подрешетного продукта грохота на гидроциклонах диаметром 50 мм, обеспечивающих сброс тонких шламов; 6) доизмельчение класса $+0,48$ мм в шаровой мельнице МШР900х900 мм; 7) обогащение грубозернистых песков первой стадии классификации на винтовом шлюзе ВШ-500 и тонкозернистых песков второй стадии гидроциклонирования на винтовом сепараторе диаметром 350 мм; 8) доводку концентратов винтовых аппаратов, а также подрешетных продуктов отсадки на концентрационных столах СКО-2 и СКО-0,5.

Переработка платинометалльных руд производилась при производительности 500-600 кг/ч на материале крупности 10 мм. Пробные запуски показали, что стержневая мельница 900х900 мм имеет избыточный объем и переизмельчает руду перед основной отсадкой. Для закругления руды до крупности 2-3 мм у мельницы было снижено число оборотов и уменьшена стержневая нагрузка, что позволило нормализовать измельчение в первой стадии. Надрешетный продукт отсадки и циркуляционная нагрузка шаровой мельницы направлялись на вибрационный грохот ГЖ-1. В шаровую мельницу подавался надрешетный продукт грохота, с которым шаровая мельница работала в замкнутом цикле.

В полупромышленных условиях удалось выполнить требования по измельчению руды, рекомендованные на основании лабораторных испытаний – максимальная крупность зерен руды в питании основной отсадки на уровне 3-4 мм; конечная крупность измельчения $-0,48$ мм; содержание класса $-0,074$ мм в разгрузке шаровой мельнице 27%.

Подрешетный продукт основной отсадки был подвергнут двойной перечистке на отсадочной машине, а затем на концентрационных столах СКО-2 и СКО-0,5. Окончательная доводка черновых гравитационных концентратов, полученных в полупромышленных условиях, и продуктов зачистки производилась на концентрационном столе СКЛ-2М с выделением головок весом не более 50 г, которые полностью передавались на пробирный анализ. Хвосты доводок сокращались до 100 г и также подвергались пробирному анализу, что позволило обеспечить высокую точность определения содержания платины в продуктах обогащения.

Главным результатом испытанной технологической схемы стало получение весьма бедных отвалных хвостов и выделение значительной доли платины в богатые шлиховые концентраты, которые могут быть доведены до более высоких содержаний. Наиболее богатыми, содержащими соответственно 864,27 г/т и 2539,63 г/т платины, оказались продукты, накопленные в постели отсадочной машины и выделенные из разгрузочного зумпфа стержневой мельницы. Извлечение платины в 2,9 кг промпродукта составило здесь почти треть от исходного количества в пробе (27,3%). Значительное количество платины (19,7%) также выделено при зачистке стержневой мельницы, в которой после испытаний осталось 46,87 кг промпродукта с содержанием платины 58,3 г/т.

Более половины выделенной платины (55,7 мас.%) оказалось в крупных фракциях +0,5 мм, а массовая доля платины в классах крупности -0,1 мм, несмотря на значительное количество мелких и тонких зерен минералов МПГ (49,6%), составила только 3,4 мас.%. Значительное количество платины (32,6%) оказалось связано с достаточно крупными выделениями минералов МПГ и отобрано при доводке гравитационных концентратов вручную. Установлено три мелких самородка платино-железистых сплавов размером более 3 мм, имеющих выраженную изометричную форму и следы противотпечатков вмещающих минералов.

При измельчении в одну стадию (0,5 мм) выход фракций, неблагоприятных для извлечения гравитационными методами, составлял 39,3 мас.%, что свидетельствует о значительном переизмельчении основной продуктивной фазы руднения. При переработке руды по разработанной технологической схеме в средние и крупные фракции (+400 мкм) выделено 70,1 мас.% платиносодержащей минерализации. В тонких и мелких классах крупности (< 100 мкм) при этом оказалось только 3,4 мас.% платиноидов. В целом из

руды со средним содержанием платины 1,69 г/т богатый (1,8% Pt) гравитационный концентрат извлечено 87,9% платины. В бедные гравитационные концентраты с содержанием 14,1 г/т дополнительно выделено 6,1% платины. При выходе хвостов 99,26% от исходной массы руды, потери платины с ними составили только 6%.

Разработанная и апробированная в полупромышленных условиях технологическая схема обогащения платинометалльных руд Гальмознанского массива (рис. 6) предложена к внедрению при строительстве обогатительной фабрики, условная производительность которой определена владельцем лицензии на разработку (ЗАО «Корякгеолдобыча») в 5 млн тонн руды в год. Сводные результаты технико-экономических расчетов показали, что полная себестоимость добычи и переработки 1 тонны платинометаллической руды составит 694,1 рубля. Полная себестоимость производства 1 грамма платины оценивается в 475 рублей.

Выводы

1. Платинометаллические руды зональных базит-ультрабазитовых комплексов представлены дунитами, для которых характерно проявление признаков перекристаллизации, высокотемпературных структурных деформаций и интенсивной флюидной проработки. Низкие и фоновые содержания платины (>0,5 г/т) определяются наличием в дунитах мелких и тонких (классы крупности -80 мкм) идиоморфных зерен платиноидов, относительно равномерно распределенных в общем объеме руды (рудная ассоциация платиноносных дунитов). Высокие, в отдельных случаях ураганные, содержания платины (до 1 кг/т) связаны с крупными ксеноморфными выделениями платиноидов, которые концентрируются преимущественно в краевых частях хромититовых обособлений, но иногда располагаются и непосредственно во вмещающих их дунитах (платино-хромитовая рудная ассоциация).

2. Важнейшей особенностью платинометаллического оруденения зональных базит-ультрабазитовых комплексов является наличие платины исключительно в собственных свободных минеральных формах, основными из которых (85%) являются платино-железистые сплавы (изоферроплатина, тетраферроплатина и туламинит) с незначительным количеством сперрилита (10%), платино-медных сплавов (4%) и прочих минералов МПГ (1%). Технологические свойства, гранулометрический состав и хорошая раскрываемость установленной платиносодержащей минерализации по классу + 80 мкм, определяют воз-

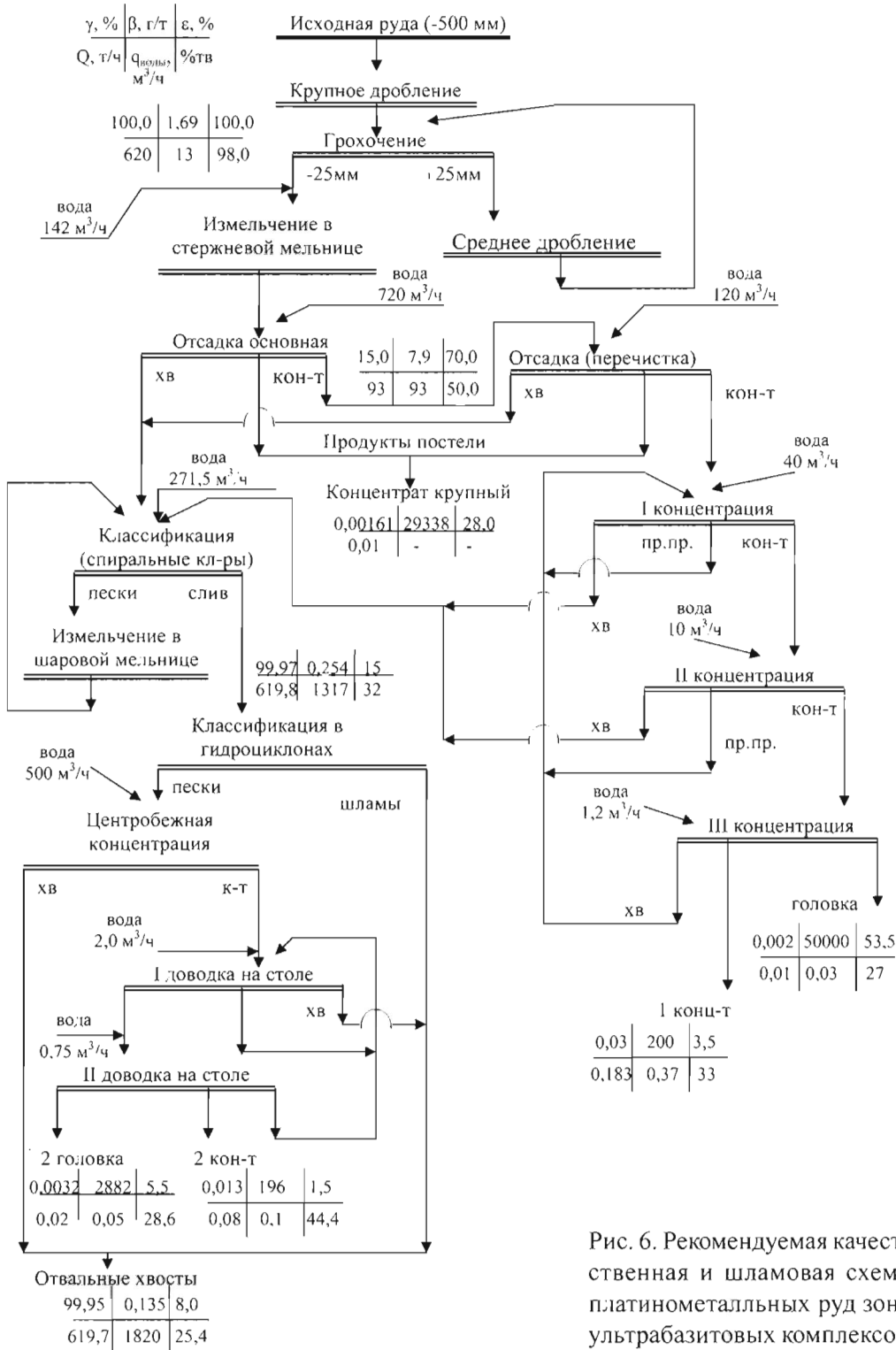


Рис. 6. Рекомендуемая качественно-количественная и шламовая схема обогащения платинометаллических руд зональных базит-ультрабазитовых комплексов

возможность обогащения руд гравитационными методами без предварительного выделения хромитового концентрата.

3. Полнота извлечения платины будет обеспечиваться двухстадийным измельчением руды с последовательным выделением в гравитационные концентраты на первом этапе основной продуктив-

ной фазы оруденения, представленной средними и крупными фракциями платиноидов, а на втором - платиноидов в мелких и тонких классах крупности сопутствующей продуктивной фазы оруденения.

4. Уровень извлечения платины из платиносодержащих дунитовых руд будет определяться количеством продуктивных участков (гнезд) с

аномально высокими (ураганскими) содержаниями платины. При среднем содержании платины в руде 1,21 г/т, гравитационными методами из нее может быть извлечено не менее 86 мас.% платины. При организации стадийного измельчения руды и межциклового извлечения крупной фракции платиносодержащей минерализации, значительная её часть (не менее 85%) может быть выделена в богатые гравитационные концентраты с содержанием платины более 1 кг/т.

5. Разрабатанная и апробированная в полупромышленных условиях технологическая схема обогащения платиносодержащих дунитовых руд

позволяет извлекать из них до 94% платины. Укрупненные технико-экономические расчеты возможности освоения платинометаллических руд Гальмознанского зонального массива на Камчатке показали, что себестоимость производства 1 грамма платины составляет 475 рубля.

6. Проведение комплекса минералого-технологических исследований данного вида платиносодержащего сырья на Среднем Урале позволяет рассчитывать на открытие и освоение уникальных рудных месторождений платины, прогнозный потенциал которых может быть сопоставим с её запасами в комплексных рудах Норильского района.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Богданович А.В., Петров С.В., Назимова Ю.В. и др.* Особенности обогащения минерального сырья с высокой неравномерностью распределения полезных компонентов (на примере платиновых руд) // Обогащение руд. 2010. № 4. С. 3-8.
2. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. Ч. 4. Обзор районов добычи платины на Урале. Л.: КЕПС АН СССР, 1925. 629 с.
3. *Додин Д.А., Додина Т.С., Золоев К.К. и др.* Платина России: состояние и перспективы // Литосфера. 2010. № 1. С. 3-36.
4. *Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. Л., 1928. Вып. 108. 56 с.
5. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 1997. 488 с.
6. *Козлов А.П.* Платинометаллические месторождения Сейнав-Гальмознанского рудного узла (Корякия) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2007. № 5. С. 47-51.
7. *Козлов А.П.* Прогнозная обогатимость платинометаллических руд на основе минералого-технологических исследований (Гальмознанский массив, Камчатка) // Маркшейдерия и недропользование. 2009. № 2. С. 62-65.
8. *Козлов А.П.* Минералого-технологическая характеристика россыпьеобразующих платинометаллических руд зональных базит-ультрабазитовых комплексов // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2009. № 15. С. 529-539.
9. *Козлов А.П.* Применение метода конечных элементов при моделировании процесса дезинтеграции платиносодержащих дунитовых руд // Маркшейдерия и недропользование. 2010. № 1. С. 21-25.
10. *Козлов А.П., Чантурия В.А.* Платиносодержащие дунитовые руды и их обогатимость. М.: ИИЖОН РАН, 2009. 148 с.
11. *Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В.* Месторождения платиновых металлов. СПб.: Недра, 2002. 297 с.
12. *Петров Г.В., Грейвер Т.Н., Лазаренков В.Г.* Современное состояние и технологические перспективы производства платиновых металлов из хромитовых руд. СПб.: Недра, 2001. 199 с.
13. *Разин Л.В.* Промышленно-перспективный минерально-сырьевой потенциал Уральского Платиноносного пояса. М.: Университетская книга, 2008. 172 с.
14. *Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Козлов А.П., Чубаров В.М.* Коренная минерализация массива Гальмознан, Корякия (Урало-Аляскинский тип) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: 2009. Т. 2. С. 189-193.
15. *Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д.* Геологические особенности рудопроявлений платины Светлогорского и Каменушинского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: 2009. Т. 2.
16. *Толстых Н.Д., Сидоров Е.Г., Видик С.В. и др.* Минералого-геохимические особенности минералов платиновой группы россыпного месторождения р. Левтыриньякам // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный Мир, 2001. С. 94-114.
17. *Чантурия В.А., Козлов А.П., Толстых Н.Д.* Дунитовые руды – новый вид платиносодержащего сырья // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2011. № 1. С. 553-566.

НОВЫЕ МЕТОДЫ ПОВЫШЕНИЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ ИЗ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

В.А. Чантурия, Т.Н. Матвеева, Т.В. Недосекина, Т.А. Иванова

УРАН Институт проблем комплексного освоения недр РАН, (УРАН ИПКОН РАН) г. Москва

Основным источником металлов платиновой группы (МПГ) в России являются богатые и вкрапленные медно-никелевые руды, сосредоточенные в месторождениях Норильского района. Платиновые минералы в этих рудах отличаются малыми размерами и слабой раскрываемостью, степень измельчения достигает 85% класса - 0,04 мм, что сопровождается образованием большого количества шламов, являющихся источником потерь ценных компонентов при флотации. В качестве основных собирателей при обогащении Cu-Ni руд используются бутиловый аэрофлот и ксантогенат. Для повышения извлечения пентландита и МПГ на Норильских фабриках внедрен реагент ДП-4 (маслорастворимый сульфонат кальция в виде 5 % добавки в дизельное топливо). Однако, потери МПГ с отвальными хвостами составляют 20-25 %. Успешное решение вопросов флотационного обогащения минерального сырья и глубины его переработки во многом определяется разнообразием и свойствами реагентов-собирателей. Образующиеся в продуктах обогащения шламы плохо флотируются при использовании даже сильных собирателей. Для их извлечения требуется разработка специальных методов концентрирования.

В данной статье приведены результаты исследований новых селективных собирателей и методов концентрирования МПГ из тонких классов платиносодержащих продуктов. Научная основа исследования заключается в поиске из числа органических реагентов, экстрагентов, сорбентов и флотореагентов тех комплексообразователей, которые способны к формированию устойчивых комплексных соединений с платиноидами в условиях флотации, т.е. в нейтральной или слабощелочной водной среде. В аналитической химии платиновых металлов в качестве реагентов, содержащих функциональные группы селективные к платиноидам, находят применение большое число высокочувствительных и высокоизбирательных органических соединений на основе O, S, N-содержащих составляющих. Однако большинство аналитических методов определения платиноидов предполагают использование сильноокислой среды или среды органических растворителей,

повышенной температуры или давления. Перед нами стояла задача выявить те реагенты-комплексообразователи, которые способны образовывать устойчивые соединения с платиноидами в нейтральной или слабощелочной водной среде, и оценить их собирательные свойства по отношению к МПГ при флотации платиносодержащих руд.

Для доизвлечения платиноидов из тонких классов были исследованы термоморфные полимеры, синтезированные на основе изопропилакриламида и акрилоксисуцинимида, которые при нагревании переходят из водорастворимого в твердое состояние и приобретают гидрофобные свойства [1]. В настоящее время применение термоморфных полимеров распространено в методиках аналитической химии. В практике обогащения руд термоморфные полимеры не применяются. На наш взгляд, термоморфные полимеры являются перспективными реагентами для создания метода концентрирования МПГ из продуктов, обогащенных шламами платиносодержащих минералов. Способность термоморфных полимеров к изменению агрегатного состояния при нагреве системы позволит обеспечить однородность обработки рудных материалов водорастворимым полимером и повысит эффективность собирательного и флокулирующего действия реагента при нагреве. Селективность полимера к МПГ может быть обеспечена введением в их молекулу функциональных групп реагентов способных к образованию комплексных соединений в нейтральной или слабощелочной водной среде [2].

В качестве флотореагентов, селективных по отношению к благородным металлам за счет образования труднорастворимых комплексных соединений, в УРАН ИПКОН РАН предложено использовать модифицированные растворы известных сульфгидрильных собирателей – ксантогената и диэтилдитиокарбамата, в состав которых входят неионогенные компоненты, обладающие гидрофобизирующей способностью и комплексообразующими свойствами по отношению к платиноидам и золоту [3-5]. Исследование циклических пропилен- (ПТТК) и бутилен- (БТТК) тритиокарбонатов, входящих в состав модифицированных

растворов ксантогената, и S- эфира дитиокарбаминовой кислоты (реагент ОПДЭДТК), показало, что эти неионогенные реагенты обеспечивают положительный эффект при флотации сульфидных руд и, благодаря наличию в их молекуле атомов серы, азота и двойной связи, способны к образованию координационной связи с металлами. Результаты исследования комплексообразования ОПДЭДТК с платиной в условиях флотации показали возможность образования устойчивого трудно растворимого в воде комплексного соединения [6].

Объекты и методы исследования

В качестве объектов исследования были выбраны сульфидные минералы (пирротин, халькопирит, пентландит) и пробы Cu-Ni руды, на которых были испытаны следующие комплексообразующие реагенты: этилглюциламин (ЭГЭА), бензилглюцилкарбазид (БГСК), диизобутилдитиофосфинат натрия (ДИФ), меркаптобензотиазол (МБТЗ), пропиленитриокарбонат (ПТТК) в составе модифицированного ксантогената, оксипропиловый эфир дитиокарбаминовой кислоты (ОПДЭДТК).

Методика получения пирротина с металлической платиной на поверхности

Для того чтобы быстро и эффективно определить способность образования комплексных соединений с платиной в условиях флотации и оценить их собирательные свойства у широкого круга аналитических реагентов, экстрагентов, сорбентов и флотационных реагентов, была разработана оригинальная методика. Согласно этой методике чистую (содержание Fe-59%, S-38,1%, Ni<0,03%, Cu<0,04%) мономинеральную фракцию пирротина, крупностью -0,16+0,063 мм обрабатывали раствором платинохлористоводородной кислоты (ПХВК) $\cdot \text{H}_2[\text{PtCl}_6] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (100 мг/л). По изменению концентрации катионов Pt в растворе после перемешивания с навеской минерала было определено, что на 1 г пирротина закрепляется 0,135 мг Pt, которая прочно удерживается на поверхности минерала. Остаточную концентрацию платины в растворе после восстановительной адсорбции определяли фотометрически с хлоридом олова. Было установлено, что при контакте с раствором ПХВК на поверхности пирротина образуются островки металлической платины, о чем свидетельствуют изображения, полученное с помощью аналитического сканирующего электронного микроскопа (АСЭМ).

Методика флотации

Для мономинеральной флотации использова-

ли порошки минералов крупностью -0,16+0,063 мм. Навеску минерала (1 г) флотировали в камере объемом 25 мл в среде боратного буфера (рН 9,2), в качестве вспенивателя использовали метилизобутилкарбинол (МИБК).

В опытах с использованием термоморфного полимера навеску минерала крупностью -0,063+0,04 мм перемешивали в стакане с раствором полимера заданной концентрации в течение 5 минут при комнатной температуре, затем суспензию нагревали до 35-38°C, переносили во флотокамеру и флотировали, добавляя вспениватель, в среде боратного буфера (рН 9,2).

Пробу руды (300 г) измельчали в шаровой лабораторной мельнице до крупности 67 % класса -0,04 мм, переносили во флотокамеру объемом 1 л и после 20-ти минутной аэрации с бутиловым аэрофлотом флотировали медный концентрат. Хвосты медной флотации с помощью пульподелиителя разделяли на 4 равные части. Полученные продукты использовали для проведения флотации во флотационной камере объемом 250 мл.

Лабораторные эксперименты по флотации богатой медно-никелевой руды проводили на исходной пульпе, отбираемой на фабрике в день проведения эксперимента, с использованием флотационных машин механического типа с объемами камер - 3,0; 1,0; 0,75; 0,5 дм³ в замкнутом цикле по схеме, представленной на рисунке 8. В рудной флотации использовали оборотную воду Талнахской обогатительной фабрики.

Синтез термоморфного полимера

Синтез термоморфного полимера проведен на основе изопропилакриламида и акрилоксисуцинимиды, растворенных в трет-бутаноле, с добавлением инициатора полимеризации. Полученный полимер растворяли в тетрагидрофуране, добавляли реагент-комплексообразователь и перемешивали магнитной мешалкой при комнатной температуре в течение 24 часов, после чего полимер высаживали гексаном, отфильтровывали и высушивали на воздухе [2]. Переход полимера в твердую фазу определяли визуально по помутнению раствора при нагревании. Определено, что все синтезированные полимеры переходят из водорастворимого в твердое состояние при температуре 33°C.

Методика изучения флокулирующих свойств термоморфных полимеров

Для получения продукта обогащенного шламами, хвосты медной флотации богатой Cu-Ni руды доизмельчали до крупности 85 % класса -0,04

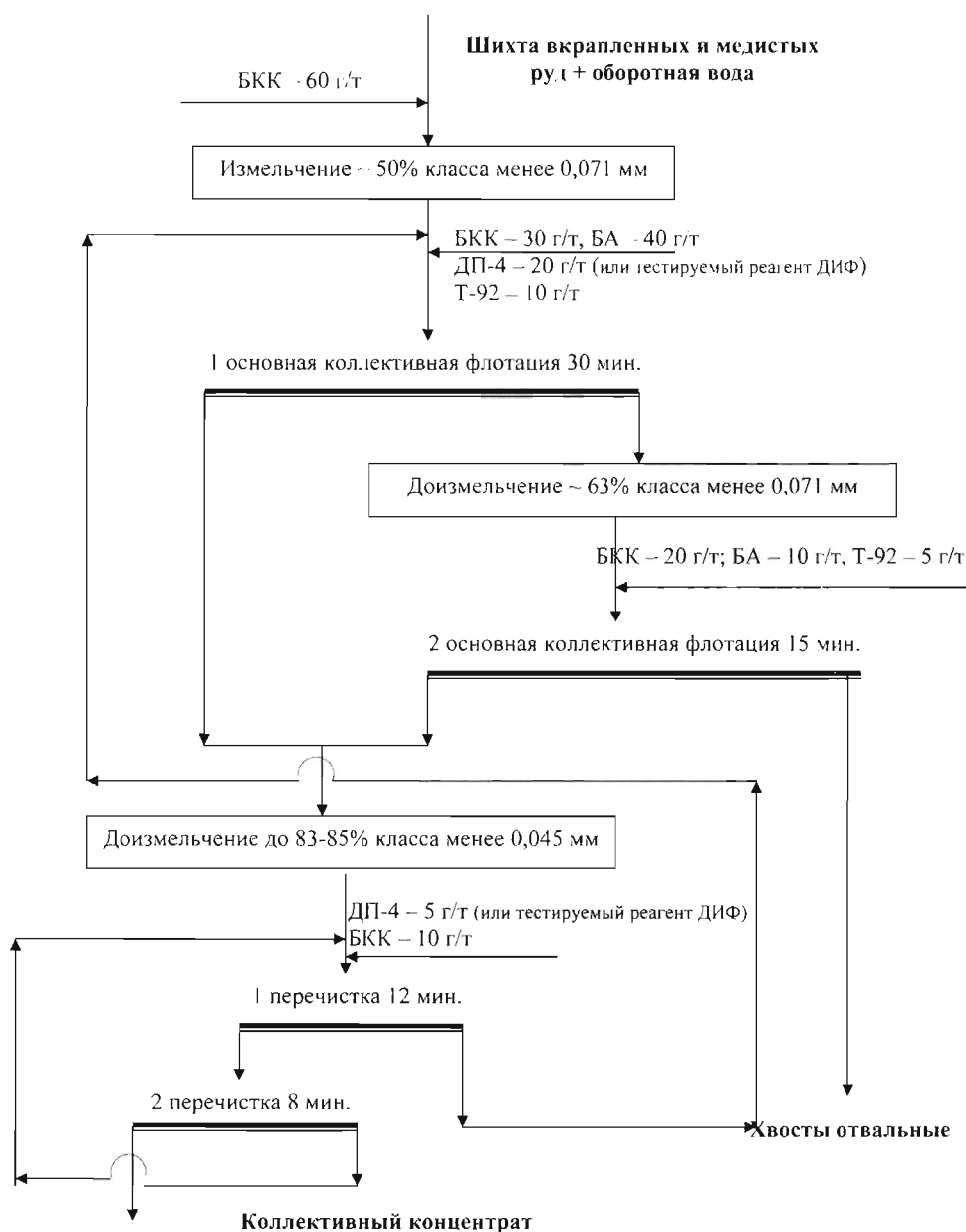


Рис. 8. Технологическая схема флотационных опытов, проведенных по существующей технологии коллективного цикла обогащения шихты вкрапленных и медистых руд на НОФ в режиме замкнутого цикла

мм. Доизмельченные хвосты перемешивали с раствором полимера при комнатной температуре в высоком стеклянном стакане, а затем, не выключая мешалку, нагревали до температуры 38-40°C. По достижении нужной температуры пульпы, останавливали мешалку и через время, необходимое для осаждения частиц крупнее 40 микрон, декантировали жидкую фазу. Скорость осаждения частиц крупнее 40 микрон определяли по формуле:

$$V = 5450 (d - 1) d^2, \text{ г/л}$$

V – скорость падения, см/сек; d – плотность минерала, г/см³; d – диаметр частиц, см.

Обсуждение результатов

Исследование адсорбции реагента ДИФ на платине, нанесенной на поверхность сульфидного минерала

Наличие в молекуле ДИФ (диизобутилдитиофосфината) -SH группы, водород которой может замещаться на металл, а также атомов S и P обуславливает способность этого реагента давать с МПГ внутрикомплексные соединения в низшей валентности. Установлено, что взаимодействие диизобутилдитиофосфината натрия с ионами платины протекает с достаточной для флотации скоростью в

разбавленных водных растворах без нагревания. В интервале pH 4–9 скорость реакции образования диизобутилдитиофосфината Pt максимальна. Твердое устойчивое, труднорастворимое комплексное соединение диизобутилдитиофосфинат Pt [(изо- C_4H_9) $_2PS_2$] $_2$ было синтезировано и выделено. Найдены его спектрофотометрические характеристики, установлен химический состав образовавшегося комплекса и условия ТСХ-анализа [6].

Для выяснения возможности закрепления реагента ДИФ на выделениях платины навеску минерала, активированного Pt, перемешивали в течение 3,5 мин с 0,1 % раствором ДИФ при pH 7,5, дважды промывали водой и сушили на воздухе. Исследование частиц с помощью сканирующей АСЭМ микроскопии показало, что после контакта минерала с раствором ДИФ на округлых выделениях металлической Pt отмечены более темные участки, спектр которых содержит пик P, S и значительное количество C (рис. 1). Это обстоятельство может указывать на адсорбцию ДИФ на Pt. На еще более темных участках поверхности, содержащих предположительно сульфид Pt, сорбция ДИФ не зафиксирована, так же как и на поверхности самого сульфида.

Вещество, образовавшееся на поверхности искусственно нанесенной платины, исследовали с помощью тонкослойной хроматографии. Десорбцию соединений с поверхности активированного платиной сульфида до и после контакта с реагентом ДИФ проводили смесью четыреххлористого углерода и диметилформамида (дмф). Растворы реагентов-свидетелей ($Na_2[PtCl_6] \cdot 6H_2O$, $H_2[PtCl_6] \cdot 6H_2O$, синтезированные $[Pt(изо-C_4H_9)_2PS_2]_2$) и дисульфид ДИФ, а также экстракт соединений, удаленных с поверхности минерального порошка до контакта с реагентом ДИФ, наносили капилляром на хроматографическую пластинку, которую элюировали в камере со специально подобранной смесью органических растворителей. Состав растворителей подвижной фазы (ПФ) (бензол:четырехлористый углерод:этанол при соотношении 7:2:1) обеспечил разделение дисульфида и комплексного соединения с платиной на пластинке.

Полученные хроматограммы проявляли раствором $SnCl_2$ и в парах иода. При проявлении хроматограммы раствором $SnCl_2$ пятна на пластинке, отвечающие веществам, содержащим Pt, окрашиваются в красный цвет. Одно из пятен отвечает синтезированному твердому соединению $Pt[(изо-C_4H_9)_2PS_2]_2$. Расположение на пластинке пятен, соответствующих соединению ДИФ с Pt, синтезированного и экстрагированного с повер-

хности минерала, подтверждает идентичность этих соединений (рис. 2). Таким образом, установлено, что соединение, содержащее Pt, S, P и C, закрепившееся на выделениях металлической Pt после контакта с реагентом ДИФ, идентично с синтезированным $[Pt(изо-C_4H_9)_2PS_2]_2$.

Исследование флотуемости образцов Cu-Ni сульфидов модифицированным собирателем

С целью изучения сорбционных и флотационных свойств реагента ОПДЭДТК были проведены эксперименты на платиносодержащей сульфидной Cu-Ni пробе, измельченной до крупности -0,1+0,063 мм. Флотацию проводили в лабораторной флотомашине в течение 3-х минут при различных расходах реагентов-собирателей с добавлением вспенивателя МИБК (метилизобутилкарбинола). Расход ОПДЭДТК и БКс изменяли от 50 до 240 г/т. При использовании смеси этих собирателей подавали 100 г/т ксантогената, а расход ОПДЭДТК варьировали от 60 до 160 г/т.

В результате флотационных экспериментов (рис. 3), установлено, что ОПДЭДТК при расходе 160 г/т позволяет получить более высокий выход флотационного концентрата (60%) по сравнению с ксантогенатом (48,4%), Увеличение расхода ОПДЭДТК до 160 г/т в присутствии ксантогената (100 г/т) приводит к повышению выхода до 78,6 %, что на 18,6% выше по сравнению с флотацией одним ОПДЭДТК и на 30,2% по сравнению с ксантогенатом. Таким образом, показана эффективность использования ОПДЭДТК в качестве дополнительного к ксантогенату собирателя для улучшения флотуемости Pt-Cu-Ni руд.

Анализ сорбционной активности модифицированного ксантогената при флотации платиносодержащих сульфидов показал, что бутилентрикарбонат (БТТК), входящий в состав модифицированного ксантогената, адсорбируется на поверхности Pt-содержащих сульфидных минералов наряду с ксантогенатом (табл. 1). Максимальная сорбция компонентов модифицированного раствора, как БТТК, так и БКс наблюдается на пентландит-пирротиновой пробе с повышенным содержанием Pt и Pd, при этом на пирротине сорбция БТТК не происходит, ксантогенат сорбируется менее чем на 20%.

Максимальная сорбция БТТК на Ni-Fe пробе с высоким содержанием МПГ, полное отсутствие сорбции БТТК на пирротине, не содержащем МПГ, и избирательность действия алкилентриокarbonатов при флотации является основанием для применения этих реагентов в качестве дополнительных к ксантогенату собирателей при фло-

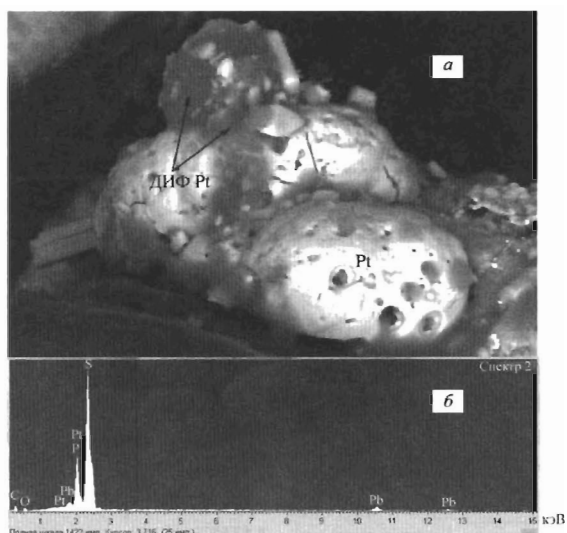


Рис. 1. Реагент ДИФ, закрепившийся (в виде темной пленки) на округлых выделениях металлической платины (а); рентгеновский спектр выделения металлической платины с закрепившимся фосфорсодержащим реагентом ДИФ

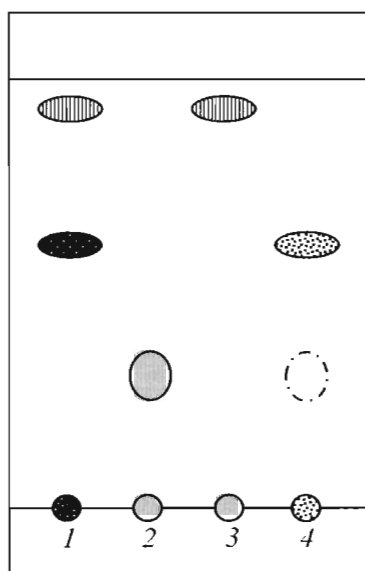


Рис. 2. Идентификация соединения ДИФ с платиной и соединения, образовавшегося на поверхности платины, после контакта с ДИФ на хроматографической пластинке
 1 - осадок, полученный при взаимодействии ДИФ с Pt; 2 - ДИФ; 3 - дисульфид ДИФ; 4 - экстракт с поверхности минерала. Разделение в смеси растворителей- бензол: CCl_4 ; этанол 7:2:1. Проявитель $SnCl_2$

тации Pt-содержащих сульфидных и малосульфидных руд и промпродуктов.

Анализ изменения технологических показателей при флотации исследуемых проб минералов свидетельствует о повышении извлечения

ценных компонентов при использовании модифицированного ксантогената по сравнению со стандартным режимом флотации.

На графиках зависимости извлечения металлов от расхода реагентов кривые извлечения Pt, Pd, Cu и Ni при использовании модифицированного собирателя идут выше аналогичных кривых при флотации обычным ксантогенатом (рис. 4).

Исследование взаимодействия металлической платины с комплексообразующими реагентами

Для изучения процесса взаимодействия металлической Pt с реагентами-комплексообразователями использовали пирротин с нанесенной Pt по описанной выше методике, и природный пирротин без платины. Увеличение выхода в концентрат флотации активированного платиной пирротина по сравнению с выходом природного пирротина свидетельствовало об образовании соединения исследуемого реагента с Pt, а величина выхода характеризовала собирательные свойства этого соединения. Методом мономинеральной флотации пирротина исследованы флотационные свойства ряда комплексообразующих реагентов: этилтиоэтиламин (ЭТЭА), бензилтиокарбазид (БТСК), диизобутилдитиофосфинат натрия (ДИФ), меркаптобензотиазол (МБТЗ). Результаты флотации с этими реагентами представлены на рисунке 5. Из рисунка 5 видно, что только в присутствии реагентов ЭТЭА и ДИФ выход пирротина с Pt на поверхности выше, чем выход пирротина, не содержащего Pt. Причем для реагента ДИФ разница в выходе составила 10%, а для реагента ЭТЭА - 15%. Более высокая флотируемость

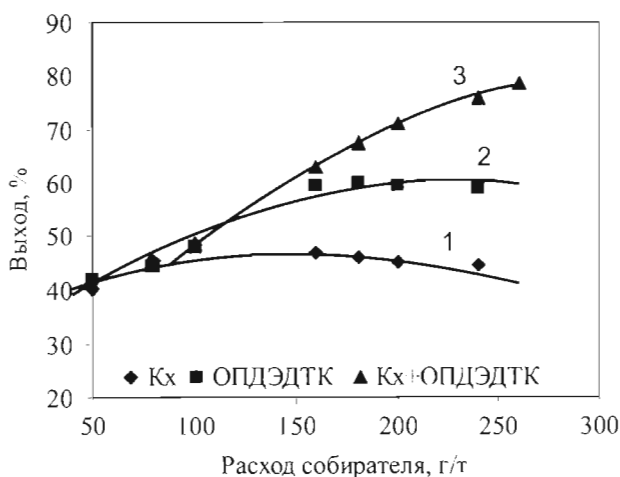


Рис. 3. Флотация пентландит-пирротиновой пробы в зависимости от расхода ксантогената (1), ОПДЭДТК (2) и их смеси (3)

Таблица 1

Результаты сорбции компонентов модифицированного раствора ксантогената на минеральных пробах

Объект исследования	Концентрация в жидкой фазе, мг/л		Адсорбция			
	БТТК	БКс	БТТК		БКс	
			мг/г	%	мг/г	%
Исходный раствор	3,11	66.76	-	-	-	-
Пирротин	3,11	33.01	0	0	0.675	50.6
Халькопирит	2.91	15.95	0.0046	6.2	1.016	76.1
Пентландит+пирротин	2.12	0	0,023	31.7	1.335	100

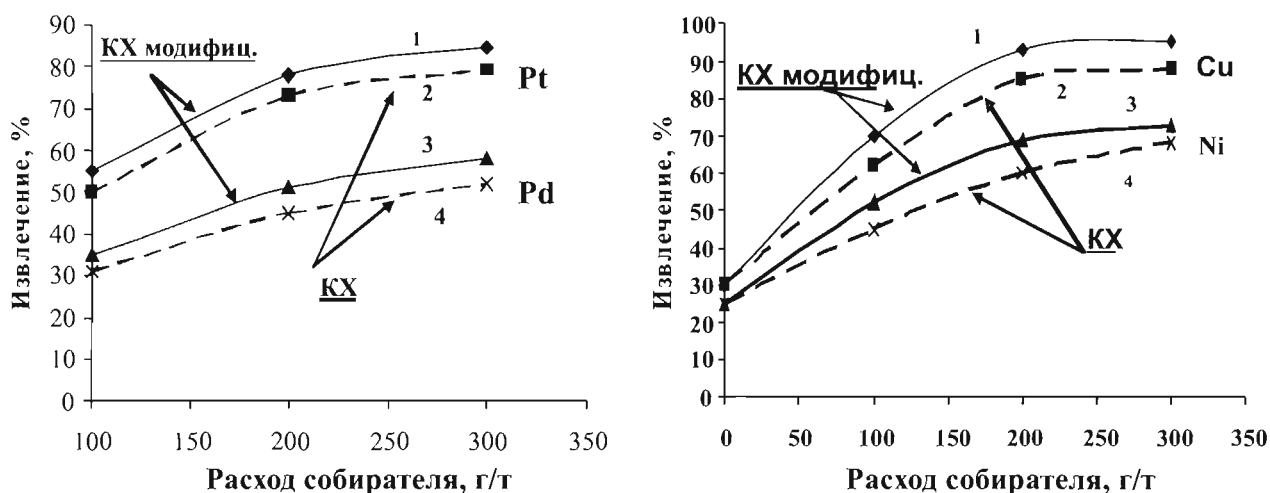


Рис. 4. Извлечение Pt, Pd, Cu и Ni при флотации Cu-Ni сульфидной руды

пирротина с Pt на поверхности в присутствии ЭТЭА и ДИФ свидетельствует о селективном образовании комплексных соединений этих реагентов с Pt. Полученные в ходе этих экспериментов данные позволили также определить, что реагент ДИФ обладает лучшими собирательными свойствами по сравнению с реагентом ЭТЭА.

Исследование влияния реагентов ДИФ и ЭТЭА на адсорбцию ксантогената

Основными собирателями при флотации медно-никелевой руды являются ксантогенат и аэрофлот, поэтому было изучено влияние новых комплексообразователей на адсорбцию ксантогената (Кс). Адсорбцию Кс по разнице между исходным и остаточным количеством ксантогената в растворе (после контакта с минералом). В экспериментах перед подачей ксантогената минерал перемешивали с реагентами-комплексообразователями при концентрациях 5, 10, 15 и 20 мг/л. Затем подавали ксантогенат с концентрацией 10 мг/л. Как видно из полученных результатов (рис. 6), при увеличении концентрации реагента ДИФ, с которым минерал перемешивали до подачи ксантоге-

ната, адсорбция ксантогената на пирротине практически не изменяется. В этих же условиях адсорбция ксантогената на пирротине с Pt снижается. В присутствии реагента ЭТЭА наблюдается снижение сорбции ксантогената как на пирротине, так и на пирротине с Pt. Полученные данные позволяют говорить о конкуренции в сорбции ЭТЭА и ксантогената как на пирротине свободном от Pt, так и на пирротине с Pt. Вместе с тем реагент ДИФ не препятствует закреплению ксантогената на пирротине, но заметно снижает его адсорбцию на Pt.

Испытание реагентов ДИФ и ЭТЭА в качестве дополнительных собирателей платиноидов при флотации богатой медно-никелевой руды

Для испытаний в лабораторных условиях была подготовлена проба сплошной сульфидной Cu-Ni руды, с содержанием пирротина около 60%. Никель в этих рудах представлен пентландитом, медь – четырьмя минералами: халькопиритом, талнахитом, моихукитом, кубанитом. Платина, палладий, родий, золото и серебро - находятся в двух формах: образуют собственные минералы и изоморфно входят в состав основных сульфидов.

В практике обогащения сплошных Cu-Ni руд

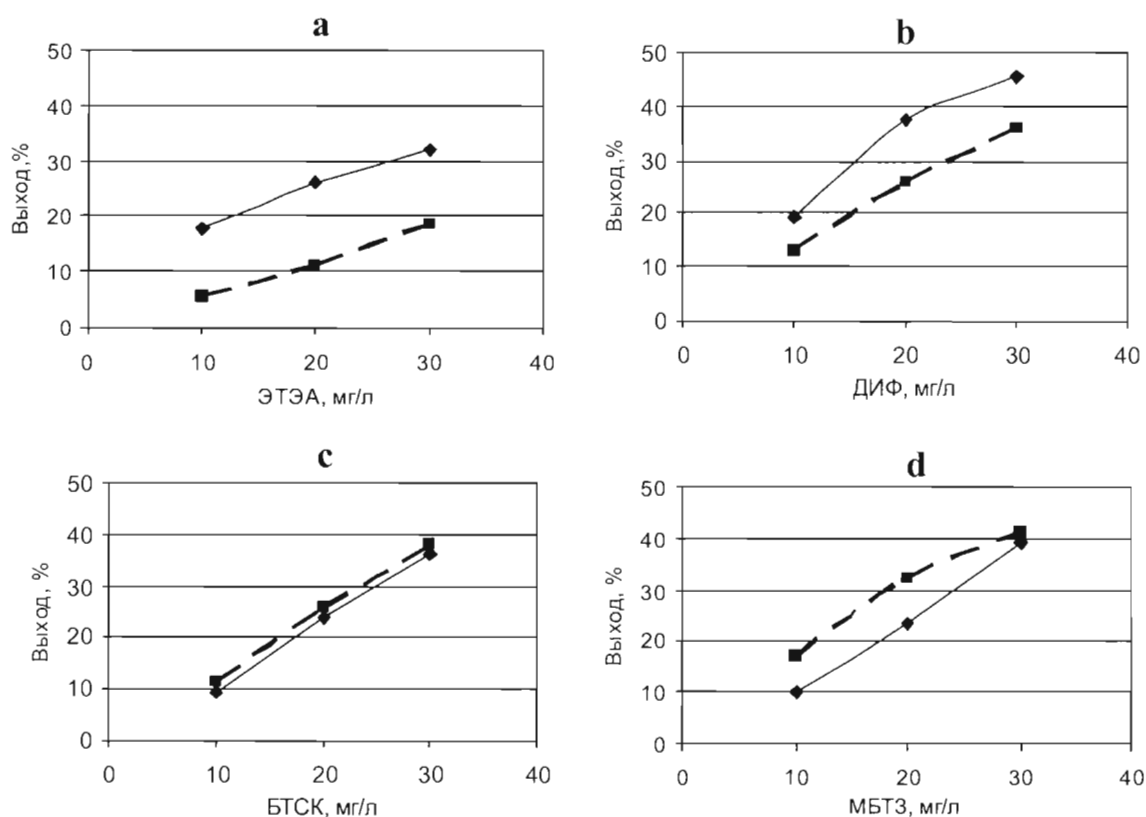


Рис. 5. Флотуемость пирротина, содержащего платину на поверхности (сплошная линия), и не содержащего платину (пунктирная линия), в присутствии комплексообразующих реагентов: ЭТЭА (а), ДИФ (б), БТСК (в) и МБТЗ (д)

на Норильских фабриках в цикле никель-пирротиновой флотации в качестве дополнительного собирателя для платиноидов используют реагент ДП-4, затем для снижения флотуемости пирротина добавляют реагент диметилдитиокарбамат и основной собиратель — изопропиловый ксантогенат. Результаты флотации по этому режиму представлены в таблице 2 (опыт 1), а в опытах 2 и 3 при использовании вместо реагента ДП-4 соответственно реагента ДИФ и реагента ЭТЭА.

Приведенные данные свидетельствуют о высокой эффективности реагента ДИФ в отношении всех металлов. Извлечение Pt и Pd при использовании этого реагента выше, чем в опыте с ДП-4 на 18,2 и 11,56 % соответственно. При этом качество концентрата по Pt и Cu выше, чем полученное по фабричному режиму. Реагент ЭТЭА показал селективные, но слабые собирательные свойства, особенно в отношении Pt.

Исследование возможности применения термоморфных полимеров при обогащении платиноидно-медно-никелевых руд для снижения потерь МПГ с отвальными хвостами

Потери МПГ с отвальными хвостами связа-

ны в основном с классами крупности менее 0,04 мм. Селективное доизвлечение платиноидов такой крупности методами флотации или гравитации недостаточно эффективно. С целью селективного концентрирования платиноидов из обогащенных шламами продуктов нами разрабатывается метод, основанный на использовании термоморфных полимеров. При комнатной температуре термоморфный полимер находится в водорастворимом состоянии, что обеспечивает однородность обработки пульпы и результативность в образовании комплексных соединений. При нагреве пульпы полимер, закрепившийся на минерале, содержащем МПГ, переходит в твердое состояние и становится гидрофобным. Гидрофобные свойства полимера определяются характером углеводородных радикалов, присутствующих в исходных составляющих. Нами синтезирован термоморфный полимер, одной из составляющих которого является изопропилакриламид. Наличие изопропилового углеводородного радикала в структуре этого полимера, определяет появление у него после нагрева и перехода в твердое состояние довольно высоких гидрофобных свойств. Для селективного образования прочных комплек-

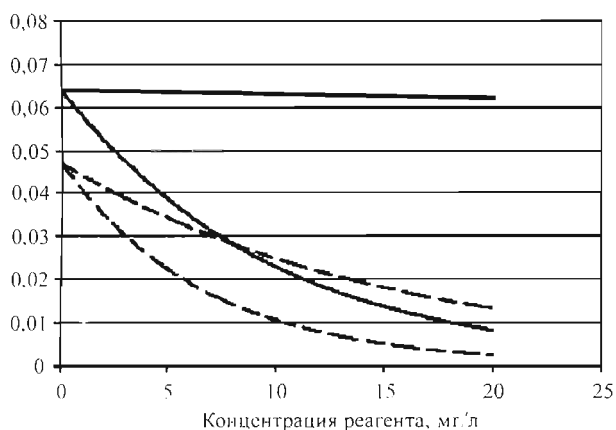


Рис. 6. Влияние концентрации реагентов-комплексобразователей на величину сорбции ксантогената пирротина (сплошные линии) и пирротина с платиной (пунктирные линии)

сных соединений полимера с МПГ в молекулу полимера должна быть внедрена группировка, способная к комплексообразованию с МПГ в условиях флотации. Как уже было отмечено выше в ходе исследований флотации обогащенного платиной пирротина и электродных потенциалов сперилита, была определена возможность образования комплексных соединений в условиях флотации для реагентов ДИФ (функциональная группа фосфина), ЭТЭА (функциональная группа тиоamina) и БТСК (функциональная группа семикарбазида). Эти соединения были привиты к термоморфному полимеру. Синтезированные полимеры были названы: полимер с функциональной группой фосфина – ТМПФ; полимер с группой тиоamina – ТМПА; полимер с группой семикарбазида – ТМПБ. Кроме того, был синтезирован полимер ТМПМ с присоединенной к нему тиомочевинной (функциональная группа

аминосульфида), на том основании, что тиомочевина используется в практике флотации сульфидных руд для повышения извлечения БМ. Синтезированные полимеры были испытаны при флотации чистого пирротина, с адсорбированной на поверхности металлической Pt, и пирротина, не содержащего последнюю. Результаты представлены на рисунке 7. Согласно этим данным, в присутствии всех полимеров пирротин с Pt на поверхности флотируется лучше, чем пирротин, не обогащенный Pt, однако полимеры ТМПФ и ТМПМ дают более высокие и стабильные результаты, чем полимеры ТМПА и ТМПБ.

Изучение влияния термоморфных полимеров на результаты никель-пирротинного цикла флотации богатой медно-никелевой руды

Испытание термоморфных полимеров проводили на продукте, полученном после выделения медного концентрата. К хвостам медной флотации добавляли реагент ДП-4 и полимер, с этими реагентами пульпу агитировали при комнатной температуре 20 минут. Через 20 минут пульпу нагревали до 38-40°C, добавляли диметилдитиокарбамат, изопропиловый ксантогенат, сосновое масло и флотировали концентрат. В сравнительном опыте полимер не подавали и пульпу не нагревали, остальные реагенты дозировали в том же количестве, что и в опыте с полимером. Результаты этих опытов приведены в таблице 3.

Согласно результатам таблицы 3 в этих условиях сочетание реагента ДП-4 с полимерами дает лучшие результаты, чем использование одного реагента ДП-4. Причем с полимером ТМПФ получен концентрат более высокого качества по Pt и с извлечением последней на 17 % выше, чем в опыте без полимера, а по Pd лучшие результаты показал полимер ТМПМ.

Таблица 2

Результаты никель-пирротинной флотации при использовании в качестве дополнительных собирателей для платиноидов реагентов ДИФ и ЭТЭА в сравнении с реагентом ДП-4

Собиратель для МПГ	Наименование продуктов	Выход, %	Содержание				Извлечение, %			
			Cu, %	Ni, %	Pt, г/т	Pd, г/т	Cu	Ni	Pt	Pd
ДП-4 20 г/т	Ni концентрат	43,91	1,55	6,76	2,46	26,26	75,22	76,72	63,65	78,62
	Хвосты Ni флотации	56,09	0,40	1,61	1,10	5,59	24,78	23,28	36,35	21,38
	Исходное питание	100,00	0,90	3,87	1,69	14,67	100,00	100,00	100,00	100,00
ДИФ 20 г/т	Ni концентрат	45,25	2,20	6,24	3,31	26,73	94,40	81,58	81,85	90,18
	Хвосты Ni флотации	54,75	0,12	1,17	0,61	2,41	5,60	18,42	18,15	9,82
	Исходное питание	100,00	1,06	3,46	1,83	13,41	100,00	100,00	100,00	100,00
ЭТЭА 20 г/т	Ni концентрат	41,79	1,16	7,26	2,65	24,94	77,63	82,50	55,86	75,72
	Хвосты Ni флотации	58,21	0,24	1,10	1,50	5,74	22,37	17,50	44,14	24,28
	Исходное питание	100,00	0,62	3,68	1,98	13,76	100,00	100,00	100,00	100,00

Изучение способности термоморфных полимеров к селективному флокулированию платиносодержащих минералов

Богатые Cu-Ni руды Норильских месторождений характеризуются чрезвычайно тесными взаимными сростаниями минералов, вплоть до состояния твердых растворов, что определяет необходимость тонкого измельчения. Однако чрезмерно тонкие частицы обладают слабой флотационной способностью. Селективная флокуляция минералов повышает их флотационную активность и, соответственно, извлечение в концентрат. В связи с этим исследовано влияние термоморфных полимеров, модифицированных селективными к МПГ реагентами-комплексообразователями, на флокуляцию платиносодержащих минералов. Исследования проводили на хвостах медной флотации сплошной Cu-Ni руды методом седиментационного анализа.

Результаты, представленные в таблице 4, свидетельствуют о том, что в присутствии полимеров происходит концентрирование Pt и Pd в классе крупнее 40 микрон. Так с полимером ТМПФ извлечение Pt в крупный класс составило 88 %, Pd 73 %, в то время как без полимера в этот класс перешло 47 % Pt и 50 % Pd.

Испытание реагента ДИФ при флотации богатой медно-никелевой руды с использованием оборотной воды ТОФ

Лабораторные эксперименты по флотации богатой Cu-Ni руды были выполнены в замкнутом цикле по схеме, представленной на рисунке 8. Рудную пульпу отбирали на фабрике в день проведения эксперимента, флотацию проводили на оборотной воде Талнахской обогатительной фабрики.

Результаты испытаний реагента ДИФ при флотации богатой медно-никелевой руды представлены в таблице 5.

Анализ полученных результатов показал, что в сравнении с базовым режимом реагент ДИФ обеспечивает более высокий уровень извлечения Ni, Pt и Pd в никелевый концентрат. Извлечение Ni возрастает с 79,54 до 80,18 %, Pt - с 76,59 до 77,72 %, Pd - с 88,46 до 88,59%. Качество никелевого концентрата, полученного с реагентом ДИФ, выше, чем в базовом опыте. Таким образом, реагент ДИФ является технологически эффективным и может быть использован в качестве собирателя МПГ в условиях действующего цеха ТОФ (вместо применяемого в настоящее время ДИ-4).

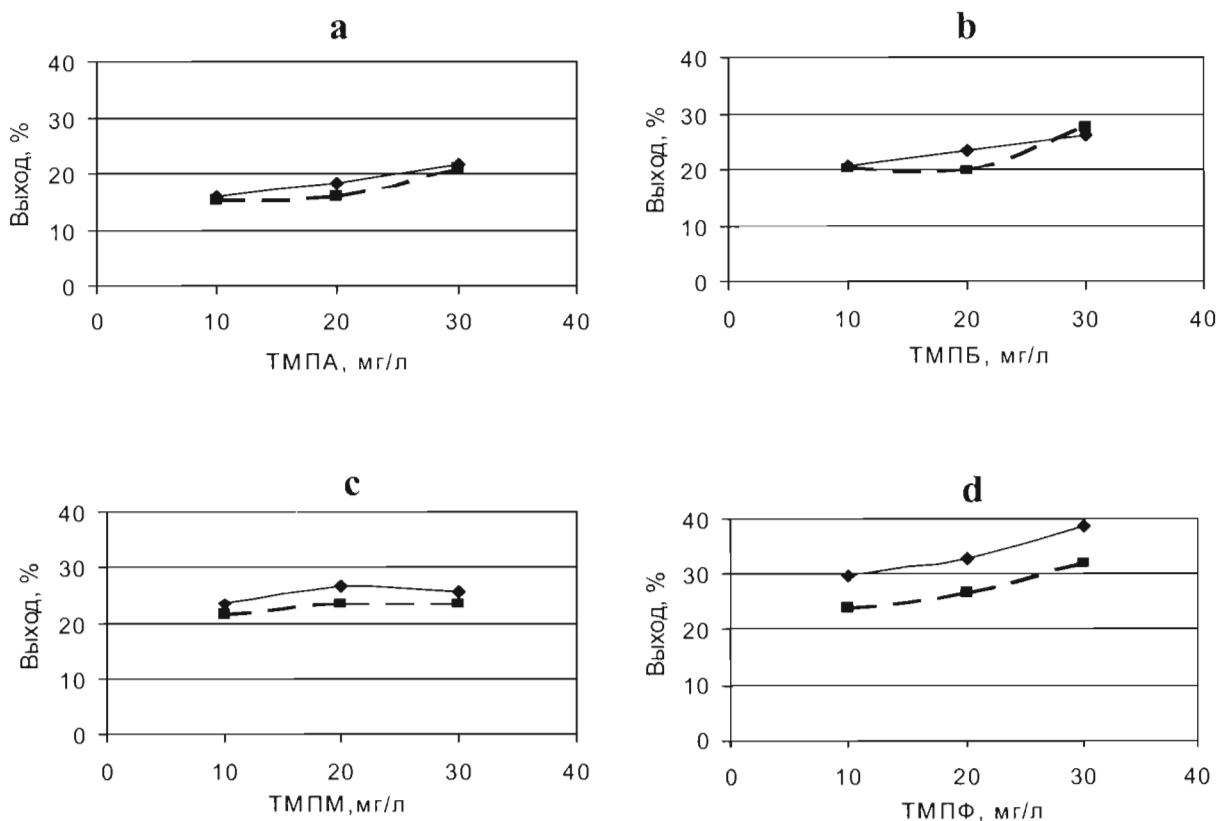


Рис. 7. Флотуемость пирротина, содержащего платину на поверхности (сплошная линия), и, не содержащего платину на поверхности (пунктирная линия), в присутствии термоморфных полимеров: ТМПА (а), ТМПБ (б), ТМПМ (в) и ТМПФ (д)

Таблица 3

Результаты никель-пирротиновой флотации при замене части реагента ДП-4 на термоморфный полимер

Расход реагентов, г/г	Наименование продуктов	Выход, %	Содержание				Извлечение, %			
			Cu, %	Ni, %	Pt, г/г	Pd, г/г	Cu	Ni	Pt	Pd
ДП-4 30	Ni концентрат	56,22	1,96	5,05	1,89	19,43	87,18	84,83	57,62	79,92
	Хвосты Ni флотации	43,78	0,37	1,16	1,78	6,27	12,82	15,17	42,38	20,08
	Исходное питание	100,00	1,26	3,35	1,84	13,67	100,00	100,00	100,00	100,00
ДП-4 10 ТМПА 20	Ni концентрат	60,51	1,93	5,20	2,08	18,68	91,92	90,06	70,88	84,09
	Хвосты Ni флотации	39,49	0,26	0,88	1,31	5,42	8,08	9,94	29,12	15,91
	Исходное питание	100,00	1,27	3,49	1,78	13,44	100,00	100,00	100,00	100,00
ДП-4 10 ТМПФ 20	Ni концентрат	60,67	1,93	5,20	2,34	19,10	92,83	90,32	74,66	81,93
	Хвосты Ni флотации	39,33	0,23	0,86	1,23	6,50	7,17	9,68	25,34	18,07
	Исходное питание	100,00	1,26	3,49	1,90	14,14	100,00	100,00	100,00	100,00
ДП-4 10 ТМПИМ 20	Ni концентрат	59,24	1,90	5,00	2,30	19,98	91,39	89,20	71,81	83,77
	Хвосты Ni флотации	40,76	0,26	0,88	1,31	5,63	8,61	10,80	28,19	16,23
	Исходное питание	100,00	1,23	3,32	1,90	14,13	100,00	100,00	100,00	100,00

Заключение

Разработанный метод искусственного нанесения платины из хлорсодержащих растворов на поверхность пирротина флотационной крупности позволяет проводить сравнительные исследования новых реагентов и оценить их флотационную и адсорбционную активность по отношению к платиносодержащим сульфидам.

Установлено образование комплексных соединений реагентов ДИФ и ЭТЭА с платиной в условиях водной щелочной среды. Показано, что взаимодействие реагента ДИФ с ионами платины протекает с достаточной для флотации скоростью в интервале pH 4–9, а соединение, закреп-

ившееся на выделениях металлической платины после контакта с реагентом ДИФ, идентично синтезированному соединению ДИФ с плагинной.

Сравнительные опыты на пирротине, активированном платиной, позволили выявить большую флотационную активность собирателя ДИФ по сравнению с реагентом ЭДТА.

Установлено, что использование реагента ДИФ приводит к более сильной гидрофобизации поверхности минералов меди, никеля и платиноидов по сравнению с ксантогенатом и повышению их флотируемости на 5–20%.

Показана перспективность применения неионогенных комплексообразующих реагентов -

Таблица 4

Селективная флокуляция платиноидосодержащих минералов в присутствии термоморфных полимеров

Расход реагентов, г/г	Наименование продуктов	Выход, %	Содержание				Извлечение, %			
			Cu, %	Ni, %	Pt, г/г	Pd, г/г	Cu	Ni	Pt	Pd
Без полимера	Класс -0,04 мм	44,29	0,85	3,75	2,30	16,11	46,18	45,72	53,05	49,89
	Класс +0,04 мм	55,71	0,79	3,54	1,62	12,86	53,82	54,28	46,95	50,11
	Исходное питание	100,00	0,81	3,63	1,92	14,30	100,00	100,00	100,00	100,00
ТМПИМ 20	Класс -0,04 мм	34,08	0,77	3,42	1,70	10,57	32,15	31,74	30,85	25,13
	Класс +0,04 мм	65,92	0,84	3,81	1,97	16,28	67,85	68,26	69,15	74,87
	Исходное питание	100,00	0,81	3,68	1,88	14,34	100,00	100,00	100,00	100,00
ТМПФ 20	Класс -0,04 мм	33,74	0,74	3,30	0,70	11,56	31,02	30,93	12,19	27,25
	Класс +0,04 мм	66,26	0,84	3,75	2,56	15,71	68,98	69,07	87,81	72,75
	Исходное питание	100,00	0,81	3,60	1,93	14,31	100,00	100,00	100,00	100,00
ТМПА 20	Класс -0,04 мм	33,95	0,80	3,63	1,10	12,21	33,39	34,06	19,87	28,88
	Класс +0,04 мм	66,05	0,82	3,61	2,29	15,46	66,61	65,94	80,13	71,12
	Исходное питание	100,00	0,82	3,62	1,89	14,36	100,00	100,00	100,00	100,00

Содержание и распределение цветных и благородных металлов в продукты обогащения при использовании тестируемого собирателя ДИФ в замкнутом цикле

Наименование продукта	Выход, %	Массовая доля, %, г/т					Извлечение, %				
		Ni	Cu	Pt	Pd	Au	Ni	Cu	Pt	Pd	Au
Базовый реагентный режим											
1. Никелевый концентрат	23,51	9,44	3,51	4,17	27,13	4,83	79,54	91,69	76,59	88,46	79,41
2. Пирротиновый концентрат	17,18	1,82	0,22	0,79	3,01	0,90	11,21	4,20	10,60	7,17	10,81
3. К-т (1+2)	40,69	6,22	2,12	2,74	16,95	3,17	90,75	95,89	87,19	95,63	90,22
4. Бедный пирротиновый пр.	21,00	0,72	0,06	0,33	0,58	0,29	5,42	1,40	5,41	1,69	4,26
5. Хвосты породные	38,31	0,27	0,07	0,25	0,51	0,20	3,83	2,71	7,40	2,68	5,52
6. Хвосты общ. (5+6)	59,31	0,44	0,06	0,28	0,53	0,24	9,25	4,11	12,81	4,37	9,78
7. Исход. питание	100,0	2,79	0,90	1,28	7,21	1,43	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Предлагаемый реагентный режим с ДИФ											
1. Никелевый концентрат	23,48	9,56	3,55	4,27	27,28	0,498	80,18	91,59	77,72	88,59	80,09
2. Пирротиновый концентрат	17,15	1,08	0,24	0,81	3,10	0,091	11,03	4,53	10,77	7,35	10,69
3. К-т (1+2)	40,63	6,29	2,15	2,81	17,07	0,326	91,21	96,12	88,49	95,94	90,78
4. Бедный пирротиновый пр.	20,95	0,71	0,06	0,31	0,53	0,027	5,31	1,38	5,03	1,54	3,88
5. Хвосты породные	38,42	0,26	0,06	0,23	0,48	0,019	3,49	2,50	6,48	2,52	5,34
6. Хвосты общ. (5+6)	59,37	0,42	0,06	0,26	0,498	0,023	8,8	3,88	11,51	4,06	9,22
7. Исход. питание	100,0	2,80	0,91	1,29	7,232	0,146	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

циклических пропилен- (ПТТК), бутилен- (БТТК) тритиокарбонатов и S-эфира дитиокарбаминовой кислоты (ОИДЭДТК) в составе модифицированных растворов сульфидрильных собирателей для повышения извлечения платиноидов из богатых сульфидных и малосульфидных руд.

Эффективность реагента ДИФ подтверждена результатами лабораторных испытаний на питании основной никелевой флотации Талнахской обогатительной фабрики. Реагент ДИФ обеспечивает повышение качества никелевого концентрата

и более высокий уровень извлечения никеля, платины и палладия и рекомендуется в качестве дополнительного собирателя платиноидов при флотации платиносодержащих медно-никелевых руд.

Термоморфные полимеры, с присоединенными функциональными группами тиоамина, аминосульфида и фосфина активизируют селективную флокуляцию платиноидосодержащих минералов и способствуют повышению извлечения никеля, платины и палладия в концентрат на 5-15%, без снижения качества концентрата.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Poly (N-isopropylacrylamide) Soluble Polymer Supports in Catalysis and Synthesis*. David E. Bergbreiter, Brenda L. Case, Yun-Shan Liu, and John W. Caraway. // *Macromolecules*. 1998. 31. P. 6053-6062.

2. Чантурия В.А., Т.В. Недосекина, В.В. Гетман, А.О. Гапчич. Новые реагенты для извлечения благородных металлов из труднообогатимых руд и продуктов. // *ФТПРПИ*. – 2010. - №1. - С. 78-84.

3. Чантурия В.А., Недосекина Т.В., Матвеева Т.Н., Иванова Т.А. Оптимизация реагентных режимов флотационного обогащения платиносодержащих медно-никелевых руд // *Горный журнал* - 2005. - № 9-10. С. 69-73.

4. Матвеева Т.Н., Иванова Т.А., Громова Н.К.

Перспективность применения циклических алкилентритиокарбонатов при флотации Pt-Cu-Ni руд // *Цветные металлы*, 2007, №12, с. 28-32.

5. Иванова Т.А., Матвеева Т.Н., Громова Н.К. Модифицирование раствора диэтилдитиокарбамата с целью получения селективного неионогенного собирателя для флотации платиносодержащих сульфидов // *Горный журнал*. - 2010. - № 12. С. 53-57.

6. Чантурия В.А., Т.А. Иванова, Е.В. Копорулина. О механизме взаимодействия диизобутил дитиофосфината натрия с платиной в водном растворе и на поверхности сульфидов / *ФТПРПИ* 2009. №2, стр. 76. Новосибирск, Издательство СО РАН.

УДК 622.7:622.349.18

ИМПУЛЬСНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В ПРОЦЕССАХ ПЕРЕРАБОТКИ ТРУДНООБОГАТИМОГО ПЛАТИНОСОДЕРЖАЩЕГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

В.А. Чантурия, И.Ж. Бунин, И.А. Хабарова

УРАН Институт проблем комплексного освоения недр РАН, г. Москва

Об особенностях и технологиях переработки вкрапленных медно-никелевых руд Норильских месторождений

Структура и качество запасов Норильских Cu-Ni сульфидных руд, содержащих металлы платиновой группы (МПГ), свидетельствуют о том, что по мере отработки богатых руд, вкрапленные руды станут основным рудным сырьем, определяющим перспективы развития всего Норильского промышленного района (НПР). Отсутствие мировых аналогов по промышленной значимости свидетельствует об уникальности данного геолого-промышленного объекта [1].

Во вкрапленных Cu-Ni рудах месторождений НПР сосредоточено около 65 % запасов МПГ и до 50 % запасов Cu, Ni и Co. Вкрапленные руды являются высокоценным сырьем, запасы которого многократно превосходят запасы богатых и медистых руд. В пересчете на сульфидную массу вкрапленные руды в 3-3,5 раза более обогащены МПГ, чем богатые руды, причем на 1 т Ni во вкрапленных рудах приходится в 3-4 раза меньше S, чем в богатых рудах [2]. Вкрапленные руды Норильских Cu-Ni месторождений по концентрации МПГ превосходят все Cu-Ni и почти все платинометалльные месторождения мира и сопоставимы с уникальными объектами Бушвельдского комплекса (ЮАР) [3]. Важно отметить постоянно растущий спрос и рост стоимости благородных металлов (БМ): за последние 10-15 лет (с середины 1990-х гг) цены на МПГ возросли более чем в 5-6 раз [3].

В составе рудной части вкрапленных руд основными рудообразующими минералами являются [1, 3]: пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит; второстепенными: пирит, макинавит, виоларит, сфалерит, галенит, никелин, аргентопентландит, валлериит, марказит; оксидные минералы – магнетит, титаномагнетит, ильменит, хромшпинелиды, гематит (редко). Минеральные разновидности пирротинового типа характеризуются наличием нестехиометрических сульфидов железа группы пирротина ($Fe_{1-x}S$) и чрезвычайно тесным взаимным проращением (тончайшей ассоциацией)

сульфидных минералов [1, 4]. Платина, палладий, родий, золото и серебро в сульфидных рудах либо образуют собственные минералы, либо изоморфно входят в состав основных рудообразующих минералов; среди минералов золота и серебра распространены золотосеребряные сплавы [3]. МПГ концентрируются преимущественно в пирротине, пентландите и халькопирите; количественно минералы палладия преобладают над минералами платины [3]. Платина до (70-80 %, отн.) распределена в минеральных формах (сперрит, изоферроплатина, рустенбургит-автокит и др.), палладий до 65 % (отн.) находится в изоморфных примесях никеленосных минералов [1, 2].

Важность работ, направленных на повышение технико-экономических показателей переработки вкрапленных руд, в связи с низким содержанием в них цветных металлов, в значительной мере определяется извлечением из них БМ при получении продуктов обогащения повышенного качества.

Практика обогащения вкрапленных Cu-Ni руд свидетельствует о том, что значительные потери БМ (до 35 % МПГ [2]) обусловлены их концентрацией в циркулирующих продуктах циклов измельчения и классификации, связаны с переизмельчением и также низкой флотуемостью этих минералов, причем основная доля потерь приходится на тонкие классы и на относительно крупные (нефлотуемые) зерна. Специальные минералогические исследования, выполненные институтом «Гипроникель» и финской фирмой «Оуткумпу» показывают, что потери минеральной формы платины с отвальными хвостами обогащения обусловлены наличием тонких зерен размером 2-10 мкм в матрицах сульфидных и силикатных минералов, что резко снижает средний удельный вес частицы-сростка и полностью делает недоступной его поверхность для сорбции реагентов-собирающих, а эффективность улавливания подобных частиц-сростков гравитационным методом также весьма мала [2, 5].

Анализ результатов патентного поиска (УРАН ИПКОН РАН), технологических показателей и тенденций развития процессов обогащения вкрапленных

медно-никелевых руд и отвальных хвостов от их переработки свидетельствует о том, что ни одно из патентных решений не отвечает желаемым требованиям к показателям извлечения ценных компонентов и к качеству концентратов.

В реальных условиях переработки вкрапленных Cu-Ni руд гравитационные процессы могут частично решать проблему снижения потерь МПГ с хвостами обогащения [5, 6]. За последние 20 лет на обогатительных фабриках Норильска были опробованы все доступные гравитационные процессы [6]: на винтовых сепараторах, в конусных сепараторах, в отсадочных машинах, на концентрационных столах и др. Из-за малой производительности и недостаточно эффективного выделения (концентрирования) МПГ они не нашли практического применения.

Наилучшие показатели получены при использовании центробежных концентраторов Knelson [6]. Это открыло перспективу совершенствования технологии обогащения вкрапленных Cu-Ni БМ металлов в цикле рудоподготовки (измельчение, классификация) и центробежное гравитационное доизвлечение ценных компонентов из отвальных хвостов. В конце 1990-х гг. на Норильской обогатительной фабрике (НОФ) была внедрена технология двухстадиального гравитационного обогащения с использованием концентраторов Knelson (рис. 1). В результате промышленных испытаний была подтверждена технологическая целесообразность действующего варианта гравитационно-флотационно-гравитационной технологии: по сравнению с флотационной технологией среднегодовой прирост извлечения «МПГ составил 7,0–8,5 % (абс.), при минимизации содержания МПГ в отвальных хвостах [2, 5, 6].

Применительно к сульфидным вкрапленным и медистым рудам НПП, а также лежалым и текущим хвостам их переработки представляется перспективным использование высокоэнергетических (высокоимпульсных) воздействий в качестве операции предварительного энергетического воздействия, как операции подготовки минерального сырья к последующему измельчению и флотации. В УРАН ИПКОН РАН совместно со специалистами и ОАО ЗФ «ГМК «Норильский никель» и ООО НПП «ФОН» (г. Рязань) была доказана перспективность применения высокоимпульсного метода селективной дезинтеграции тон-

кодисперсных минеральных комплексов при переработке медно-никелевого минерального сырья Норильского промышленного района: шихты вкрапленных и медистых Cu-Ni руд, пирротиновых продуктов обогащения НОФ, содержащих МПГ [7, 8].

Влияние воздействия мощных наносекундных импульсов на показатели гравитационного обогащения промпродуктов медно-никелевых руд

В процессах обогащения минерального сырья около 70 % энергии расходуется на дробление и измельчение руды. Расход электроэнергии на процесс измельчения до крупности 0,05–0,1 мм в зависимости от типа руд составляет от 20 до 80 кВтЧ/т. Анализ основных потерь ценных компонентов в процессах первичной переработки руд показывает, что 35–40 % потерь связано со сротками и 30–35 % - с тонкими частицами размером менее 40 мкм. Для сниже-

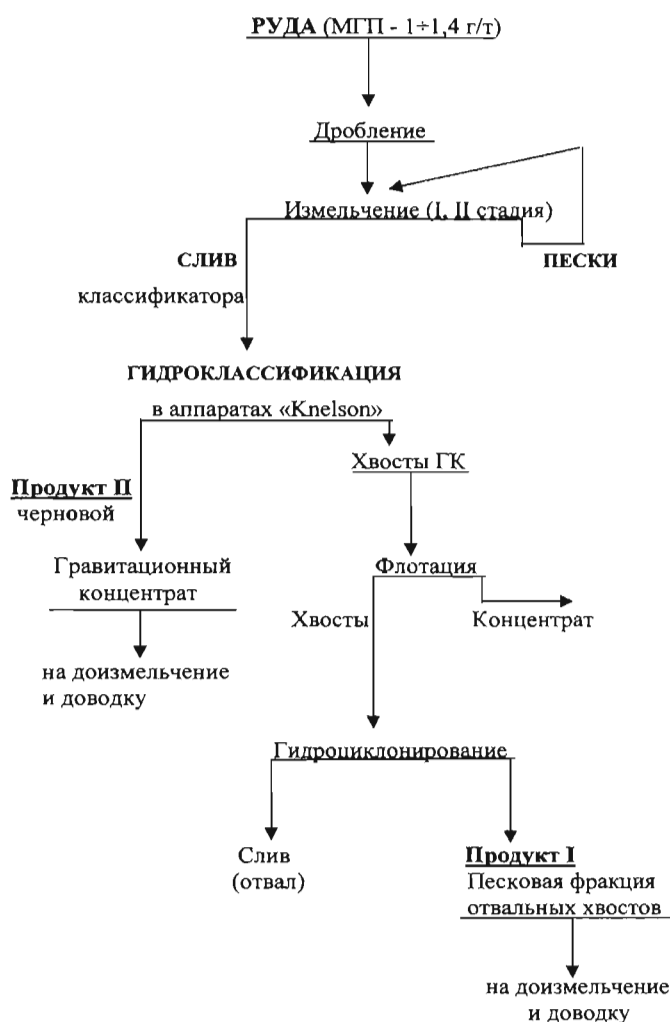


Рис. 1. Схема переработки вкрапленных медно-никелевых руд; обозначены продукты (I, II), подлежащие переработке центробежным концентрированием в аппаратах Knelson [2, 5, 6]

ния этих потерь при уменьшении числа срастков и увеличении степени их раскрытия и одновременно без излишнего переизмельчения руды традиционные неселективные процессы дробления и измельчения в щековых, конусных дробилках и шаровых мельницах должны быть дополнены процессами селективной дезинтеграции и вскрытия тонкодисперсного минерального сырья [7-9].

При обогащении полезных ископаемых основная роль дезинтеграции заключается в полном раскрытии минеральных срастков с образованием свободных зерен компонентов для последующего их разделения по физико-химическим характеристикам. Физический смысл перехода к селективной дезинтеграции заключается в организации процесса таким образом, чтобы разрушение происходило не по случайным направлениям сжимающих усилий, а преимущественно по границам срастаний минеральных зерен в результате развития на их границах сдвиговых и растягивающих нагрузок [7-9].

Для преодоления физической упорности руд и промпродуктов, раскрытия тонковкрапленных минеральных комплексов весьма перспективны немеханические способы энергетического воздействия, применение которых способствует реализации процесса селективной дезинтеграции материалов с предельно высокими механическими свойствами без излишнего переизмельчения минералов. Большинство из этих методов относятся к так называемым импульсным энерготехнологиям (Pulsed Power Technologies), зародившимся в ВПК и находящим в настоящее время применение в горно-перерабатывающей промышленности.

В УРАН ИПКОН РАН, ИРЭ РАН и ЦНИГРИ под руководством академиков В.А. Чантурия и Ю.В. Гуляева разработана и испытана на упорных золотосодержащих рудах и промпродуктах различных месторождений высокоэффективная, энергосберегающая и экологически безопасная технология обработки материалов, содержащих БМ, мощными наносекундными электромагнитными импульсами (МЭМИ). Применительно к процессам переработки тонкодисперсного золотосодержащего минерального сырья данный вид энергетического воздействия позволил за счет образования каналов электрического пробоя и микротрещин достичь высокого извлечения ценных компонентов в последующих процессах цианирования: прирост извлечения золота при цианировании составил: из упорных руд 4–12 %, из концентратов (гравитационных – 10–30 %, флотационных – 5–45 %), из хвостов ОФ – 30–80 %;

прирост извлечения серебра из упорного гравитационного концентрата составил 47 % при существенном снижении расхода энергии на предварительное измельчение материала [7-11, 15].

Эффективность данного нетрадиционного (немеханического) метода дезинтеграции (патент РФ № 2139142) была продемонстрирована при переработке платиносодержащих продуктов обогащения НОФ: песковой фракции отвальных хвостов и первичного гравитационного концентрата рудного цикла (рис. 1). Ситовые характеристики данных продуктов [7] свидетельствуют о возможности их обогащения в центробежных концентраторах; на НОФ технология доводки минеральных продуктов такого типа внедрена с 1996 г. и осуществляется по схеме «доизмельчение - сепарация» в концентраторах Knelson [2, 5, 6].

На рисунке 1 показана принципиальная схема переработки вкрапленных медно-никелевых руд и обозначены продукты, подлежащие переработке центробежным концентрированием в аппаратах Knelson:

- продукт I - песковая фракция отвальных хвостов (МПГ ~ 1 г/т);

- продукт II - первичный гравитационный концентрат рудного цикла (МПГ ~ 500 г/т).

Анализ технологических базовых данных по извлечению Pt, Pd и Au свидетельствует о том, что они недостаточно высоки (табл. 1): при переработке хвостов (продукт I) извлечение данных компонентов находится на уровне 15 %, а при переработке первичного гравитационного концентрата рудного цикла (продукт II) - на уровне 84%. При содержании МПГ ~ 500 г/т этот показатель желательнее иметь выше.

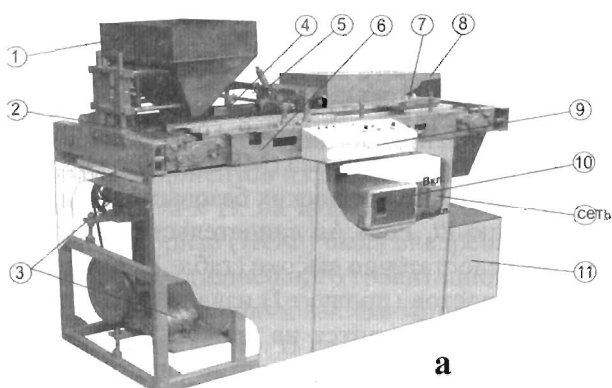
С целью повышения эффективности операции центробежной сепарации доводка продуктов осуществлялась по схеме: «МЭМИ - доизмельчение - сепарация». Оба продукта, каждый из которых были представлены тремя навесками представительных проб по 2,5 кг, подвергались электроимпульсной обработке на модульной установке непрерывного действия (рис. 2) при следующих электрофизических параметрах импульсов: амплитуда - 40 кВ, длительность импульса - 10-30 нс, длительность фронта - 3-5 нс, энергия в импульсе - 0,1 Дж, частота следования импульсов - 100 Гц; были апробированы три режима воздействия: $2 \cdot 10^2$ (2 с), $6 \cdot 10^2$ (6 с), и 10^3 (10 с) импульсов.

После обработки МЭМИ продукты доизмельчались и тестировались на гравитационное обогащение в концентраторе Knelson-3. Работы по измельчению и гравитационному обогащению

проводились в ГМОИЦ Заполярного филиала ОАО «ГМК «Норильский никель» Ю.В. Благодарным и В.Д. Чегодаевым.

Для исходных продуктов песковой фракции отвалных хвостов время предварительного измельчения в шаровой мельнице перед операцией гравитационного обогащения составляло 0, 40 и 75 мин. Для продуктов, подвергнутых воздействию МЭМИ в течение 2, 6 и 10 с, время последующего измельчения составило 15, 30, 40 мин соответственно. В таблице 1 и на рисунке 3 приведены результаты технологических испытаний.

В таблице 2 представлены данные по максимальному приросту извлечения Pt, Pd и Au в результате предварительной обработки МЭМИ, механического доизмельчения и последующего гравитационного обогащения в концентраторе Knelson. Для материала песковой фракции лежалых отвалных хвостов максимальный прирост извлечения БМ



б

Рис. 2. Модульная установка для электроимпульсной обработки минеральных продуктов
1 – бункер для дозирования загрузки материала, 2 – транспортная система с подвижным электродом, 3 – система электропривода, 4–7 – блоки формирования потока и увлажнения материала, 8–10 – блоки генератора и формирователя наносекундных импульсов, 9 – пульт управления, 11 – блок преобразователя напряжений

был получен при минимальном времени воздействия МЭМИ (2 с) и времени последующего измельчения (15 мин). В перспективе можно ожидать, что время измельчения может быть снижено.

Наблюдаемое в экспериментах снижение извлечения БМ в процессе центробежной сепарации с увеличением продолжительности предварительного измельчения материала (см. рис. 3), по всей видимости, связано с переизмельчением продукта и потерями БМ с тонкими частицами, с возможным упрочнением (механическим «затиранием») поверхности минеральных частиц, частичным закрытием (экранированием) трещин по границам сростков, изменением морфологии включений БМ в матрице минерала-хозяина.

Для первичного гравитационного концентрата рудного цикла наибольший прирост извлечения золота и МПГ достигался при несколько более продолжительном времени предварительного воздействия МЭМИ (6 с).

Повышение извлечения БМ обусловлено не увеличением выхода продукта, а за счет более высокого коэффициента концентрирования металла K , который определялся, как отношение содержания металла в продукте после сепарации и его содержания в исходном продукте, и оказался выше во всех экспериментах с использованием МЭМИ (см. табл. 2) [7, 8]. За счет селективной дезинтеграции минеральных комплексов при импульсном воздействии повышается качество готовой продукции, что обеспечивает увеличение эффективности центробежной сепарации в классификаторе Knelson при переработке хвостов обогащения в 2–3 раза, а при переработке первичного гравиконоцентрата рудного цикла – в 1,5–2 раза.

Таким образом, воздействие МЭМИ для условий обогащения вкрапленных руд дает максимальный эффект перед процессами тонкого измельчения руды и поступлением минерального сырья на гравитационное обогащение с использованием аппаратов Knelson. Полученные результаты свидетельствуют о том, что основной эффект прироста извлечения золота и МПГ обусловлен максимальным раскрытием минералов по границам сростков, т.е. существенным уменьшением числа сростков.

О перспективах применения высоковольтных наносекундных импульсных воздействий в процессах флотационного разделения сульфидных минералов

Характерная особенность сульфидных Cu-Ni руд Норильских месторождений, помимо прочих факторов, заключается в низкой контрастности

Таблица 1

Влияние предварительного воздействия МЭМИ и измельчения платиносодержащих продуктов на извлечение ценных компонентов (%) в центробежном концентраторе Knelson-3

Обработка МЭМИ	Время измельчения, мин	Извлечение, %							Прирост извлечения МПГ (+Δξ _{МПГ}), %
		Cu	Ni	Fe	S	Pt	Pd	Au	
Песковая фракция отвальных хвостов									
Без обработки МЭМИ	40	4,12	8,52	5,99	10,7	14,80	17,79	13,54	-
МЭМИ, имп 2·10 ²	15	5,66	8,32	6,55	11,0	81,66	70,17	88,29	Pt – 66,86 Pd – 52,18 Au – 74,75
6·10 ²		5,59	8,81	7,11	12,6	48,64	31,66	19,61	Pt – 33,84 Pd – 13,87 Au – 5,74
10 ³	40	6,12	7,80	6,68	11,6	47,17	29,88	24,74	Pt – 32,37 Pd – 12,09 Au – 11,20
Первичный гравитационный концентрат рудного цикла									
Без обработки МЭМИ	40	8,23	12,3	9,05	10,2	83,98	83,42	84,90	-
МЭМИ, имп 6·10 ²	30	9,20	12,6	9,12	10,1	89,42	89,32	89,19	Pt – 5,44 Pd – 5,90 Au – 4,30

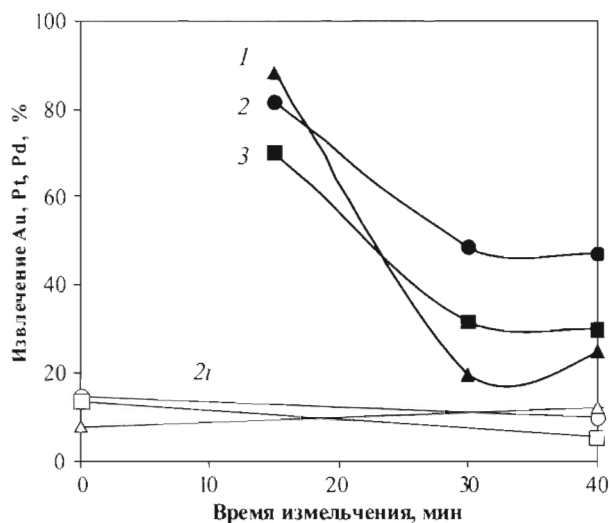


Рис. 3. Извлечение Au (1, 1'), Pt (2, 2'), Pd (3, 3') в центробежном концентраторе Knelson из песковой фракции отвальных хвостов НОФ (продукт I) в результате предварительного воздействия МЭМИ (1–3) и последующего измельчения в стержневой мельнице; 1'– 3' – без обработки МЭМИ

Таблица 2

Результаты по доизвлечению МПГ и золота из продуктов переработки вкрапленных медно-никелевых руд в результате доводки по схеме: МЭМИ – доизмельчение – сепарация

Продукт	Прирост извлечения, %	Содержание металлов, г/т	K
I	Pt – 66,9	с 1,55 (без МЭМИ) → до 29,0	3,97 → 21,15
	Pd – 52,2	1,54 → 27,6	2,11 → 18,5
	Au – 74,7	0,171 → 6,87	3,64 → 27,5
II	Pt – 5,4	2849 → до 5780	17,6 → 18,64
	Pd – 5,9	2242 → 4411	17,5 → 18,61
	Au – 4,29	182 → 339	17,8 → 18,6

флотационных свойств пирротина и пентландита, что делает их труднообогащаемыми и определяет сложность выделения высококачественного никелевого концентрата [12].

Для повышения контрастности технологических свойств минерального сырья используются различные виды энергетических воздействий на минералы, минеральные суспензии и воду, а именно: электрохимическая, СВЧ-, электроимпульсная, магнитно-импульсная обработка, воздействие потоком ускоренных электронов, мощными наносекундными электромагнитными импульсами [7, 8]. Изучение механизмов воздействия электромагнитных импульсных полей высокой напряженности на структурно-химические свойства геоматериалов с целью научного обоснования возможности их применения для повышения контрастности физико-химических и флотационных свойств сульфидных минералов является важной научно-технической задачей. Применительно к сульфидным Cu-Ni рудам НПР представляется перспективным использование МЭМИ в качестве операции предварительного энергетического воздействия для подготовки минерального сырья к последующему процессу флотации.

В статье представлены экспериментальные данные о структурно-химических преобразованиях поверхности пирротина ($Fe_{1-x}S$) и пентландита ($(Fe,Ni)_9S_8$) при воздействии высоковольтных наносекундных электромагнитных импульсов, а также о влиянии МЭМИ на технологические показатели флотации при обогащении богатой Cu-Ni руды месторождения Талнахское.

Электроимпульсную обработку минералов проводили на лабораторной установке УОМЭП - 1 (УРАН ИПКОН РАН). Длительность импульсов не превышала 10 нс, напряженность электрической компоненты поля $\sim 10^7$ В/м, энергия в импульсе $\sim 0,1$ Дж, частота повторения импульсов ~ 100 Гц; диапазон изменения суммарной «дозы» (продолжительности) электроимпульсного воздействия – от $0,5 \cdot 10^3$ до 10^3 импульсов.

МЭМИ вызывают изменение структурного состояния, химического и фазового состава поверхности, сорбционных и флотационных свойств пирротина и пентландита [13]. При импульсном воздействии одновременно с процессами дезинтеграции и вскрытия тонкодисперсных минеральных комплексов происходит последовательное окисление поверхности сульфидов с образованием тонкой окисной пленки, покрывающей новообразования с различной сложной морфологией. Физико-химическими методами диаг-

ностируется появление элементарной серы, сульфатов и оксидов двух- и трехвалентного железа [14]. Предварительными исследованиями установлены оптимальные параметры и условия предварительной импульсной обработки минералов, при которых происходит повышение флотационного разделения данных минералов [13, 14].

На рисунке 4 представлены экспериментальные данные о влиянии МЭМИ на электрохимические свойства (электродный потенциал) пирротина и пентландита, согласно которым электродный потенциал пирротина при импульсной обработке (10^3 имп) сдвигается в сторону отрицательных значений (рис. 4а). Максимальная разница значений электродного потенциала до и после обработки ($D\varphi_{\max}$) равна 73 мВ, достигается в щелочной среде при pH 10. Электродный потенциал пентландита при обработке 10^3 имп сдвигается в сторону роста положительных значений при pH 5,5÷8,7 (рис. 4б). В диапазоне значений pH от 8,7 до 11 потенциал поверхности пентландита, обработанного МЭМИ, незначительно снижается (на 10 мВ).

Поскольку электродный потенциал поверхности минерала в значительной степени определяет энергетическое состояние поверхности, а значит и ее сорбционные свойства, было изучено влияние МЭМИ на сорбцию бутилового ксантогената калия (БКс) на поверхности исследуемых минералов. Минимальная сорбция реагента БКс (снижение на 17 %) на поверхности пирротина обнаружена при режиме воздействия 10^3 имп (рис. 5а), что согласуется с данными по влиянию обработки МЭМИ на электродный потенциал пирротина: резкий сдвиг электрохимического потенциала пирротина в область отрицательных значений (рис. 4а) приводит к снижению сорбции анионного собирателя на минерале. Максимум сорбции БКс на пентландите обнаружен при режиме воздействия 10^3 имп (рис. 5б).

Таким образом, в процессе электромагнитного импульсного воздействия (всего 10^3 имп) электродный потенциал пирротина вследствие образования оксидов (гидроксидов) (рис. 6) и сульфатов железа сдвигается в отрицательную сторону, что обеспечивает снижение сорбции ксантогената и, как следствие, уменьшение флотационного извлечения минерала (рис. 7). Тогда как электродный потенциал пентландита приобретает более положительные значения за счет дополнительного образования элементарной серы, что вызывает увеличение сорбции ксантогената и, как следствие, повышение извлечения сульфида никеля.

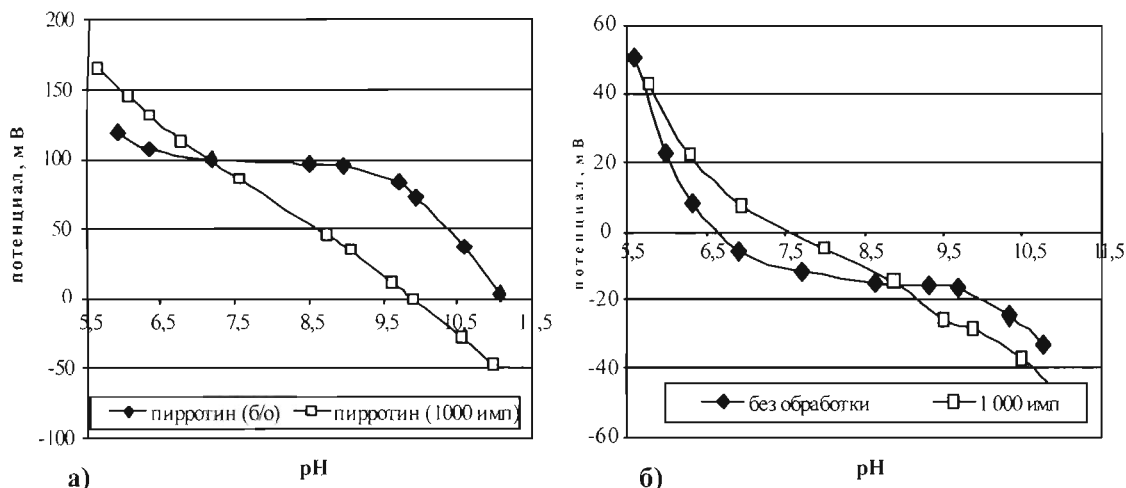


Рис. 4. Влияние МЭМИ на электродный потенциал пирротина (а) и пентландита (б); белые точки – обработка МЭМИ; черные - без обработки

Флотируемость пирротина в присутствии бутилового ксантогената изменяется нелинейно при увеличении числа импульсов. В области малой интенсивности импульсного воздействия характерно небольшое снижение флотируемости минерала (рис. 7а). Наибольшая депрессия пирротина наблюдалась при обработке 10^3 имп; далее с увеличением числа импульсов флотируемость пирротина увеличивается, по-видимому, вследствие роста количества элементарной серы на поверхности. Для пентландита максимальный выход минерала в пенный продукт флотации достигался при режиме импульсной обработки 10^3 имп (рис. 7а) вследствие роста количества элементарной серы на поверхности и повышения электродного потенциала сульфида.

Предварительная электроимпульсная обработка проб пирротина и пентландита и введе-

ние при флотации диметилдитиокарбамата натрия (ДМДК) (рис. 7б) приводит к повышению селективности флотационного разделения данных минералов ($\Delta\epsilon = 35\%$ без обработки МЭМИ, $\Delta\epsilon = 55\%$ при обработке 10^3 имп).

Для проведения экспериментальных исследований **рудной флотации** использовали пробу пирротинсодержащей Cu-Ni руды Талнахского месторождения. По данным минералогического анализа руда на 80-85% состоит из сульфидов. Основные минералы: пирротин, халькопирит, пентландит, магнетит, борнит, валлериит.

Технологическая схема исследования и реагентный режим флотации богатой Cu-Ni руды приведены на рисунке 8.

Для исследования влияния МЭМИ на технологические показатели флотации богатой сульфидной Cu-Ni руды были выбраны режимы элек-

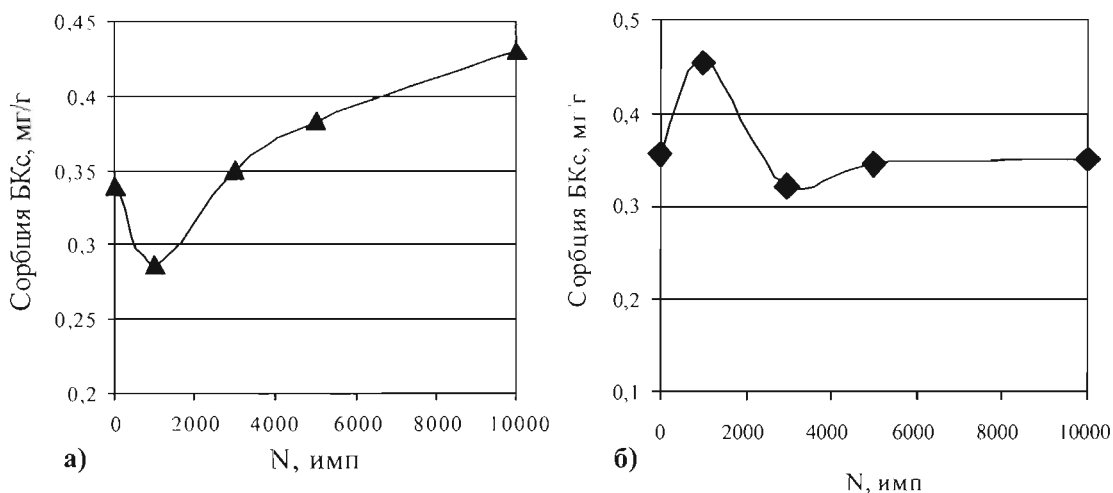
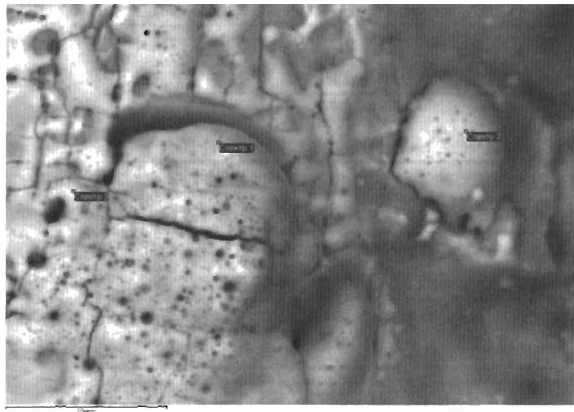
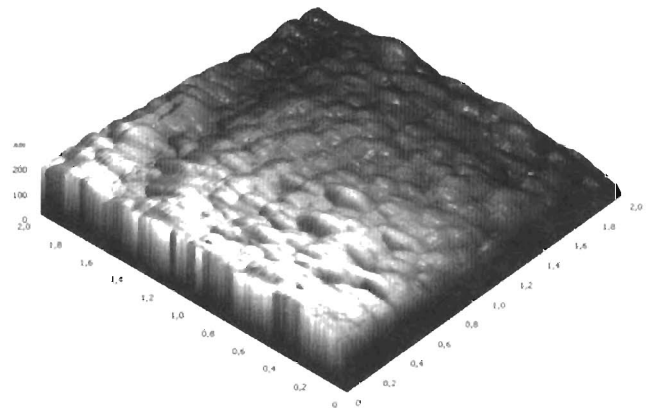


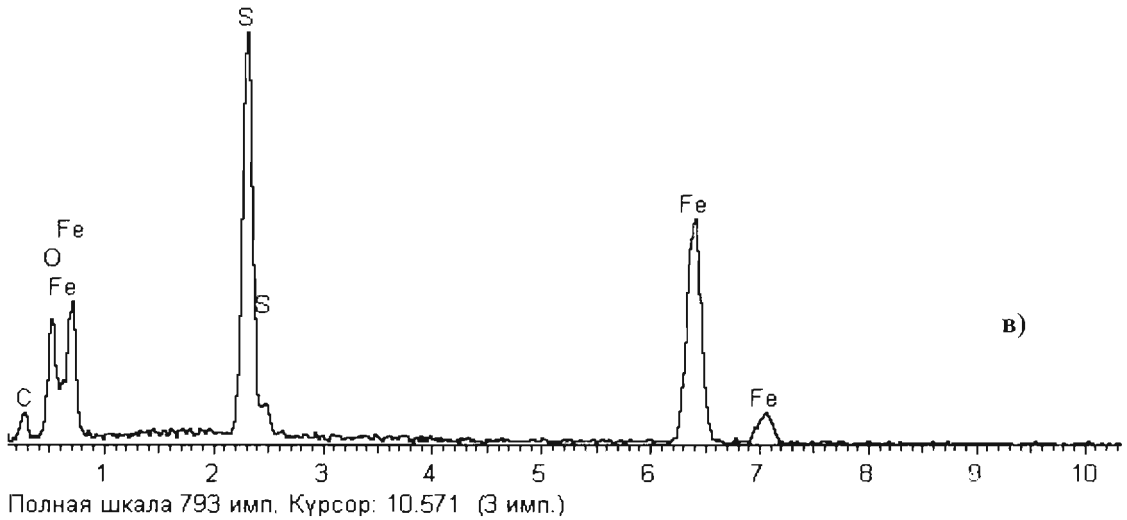
Рис. 5. Влияние МЭМИ-обработки на сорбцию БКс на пирротине (а) и пентландите (б)



а)

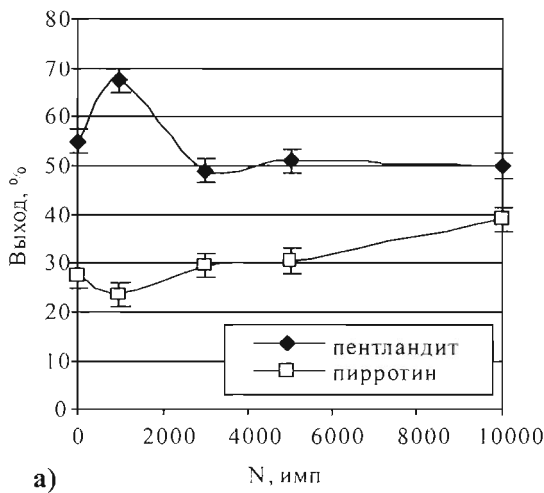


б)

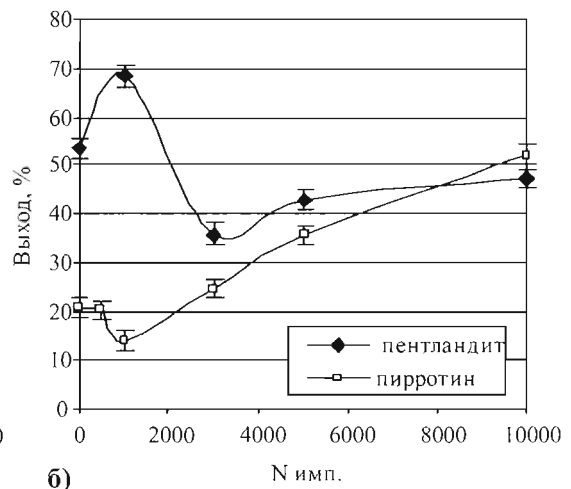


в)

Рис. 6. Влияние МЭМИ на химический и фазовый состав поверхности пирротина микро- (а) и нанообразования (б) оксидов (гидроксидов) железа; рентгеновский спектр от них (в), РЭМ-РСМА. Масштабные линейки - 10 мкм (а), РЭМ; поле сканирования - 2x2 мкм, высота - Z<150 нм (б), АСМ



а)



б)

Рис. 7. Влияние воздействия МЭМИ на флотлируемость пентландита и пирротина при pH 10,5 в присутствии БКс (а) и его сочетания с ДМДК (б)

троимпульсной обработки $0,5 \cdot 10^3$ и 10^3 импульсов, при которых в экспериментах по мономинеральной флотации максимально проявлялся эффект разделения пирротина и пентландита [13, 14]. Также для сравнения были поставлены флотационные опыты по реагентному режиму, приближенному к фабричному, но без электроимпульсной обработки хвостов медной флотации (базовый опыт).

Как видно из полученных результатов (табл. 3), обработка МЭМИ хвостов медной флотации богатой Cu-Ni руды приводит к увеличению извлечения Ni в никель-пирротиновый концентрат при улучшении его качества по Ni по сравнению с базовым опытом.

В результате электроимпульсного воздействия ($0,5 \cdot 10^3$ имп) содержание Ni в никель-пирротиновом концентрате увеличивается на 0,39 %, а извлечение никеля – на 2,08 %. При обработке 10^3 имп извлечение Ni в никель-пирротиновый концентрат увеличивается на 3,29 % при улучшении качества (на 0,26 %) по сравнению с базовыми опытами.

Заключение

В результате проведенных исследований были получены экспериментальные результаты, свиде-

тельствующие о высокой эффективности предварительной электромагнитной импульсной обработки вкрапленных платиносодержащих продуктов обогащения НОФ и богатой Cu-Ni руды НПР:

- максимальный прирост извлечения МПГ и Au в результате последующего кратковременного (15 мин) механического измельчения и гравитационного обогащения в концентрате «Knelson» из материала песковой фракции отвальных хвостов НОФ составил: Pt - 67 %, Pd - 52,2 %; Au - 74,7 %, а из материала первичного гравитационного концентрата рудного цикла НОФ – Pt - 5,44 %, Pd - 5,9 %, Au - 4,3 % при существенном повышении качества готовых продуктов, оцениваемого по коэффициенту концентрирования металла;

- установлен эффект последовательного окисления поверхности пирротина с образованием оксидов (гидроксидов) и сульфатов железа при электромагнитном импульсном воздействии, тогда как на пентландите наблюдается образование элементной серы, что обеспечивает контрастность электрохимических, сорбционных и флотационных свойств минералов. На примере богатой сульфидной медно-никелевой руды продемонстрирована возможность приме-

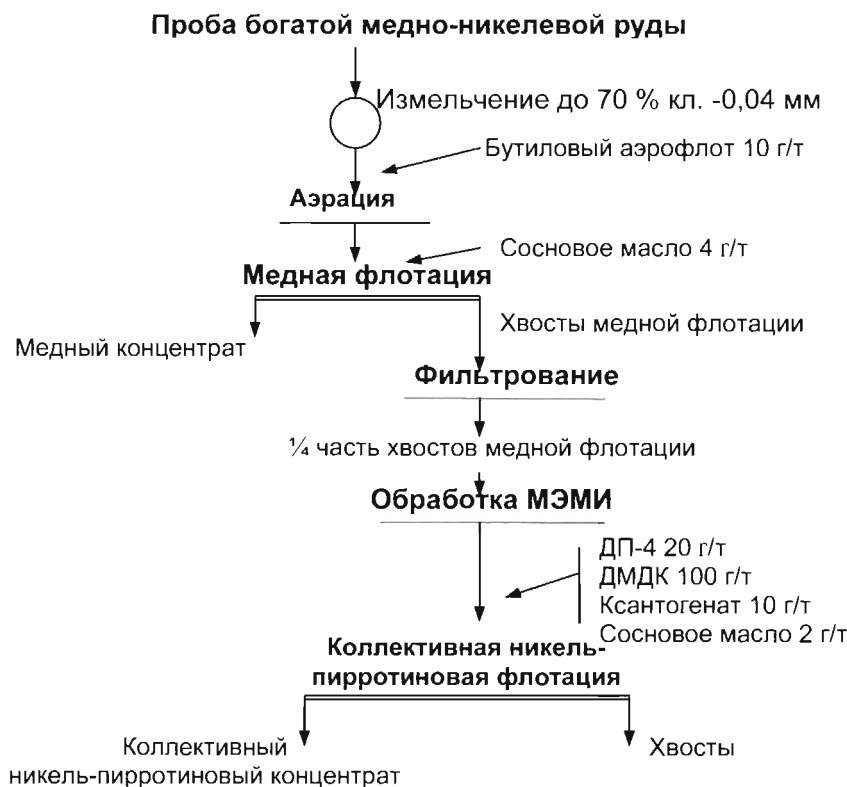


Рис. 8. Схема проведения исследования влияния МЭМИ на флотацию богатой медно-никелевой руды

Технологические показатели флотации богатой медно-никелевой руды до и после обработки МЭМИ

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, %		Извлечение, %	
		Ni	Cu	Ni	Cu
Си концентрат	42,72	1,79	12,93	26,16	87,72
Без МЭМИ-обработки					
Никель-пирротиновый концентрат	41,1	6,81	2,27	75,40	69,40
Хвосты	58,9	1,55	0,70	24,60	30,60
Исходное питание	100	3,70	1,34	100	100
0,5·10³ импульсов					
Никель-пирротиновый концентрат	40,57	7,20	2,28	77,48	68,04
Хвосты	59,43	1,45	0,70	22,52	31,96
Исходное питание	100	3,70	1,32	100	100
10³ импульсов					
Никель-пирротиновый концентрат	41,17	7,07	2,34	78,69	72,55
Хвосты	58,83	1,34	0,62	21,31	27,45
Исходное питание	100	3,70	1,33	100	100

нения высоковольтной электромагнитной импульсной обработки минерального сырья для интенсификации процессов флотационного обогащения Cu-Ni руд.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ «Научная школа академика В.А.Чантурия» НШ-3184.2010.5 и при поддержке РФФИ, грант № 11-05-00434-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений / А.Д. Гснкин, В.В. Дистлер, Г.Д. Гладышев, А.А. Филимонова и др. М.: Наука, 1981. 234 с.
2. Вкрапленные руды Норильска – новый подход к технологии обогащения / Л.И. Алексеева, Н.Г. Кайтмазов, Ю.А. Салайкин и др. // Цветные металлы, 2007, № 7, с. 26-31.
3. Вкрапленные руды Норильских медно-никелевых месторождений – перспективный источник платинометалльного сырья / В.А. Рябкин, А.С. Торгашин, Г.К. Шклярник, Р.А. Осипов // Цветные металлы, 2007, № 7, с. 16-21.
4. Разработка технологии обогащения богатых и медистых руд с получением высококачественного медного и никелевого концентратов / И.Н. Храмова, В.В. Гоготина, П.М. Баскаев и др. // Цветные металлы, 2007, № 7, с. 32-37.
5. Создание новых технологий обогащения на Норильской обогатительной фабрике / А.А. Яценко, Л.И. Алексеева, Б.А. Захаров и др. // Цветные металлы, 2001, № 6, с. 35-38.
6. Развитие технологии гравитационного обогащения на Норильском комбинате / Ю.В. Благодатин, А.А. Яценко, Ю.А. Салайкин и др. // Цветные металлы, 1998, № 10-11, с. 29-31.
7. Наночастицы в процессах разрушения и вскрытия геоматериалов / В.А. Чантурия, К.Н. Трубецкой, С.Д. Виктор, И.Ж. Бунин и др. М: ИПКОН РАН, 2006, 216 с.
8. Чантурия В.А., Бунин И.Ж. Нетрадиционные высокоэнергетические методы дезинтеграции и вскрытия тонкодисперсных минеральных комплексов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 2007, № 3, с. 107-128.
9. Чантурия В.А. Перспективы устойчивого развития горноперерабатывающей индустрии России / Прогрессивные технологии комплексной переработки минерального сырья, М.: Издательский дом «Руда и Металлы», 2008, с. 5-22.
10. Чантурия В.А., Бунин И.Ж., Лунин В.Д. Нетрадиционные методы дезинтеграции и вскрытия упорных золото-содержащих продуктов: теория и технологические результаты // Горный журнал, 2005, № 4, с. 68-74.
11. Использование мощных электромагнитных импульсов в процессах дезинтеграции и вскрытия упорного золото-содержащего сырья / В.А. Чантурия, И.Ж. Бунин, В.Д. Лунин, Ю.В. Гуляев и др. // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 2001, № 4, с. 95-106.
12. Изыскания путей повышения контрастности флотационных свойств минералов пентландита и пирротина в процессе их разделения / И.Н. Храмова, Л.С. Лесникова, В.В. Гоготина и др. // Цветные металлы, 2005, № 12, с. 18-20.
13. Влияние озона при воздействии наносекундными электромагнитными импульсами на физико-химические и флотационные свойства поверхности пирротина / В.А. Чантурия, Т.А. Иванова, И.А. Хабарова и др. // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 2007, № 1, с. 91-99.
14. Иванова Т.А., Бунин И.Ж., Хабарова И.А. Химическое модифицирование поверхности сульфидов при воздействии мощными электромагнитными импульсами // Горный информационно-аналитический бюллетень, М.: Изд-во МГИУ, «Горная книга», 2008, № 5, с. 342-350.
15. Non-traditional highly effective breaking-up technology for resistant gold-containing ores and beneficiation products / V.A. Chanturiya, Yu.V. Gulyaev, I.J. Bunin, V.D. Lunin, G.V. Sedelnikova / Proceedings: XXII International Mineral Processing Congress, Chief Editors: L.Lorenzen and D.J.Bradshaw, Cape Town, South Africa, 2003, Cape Town: Document Transformation Technologies, 2003, Vol. 1, pp. 232-241

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 543.06

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗАВОДСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ ОАО «КРАСЦВЕТМЕТ» ВЫХОДИТ НА НОВЫЕ СЕГМЕНТЫ РЫНКА

Е.А. Волкова, М.П. Лосева

ОАО «Красноярский завод цветных металлов имени В.Н. Гулидова», Красноярск

*“Качество продукции – основное поле сражений
на мировых рынках ... и цена проигрыша
в этой борьбе – экономическая катастрофа”
Д. Харрингтон*

Разработка аналитиками ЦЗЛ методик по пробоподготовке и анализу геологических объектов, освоение и внедрении отраслевых методик КХА минерального сырья, расширение области аккредитации и подтверждение технической компетентности в данной области позволили достойно представлять предприятие на новом для нас направлении.

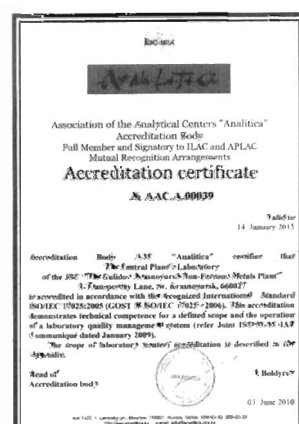
Центральная заводская лаборатория (ЦЗЛ) ОАО «Красцветмет» сегодня – это лаборатория международного уровня признания, аккредитованная на техническую компетентность в системе ILAC и СААЛ. В составе ОАО «Красцветмет» ЦЗЛ успешно прошла сертификацию в «Bureau Veritas Certification Russia», доказав соответствие требованиям международных стандартов менеджмента качества ISO 9001:2000, охраны труда OHSAS 18001:2007 и экологии ISO 14000:2004.

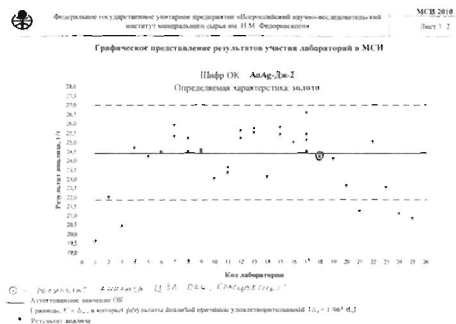
Качество и конкурентоспособность продукции аффинажного производства ОАО «Красцвет-

мет» на международном рынке драгоценных металлов, статус Good Delivery на Лондонской, Токійской и Нью-Йоркской биржах драгоценных металлов (слитки платины и палладия, золота и серебра) во многом обусловлены высоким качеством аналитического контроля, осуществляемого аналитической лабораторией ОАО «Красцветмет».

ЦЗЛ – единственная лаборатория в России, которая ежегодно участвует в международном сличительном испытании ASTM и превосходно подтверждает свой профессионализм. В 2005 году заводская лаборатория признана лучшей лабораторией года и награждена премией Ассоциации Аналитических центров “Аналитика” “Серебряный моль”.

В 2009 году была расширена область аккредитации в области анализа горных пород, руд, концентратов и продуктов их переработки. Анализ геологических объектов – новое направление для лаборатории. Однако, межлабораторные сличи-





тельные испытания, проведенные Всероссийским научно-исследовательским институтом минерального сырья в 2010 году, подтвердили техническую компетентность лаборатории и в этой области.

Внедрение в практику деятельности ЦЗЛ ОАО «Красцветмет» современных методов анализа, инструментов бережливого производства, а также наличие более 120 ед. аналитического и вспомогательного оборудования позволило не только в полном объеме решать поставленные задачи по аналитическому контролю аффинажа драгоценных металлов, но и выходить на новые сегменты рынка:

- оказание услуг по пробоподготовке и анализу геологических объектов (горных пород, руд, почв, донных отложений и пр.), включенных в область аккредитации;
- аналитический контроль производства и аттестация противоопухолевых медпрепаратов (цисплатин, карбоплатин, оксиплатин);
- изготовление стандартных образцов, содержащих драгоценные металлы в виде порошков, монолитов, растворов;

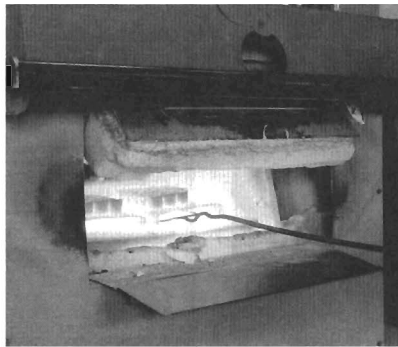
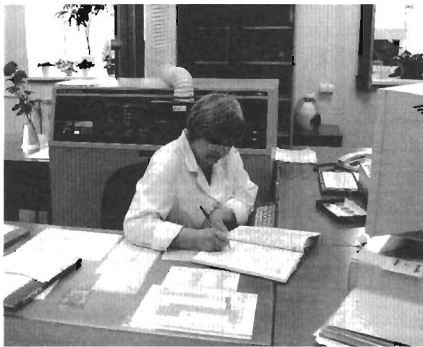
- оказание услуг, в том числе по выполнению контрольных и арбитражных анализов, в соответствии с Перечнем оказываемых услуг, представленном на сайте www.krastsvetmet.ru;

-возможно предоставление комплексного аналитического сопровождения от поисковых работ до защиты запасов; разработка методик выполнения анализов.

Определение содержания драгоценных металлов в ЦЗЛ производится с высокой точностью в интервале от 10^{-6} до 100 %. Используя собственный богатый опыт анализа сложных сырьевых объектов, изучив спрос на услуги по анализу геологических объектов, аналитики ЦЗЛ в короткий срок разработали собственные методики, освоили, официально внедрили в соответствии с

Р 50.2.060-2008 «Внедрение стандартизованных методик КХА в лаборатории» отраслевые методики количественного химического анализа минерального сырья и продуктов его переработки:

- Определение содержания от 0,1 г/т до 100 г/т золота пробирным и пробирно-атомно-абсорбци-



онным методом;

- Определение содержания от 0,2 г/т до 2000 г/т серебра пламенным атомно-абсорбционным методом;

- Определение общего содержания от 1 % до 50 % серы гравиметрическим методом;

- Определение содержания от 0,01 % до 99,5 % порообразующих компонентов (оксидов натрия, магния, алюминия, кремния, фосфора, калия, кальция, титана, марганца и железа) атомно-эмиссионным методом с индуктивно связанной плазмой;

- Определение около тридцати элементов от 0,0001 % до 50,0 % атомно-эмиссионным методом с индуктивно связанной плазмой после мультикислотного разложения;

- Определение около 30 элементов от 0,000001 % до 1,0 % методом масс-спектрометрии после мультикислотного микроволнового разложения материала пробы.

В настоящее время ЦЗЛ ОАО «Красцветмет» может оказать Вам услуги по подготовке проб с учетом любой схемы, предлагаемой Заказчиком и проведению геохимических анализов горных пород, руд, почв и донных отложений, определяя в них более 30 элементов, в том числе БМ и металлы спутники.

Перспективные планы развития:

- создание ряда собственных методик количественного химического анализа геологических объектов для расширения диапазона определяемых элементов, в том числе Au, и улучшения точ-

ностных характеристик по сравнению с существующими методиками;

- сокращение затрат на производство анализов горных пород, руд и продуктов их переработки с целью снижения их стоимости;

- создание автоматизированного комплекса пробирной плавки, что позволит исключить человеческий фактор, как источник систематических и случайных ошибок, существенно увеличить пропускную способность и значительно сократить сроки выполнения анализов.

ЦЗЛ ОАО «Красцветмет» предлагает свои аналитические услуги для поисково-оценочных, разведочных и эксплуатационных работ. Возможности лаборатории по выполнению анализов составляют 100-120 тыс. проб в год.

ЦЗЛ ОАО «Красцветмет» осуществляет деятельность по разработке, испытанию и применению стандартных образцов состава БМ. Потенциал участка по производству СО способен удовлетворить потребность в высококачественных СО не только ЦЗЛ ОАО «Красцветмет», но и других заинтересованных в разработке и изготовлении стандартных образцов предприятий

Действующая система аналитического контроля производства продукции, накопленный опыт более за чем 65 лет существования ЦЗЛ, современная приборная база, квалифицированный персонал позволяют решать сложные задачи на высоком научно-техническом уровне и обеспечивать качество и конкурентоспособность продукции на международном рынке драгоценных металлов в условиях жесткой конкуренции.

ПЛАТИНА РОССИИ

Сборник научных трудов

Том VII

Макет подготовлен в ЦНТИиИД ГПКК «КНИИГиМС»

ISBN 978-5-904314-43-9



Подписано в печать 13.10.2011 г.
Бумага офсетная 80 г/м². Заказ 3681. Тираж 300 экз.
Отпечатано ООО «Знак»,
660028, Красноярский край, г. Красноярск,
ул. Телевизорная, 1, стр. 21,
Тел./факс: (391) 246-09-42, 290-00-90.