

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-

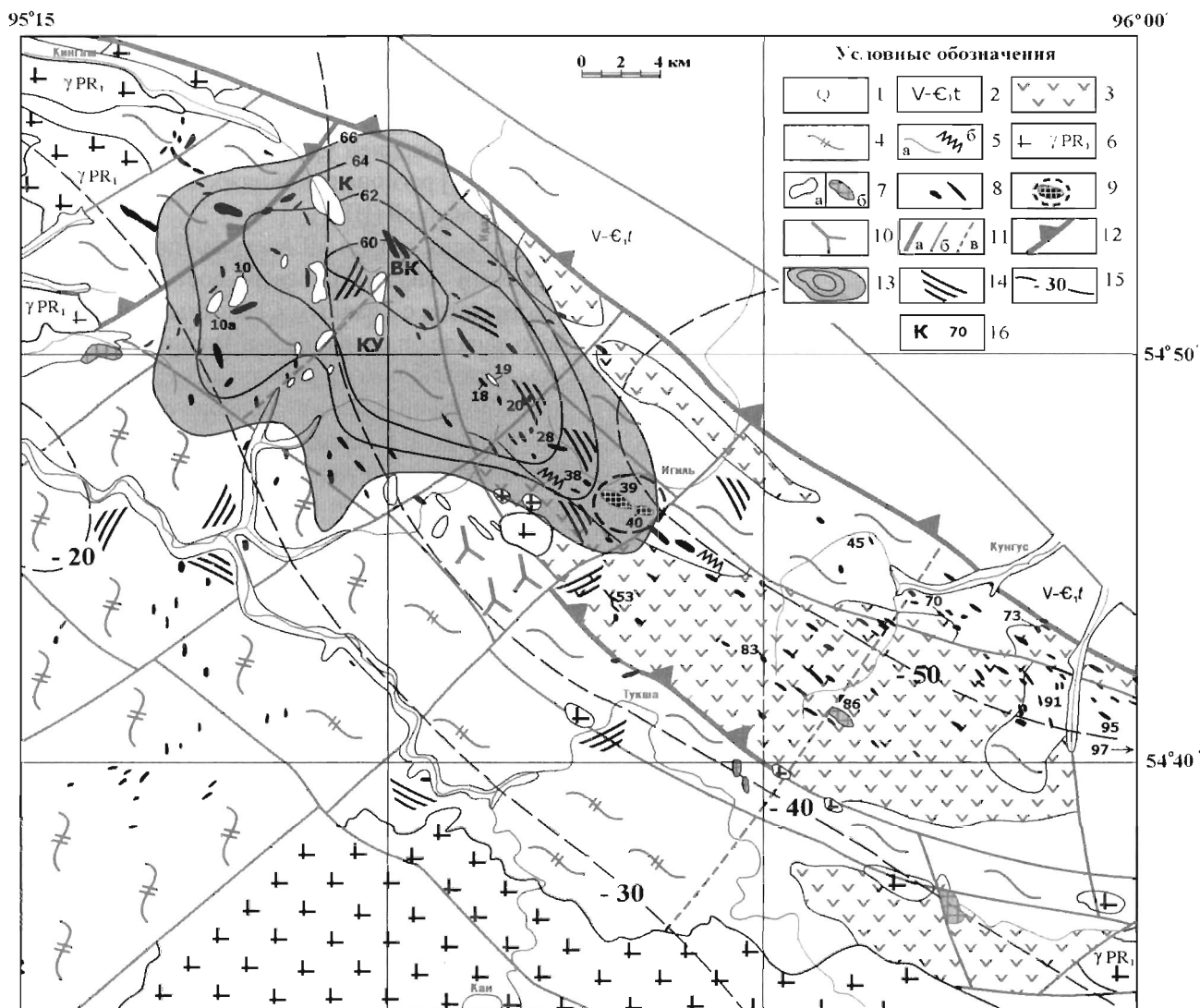


Рис. 1. Кингашское рудное поле Саянской никель-платиноносной провинции с элементами геодинамики и прогноза. Составлена О.М. Глазуновым (ИГХ СО РАН) на геологической основе В.И. Юркина (м-б 1:200 000, 1968 г.) [19] с дополнениями А.Н. Смагина, А.В. Ренжина, 2006, ОАО «Красноярскгеология» и Г.Р. Ломаевой, 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

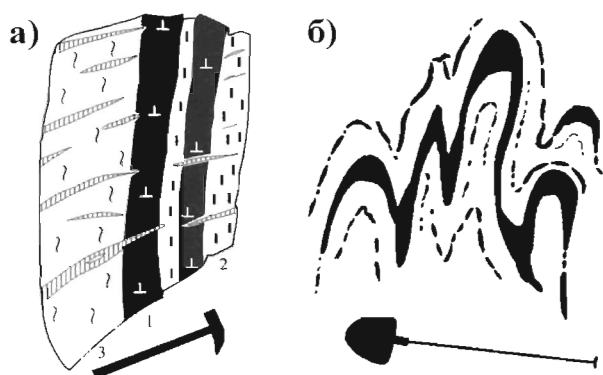


Рис. 2. Прослои (а) и плейчатость (б) хлорит-тремолит-серпентиновых пород (1) на контакте амфиболитов (2) и гнейсов (3) караганского структурно-вещественного комплекса

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

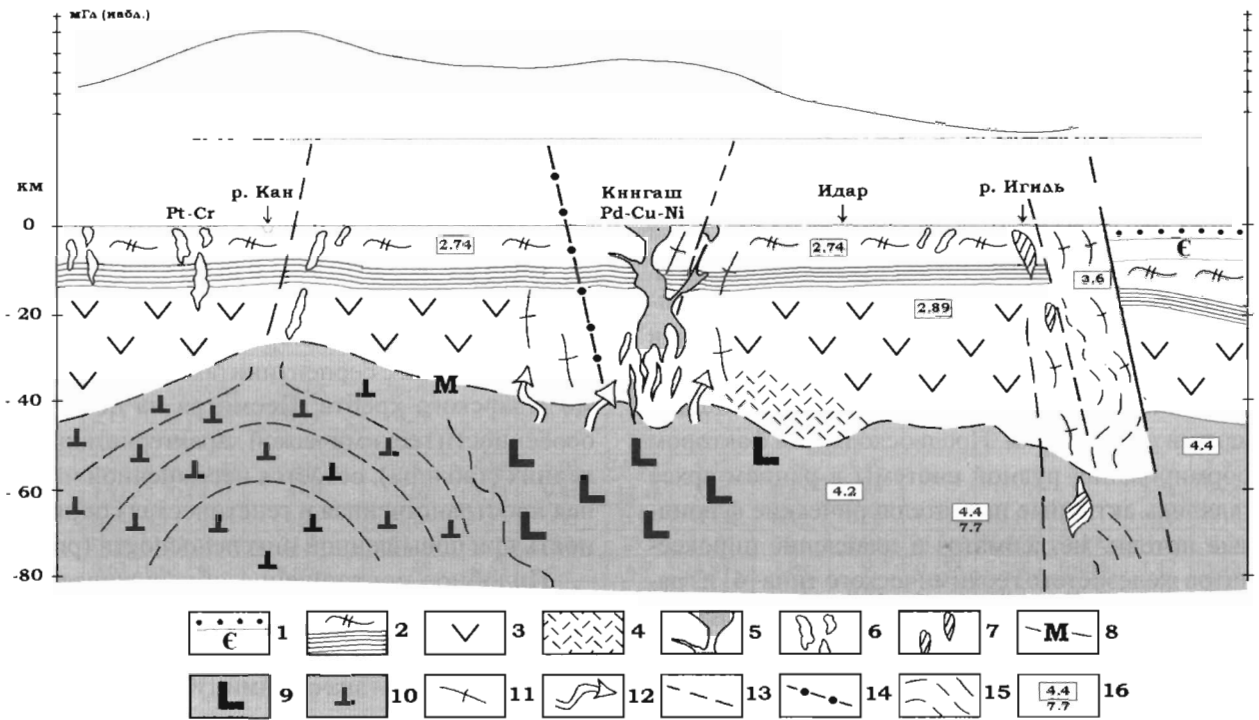


Рис. 3. Прогностический разрез через Кингашское рудное поле, от р. Кан до Сибирской платформы. Составлен О.М. Глазуновым

1 – чехол Сибирской платформы; 2 – кристаллический гранитогнейсовый фундамент AR₂; 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/см³) 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 ϵ_{Nd} 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 «сбросе» 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

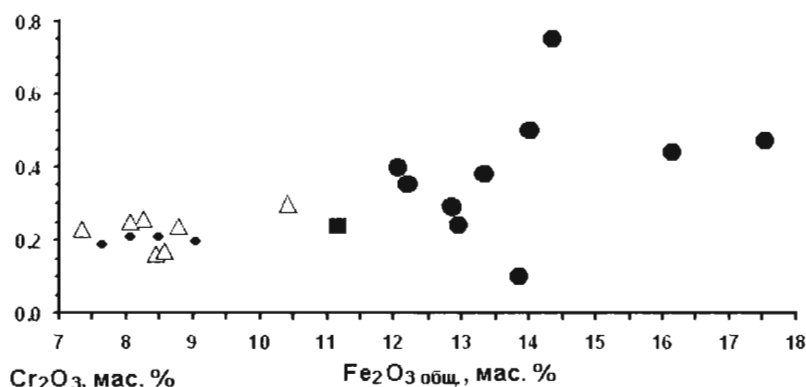
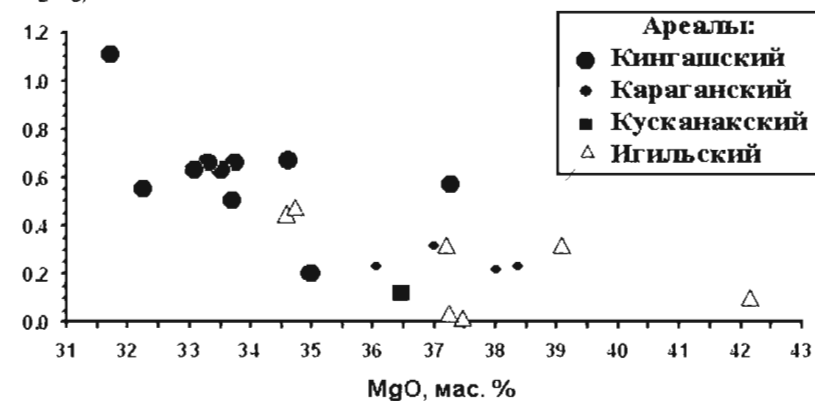
Геохимическая характеристика гипербазитов

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. %

Ареалы:
 ● Кингашский
 • Караганский
 ■ Кускынакский
 △ Игильский

Рис. 4. Бинарная диаграмма отношения NiO - Fe₂O₃ общ. и Cr₂O₃-MgO (мас. %) в ультраосновных породах Кингашского рудного поля

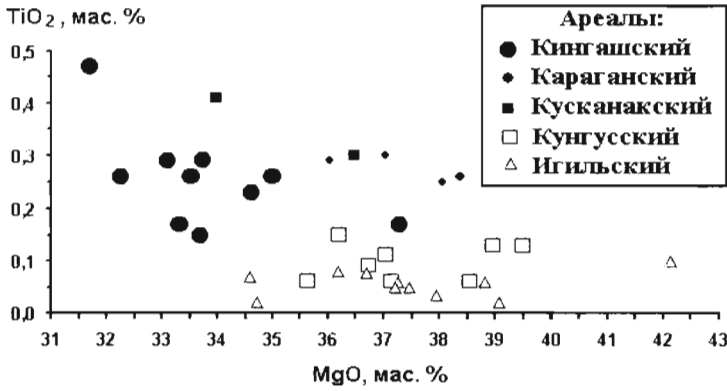


Рис. 5. Бинарная диаграмма отношения TiO_2 - MgO (мас. %) в ультраосновных породах Кингашского рудного поля

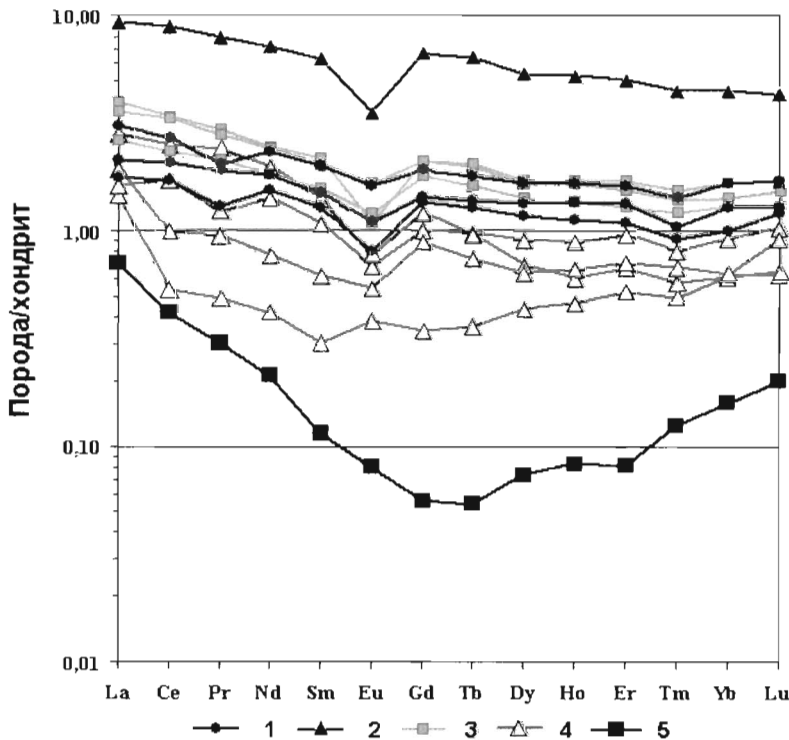


Рис. 6. Редкоземельные спектры ультраосновных пород.

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.

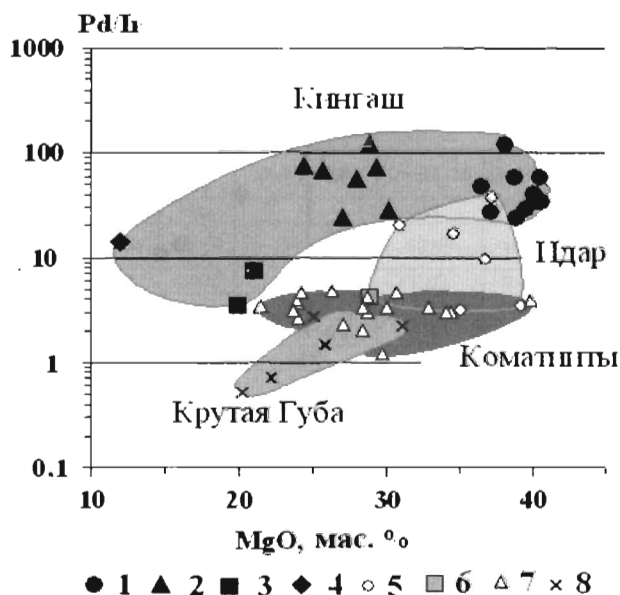


Рис. 7. Диаграмма отношения Pd/Ir-MgO в ультраосновных и основных породах 1-4 - Кингашский массив: 1 - дуниты, 2 - верлиты, 3 - клинопироксениты, 4 - габбро-амфиболит; 5-6 Игильский ареал. Идарское белогорье: 5 - апогарцбургитовые серпентиниты, 6 - ортопироксенит; 7 - коматииты Барбертона [23]; 8 - перидотиты массива Крутая Губа [6 и др.]

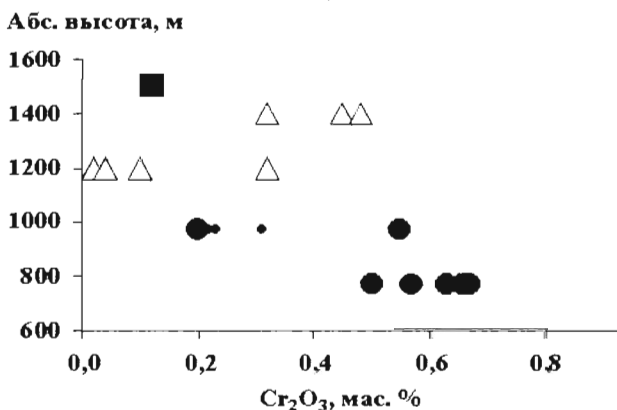
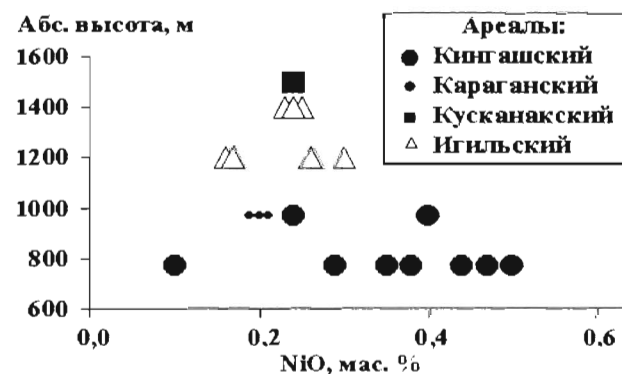


Рис. 8. Распределение NiO и Cr₂O₃ в массивах ультраосновных пород, расположенных на разных гипсометрических уровнях

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 полюс сгущения изоаномал с широкими растянутыми площадками, подчеркнутыми 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.