ГЕОХИМИЯ, 2024, том 69, № 5, с. 419–436

УДК 552.3:553.2:553.4:550.42

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ ИНТРУЗИВОВ РУДОНОСНОГО (Ni–Cu–PGE) НОРИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА НА ПРИМЕРЕ МАСЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2024 г. Ю. А. Костицын[a, *], Н. А. Криволуцкая[a], А. В. Сомсикова[a], М. О. Аносова[a], И. В. Кубракова[a], Н. Д. Толстых[b], Б. И. Гонгальский[c], И. А. Кузьмин[b]

[a]*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия*

[b]*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Российской академии наук, пр. Ак. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия*

[c]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Старомонетный пер., д. 35, Москва, 119017 Россия*

**e-mail: kostitsyn@geokhi.ru*

Поступила в редакцию 02.12.2023 г.
После доработки 18.12.2023 г.
Принята к публикации 18.12.2023 г.

Проблема выделения единичных интрузивов с PGE–Cu–Ni рудами среди огромного сообщества безрудных базитовых массивов на северо-западе Сибирской платформы стоит перед исследователями на протяжении нескольких десятков лет. Для ее решения обычно используется комплекс геолого-геофизических методов. Значительно реже применяются для этого геохимические исследования, базирующиеся на современных аналитических данных – элементных и изотопных. Мы использовали такой подход при исследовании массивов норильского комплекса, содержащих сульфидную минерализацию. На примере Масловского месторождения, расположенного в Норильской мульде, продемонстрированы характерные черты рудоносных пород, которые могут использоваться при поисках новых перспективных объектов. Для пород Масловского месторождения, представленных двумя разрезами по скважинам ОМ–4 и ОМ–24, получены геохимические параметры, укладывающиеся в диапазоны $\varepsilon_{Nd} = 1.0 \pm 1.0$ и $(La/Lu)_n = 2.3 \pm 0.8$, которые отличают массивы Норильского рудного района с уникальными сульфидными рудами от безрудных и слаборудоносных. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют от 0.7056 до 0.7069 в вертикальных разрезах Масловского месторождения, представляющих весь спектр разновидностей слагающих его габброидов. По мере накопления в породах платиноидов отношение Pd/Pt увеличивается от ~1 при кларковых содержаниях до ~3 в богатых рудах. Признаков ассимиляции расплавами силикатных пород in situ не обнаружено.

Ключевые слова: Норильский рудный район, Масловское месторождение, изотопы, стронций, неодим, платиноиды, сульфиды

DOI: 10.31857/S0016752524050014, **EDN:** JBUHQD

ВВЕДЕНИЕ

Сибирская крупная магматическая провинция включает как вулканогенные, так и интрузивные породы, характеризующиеся наибольшим разнообразием составов в северо-западной части Сибирской платформы (рис. 1). Именно здесь располагаются уникальные платино-медно-никелевые месторождения Норильского района, приуроченные к базитовым телам трапповой формации (Котульский, 1946; Дюжиков, 1988; Geology and ore deposits... 1994; Малич и др., 2018). Однако в этом же районе распространено огромное количество и безрудных массивов, а также мелких интрузивных тел, рудоносность которых до сих пор не установлена. Выделение потенциально богатых на медно-никелевые руды массивов среди огромного сообщества близких по составу интрузивов играет не только важную роль при поисках новых месторождений, но и имеет фундаментальное значение для решения вопроса о роли исходных магм в генезисе PGE–Cu–Ni руд (Золотухин, 1971; Лихачев, 1978; Likhachev, 1994; Лихачев, 2006). Как правило, этот вопрос решается для конкретных месторождений мира (Бушвельд, Садбери и др.) путем изучения внутрикамерных процессов в пределах отдельных массивов (Naldrett, 2004), достоверность выводов при этом трудно проверить и каким-либо образом использовать для других тел в качестве критерия их рудоносности. И только в Норильском районе, представляющем собой крупную металлогеническую провинцию, образованную многочисленными интрузивными телами разной рудоносности (от

безрудных до содержащих уникальные сульфидные месторождения) возможно наиболее полное решение поставленных проблем за счет систематического разностороннего геохимического изучения пород и их сопоставления. Такой методический подход используется нами для решения проблем генезиса норильских руд (Kostitsyn et al., 2023).

На протяжении многих лет типизация ультрабазит-базитовых массивов Норильского района осуществлялась в процессе разномасштабных (1 : 50 000, 1 : 200 000, 1 : 1 000 000) геолого-съемочных работ, начиная с 1960х годов. В результате было выделено множество интрузивных комплексов и типов интрузивов, количество которых в разных легендах варьировало от 7 до 11 (Геологическая карта... 1994; Государственная геологическая карта... 1996). Массивы были объединены в интрузивные комплексы (табл. 1) преимущественно на основании распределения петрогенных компонентов в породах и особенностей внутреннего строения массивов (Годлевский, 1959; Лихачев, 1965; Лурье, Масайтис, 1966; Золотухин и др., 1975; Лихачев, 1978; Дюжиков, 1988; Рябов и др., 2000; Ryabov et al., 2014).

Проведенные в последние три десятилетия геохимические исследования пород с применением современных методов позволили получить большой объем новых данных по распределению в интрузивах редких элементов и радиогенных изотопов (Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Wooden et al., 1993; Geology and ore deposits... 1994; Hawkesworth et al., 1995; Malitch et al., 2010; Malitch et al., 2013; Малич и др., 2018; Petrov, 2019), однако они редко используются для типизации интрузивных комплексов и установления их потенциальной рудоносности. Обработка полученных ранее авторами и другими исследователями данных позволила очертить круг характерных особенностей рудоносных интрузивов в отношении главных элементов, элементов-примесей и изотопных отношений. Было установлено (Kostitsyn et al., 2023), что для рудоносных массивов характерные следующие параметры: MgO = 10–12 мас. %, $TiO_2 < 1$ %, $(La/Lu)_n = 2.3 \pm 0.8$, $\varepsilon_{Nd} = 1.0 \pm 1.0$, а также гораздо более компактные распределения изотопных отношений стронция, свинца и серы в этих телах в сравнении с безрудными и с платформенными базальтами главных свит региона. Для них также типичны своеобразные отношения рудных элементов (в безрудных частях массивов), таких как Pt/Ni, Pt/Pd, отличающие их от массивов других интрузивных комплексов. Это было показано нами на примере двух интрузивов Микчангдинской площади, в то время как некоторые массивы Норильской мульды остались недостаточно охарактеризованы в отношении указанных геохимических параметров. В первую очередь, это касается Масловского месторождения, содержащего крупные запасы PGE–Cu–Ni руд и разведанного в последние годы ООО “Норильскгеология”. Мы решили восполнить этот пробел и провели исследования слагающих его интрузивных пород. В статье приводятся первые данные по изотопному составу Sr, Nd в породах, геохимии пород и ряда минералов Масловского месторождения.

Краткие сведения о геологическом строении Норильского района и Масловского месторождения

Норильский рудный район расположен на стыке трех геоструктур: Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского рифтогенного прогиба. Граница между двумя последними (рис. 1), в общих чертах совпадает с зоной Северо-Хараелахского разлома и долиной р. Енисея (Государственная геологическая карта... 1996). В пределах района выделяются четыре основные структуры первого порядка – Хантайско-Рыбнинский и Дудинский валы, Норильско-Хараелахский прогиб и Тунгусская синеклиза. Норильско-Хараелахский прогиб в свою очередь расчленяется Южно-Пясинской антиклинальной складкой на три структуры второго порядка – Вологочанскую, Норильскую и Хараелахскую мульды и осложнен зонами глубинных разломов: Северо-Хараелахским, Боганидским, Фокинско-Тангаралахским, Норильско-Хараелахским и Имангдинско-Кыстыктахским, которые определяют современный структурно-тектонический план района (рис. 1). В строении района принимают участие карбонатно-терригенные морские отложения кембрия-девона и угленосные отложения тунгусской серии (C_2–P_2). На отложениях тунгусской серии залегают породы трапповой формации верхней перми – нижнего триаса, которые снизу вверх по разрезу в районе Масловского месторождения подразделяются на несколько свит: ивакинскую (P_3 *iv*), сыверминскую (T_1 *sv*), гудчихинскую (T_1 *gd*), туклонскую (T_1 *tk*), надеждинскую (T_1 *nd*), мороногвскую (T_1 *mr*) и мокулаевскую (T_1 *mk*) (рис. 2). Мощность туфо-лавовой толщи составляет около 1300 м.

Дифференцированные массивы объединены в норильский рудоносный комплекс, в составе которого, согласно легенде 1 : 200 000 карты (Геологическая карта... 1994) выделены типы – нижнеталнахский, круглогорский, зубовский. Однако по геохимическим особенностям (Криволуцкая и др., 2014; Служеникин и др., 2020) они существенно отличаются от рудоносных массивов и должны иметь самостоятельное значение, что показано нами в табл. 1.

На перспективность расположенной к югу от Норильска 1 площади (рис. 2) указал в 1962 году Г.Д. Маслов, в честь которого в 2004 г. и было названо Масловское месторождение. Оно связано с интрузивными породами, которые в плане имеют форму протяженного лентовидного тела, близкого по конфигурации к латинской букве S (3 × 6 км, рис. 2), расположенного частично в тунгусской

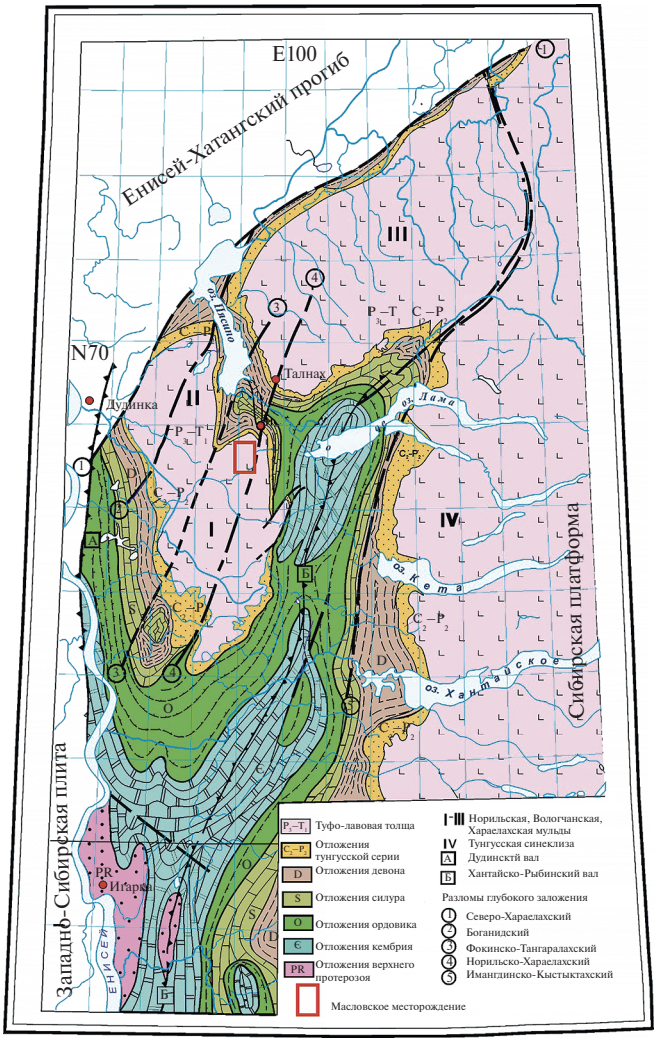


Рис. 1. Схематическая структурно-геологическая карта Норильского района (по данным ООО “Норильскгеология”, с исправлениями).

серии, а частично – в породах туфо-лавовой толщи. Мощность пород меняется очень значительно: наблюдаются трубообразные участки до 400 м, которые могут рассматриваться как подводящие каналы, на фоне маломощных (менее 100 м) тонких ветвей. Их морфология показана на серии профилей (рис. 3). Детально строение месторождения, в котором выделено было два интрузивных тела – Северо-Масловский и Южно-Масловский массивы, – было охарактеризовано нами ранее (Krivolutskaya et al., 2012).

На серии профилей (рис. 3) показано строение интрузивных тел, из которых следует, что в западной и центральных своих частях интрузивы имеют согласное с вмещающими породами, а в восточной – преимущественно секущее. В строении массивов Масловского месторождения принимают участие близкие по составу горизонты пород (контактовые, такситовые, пикритовые, оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты), хотя они и характеризуются присущими только им особенностями структуры и состава минералов, о чем будет сказано ниже. Руды месторождения – вкрапленные, реже – прожилково-вкрапленные; локализованы в нижней части интрузивных тел – в пикритовых и такситовых габбро-долеритах. В зоне экзоконтактов интрузивов выделены мелкие рудные тела прожилково-вкрапленных и так называемых “медистых” руд, т.е. существенно халькопиритовых.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мы исследовали представительные коллекции образцов из опорных скважин ОМ-4 и ОМ-24, вскрывающих наиболее мощные части Северо-Масловского и Южно-Масловского интрузивов соответственно. Анализы породообразующих элементов и рудных минералов выполнены с помощью электронного микрозонда JEOL JXA 8200 в г. Новосибирске (ИГМ СО РАН) и в Институте Химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия) (табл. А1, А7 Приложений). В зернах пироксена анализировались Si, Fe, Mg, Ti, Ca, Al, Mn, Na, K, Cr, при токе зонда 50 nA и ускоряющем напряжении 20 kV. Время набора сигнала составляло 60 секунд на пике сигнала и 30 секунд на измерение фона. Нижняя граница определяемых концентраций для элементов от Mg до Zn составляет 0.02 вес. %, а для Na – 0.06 вес. %. Локальность метода 2 мкм. Для мониторинга стабильности измерений и дрейфа параметров прибора использовались внутренние стандарты, близкие по составу исследуемым образцам. Эти стандарты измерялись через каждые 30–40 измерений и затем, при необходимости, вводилась коррекция. Редкие и редкоземельные элементы в пироксене и оливине были проанализированы в институте Химии Макса-Планка, Майнц, Германия, методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме с лазерным пробоотбором вещества, ICP-MS-LA ELEMENT-2 (Thermo Finnigan) с лазером UP–193 (New Wave) (табл. А1 Приложений). В качестве внешних стандартов использовали NIST SRM-612 и KL2-G. Диаметр лазерного пучка для пробоотбора варьировал от 50 до 90 мкм в зависимости от размеров объекта исследований.

Для изучения составов рудных минералов использовался сканирующий электронный микроскоп MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments Ltd – NanoAnalysis Ltd), оснащенный ЭД-спектрометром. Режимы работы: ускоряющее напряжение – 20 кВ; ток зонда – 1600 пА (1.6 нА); время замера спектра – 30 с. (Королюк и др., 2009). Локальность анализа определяется размером области генерации рентгеновского излучения, которая достигает величины 3–5 мкм. Предел обнаружения для большинства элементов составляет 0.2–0.3 %. Анализ проводился в центре многоэлементных и

изотопных исследований ИГМ СО РАН (аналитик М.В. Хлестов) (табл. А2–А5 Приложений).

ЭПГ и золото, а также рудные компоненты в породах Масловского месторождения (табл. А6) определяли в ГЕОХИ РАН (аналитики С.Н. Набиуллина, О.А.Тютюнник) (Тютюнник и др., 2020). Для определения рудных компонентов образцы массой 1 г разлагали в открытых сосудах смесью кислот (HCl + HNO_3 + HF) с последующим доплавлением остатка с Na_2O_2. Основные компоненты (Cr, Co, Cu, Mn, Fe, Ni, S, Sc, Sr, V, Y, Zn) определяли методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (АЭС-ИСП) (Iris Intrepid II Duo XDL, Thermo Electron Corp, США) на длинах волн (нм): Co(230.7), Cr(357.8), Cu(324.7), Fe(259.9), Mn(257.6), Ni(231.6), S(182.0), Sc(361.3), Sr(407.7), V(292.4), Y(324.2), Zn(206.2). Градуировочные растворы готовили разбавлением многоэлементного стандартного раствора ICP-MS-68B-100 (High-Purity Standards, США). Золото и ЭПГ определяли после его ионообменного выделения из исходных растворов на катионите AG50W × 8 (BRL, США); для определения ЭПГ (Pt, Pd, Ir, Rh, Ru) элюат дополнительно очищали от Zr и Hf на комплексообразующей смоле LN-Resin (TrisKem International, Франция). Градуировочные растворы готовили из смеси одноэлементных стандартных растворов ЭПГ и Au (Sigma-Aldrich, США). Измерения проводили на МС-ИСП спектрометре Element XR (Thermo Finnigan) по сигналам ^{197}Au, ^{105}Pd, ^{194}Pt, ^{195}Pt, ^{191}Ir, ^{103}Rh, ^{99}Ru в режимах низкого и среднего разрешения. Правильность определения контролировали по стандартному образцу состава TDB-1.

Содержания главных компонентов в породах (табл. А7 Приложений) определяли рентгенофлуоресцентным методом на XRF спектрометре со сканирующим каналом “AXIOS Advanced” фирмы PANalytical в ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев), согласно разработанной методике во Всесоюзном научно-исследовательском институте минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ФГУП “ВИМС”) в соответствии с ГОСТ Р. 8.563-2009 и ОСТ 41.08-205-04. Элементы-примеси в породах измерялись с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой: ICP-MS атомно-эмиссионный анализ iCAP-6500 Duo (Thermo Scientific, USA); масс-спектральный анализ X-7 (Thermo Scientific, USA) в ИПТМ РАН (п. Черноголовка, аналитик В.К. Карандашев) (Карандашев и др., 2016).

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования (табл. 1) проводили в ГЕОХИ РАН. От 20 до 30 мг образца в состоянии пудры разлагали в закрытых PFA бюксах в 1 мл смеси плавиковой и азотной кислот в соотношении 5:1 под инфракрасной лампой при постоянном перемешивании на лабораторном шейкере в течение 3 суток. После выпаривания полученные соли трижды растворяли

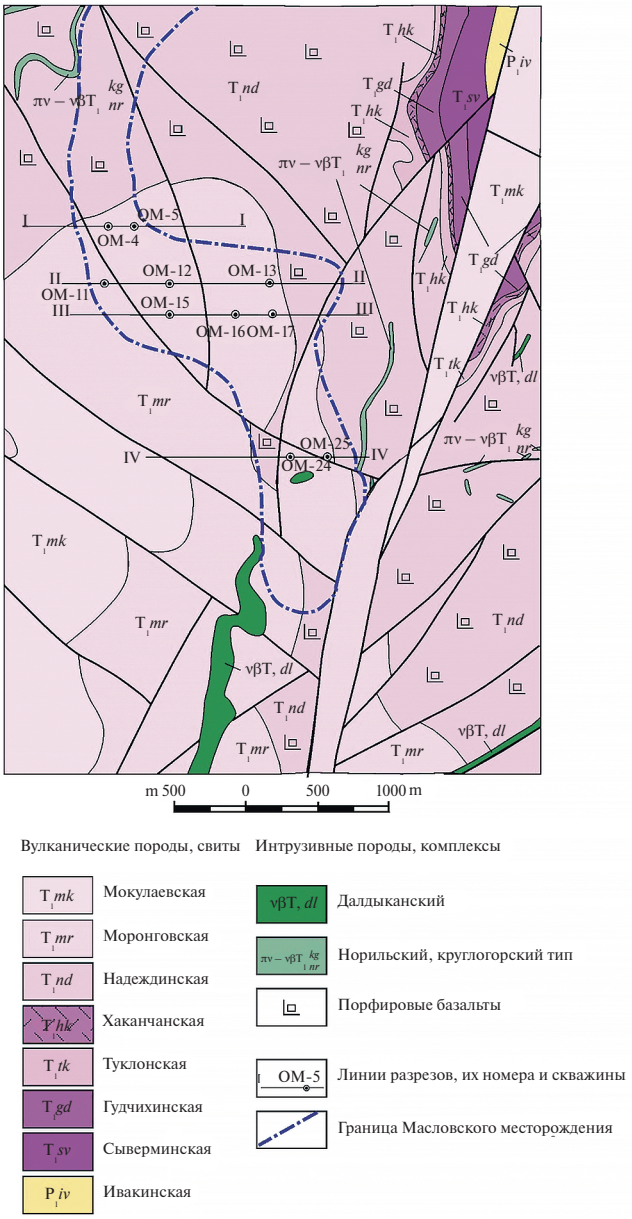


Рис. 2. Геологическая карта района Масловского месторождения.

и выпаривали в 1 мл 12 N соляной кислоты до суха для полного удаления ионов фтора и перевода образца в легкорастворимую хлоридную форму. Rb, Sr и фракция суммы редкоземельных элементов выделяли на хроматографической колонке (Savillex™ PFA), заполненной 5 см^3 ионно-обменной смолы Dowex W50 × 8. Выделение проводили ступенчатым элюированием в 2.2 N HCl (для фракции Rb) и 4.0 N HCl (для Sr и суммы REE). Sm и Nd выделяли из полученной фракции REE на полиэтиленовых колонках, заполненных 1 см^3 ионно-обменной смолы Ln–spec (Eichrom) методом ступенчатого элюирования в кислотах 0.15 N HCl, 0.3 N HCl и 0.7 N HCl.

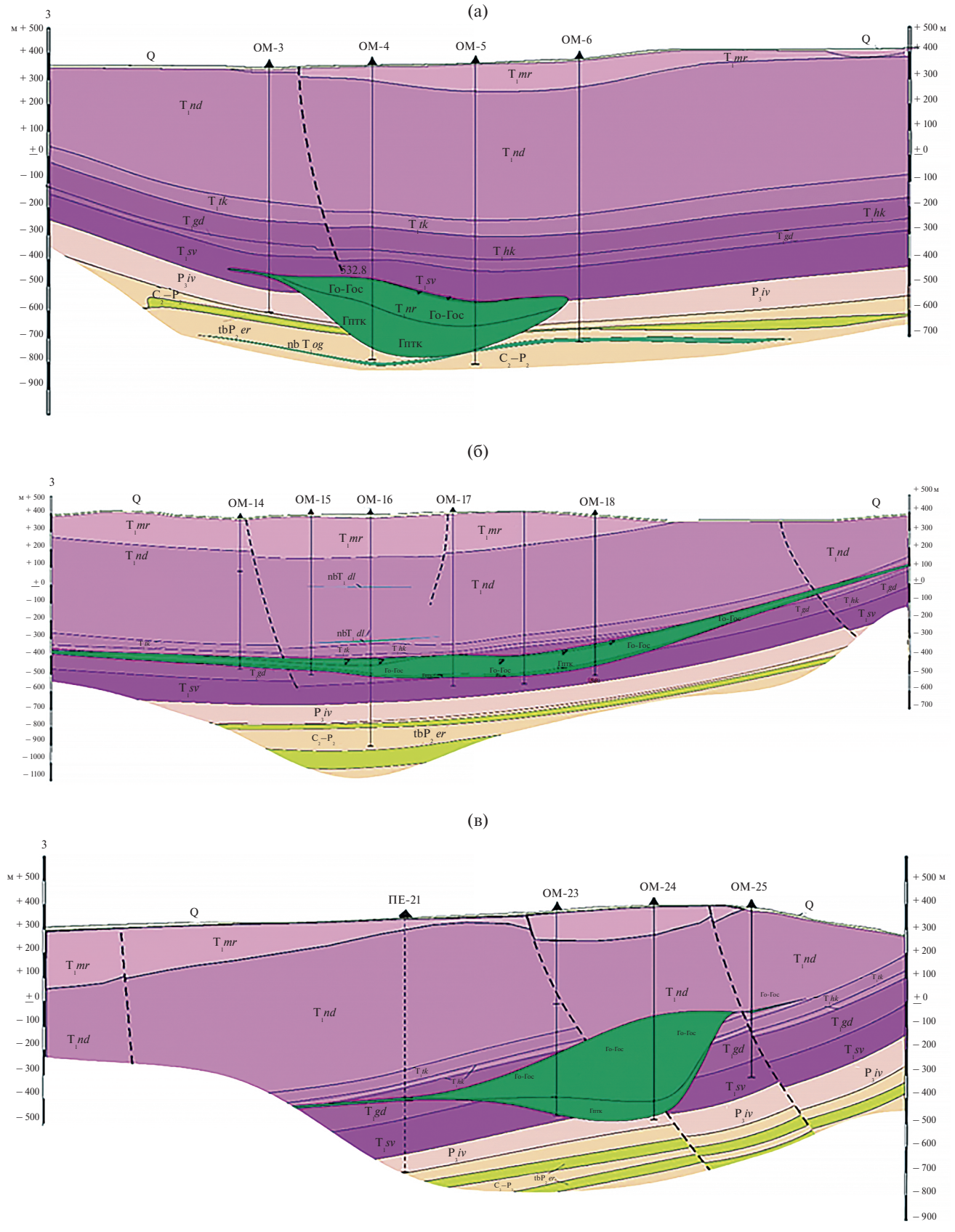


Рис. 3. Геологические разрезы Масловского месторождения по линиям (а – I–I, б – III–III, в – IV–IV), показанным на рис. 2.

Определение концентрации и изотопного состава элементов проводили методом изотопного разбавления, как описано в работах (Костицын, Журавлев, 1987; Ревяко и др., 2012) с использованием смешанных трасеров $^{85}Rb+^{84}Sr$ и $^{149}Sm+^{150}Nd$. Изотопный анализ проводили на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (Thermo-Finnigan) в статическом режиме. Изотопные отношения стронция нормировали по $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$, неодима – по $^{148}Nd/^{144}Nd = 0.241572$ в соответствии с экспоненциальным законом. Воспроизводимость и точность измерений изотопного состава стронция и неодима контролировали по международным стандартам SRM 987 и JNdi-1 соответственно. Результаты измерения этих стандартов в период проведения настоящих исследований составили $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710233 \pm 5$ (2σ; N = 4), и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512104 \pm 5$ (2σ; N = 4). Погрешности измерения отношения Rb/Sr составляют в среднем 1 %, для отношения Sm/Nd около 0.1 %. Уровень общего холостого опыта составляет 0.09 нг для Rb, 0.3 нг для Sr, 0.03 нг для Sm и 0.07 нг для Nd.

Начальные изотопные отношения стронция рассчитывали с учетом новой рекомендованной константы распада $\lambda_{87Rb} = 1.3972 \times 10^{-11}$ год$^{-1}$ (Villa et al., 2015).

Рисунки 2 и 3 выполнены авторами с использованием графических материалов ООО “Норильскгеология”.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В пределах месторождения ранее выделены два массива (Krivolutskaya et al., 2011; Krivolutskaya et al., 2012), из которых северный локализован в породах тунгусской серии – вулканитах ивакинской и сыверминской свит (рис. 3а, б), в то время как южный залегает в базальтах гудчихинской – надеждинской свит (рис. 3в). В пределах центральной части месторождения интрузивные породы характеризуются субгоризонтальным залеганием.

Петрографическое описание пород

В строении интрузивов выделяются горизонты габбро-долеритов, типичные для массивов норильского комплекса (снизу вверх, рис. 4): контактовые, оливиновые, такситовые пикритоподобные и пикритовые, троктолитовые, оливинсодержащие, оливиновые, безоливиновые, призматически-зернистые, а также феррогаббро, габбро-диориты, верхние контактовые габбро-долериты. Здесь и далее используется номенклатура пород,

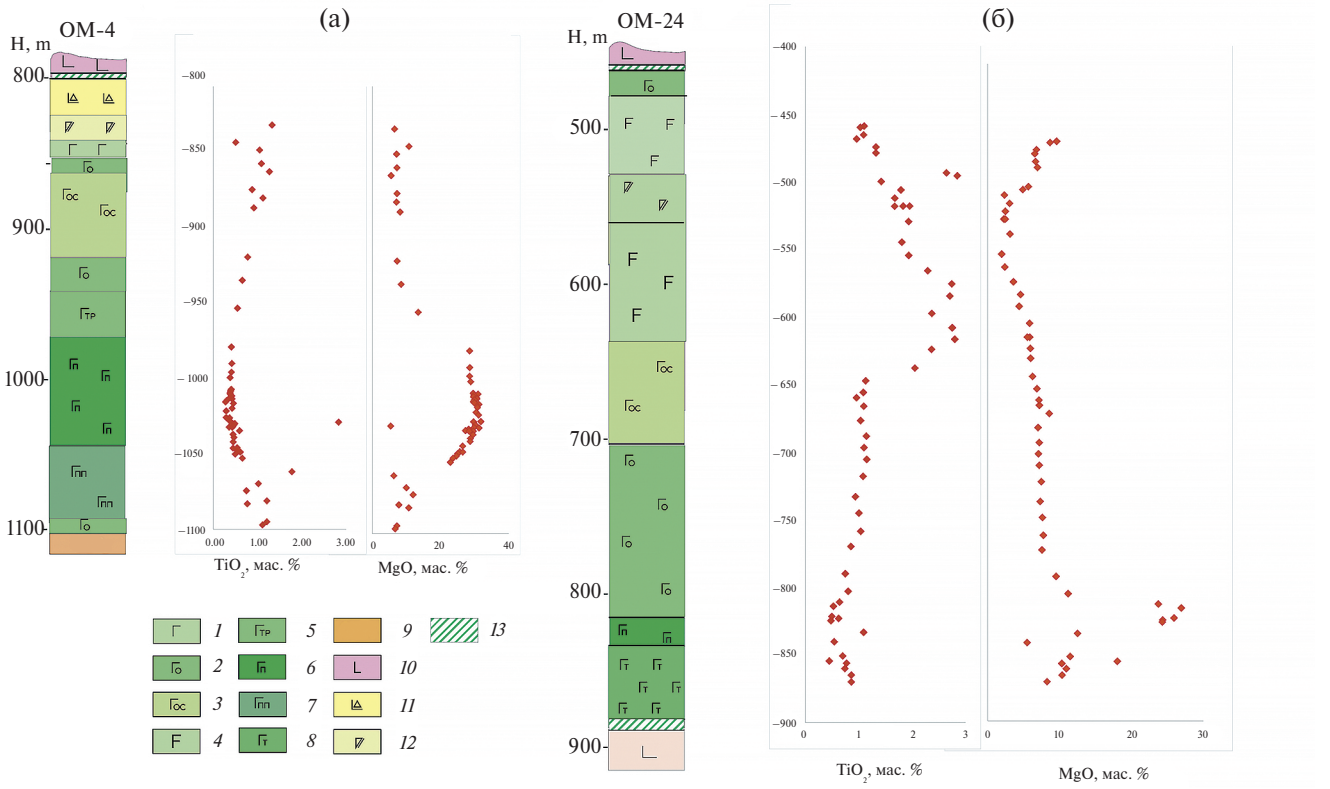


Рис. 4. Строение Северо-Масловского (а) и Южно-Масловского (б) интрузивов по опорным скважинам и распределение в них TiO_2 и MgO. Данные в работе (Krivolutskaya et al., 2012). Условные обозначения: *1–3* габбро-долериты: *1* – безоливиновые, *2* – оливиновые, *3* – оливинсодержащие; *4* – феррогаббро, *5* – троктолиты, *6–8* – габбро-долериты: *6* – пикритовые, *7* – пикритоподобные, *8* – такситовые; *9* – породы тунгусской серии, *10* – базальты, *11* – габбро-диориты; *12–13* – габбро-долериты: *12* – призматически-зернистые, *13* – контактовые.

принятая в легенде к Геологической карте масштаба 1 : 200 000 (Геологическая карта... 1994). Однако по соотношению горизонтов перечисленных петрографических разностей и их мощности северный и южный массивы отличаются между собой. Для первого из них характерны повышенная мощность высокомагнезиальных пород (составляющих до 50 % разреза) – пикритовых габбро-долеритов и троктолитов, а также пикритоподобных пород (отличающихся от пикритов более низкими содержаниями оливина и присутствием скоплений плагиоклаза) и наличие в верхней части габбро-диоритов. Южно-Масловский интрузив характеризуется развитием необычных пород с идиоморфным пироксеном, содержащим большое количество расплавных включений, охарактеризованных в работе (Krivolutskaya et al., 2022).

Нижние эндоконтактовые зоны массивов (1–3 м) сложены либо мелкокристаллическими массивными оливиновыми, либо оливинсодержащими габбро-долеритам (рис. 5а). Выше них по разрезу в Южно-Масловском интрузиве залегают такситовые габбро-долериты, практически отсутствующие в Северо-Масловском. Они представляют собой породы с атакситовой текстурой, обусловленной сочетанием участков контрастного состава и строения: от крупнокристаллических габбро (рис. 5б) и лейкогаббро до мелкокристаллических оливинитов, размер которых варьирует от первых сантиметров до 10–20 см. В них установлены обособления сульфидов размером до 4 см. В этих породах сочетаются разнообразные структуры, такие как панидиоморфнозернистая, офитовая, пойкилоофитовая, пойкилитовая, грануляционная. Минеральный состав такситовых габбро-долеритов сильно варьирует (об. %): плагиоклаз – 40–60, оливин – 15–30, клинопироксен – 15–45, ортопироксен – 0–1, хромит – 0–10). Встречаются единичные зерна апатита, сфена, бадделеита, а также присутствуют вторичные минералы: серпентин, тальк, роговая обманка, биотит, хлорит, соссюрит, альбит, пренит, которые могут составлять до 30 % объема

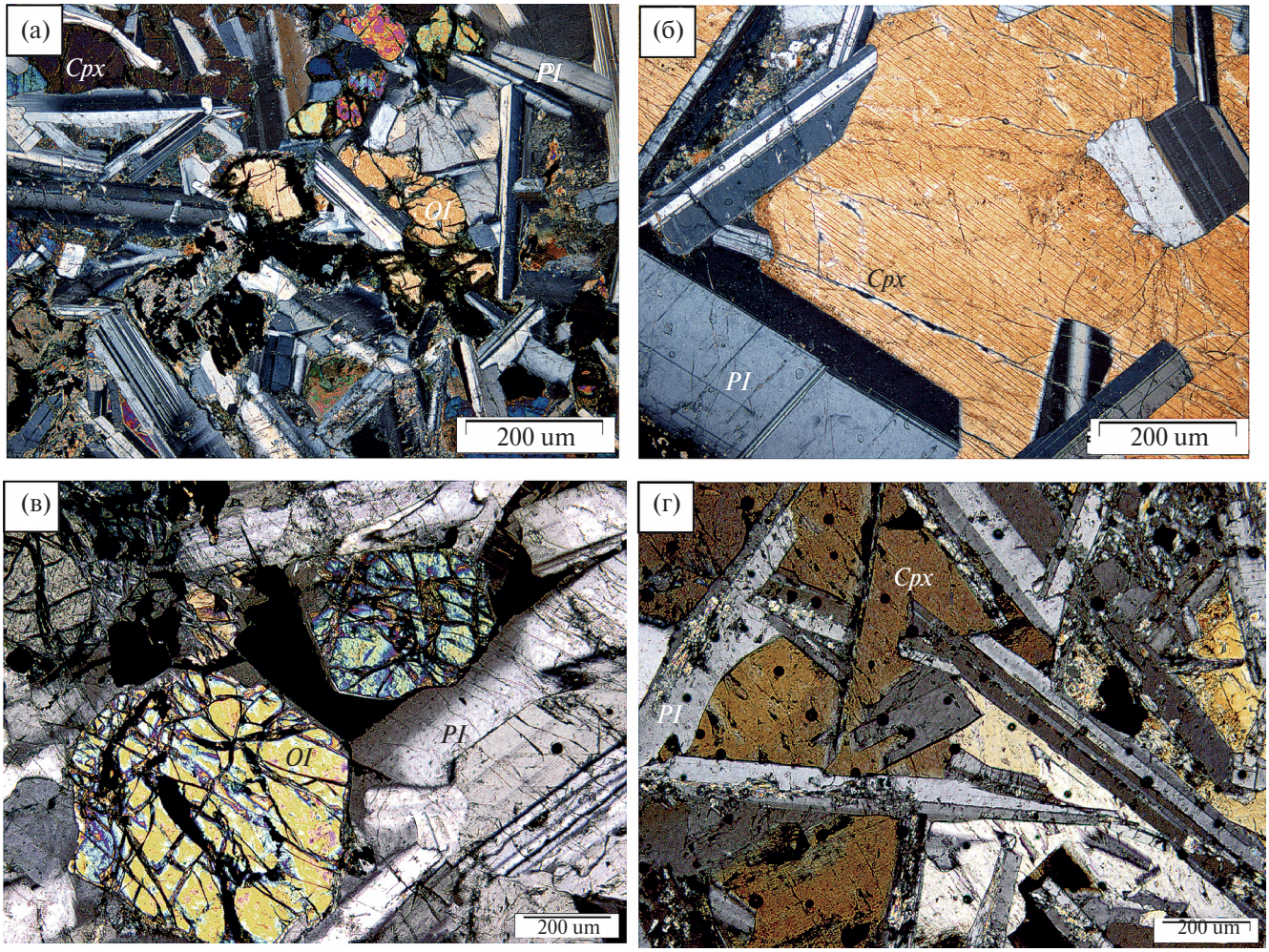


Рис. 5. Микрофотографии габбро-долеритов Масловского месторождения (николи скрещены): а – оливинсодержащие контактовые, б – такситовые, в – пикритовые, г – безоливиновые. *Cpx* – клинопироксен, *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз.

породы на отдельных участках. Рудные минералы занимают от 1 до 10 % объема (резко преобладают сульфиды).

Выше такситовых габбро-долеритов располагаются высокомагнезиальные породы, в которых в большом количестве присутствует оливин (рис. 5в). К ним относятся пикритовые габбро-долериты, а также выделяемые среди них троктолиты и плагиоверлиты. Макроскопически породы почти неотличимы, но последние обогащены плагиоклазом и характеризуются панидиоморфной структурой. Минеральный состав пород меняется в следующих пределах (об. %): оливин – 70–80, клинопироксен – 10–20, плагиоклаз – 8–15 ортопироксен – 5–10, хромит – 3–5; вторичные минералы – серпентин, тальк, роговая обманка, биотит (5–20 об. %). Пикритовые габбро-долериты являются рудовмещающим горизонтом. Они содержат промышленную сульфидную вкрапленность (до 7–12 об. %).

Безоливиновые, оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты слагают центральные части интрузивов, наибольшую мощность они имеют в южном интрузивном теле. Они выдержанны по структурно-текстурным особенностям (рис. 5г) и представляют собой массивные мелко-среднекристаллические породы с пойкилоофитовой, реже – с идиоморфнозернистой структурой. В составе их преобладают клинопироксен (20–60) и плагиоклаз (40–50) (об. %), а также принимает участие оливин (до 30 % в оливиновых разновидностях); из акцессорных минералов установлены апатит и сфен; а из вторичные – боулингит, тальк, роговая обманка, биотит, хлорит, альбит, кальцит, пренит, пумпеллиит.

Контактовые габбро-долериты, редко габбро-диориты, образуют зоны закалки в кровле интрузива. Они представляют собой средне-мелкокристаллическими массивные породы серого цвета с долеритовой и пойкилоофитовой структурой, иногда миндалекаменные около самого контакта с вмещающими породами. Они состоят из (об. %) плагиоклаза (45–65 %), оливина (0–2), клинопироксена – 25–45, ортопироксена (0.5–5), кварца (1–10), измененного стекла (1–5), рудных минералов (1–5). В верхней части Северо-Масловского месторождения также в верхней эндоконтактовой зоне нередко наблюдаются верхние такситовые и пикритовые габбро-долериты (по другим скважинам), отсутствующие в Южно-Масловском интрузиве.

Состав породообразующих минералов закономерно меняется по разрезу: наиболее магнезиальные оливин и пироксен встречаются в пикритовых габбро-долеритах, а наиболее железистые – в оливинсодержащих и безоливиновых (для пироксена) разновидностях пород. Таким образом, фиксируется зависимость состава минералов от состава пород (Krivolutskaya et al., 2012), обусловленная преимущественно фракционной кристаллизацией расплава. Но в пределах отдельных горизонтов устанавливаются самостоятельные тренды изменения составов минералов.

Резюмируя петрографические наблюдения, мы заключаем, что основная часть изученных интрузивных тел, от 50 до 70 % разреза, представлена практически единым горизонтом габбро-долеритов, в котором постепенно от кровли к подошве возрастает количество оливина – до 25 об. % при его отсутствии в верхней части разреза так, что состав пород постепенно меняется от безоливиновых разностей через оливинсодержащие до оливиновых габбро-долеритов. В Северо-Масловском интрузиве в верхней части разреза присутствуют габбро-диориты, при этом ниже высокомагнезиальные породы занимают до половины всего разреза. Таким образом, петрографические наблюдения указывают, что в процессе эволюции материнских расплавов и становления интрузивных тел имела место дифференциация за счет перемещения – возможно, гравитационного – ранних минеральных парагенезисов.

Сульфидная минерализация. Сульфидная вкрапленность встречается во всех разновидностях пород Масловского месторождения, но ее количество заметно варьирует в разрезе. Промышленное медно-никелевое оруденение локализуется преимущественно в нижних горизонтах Северо-Масловского и Южно-Масловского интрузивов, а именно в оливин-биотитовых, пикритовых, такситовых и нижних контактовых габбро-долеритах, где его максимальная мощность достигает 100 м. Оно не имеет четких контуров, поэтому границы рудных тел определяются по результатам опробования. Повышенные содержания сульфидов также отмечаются иногда в породах верхней эндоконтактовой зоны. Сульфиды характеризуются неравномерным распределением; они присутствуют в рудах в виде вкрапленности и прожилков (0.5 – 35 об. %). В Северо-Масловском интрузиве наиболее высокие концентрации сульфидов наблюдаются в интервале глубин от 1043 до 1057 м (скв. ОМ-4), в то время как в Южно-Масловском они концентрируются на глубинах 853 – 870 м (скв. ОМ-24).

Руды представлены как мелкой (2–5 мм) интерстициальной вкрапленностью (рис. 6. а), так и более крупными гнездообразными (рис. 6б–и) или прожилкообразными выделениями (до 5–6 см) (Krivolutskaya et al., 2011). Они имеют пентландит-халькопирит-пирротиновый (рис. 6а–к) состав. Соотношения главных рудных минералов варьируют, за счет чего образуются основные минеральные разновидности руд: пирротиновая и пирротин-халькопиритовая, реже встречаются кубанитовая и борнит-миллерит-халькопиритовая. Как правило, в рудах преобладает пирротин, особенно в рудах Южно-Масловского массива. На его контактах с силикатными минералами развиваются зерна и

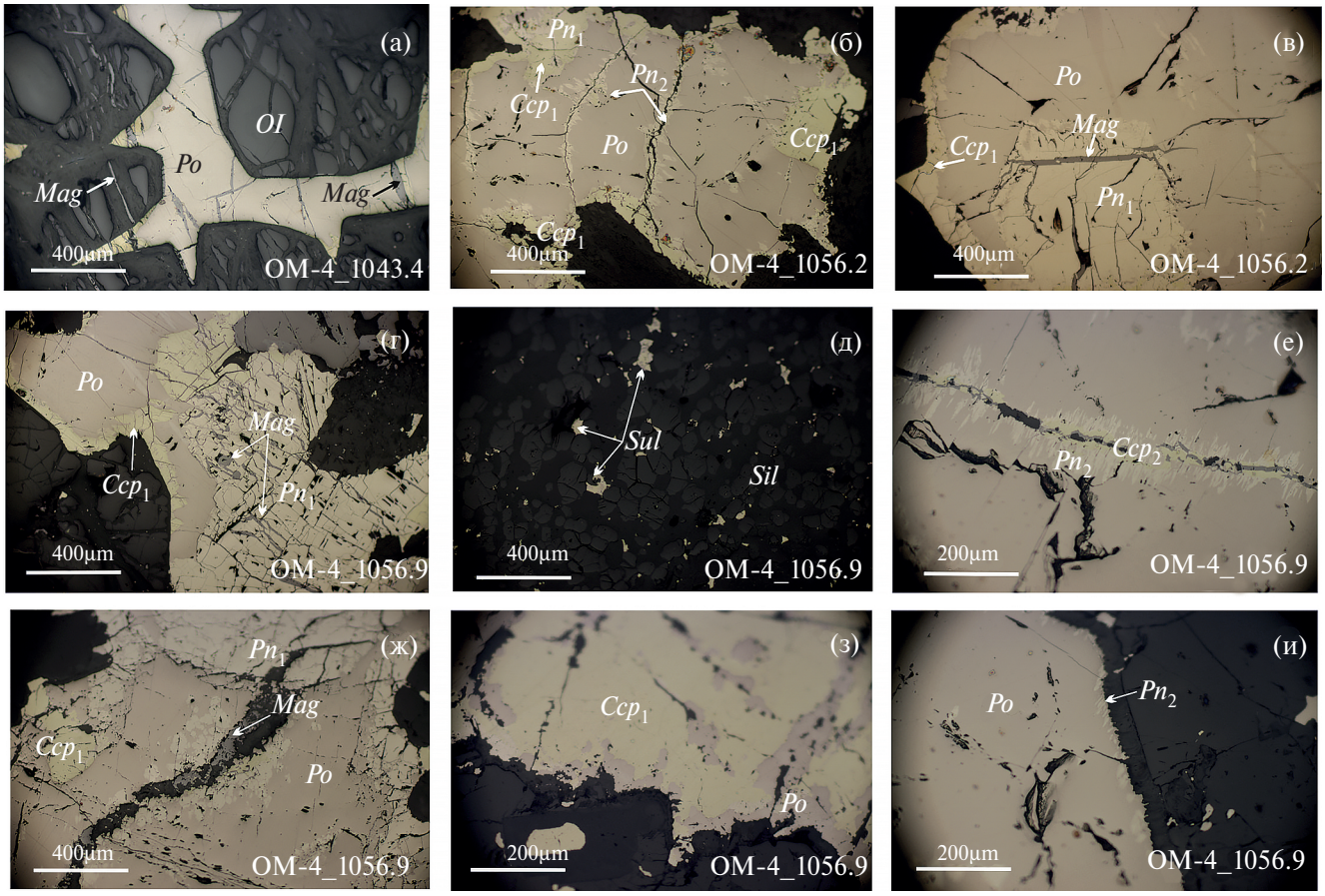


Рис. 6. Выделения сульфидов в пикритовых габбро-долеритах Северо-Масловского месторождения (скв. ОМ-4). *Pn* – пентландит, *Ccp* – халькопирит, *Po* – пирротин, *Mag* – магнетит, *Ol* – оливин, *Sil* – силикаты, *Sul* – сульфиды.

каймы халькопирита и пентландита первой генерации (Pn_1 и Ccp_1) (рис. 6б–г). Но иногда наблюдаются обратные взаимоотношения, когда халькопирит доминирует, а пирротин образует лентовидные выделения вдоль его зерен (рис. 6з). Пентландит первой генерации, образованный из остаточного сульфидного расплава, в виде зерен различного размера находится на контакте с пирротином (рис. 6в, г). Ламели пентландита второй генерации (Pn_2), образованные в результате распада MSS, чаще всего располагаются вдоль трещин, заполненных магнетитом в ассоциации с халькопиритом второй генерации (Ccp_2) или в краевой части зерен пирротина (рис. 6ж, з). Иногда пентландит первой генерации Pn_1 занимает более значительные площади в срезе аншлифа, и даже слагает основную массу, в которой, наоборот, пирротин располагается в виде пятнообразных включений. Такие включения, вероятнее всего, представлены пирротином второй генерации, образованном при распаде обогащенного железом ISS (Po_2) (рис. 6е, ж). В халькопирите часто встречается эмульсионная вкрапленность сфалерита, реже – обособленные изометричные кристаллики пирита. С точки зрения вариаций химического состава главных рудообразующих минералов наибольший интерес представляет собой пентландит (составляющий от 15 до 30 об. % сульфидов), состав которого меняется по разрезу, в отличие от халькопирита и пирротина, характеризующихся близкими к стехиометрическим составам (табл. А2 Приложений). Главным примесным элементом в нем является кобальт, концентрации которого несколько выше в Северо-Масловском интрузиве. Пентландиты этого массива также отличаются повышенными Fe/Ni отношениями по сравнению с пентландитами Южно-Масловского интрузива. Состав халькопирита (табл. А3 Приложений) отличается выдержанностью состава, соответствующего стехиометрии этого минерала. В пирротине практически постоянно присутствуют примеси кобальта и никеля, концентрации которых достигают первых процентов (табл. А4 Приложений). Часто в рудах присутствует пирит, в котором также отмечаются эти элементы, причем никель доминирует и более характерен для Северо-Масловского интрузива (табл. А5 Приложений). К второстепенным рудным минералам относятся миллерит, кубанит, борнит, халькозин.

В пикритовых габбро-долеритах наблюдаются повышенные содержания хромшпинелидов, поэтому хроммагнетит является составной частью рудной вкрапленности (рис. 6а), в частности, интервале 960 – 1043 м в скв. ОМ-4, имеющей

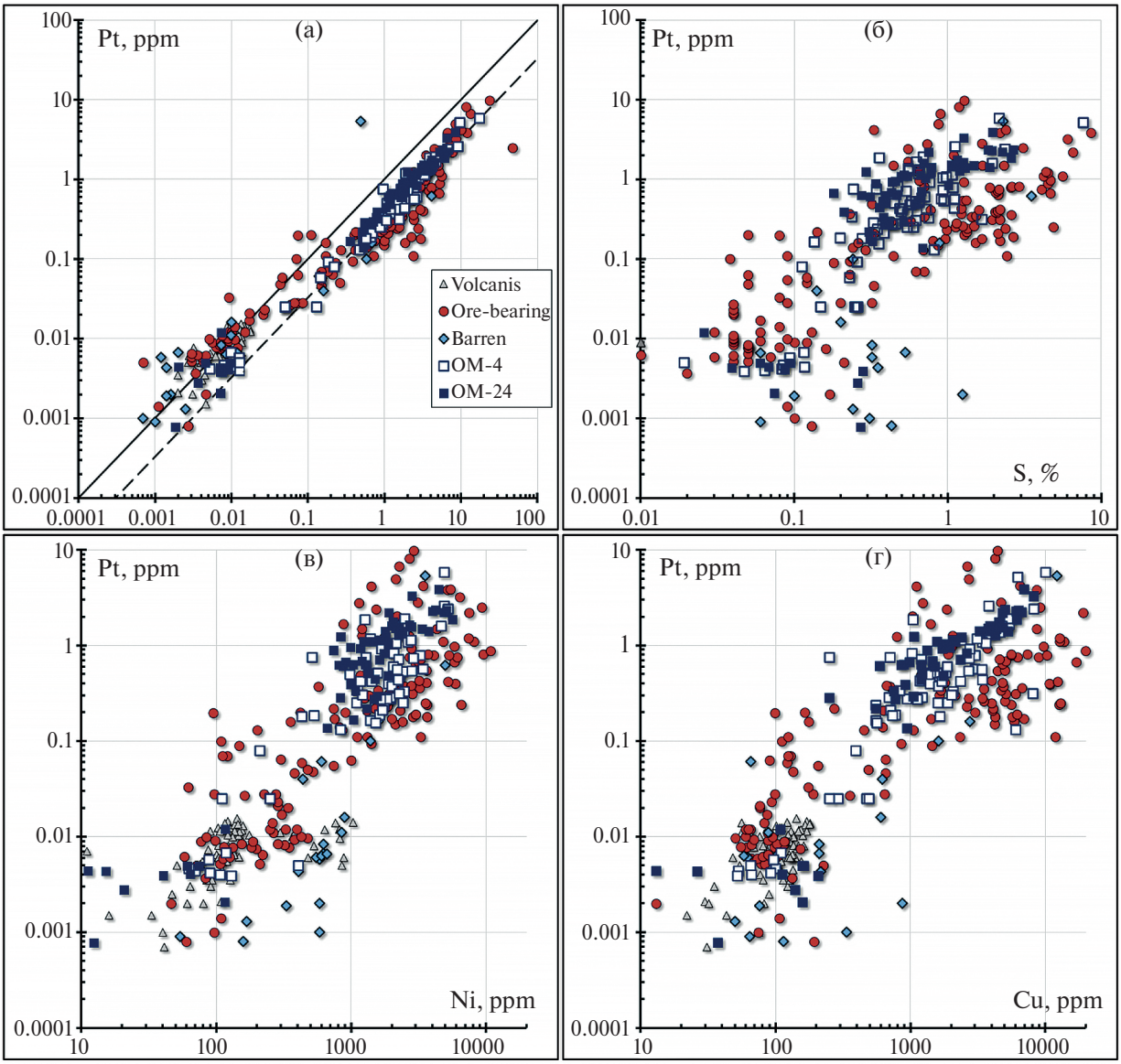


Рис. 7. Корреляции между содержанием платины и палладия (а), серы (б), никеля (в) и меди (г) в вулканических и интрузивных (безрудных и рудоносных) породах Норильского региона по данным из работ (Brugmann et al., 1993; Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Hawkesworth et al., 1995; Czamanske, 2002; Arndt et al., 2003; Малич и др., 2018), а также по данным ООО "Норильскгеология" и настоящей работы для Масловского месторождения (скважины ОМ-4 и ОМ-24). При более чем четырех порядках вариаций содержания платиноидов в породах очевидна сильная корреляционная связь между ними в логарифмических координатах, при этом с ростом содержаний элементов несколько возрастает отношение Pd/Pt, что объясняется несколько более высоким коэффициентом распределения Pd по сравнению с Pt в пользу сульфидной жидкости в равновесии с базальтовым расплавом (Fleet et al., 1996). С главными элементами сульфидов – серой, никелем и медью – корреляция платины гораздо слабее.

существенно пирротиновый состав, где сульфиды занимают до 30 % объема породы. Также широко распространен магнетит. Он представлен тремя генерациями зерен: крупными обособленными кристаллами в силикатной матрице или на границе с сульфидами (Mag_1) (рис. 6а, ж).; изометричными и лентовидными агрегатами в трещинах в пентландите (Mag_2) (рис. 6г) и линейно ориентированными сегрегациями мелких кристаллов и ламелями, формирующимися при серпентинизации оливина (Mag_3) (рис. 6а). Таким образом, магнетит играет существенную роль в формировании рудных парагенезисов.

В рудах Масловского месторождения обнаружены минералы благородных металлов, такие как сперрилит, мончеит, котульскит, паоловит, атокит, садбериит, маякит, железо-платиновые сплавы. В большом количестве встречается звягинцевит, состав которого (мас. %) варьирует: Pb – от 38.1 до 39.3, Pd – от 58.6 до 62.1, с обычной примесью Sb до 0.7.

Таким образом, в рудах доминируют минералы палладия над платиновыми минеральными видами, что отражается в геохимии руд.

Геохимия пород

Главные и редкие элементы. Отмеченные закономерности изменения минерального состава пород в вертикальных разрезах Северо-Масловского и Южно-Масловского интрузивов отражаются в изменении их химического состава, а именно в распределении главных породообразующих оксидов, особенно MgO, TiO_2 (рис. 4) и щелочей. Самыми высокими концентрациями MgO (до 31.8 мас. %, здесь и далее согласно (Krivolutskaya et al., 2012)) характеризуются пикритовые габбро-долериты, несколько меньшими (до 25.7 мас. %) – троктолиты, отличающиеся повышенным содержаниями Al_2O_3 (до 18.6 мас. %). Эти породы содержат повышенные концентрации Cr_2O_3 – среднее 0.5 % (макс. 0.87–0.92 %; согласно данным ООО "Норильскгеология"). Такситовые габбро-долериты характеризуются широкими вариациями породообразующих оксидов, что подтверждает неоднородность их минерального состава (мас. %): SiO_2 – 38.1–47.4; Al_2O_3 – 12.8–20.5; MgO – 7.8–11.8; в них также установлены высокие содержания Cr_2O_3 (0.39–2.17 %). Безоливиновые-оливинсодержащие габбро-долериты в среднем содержат (мас. %): SiO_2 – 47.9, Al_2O_3 – 15.7, MgO – 8.6.

По содержаниям главных петрогенных компонентов нижние контактовые габбро-долериты аналогичны горизонту верхних контактовых габбро-долеритов, хотя для последних характерны повышенные концентрации K_2O (до 1.28 %) и P_2O_5 (до 0.33 %). По содержаниям MgO (7.6–12.3 мас. %) нижние оливиновые габбро-долериты аналогичны горизонту оливиновых габбро-долеритов центральной зоны. В Южно-Масловском интрузиве выделяется горизонт с высоким содержанием TiO_2 (до 2.79 %), породы которого на основании высоких концентраций в них титаномагнетита названы феррогаббро (рис. 4б); они же содержат высокие концентрации FeO – до 20.1 мас. %.

Спектры распределения редких элементов в породах обоих интрузивов близки между собой (Krivolutskaya et al., 2012) и хорошо сопоставимы со спектрами других массивов норильского комплекса. Они обладают отчетливо проявленными Ta-Nb отрицательной и Pb положительной аномалиями и характеризуются очень пологой правой частью спектра, в которой мало отличаются содержания тяжелых и легких редких земель.

Повышенные концентрации рудных элементов в разрезах – Cu, Ni, PGE, Au – типичны для нижних горизонтов обоих интрузивных тел, характеризующихся наличием вкрапленных руд (Krivolutskaya et al., 2011). В них сумма платиноидов достигает 35 ppm, а Au обычно не превышает 0.2 ppm. В данном исследовании мы определили концентрации благородных и цветных металлов (табл. А6 Приложений) в безрудных горизонтах Южно- и Северо-Масловского интрузивов. Концентрации Pt колеблются от 0.8 до 136 ppb, Pd от 2 до 148 ppb, Au от <0.5 до 3.8. Средние содержания Ru, Rh, Ir в породах равны 1.7, 2.3 и 1.1 ppb, соответственно при средних содержаниях Cu = 104 и Ni = 153 (ppm). В рудных горизонтах содержание платиноидов, никеля и меди на порядки выше (рис. 7) и при этом наблюдается корреляция между всеми этими элементами, а также содержанием серы в породах.

Рост отношения Pd/Pt при накоплении платиноидов (рис. 7а) в релеевском процессе вполне объясним заметно более высоким коэффициентом распределения палладия между сульфидной жидкостью и базальтовым расплавом по сравнению с платиной (Fleet et al., 1996).

Вулканические породы имеют низкие, кларковые содержания платиноидов (рис. 7а), и в них самих корреляции между Pt и Pd или платины с серой, никелем или медью не наблюдаются. Однако их кластеры на (рис. 7) неизменно лежат в области корреляций между этими элементами в интрузивных породах, в нижней их части. Это может свидетельствовать о некотором сходстве состава источников всех магматических пород региона.

Рудоносные интрузивные породы Норильского региона отличаются от безрудных не только повышенными содержаниями собственно рудных

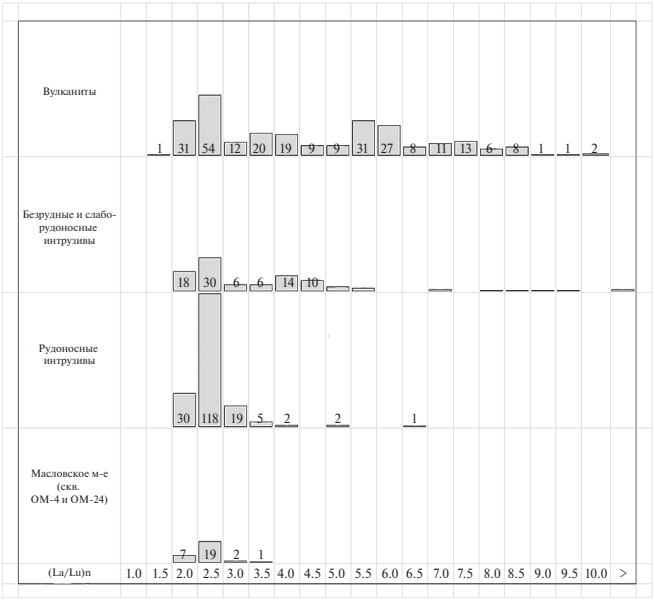


Рис. 8. Гистограммы нормированных $(La/Lu)_n$ отношений в вулканических породах, безрудных и рудоносных интрузивных телах, включая промышленные гиганты Талнах, Норильск–1 и Хараелах в сравнении с результатами анализа образцов габбро Масловского месторождения по данным настоящей работы. Источники данных см. на (рис. 9).

Таблица 1. Результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем в габбро-долеритах Масловского месторождения

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$
ОМ-4 833.6	24.4	328	0.216	0.706371 ± 12	0.70562	4.38	20.5	0.1294	0.512357 ± 14	–3.33
ОМ-4 845	12.43	227	0.1586	0.706379 ± 14	0.70582	1.408	5.13	0.1659	0.512620 ± 11	0.64
ОМ-4 850.1	11.33	245	0.1336	0.706314 ± 11	0.70585	2.63	9.58	0.1659	0.512600 ± 8	0.24
ОМ-4 859	22.0	292	0.218	0.707099 ± 12	0.70634	2.54	8.86	0.1734	0.512619 ± 8	0.37
ОМ-4 920.6	6.41	222	0.0836	0.705986 ± 11	0.70569	2.93	10.23	0.1731	0.512623 ± 10	0.46
ОМ-4 935.9	7.80	177.6	0.1270	0.706032 ± 9	0.70559	1.594	5.73	0.1682	0.512634 ± 10	0.84
ОМ-4 954.3	10.17	204	0.1443	0.706288 ± 11	0.70578	1.171	4.24	0.1671	0.512637 ± 11	0.93
ОМ-4 979.8	27.6	75.2	1.063	0.710630 ± 9	0.70691	0.860	3.10	0.1681	0.512583 ± 8	–0.16
ОМ-4 990.7	8.83	86.3	0.296	0.707284 ± 10	0.70625	0.811	2.91	0.1684	0.512645 ± 13	1.03
ОМ-4 1010.8	10.24	84.5	0.351	0.707135 ± 10	0.70591	0.863	3.12	0.1670	0.512635 ± 15	0.90
ОМ-4 1017	11.21	91.2	0.356	0.707403 ± 10	0.70616	0.881	3.23	0.1651	0.512630 ± 12	0.86
ОМ-4 1026.5	10.37	87.5	0.343	0.707898 ± 14	0.70670	0.798	2.89	0.1670	0.512638 ± 12	0.94
ОМ-4 1046.2	10.27	103.7	0.287	0.706759 ± 14	0.70576	1.187	4.23	0.1698	0.512647 ± 7	1.03
ОМ-4 1081.2	22.5	226	0.288	0.706607 ± 13	0.70560	2.86	10.96	0.1576	0.512641 ± 8	1.31
ОМ-4 1095	16.24	240	0.1960	0.706270 ± 17	0.70558	2.74	9.85	0.1678	0.512648 ± 7	1.11
ОМ-4 1097.2	15.92	204	0.226	0.706565 ± 11	0.70577	2.64	9.33	0.1711	0.512630 ± 6	0.67
ОМ-24 608	6.36	395	0.0466	0.706296 ± 8	0.70613	2.98	10.37	0.1739	0.512616 ± 7	0.29
ОМ-24 676.7	6.17	218	0.0817	0.705955 ± 7	0.70567	2.27	8.04	0.1709	0.512612 ± 9	0.31
ОМ-24 811	7.46	105.1	0.205	0.706380 ± 7	0.70566	1.271	4.57	0.1680	0.512608 ± 13	0.32
ОМ-24 833.3	12.66	331	0.1105	0.706566 ± 8	0.70618	1.030	3.74	0.1663	0.512623 ± 10	0.67
ОМ-24 840.3	13.16	336	0.1133	0.706206 ± 8	0.70581	1.365	4.98	0.1656	0.512622 ± 7	0.69
ОМ-24 854.5	6.61	86.4	0.221	0.706520 ± 10	0.70575	1.113	4.01	0.1680	0.512618 ± 7	0.53
ОМ-24 856.2	12.68	233	0.1574	0.706206 ± 9	0.70566	1.751	6.38	0.1659	0.512614 ± 9	0.52
ОМ-24 860.1	19.51	233	0.242	0.706536 ± 9	0.70569	1.867	6.81	0.1659	0.512628 ± 12	0.79
ОМ-24 865	15.53	291	0.1545	0.706678 ± 8	0.70614	1.860	6.67	0.1685	0.512637 ± 9	0.88
ОМ-24 870	49.4	192.6	0.742	0.708606 ± 8	0.70601	2.31	9.23	0.1515	0.512505 ± 8	–1.14
SRM-987 (N = 4)	–	–	–	0.710233 ± 5	–	–	–	–	–	–
JNd1 (N = 4)	–	–	–	–	–	–	–	–	0.512104 ± 5	–

Примечания. Погрешности изотопных отношений Sr и Nd в таблице относятся к последним цифрам приведенных значений. Погрешности Rb/Sr отношения составляют 1 % от величины отношения, для Sm/Nd отношения – 0.1 %. Начальные изотопные отношения стронция и $\varepsilon_{Nd}(T)$ рассчитаны на возраст 250 млн лет.

элементов, геохимически связанных с сульфидной фазой – никелем, медью, элементами платиновой группы – но и некоторыми особенностями состава в отношении литофильных элементов (Kostitsyn et al., 2023). В частности, в них наблюдаются гораздо более компактные пределы вариаций отношений редкоземельных элементов (La/Lu, Sm/Nd), чем в безрудных интрузивных телах и вулканических свитах. Рис. 8 наглядно демонстрирует, насколько компактнее вариации нормированного $(La/Lu)_n$ отношения в рудоносных телах в сравнении с нерудоносными и с вулканическими породами. Исследованные в настоящей работе образцы Масловского месторождения демонстрируют ту же особенность, в них La/Lu отношение также варьирует в узких пределах, и форма распределения гистограммы даже в деталях повторяет особенности рудоносных пород.

Изотопная геохимия Sr и Nd. Результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем в породах Масловского месторождения приведены в табл. 1 вместе с анализами стандартов. Начальные изотопные отношения стронция и величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ в табл. 1 рассчитаны для возраста 250 млн лет.

Начальные изотопные отношения неодима в обоих разрезах варьируют в узком диапазоне (менее 1.5 единиц ε_{Nd}) за исключением двух образцов

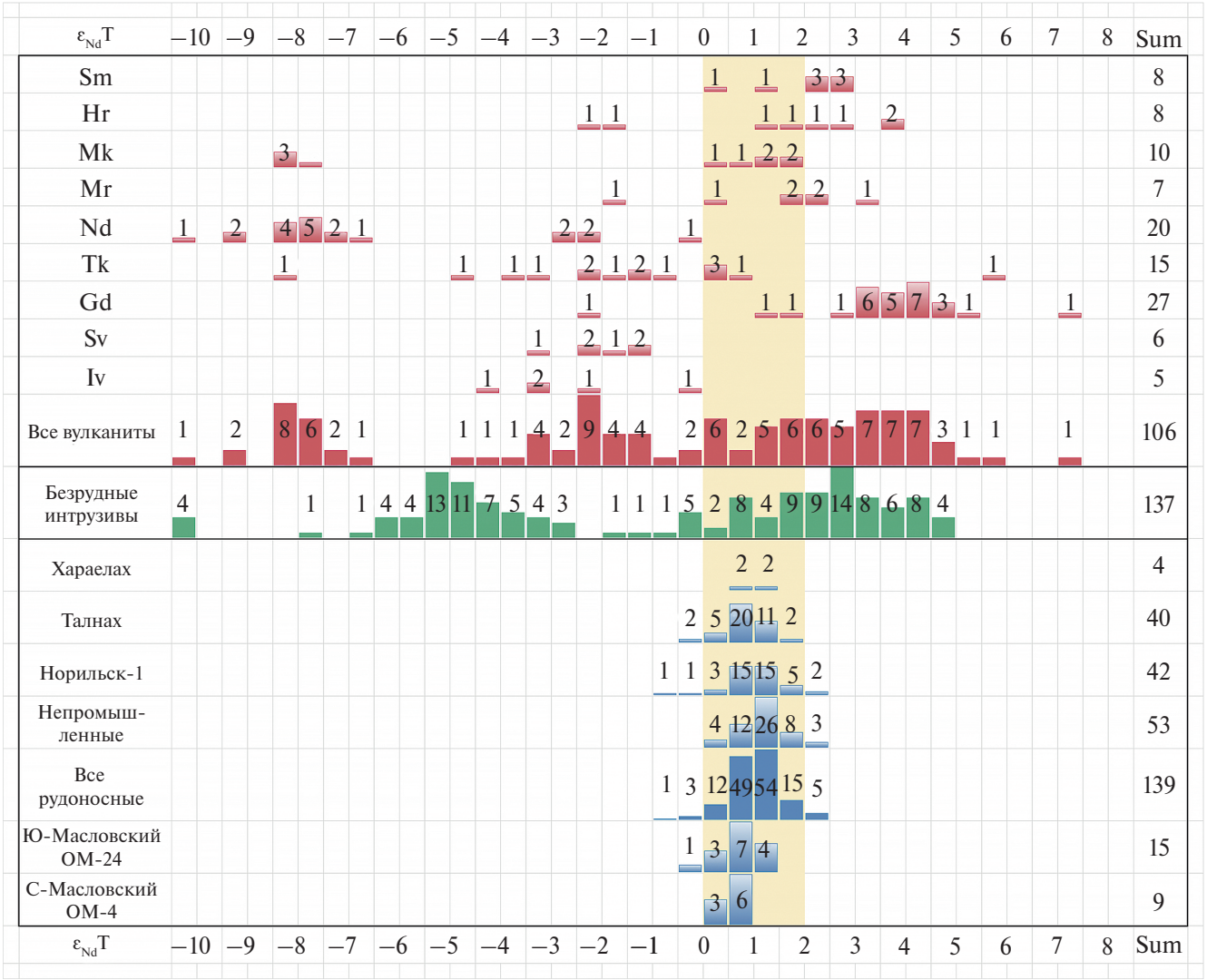


Рис. 9. Гистограммы распределения изотопных отношений неодима ($\varepsilon_{Nd}T$) в магматических породах Норильского региона (Lightfoot et al., 1990; Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Hawkesworth et al., 1995; Czamanske et al., 2000; Arndt et al., 2003; Krivolutskaya, Rudakova, 2009; Sobolev et al., 2009; Krivolutskaya, 2011; Krivolutskaya et al., 2012; Малич и др., 2018; Служеникин и др., 2020). Наиболее компактны составы рудоносных интрузивных пород. Породы Масловского месторождения по изотопным отношениям неодима (настоящая работа, табл. 1) полностью соответствуют рудоносным интрузивам. Обозначения вулканических свит: Sm – самоедская, Hr – хараелахская, Mk – мокулаевская, Mr – моронговская, Nd – надеждинская, Tk – туклонская, Gd – гудчихинская, Sv – сиверминская, Iv – ивакинская. К рудоносным непромышленным интрузивным телам отнесены Черногорский, Зубовский, Вологочанский, Южнопясинский, Имангдинский.

из эндоконтактов: образец ОМ-4 833.6 из верхнего эндоконтакта, а ОМ-24 870 – из нижнего эндоконтакта габбро-долеритов соответствующих разрезов, которые заметно аномальны. Вполне вероятно, что именно положение этих образцов пород вблизи контакта с более древними вмещающими толщами ответственно за их изотопную аномальность относительно всей изученной совокупности габбро-долеритов, поэтому в дальнейшем анализе данных эти два образца мы не будем учитывать. В целом изотопные отношения неодима в исследованных образцах Масловского месторождения укладываются в диапазон $\varepsilon_{Nd}(T) = 1.0 \pm 1.0$ (2σ), ранее установленный для рудоносных интрузивных пород Норильского региона (Kostitsyn et al., 2023).

Незначительно выбивается из общей массы и изотопный состав образца ОМ-4 979.8, в котором $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.15$ (см. табл. 1). В этом образце, однако, потери при прокаливании оказались максимальными (ппп = 6.3 %), тогда как в остальных габбро-долеритах эта величина несколько меньше – от 1 до 4 % (см. табл. А7 Приложений), что не исключает его повышенную степень вторичных изменений в сравнении с остальными образцами. Тем не менее мы не будем отбрасывать этот образец из всей совокупности, т.к. и потери при прокаливании этого образца,

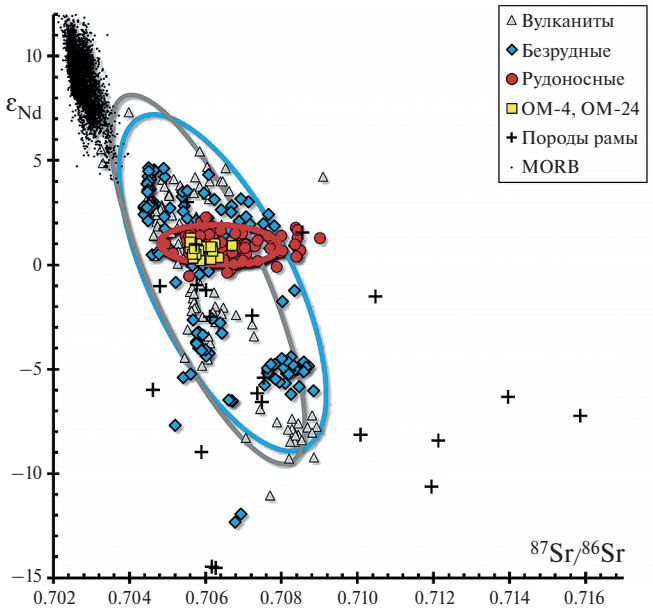


Рис. 10. Начальные изотопные отношения неодима (в виде $\varepsilon_{Nd}(T)$) и стронция в магматических породах Норильской рудной провинции в сравнении с данными для вмещающих до-триасовых пород (Hawkesworth et al., 1995; Czamanske et al., 2000), а также для MORB – базальтов срединно-океанических хребтов (Kostitsyn, 2004, 2007). Источники остальных данных приведены под рис. 9. Показаны двухсигмовые эллипсы для вулканических пород (серая линия), безрудных (синяя линия) и рудоносных (красная линия) интрузивных пород. Эллипсы характеризуют усредненный разброс параметров для этих типов пород. Образцы Масловского месторождения в этих координатах полностью соответствуют промышленно-рудоносным породам.

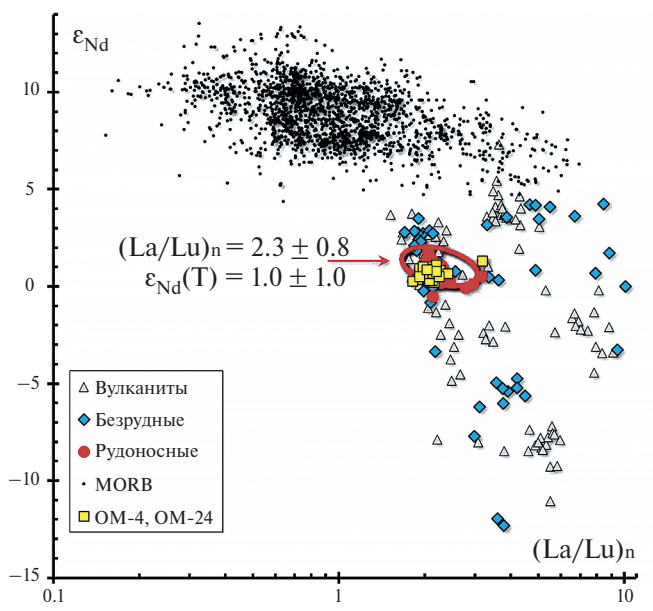


Рис. 11. Нормализованные по хондритам La/Lu отношения и вариации εNd(T) в магматических породах Норильской рудной провинции в сравнении с данными для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). Источники данных см. под рис. 9 и рис. 10. Эллипс показывает разброс данных для ранее изученных рудоносных пород на уровне двух сигм и, как видно, данные для пород Масловского месторождения полностью с ними совпадают. В целом данные для рудоносных пород гораздо более компактны, чем для вулканических и безрудных интрузивных пород.

и изотопное отношение неодима не радикально отличаются от остальной совокупности данных.

Изотопные отношения стронция в исследуемых образцах Масловского месторождения варьирует в интервале от 0.70558 до 0.70670, что также отвечает диапазону изотопных отношений рудоносных пород (Kostitsyn et al., 2023).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблеме поиска рудоносных интрузивов на северо-западе Сибирской платформы посвящено большое количество работ, рассматривающих как роль тектонических факторов в их образовании (Тарасов, 1966, 1968), так и минералого-геохимических, среди которых особая роль отводилась изучению метаморфических и метасоматических ореолов (Батуев и др., 1966; Юдина, 1973; Туровцев, 2002).

Относительную однородность изотопного состава неодима в рудоносных телах Норильского региона неоднократно отмечали и ранее (Arndt et al., 2003; Petrov et al., 2007; Малич, 2021). Наши исследования Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем магматических пород Норильского региона совместно с изучением геохимии элементов позволили установить комплексные устойчивые различия между рудоносными и безрудными породами. Как отмечалось в работе (Kostitsyn et al., 2023), рудоносные породы не так компактны по изотопному составу стронция (и свинца), как по $\varepsilon_{Nd}(T)$. Это наглядно демонстрирует рис. 10, на котором представлены изотопные отношения неодима и стронция совместно. Характерную величину дисперсии данных на подобных графиках лучше представляют двухсигмовые эллипсы разброса, чем контуры, охватывающие индивидуальные точки. На этом графике мы видим, что рудоносные интрузивные породы Норильского региона образуют компактное поле прежде всего за счет малого разброса по $\varepsilon_{Nd}(T)$, тогда как горизонтальный размер эллипса, отвечающего этим породам, лишь незначительно, всего в 1.7 раза, меньше горизонтальных размахов эллипсов безрудных интрузивных пород и вулканитов.

Примечательно хорошее совпадение эллипсов разброса изотопных данных вулканических и безрудных интрузивных пород на рис. 10. При всей возможной неравномерности опробования обеих групп пород такое совпадение подразумевает, что источники их материнских расплавов

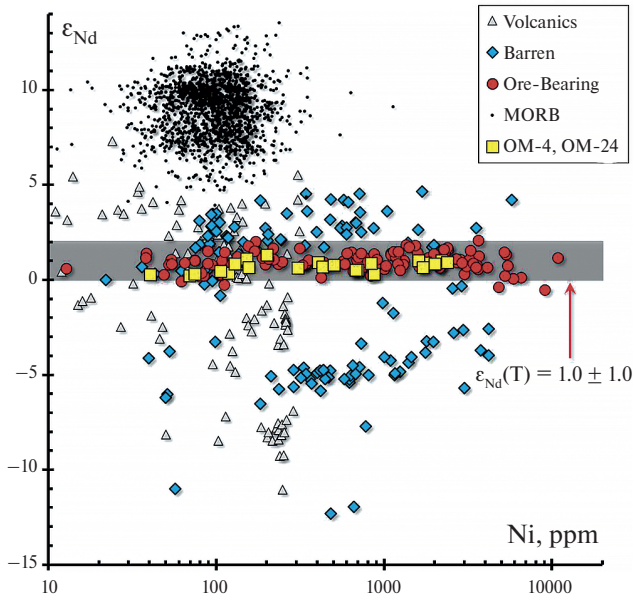


Рис. 12. $\varepsilon_{Nd}(T)$ и содержание никеля в вулканических, рудоносных и безрудных интрузивных породах Норильского региона. Корреляция между этими параметрами отсутствует, и это определенно указывает, что накопление рудных металлов не было связано с привносом изотопно-аномального вещества и его ассимиляцией материнским расплавом. Образцы Масловского месторождения на этом графике находятся в полном согласии с другими рудоносными породами региона.

были одинаково гетерогенны в отношении изотопных составов стронция и неодима. Или, возможно, у них был единый изотопно-гетерогенный источник.

Наиболее контрастно различие по изотопно–геохимическим параметрам между рудоносными и безрудными породами проявляется при объединении изотопных данных по неодиму (рис. 9) и La/Lu отношения (рис. 8) на одном графике, как показано на рис. 11. Породы рудоносных интрузивных тел образуют в этих координатах наиболее компактный кластер и их разброс в целом представляет эллипс, размах которого по величине $(La/Lu)_n = 2.3 \pm 0.8$, а по $\varepsilon_{Nd}(T) = 1.0 \pm 1.0$, как указано на графике. Данные для пород Масловского месторождения полностью укладываются в эти диапазоны, что подтверждает надежность их определения в работе (Kostitsyn et al., 2023). Эллипс, представленный на рис. 11, может быть использован как важный признак экономического потенциала вновь исследуемых интрузивных тел Норильского региона.

Обращает на себя внимание сильная корреляция между платиноидами в очень широком диапазоне содержаний – более четырех порядков (рис. 7а), которая отмечается практически во всех магматических породах региона (Kostitsyn et al., 2023). Подобные компактные зависимости в логарифмических координатах между элементами-примесями в магматических породах являются несомненным признаком релеевского процесса фракционного накопления элементов. Очевидно, в данном случае фазой, концентрировавшей платиноиды, были сульфиды. При этом, вариации содержания главных компонентов сульфидов – никеля, меди и серы – на порядок меньше, чем у платиноидов и степень корреляции платины с ними несколько хуже (рис. 7б–г). Такие соотношения подразумевают, что накопление платиноидов происходило в ходе “хроматографического” процесса, преимущественно внутрикамерного, причем “сорбентом” служила сульфидная фаза (твердая или жидкая), а “элюентом”, из которого происходила экстракция платиноидов, служил силикатный расплав. Если бы богатые платиноидами сульфиды были большей частью привнесены извне (например, из глубинного источника), то следовало бы ожидать столь же сильную корреляцию между серой, никелем и медью с одной стороны и платиноидами – с другой, столь же сильную, как и между платиной и палладием.

Рис. 12 показывает, что в рудоносных магматических породах при широких вариациях содержания рудного элемента никеля изотопный состав неодима остается гомогенным в пределах $\varepsilon_{Nd}(T) = 1.0 \pm 1.0$ и признаки какой-либо корреляции между этими параметрами отсутствуют. Это наблюдение определенно указывает, что в процессе накопления рудных компонентов не происходила контаминация расплава изотопно-аномальным (коровым?) веществом, изотопно-геохимические признаки ассимиляции отсутствуют. Этот же вывод можно распространить и на другие рудные компоненты месторождения Норильского комплекса, т.к. в этих породах имеет место сильная корреляция между никелем, медью и элементами платиновой группы (рис. 7).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для пород Масловского месторождения, представленных двумя разрезами по скважинам ОМ-4 и ОМ-24, получены изотопные отношения неодима и отношения La/Lu, укладывающиеся в диапазоны $\varepsilon_{Nd} = 1.0 \pm 1.0$ и $(La/Lu)_n = 2.3 \pm 0.8$, что отличает массивы Норильского рудного района с уникальными сульфидными рудами от безрудных и слаборудоносных (Kostitsyn et al., 2023). Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют от 0.7056 до 0.7069 в вертикальных разрезах Масловского месторождения, представляющих весь спектр разновидностей слагающих его габброидов. По мере накопления в породах платиноидов отношение Pd/Pt увеличивается от ~1 при кларковых концентрациях до ~3 в богатых рудах. Признаков ассимиляции расплавами силикатных пород in situ не обнаружено.

Таким образом, сочетание геохимических особенностей пород и породообразующих минералов позволяет более аргументированно решать проблемы рудоносности базитовых интрузивов, расположенных на северо-западе Сибирской платформы.

Таблицы А1—А7 опубликованы в электронных приложениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батуев Б. Н., Кузнецов Ю. П., Кулаков Б. А. (1966) Некоторые типы околорудных метасо-матитов южной части Талнахского месторождения медно-никелевых руд. Материалы 2-й конф. по околорудному метасоматозу. Л. Наука. Р. С.17–19.

Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка. (1994): М.: Геоинформмарк. 118 с.

Годлевский М. Н. (1959) Траппы и рудоносные интрузии Норильского района: М.: Госгеолтехиздат.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист R(45)–47 – Норильск. Объяснительная записка. (1996): ВСЕГЕИ.

Дюжиков О. А. (1988) Геология и рудоносность Норильского района: Наука. 279.

Золотухин В. В. (1971) Трапповый магматизм и условия формирования рудоносных дифференцированных интрузий на Сибирской платформе. Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск: ИЗК СО РАН. 53–59.

Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. (1975) Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск. Изд-во: Наука.

Карандашев В. К., Хвостиков В. А., Носенко С. Ю., Бурмий Ж. П. (2016) Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс–спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Заводская лаборатория. *Диагностика материалов.* **82** (7), 6–15.

Королюк В. Н., Усова Л. В., Нигматулина Е. Н. (2009) О точности определения состава основных породообразующих силикатов и оксидов на микроанализаторе JXA–8100. *Журнал аналитической химии.* **64** (10), 1070–1074.

Костицын Ю. А., Журавлев А. З. (1987) Анализ погрешностей и оптимизация метода изотопного разбавления. *Геохимия.* (7), 1024–1036.

Котульский В. (1946) К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений. ДАН СССР. **51.** 435–438.

Криволуцкая Н. А., Плечова А. А., Костицын Ю. А., Беляцкий Б. В., Рощина И. А., Свирская Н. М., Кононкова Н. Н. (2014) Геохимические аспекты ассимиляции базальтовыми расплавами вмещающих пород при образовании Норильских медно-никелевых руд. *Петрология.* **22** (2), 147–147.

Лихачев А. П. (1965) Роль лейкократового габбро в формировании Норильских дифференцированных интрузий. *Известия АН СССР. Серия геологическая* (10), 75–89.

Лихачев А. П. (1978) Об условиях образования рудоносных и безрудных магм базит-гипербазитового состава. *ДАН СССР.* **338** (2), 447–450.

Лихачев А. П. (2006) Платино-медно-никелевые месторождения: Эслан. 496.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. (1966) Верхнепалеозойские нижнемезозойские долериты и базальты трапповой формации. Геология Сибирской платформы. Недра. Р. 247–283.

Малич К. Н. (2021) Комплексные платинометальные месторождения Полярной Сибири (состав, источники вещества и условия образования). ИГГ РАН. 262 С.

Малич К. Н., Баданина И. Ю., Туганова Е. В. (2018) Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 287 С.

Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. (1973) Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука. 199 С.

Ревяко Н. М., Костицын Ю. А., Бычкова Я. В. (2012) Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Киваккa, Северная Карелия. *Петрология.* **20** (2), 115–135.

Рябов В. В., Шевко А. Я., Гора М. П. (2000) Магматические породы Норильского района: Новосибирск: Нонпарель. Т. 1, 2.

Служеникин С. Ф., Малич К. Н., Туровцев Д. М., Григорьева А. В., Баданина И. Ю. (2020) Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохимические характеристики и рудоносность.

Тарасов А. В. (1966) О механизме внедрения пластовых трапповых интрузий Норильского района. Бюллетень Московского общества испытателей природы

Отдел геологический. 19662.

Тарасов А. В. (1968) Структурный контроль медно-никелевого оруденения на месторождении Норильск–I. Геология и геофизика. (5), 39–50.

Туровцев Д. М. (2002) Контактовый метаморфизм Норильских интрузий: Научный Мир.

Юдина В. В. (1973) Магнезиальные и известковые скарны и скарноиды Талнахского рудного узла. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса никелевых и платиновых месторождений. Тр. ЦНИГРИ. **108** 58–85.

Arndt N. T., Czamanske G. K., Walker R. J., Chauvel C., Fedorenko V. A. (2003) Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk–Talnakh Cu–Ni–PGE sulfide deposits. *Economic Geology.* **98** (3), 495–515.

Brugmann G. E., Naldrett A. J., Asif M., Lightfoot P. C., Gorbachev N. S., Fedorenko V. A. (1993) Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian Trap in the Noril'sk region, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 57 2001–2018.

Czamanske G. K. (2002) Petrographic and Geochemical Characterization of Ore-Bearing Intrusions of the Noril'sk type, Siberia; With Discussion of Their Origin, Including Additional Datasets and Core Logs. US Geological Survey.

Czamanske G. K., Wooden J. L., Walker R. J., Fedorenko V. A., Simonov O. N., Budahn J. R., Siems D. F. (2000) 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. *Int. Geol. Rev.* **42** (10), 895–927.

Fleet M. E., Crocket J. H., Stone W. E. (1996) Partitioning of platinum–group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **60** (13), 2397–2412.

Geology and ore deposits of the Noril'sk region. Guidebook. (1994). VII Platinum International Symposium. Moscow–Noril'sk: Moskovsky Contact Press. 84.

Hawkesworth C. J., Lightfoot P. C., Fedorenko V. A., Blake S., Naldrett A. J., Doherty W., Gorbachev N. S. (1995) Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts. *Lithos.* **34** (1), 61–88.

Hawkesworth C. J., Lightfoot P. C., Fedorenko V. A., Blake S., Naldrett A. J., Doherty W., Gorbachev N. S. (1995) Magma Differentiation and Mineralization in the Siberian Continental Flood Basalts. *Lithos.* **34** (1–3), 61–88.

Kostitsyn Y. A. (2004) Terrestrial and Chondritic Sm–Nd and Lu–Hf Isotopic Systems: Are They Identical? *Petrology.* **12** (5), 397–411.

Kostitsyn Y. A. (2007) Relationships between the Chemical and Isotopic (Sr, Nd, Hf, and Pb) Heterogeneity of the Mantle. *Geochem. Int.* **45** (12), 1173–1196.

Kostitsyn Y. A., Krivolutskaya N. A., Somsikova A. V., Anosova M. O., Demidova S. I., Konyshev A. (2023) Geochemical Features of Potentially Ore-Bearing Mafic Intrusions at the Eastern Norilsk Region and Their Relationships with Lavas (NW Siberian Traps Province). *Minerals.* **13** (2), 213.

Krivolutskaya N. A. (2011) Formation of PGM–Cu–Ni deposits in the process of evolution of flood–basalt magmatism in the Noril'sk region. *Geology of Ore Deposits.* **53** (4), 309.

Krivolutskaya N. A., Gongalskiy B. I., Yushin A. A., Shlychkova T. B., Kononkova N. N., Petrus J. A., Tushentsova I. N. (2011) Mineralogical and geochemical characteristics of PGE–Cu–Ni ores of the Maslovsky deposit in the Noril'sk area, Russia. *The Canadian Mineralogist.* **49** (6), 1479–1504.

Krivolutskaya N. A., Konyshev A. A., Kuzmin D. V., Nikogosian I. K., Krasheninnikov S. P., Gongalsky B. I., Demidova S. I., Mironov N. L., Svirskaya N. M., Fedulov V.S. (2022) Is the Permian–Triassic Mass Extinction Related to the Siberian Traps? *Geochem. Int.* **60** (13), 1323–1351.

Krivolutskaya N. A., Rudakova A. V. (2009) Structure and geochemical characteristics of trap rocks from the Noril'sk Trough, Northwestern Siberian craton. *Geochem. Int.* **47** (7), 635–656.

Krivolutskaya N. A., Sobolev A. V., Mikhailov V. N., Plechova A. A., Kostitsyn Y. A., Roschina I. A., Fekiacova Z. (2012) Parental melt of the Nadezhdinsky Formation: Geochemistry, petrology and connection with Cu–Ni deposits (Noril'sk area, Russia). *Chemical Geology.* 302–303, 87–105.

Krivolutskaya N. A., Sobolev A. V., Snisar S. G. e., Gongalskiy B. I., Kuzmin D. V., Hauff F., Tushentsova I. N., Svirskaya N. M., Kononkova N. N., Schlychkova T. B. (2012) Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt–Cu–Ni sulfide deposit, Noril'sk region, Russia: implications for relationship of ore-bearing intrusions and lavas. *Mineralium Deposita*. **47** 69–88.

Lightfoot P. C., Hawkesworth C. J., Hergt J., Naldrett A. J., Gorbachev N. S., Fedorenko V. A., Doherty W. (1993) Remobilization of the Continental Lithosphere by a Mantle Plume–Major–Element, Trace–Element, and Sr– Isotope, Nd–Isotope, and Pb–Isotope Evidence from Picritic and Tholeiitic Lavas of the Norilsk District, Siberian Trap, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **114** (2), 171–188.

Lightfoot P. C., Naldrett A. J., Gorbachev N. S., Doherty W., Fedorenko V. A. (1990) Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* **104** (6), 631–644.

Likhachev A. P. (1994) Ore–bearing intrusions of the Noril'sk region. Proc. Sudbury–Noril'sk Symp, Ontario. 185–202.

Malitch K. N., Belousova E. A., Griffin W. L., Badanina I. Y. (2013) Hafnium–neodymium constraints on source heterogeneity of the economic ultramafic–mafic Noril'sk–1 intrusion (Russia). *Lithos.* **164** 36–46.

Malitch K. N., Belousova E. A., Griffin W. L., Badanina I. Y., Pearson N. J., Presnyakov S. L., Tuganova E. V. (2010) Magmatic evolution of the ultramafic–mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace–element, U–Pb and Hf–isotope data on zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.* **159** 753–768.

Naldrett A. J. (2004) Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration: Springer Science & Business Media. 727.

Petrov O. V., Malitch K. N., Pushkarev Y. D., Bogomolov E. S. (2007) Isotope–geochemical criterion in search for the Noril'sk–type massive PGE–Cu–Ni sulphide ores: constraints from Pb, Nd and Sr isotope data. Geochim. *Cosmochim. Acta.* **71** (15S), A782.

Petrov O. V. e. (2019) Isotope geology of the Norilsk deposits: Springer.

Ryabov V. V., Shevko A. Y., Gora M. P. (2014) Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk region. Vol. 1: Springer.

Sobolev A. V., Krivolutskaya N. A., Kuzmin D. V. (2009) Petrology of the parental melts and mantle sources of Siberian trap magmatism. *Petrology.* **17** (3), 253.

Villa I. M., De Bièvre P., Holden N., Renne P. (2015) IUPAC–IUGS recommendation on the half life of 87Rb. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **164,** 382–385.

Wooden J. L., Czamanske G. K., Fedorenko V. A., Arndt N. T., Chauvel C., Bouse R. M., King B. S. W., Knight R. J., Siems D. F. (1993) Isotopic and Trace–Element Constraints on Mantle and Crustal Contributions to Siberian Continental Flood Basalts, Norilsk Area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57** (15), 3677–3704.

GEOCHEMICAL MARKERS OF THE NORILSK ORE-BEARING INTRUSIONS: CASE STUDY OF THE MASLOVSKY DEPOSIT

Yu. A. Kostitsyn[a, *], N. A. Krivolutskaya[a], A. V. Somsikova[a], M.O. Anosova[a], I. V. Kubrakova[a], N. D. Tolstykh[b], B. I. Gongalsky[c], I. A. Kuzmin[b]

[a]Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Kosygin st., 19, Moscow, 119991 Russia
[b]V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Russian Academy of Sciences, Pr. Ak. Koptyuga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia
[c]Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Staromonetny per., 35, Moscow, 119017 Russia
**e-mail: kostitsyn@geokhi.ru*

The problem of identifying rare PGE-Cu-Ni ore-bearing intrusions among the huge array of ore-free mafic bodies in the northwest of the Siberian Platform has been faced by researchers for several decades. For its solution, a complex of geological and geophysical methods is usually used. Geochemical studies based on modern analytical data, such as elemental and isotopic data, are much less frequently used for this purpose. We used such an approach in the study of some Norilsk complex bodies containing sulfide mineralization. The example of the Maslovskoy deposit located in the Norilsk basin demonstrates the characteristic features of ore-bearing rocks that can be used in the search for new promising targets. For the rocks of the Maslovskoy deposit, represented by two sections from cores OM-4 and OM-24, geochemical parameters were obtained that fit into the ranges of $\varepsilon_{Nd} = 1.0 \pm 1.0$ and $(La/Lu)_n = 2.3 \pm 0.8$, which distinguish the magmatic bodies of the Norilsk ore region with unique sulfide ores from the barren ones. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in the representative gabbroic rock's samples of the vertical cross-sections of the Maslovskoy deposit vary from 0.7056 to 0.7069. As PGE accumulate in the rocks, the Pd/Pt ratio increases from ~1 at clarke-level contents to ~3 in rich ores. No evidence of assimilation by melts of silicate rocks in situ was found.

Keywords: Norilsk district, Maslovsky deposit, Sr-Nd isotopes, sulfides, PGE