

ЗУБОВСКИЙ ТИП ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА: ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И РУДОНОСНОСТЬ¹

© 2020 г. С. Ф. Служеникин^{a, *}, К. Н. Малич^{b, **}, Д. М. Туровцев^a,
А. В. Григорьева^a, И. Ю. Баданина^b

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^bИнститут геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

*e-mail: sluzh@igem.ru

**e-mail: dunite@yandex.ru

Поступила в редакцию 26.03.2019 г.

После доработки 14.08.2019 г.

Принята к публикации 27.09.2019 г.

Интрузивы зубовского типа характеризуются рядом особенностей: 1) преобладанием в разрезе ультрабазитовой части интрузивов троктолитов и незначительным распространением горизонтов ультраосновных пород или их отсутствием; 2) положением среди оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов часто с образованием нескольких этапов накопления оливинового кумулуса; 3) слабовыраженным горизонтом такситовых габбро-долеритов или их отсутствием; 4) широким распространением лейкократовых гибридно-метасоматических пород и гибридных кварц- и кордиритсодержащих норитов и габброноритов в контактах с алюмосиликатными толщами; 5) общей пониженной рудоносностью с преобладанием горизонтов вкрапленных руд среди троктолитов и ультраосновных пород и практически полным отсутствием массивных сульфидных руд. Впервые на примере Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов охарактеризованы вещественные и Nd-Sr-Cu-S изотопно-геохимические особенности пород и сульфидных руд интрузивов зубовского типа Норильского района. Силикатное вещество Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов характеризуется сходными Nd-Sr изотопными параметрами ($\epsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.5$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70685 \pm 0.00127$ и $\epsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.8$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70634 \pm 0.00068$ соответственно), которые близки таковым в промышленно-рудноносных интрузивах Норильского района. При этом изотопный состав валовых проб, как правило, имеет более радиогенный изотопный состав неодима, чем таковой пироксена и плагиоклаза, и менее радиогенный, чем у оливина, обладающего наиболее высоким значением $\epsilon_{Nd} = 5.3$, свидетельствующим об участии в магмогенерации вещества деплетированной мантии. По данным Cu-S изотопной систематики сульфидные руды Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов значительно отличаются друг от друга ($\delta^{34} = 1.3 \pm 2.3\%$, $\delta^{65}Cu = -0.1 \pm 0.15\%$ и $\delta^{34} = 7.0 \pm 1.2\%$, $\delta^{65}Cu = -0.7 \pm 0.3\%$ соответственно). По изотопному составу меди сульфидная минерализация обоих интрузивов близка к массивным и вкрапленным сульфидным рудам Талнахского месторождения Норильского района. S-изотопные данные свидетельствуют о том, что вмещающие породы, непосредственно контактирующие с интрузивами, имели незначительное влияние на сульфидную минерализацию. Выявленные Nd-Sr-S-Cu изотопно-геохимические параметры пород и руд являются важным оценочным признаком/критерием для обнаружения богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд.

Ключевые слова: сульфидные руды, Nd-Sr изотопная систематика, S-Cu изотопная систематика, источники вещества, условия образования, Зубовский тип интрузивов, Норильский район

DOI: 10.31857/S086959032004007X

ВВЕДЕНИЕ

Базит-гипербазитовые интрузивы и связанные с ними платиноидно-медно-никелевые сульфидные месторождения Полярной Сибири образова-

лись в ходе одного из главных эпизодов магматической активности на рубеже палеозоя и мезозоя (~250 млн лет назад), в результате которого была сформирована наиболее обширная провинция толеитовых платобазальтов на Земле (Ernst, Buchan, 2002; Reichow et al., 2009 и др.). Несмотря на длительное изучение пород и руд различных ру-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S086959032004007X для авторизованных пользователей.

доносных интрузивов Норильской провинции, их разнообразные вещественные, геохронологические и изотопно-геохимические параметры освещены в литературе явно недостаточно (Гриненко, 1966; Lightfoot et al., 1993; Arndt et al., 2003; Li et al., 2009a; Malitch et al., 2013, 2014, 2018; Криволицкая, 2014б; Покровский и др., 2005; Служеникин, Криволицкая, 2015; Sluzhenikin et al., 2014; Малич и др., 2018б; Прасолов и др., 2018; Служеникин и др., 2018).

В Норильском районе базит-гипербазитовые интрузивы представлены не только промышленно-рудноносными интрузивами норильского типа (Норильск I, Талнахский, Хараелахский, Норильск II, Черногорский), но и рядом других типов – круглогорским, зубовским, нижнеталнахским, моронговским (Служеникин и др., 2018; Дюжиков и др., 1988).

Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов объединяет большую группу интрузивов центральной части Норильского района (Зуб-Маркшейдерский, Верхнеамбарнинский, Южно-Пясинский, Вологодчанский, Тангарахлахский), севера Хараелахской мульды (Иконский, Ыттахский) и плато Путорана (Накохозский) (Служеникин и др., 2018). К зубовскому типу могут быть отнесены интрузивы бассейнов рек Кулюмбе и Курейки: Верхнеильтыкский, Силурийский, Кулюмбинский, Второго порога, Нижний-1 (Дюжиков и др., 1988; Рябов и др., 2000; Туровцев, 2002; Служеникин, Криволицкая, 2015).

В настоящей статье рассматриваются геологическая позиция, строение, петрографический состав, геохимия, вещественный состав руд четырех интрузивных массивов зубовского типа – Верхнеамбарнинского, Зуб-Маркшейдерского, Южно-Пясинского и Вологодчанского. Геологическое строение, петрографический состав этих интрузивов были охарактеризованы рядом исследователей с разной детальностью (Годлевский, 1959; Чернова, 1961; Коровяков и др., 1963; Рябов и др., 2000; Туровцев, 2002; Служеникин, Криволицкая, 2015). Приводится более детальное описание геологического строения, петрографического и минерального состава пород, слагающих интрузивы. Выявленные вещественные и изотопно-геохимические особенности пород и руд сопоставляются с таковыми промышленно-рудноносных интрузивов. Все эти данные могут быть использованы при постановке поисково-оценочных работ в Норильском районе.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Из образцов пород и руд изготавливались прозрачно-полированные и полированные (аншлифы) шлифы. Петрографическими и минералогическими методами изучался состав пород и рудная минерализация.

Химический состав минералов исследовался на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 JEOL в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (Москва). Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции на основные элементы составляло 10 с, на примесные – 20 с. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с помощью программы фирмы JEOL. В качестве стандартов использовались внутри лабораторные стандарты, по составу близкие к изучаемым минералам (аналитик С.Е. Борисовский). Определение концентрации главных и примесных элементов в пробах выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX Advanced PANalytical в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, анодный ток max 160 мА. При градуировке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья. В качестве контрольных образцов использованы стандартные образцы Геологической Службы США (USGS). Анализ выполнен по методикам НСАМ ВИМС, обеспечивающим получение результатов III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-04. Данная категория точности применяется для массового анализа проб минеральных веществ, контрольных анализов и при подсчете запасов (аналитик А.И. Якушев).

Определение редких микроэлементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в ИГЕМ РАН с помощью масс-спектрометра ICP-MS XSeries 2 Thermo Electron. Методика анализа приводится в работе (Бычкова и др., 2016). Элементы платиновой группы были определены кинетическим и хроматографическим методами с предварительным кислотным разложением и концентрированием в ИГЕМ РАН (аналитики Н.Б. Никитина, Н.Н. Никольская) в дубликатах проб, проанализированных на цветные металлы в лаборатории Норильской комплексной геолого-разведочной экспедиции.

Определение изотопного состава и концентраций Rb, Sr, Sm и Nd в породах было выполнено в Центре изотопных исследований (ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; аналитики Е.С. Богомолов, П.Б. Лебедев). Химическое разделение Rb, Sr и P3Э проводилось на катионообменных колонках (Bio-Rad AG50W×86 200–400 меш). Выделение самария и неодима из фракции P3Э производи-

лось с помощью катионообменной и экстракционной хроматографии по методике (Richard et al., 1976) с изменениями (Pin et al., 2003). Измерение изотопного состава выполнено с помощью девятиколлекторного масс-спектрометра Finnigan MAT TRITON TI в статическом режиме. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm, Nd, вычисленная на основе многократных анализов стандарта BCR-1, составила $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла 30 пг для Rb, 30 пг для Sr, 30 пг для Sm и 70 пг для Nd.

Коррекция на изотопное фракционирование стронция и неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ и $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$, соответственно. Кроме того, изотопный состав Sr приведен к табличному значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ стандарта NBS-987, а изотопный состав неодима – к табличному значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ стандарта La Jolla. Вычисление начального отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i и параметра ϵ_{Nd} осуществлялось с использованием следующих значений констант: $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$ год⁻¹, $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12}$ год⁻¹, $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}) = 0.512636$, $((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}) = 0.1967$. При расчетах вводились следующие значения относительных погрешностей: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - 0.5\%$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - 0.5\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.03\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.005\%$. Определение параметра ϵ_{Nd} производилось с точностью ± 0.5 .

Изотопный анализ серы был выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ и в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. В ЦИИ ВСЕГЕИ исследования проводились на масс-спектрометре DELTAplusXL с приставкой EA-ConFlo III. Вес анализируемых образцов составлял ~10 мг. Результаты изотопного состава серы представлены в промилле относительно международного стандарта Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT) $\delta^{34}\text{S} = [(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{обр}} / (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{std}} - 1] \times 1000$. Погрешность определения $\delta^{34}\text{S}$ (2σ) составляла 0.05%, воспроизводимость 0.2‰ (аналитик Э.Б. Прилепский). В ИГЕМ РАН для проведения изотопного анализа серы навески сульфидных минералов, соответствующие 50 мкг серы, были конвертированы в SO₂ с помощью элементного анализатора FlashEA HT 1112 при 1020°C в реакторе, заполненном CuO и WO₃. Образцы и стандарты в оловянных капсулах последовательно помещались в реактор с помощью автосэмплера. Изотопный состав серы в газе SO₂ измерялся методом CF-IRMS в постоянном потоке гелия на масс-спектрометре DELTA V + (Finnigan, Germany). В конце и начале каждой серии образцов измерялись международные стандартные образцы (IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS 127). Все результаты выражены относительно Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT), для чего ис-

пользовались референтные значения двух стандартов: IAEA-S-1 (-0.3%) и NBS 127 ($+21.1\%$). Воспроизводимость полученных результатов также находится в пределах $\pm 0.2\%$ (аналитик Е.О. Дубинина).

Изотопный анализ меди проводился в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики Р.Ш. Крымский и И.Н. Капитонов). Он включал последовательное разложение минералов, химическое выделение меди и измерение изотопного состава. Пробы весом 100–150 мг подвергались разложению с использованием чистых кислот (HCl, HF, HNO₃, HClO₄). После растворения проб производилось селективное выделение методом ионообменной хроматографии. Изотопные измерения были выполнены с помощью мультиколлекторного масс-спектрометра Neptune Thermo Finnigan по методике, подробно охарактеризованной в работах (Larson et al., 2003; Malitch et al., 2014). В качестве стандарта использовался раствор 0.5 г/г Cu (стандарт NIST 976, где $^{65}\text{Cu} = 0.44563 \pm 0.00042$). Изотопный состав меди вычислялся по формуле $\delta^{65}\text{Cu} (\text{‰}) = [(^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{обр}} / (^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{std}} - 1] \times 1000$.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Норильский район расположен на северо-западе Сибирской платформы, на стыке последней с Западно-Сибирской плитой (см. рис. 1 в статье (Служеникин и др., 2018, № 3, стр. 285). Главными структурами являются Норильско-Хараелахский прогиб и Тунгусская синеклиза с Хантайско-Рыбинским, Кулюмбинско-Горбиачинским и Кулюмбинско-Летнинским валами.

В Норильском районе выделяются брахиосинклинали – мульды. Важнейшие из них Норильская, Хараелахская и Вологочанская. Район характеризуется также многочисленными разломами, среди которых выделяется региональный Норильско-Хараелахский разлом (см. рис. 1 в (Служеникин и др., 2018)).

В строении земной коры Норильского района принимают участие породы докембрийского фундамента – кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы; терригенно-сульфатно-карбонатные породы венда и раннего карбона; терригенно-осадочные угленосные отложения тунгусской серии (C₂–P₂), вехнепермские-нижнетриасовые вулканиды (трапповая формация) и терригенные отложения юрской и меловой системы.

Вулканическая толща является рельефообразующей в Норильском районе. Она образует возвышенности в областях трапповых мульд. Выделяется несколько свит, состав которых варьирует от трахибазальтов до пикритовых базальтов. Общая мощность базальтовой толщи достигает 3.5 км.

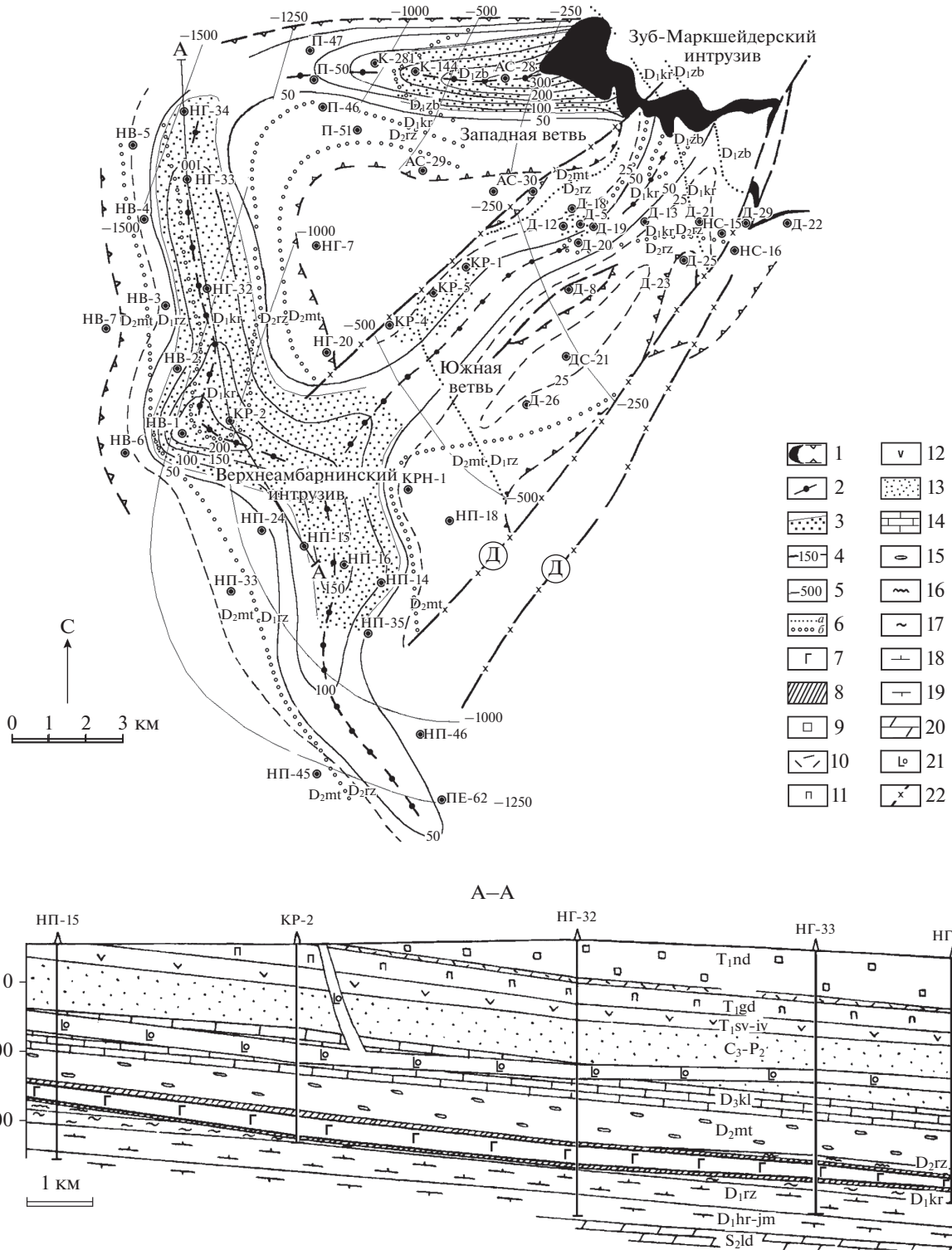


Рис. 1. Геолого-структурная схема Зубовского интрузива.

1–7 – Зубовский интрузив: 1 – выход на поверхность и граничный контур, 2 – осевые линии, 3 – ареал рудоносных ультраосновных пород и тацитовых габбро-долеритов, 4 – изопахиты, 5 – изогипсы подошвы, 6 – вмещающие породы: а – перекрывающие, б – подстилающие, 7 – положение в разрезе; 8 – контактово-метаморфический ореол; 9–12 – вулканиты: свиты – 9 – надеждинская, 10 – хаканчанская, 11 – гудчихинская, 12 – сыверминская-ивакинская; 13–20 – осадочные породы: свиты – 13 – тунгусская серия, 14 – каларгонская, 15 – мантуровская, 16 – разведочнинская, 17 – курейская, 18 – зубовская, 19 – хребтовская-ямпахтинская, 20 – силурийские отложения; 21 – Далдыканский интрузив; 22 – Далдыканский разлом и прочие дизъюнктивы.

Среди гипербазит-базитовых дифференцированных интрузивов выделяются: 1 – мезократовые полнодифференцированные рудоносные интрузивы норильского типа (Талнахский, Хараелахский, Норильск I, Норильск II, Черногорский, Тальминский, Имангдинский; 2 – лейкократовые дифференцированные слабо рудоносные интрузивы зубовского типа (Тангаралахский, Зубовский, Верхнеамбарненский, Верхнебыстринский, Накохозский, Иконский, Ытахский), круглогорского типа (Круглогорский, Олорский, Габбровый, Арылахско-Мастахсалинский) и курейского типа (Нижнеильтыкский, Силурийский, Кулюмбинский, Светлогорский, Второго порога, Нижний-1); 3 – безрудные дифференцированные меланократовые массивы нижнеталнахского типа (Нижнеталнахский, Нижненорильский, Зеленогривский, Ключвенный), см. рис. 1 в Служеникин и др., 2018), а также (Дюжиков и др., 1988; Рябов и др., 2000).

Кроме базит-гипербазитовых массивов выделяются базитовые интрузивы – Ергалахский (P₂) и Северо-Хараелахский (субщелочные высокотитанистые), Авамский – T₂ (нормальной щелочности и средней титанистости), а также Ирбинский, Амбарнинский и Далдыканский – T₂ (низкотитанистые, нормальной щелочности).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ИНТРУЗИВОВ ЗУБОВСКОГО ТИПА

Верхнеамбарнинский, Зуб-Маркшейдерский, Южно-Пясинский и Вологочанский интрузивы располагаются на стыке Вологочанской и Норильской мульды. Эти мульды разделены зоной Далдыканского (Фокинско-Тангаралахского) разлома (рис. 1, 2).

Верхнеамбарнинский и Зуб-Маркшейдерский интрузивы. Эти интрузивы локализуются северо-западнее интрузива Норильск I (рис. 1, 2). Они имеют общий горизонт локализации, обладают общими особенностями геологического строения и медно-никелевого оруденения. Подстилаются эти интрузивы в основном терригенно-карбонатными сульфатоносными породами разведочнинской, курейской и зубовской свит нижнего девона, но на отдельных участках мергелями мантуровской свиты среднего девона. Интрузивы имеют западное склонение и падение к центру Вологочанской мульды.

Зуб-Маркшейдерский интрузив выявлен в 1940 г. Ю.М. Шейнманом и Г.М. Шешуковой. Связанное с ним месторождение было детально разведано Н.А. Колотиловым и В.Ф. Кравцовым в 1956 г. и отнесено к забалансовым. В ходе поисково-разведочных работ В.М. Лосевым в 1970 г. было установлено центральное тело, южная и западная ветви интрузива (рис. 2). Центральная часть – хонолитообразное тело северо-западного простирания длиной около 0.5 км, шириной 0.5–

1.5 км, мощностью 40–300 м с неровной подошвой и раздувами по мощности. Западная ветвь прослежена скважинами на 4 км. Она вытянута в виде трубообразной залежи от северо-западного окончания центрального тела, мощность 170–300 м. Южная ветвь – пластообразное тело, погружающееся в юго-западном направлении. Оно прослеживается на 7 км в длину и 4–5 км в ширину, мощность 4–100 м (Говердовская, 1971а). Южная ветвь смыкается с Верхнеамбарнинским интрузивом. Верхние эндоконтактные части Зуб-Маркшейдерского интрузива в значительной мере эродированы.

Верхнеамбарнинский интрузив был выделен А.Б. Душаткиным совместно с другими исследователями в 1979 г. В процессе детальных поисков он изучался скважинами НП-15, НП-16 и НП-14, которые бурили на глубину 800–1200 м в пределах Ергалахско-Быстринской зоны разломов, и первоначально интрузив был прослежен на 10–15 км. Позднее поисковыми скважинами КР-2, НГ-32, НГ-33 и НГ-34 интрузив был прослежен на 25–35 км узкой полосой по латерали, мощностью до 150–170 м, уменьшающейся в северо-западном и западном направлениях (см. рис. 1). Вполне вероятно смыкание западной ветви Зуб-Маркшейдерского интрузива с Верхнеамбарнинским.

Южно-Пясинский и Вологочанский интрузивы располагаются севернее Зуб-Маркшейдерского интрузива в восточном крыле Вологочанской мульды (фиг. 1–3 из Служеникин, Криволицкая, 2015). Южно-Пясинский и Вологочанский интрузивы были установлены в 1968–1970 гг. в нижнем течении рек Вологочан и Амбарная в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50000 силами Амбарнинской партии Норильской экспедиции (Лосев, 1970, фонды ООО “Норильскгеология”).

В 2000–2006 гг. в результате детальной разведки вкрапленных платиноидно-медно-никелевых руд, приуроченных к этим интрузивам, были подсчитаны их запасы (Матвеев и др., 2006, фонды ООО “Норильскгеология”). Горизонтами локализации Южно-Пясинского и Вологочанского интрузивов являются мантуровская свита среднего девона, курейская и зубовская свиты нижнего девона. На востоке, в головной части отмечаются максимальные мощности интрузивов, которые постепенно сужаются на запад, к центру Вологочанской мульды. Интрузивы были прослежены на протяжении 15 км до глубины 1520 м (Матвеев и др., 2006, фонды ООО “Норильскгеология”). Морфологически интрузивы представляют собой узкие (300–400 м) трубообразные тела, разобщенные безинтрузивными окнами и соединенные тонкими интрузивными проводниками (Говердовская, 1971б).

Стратиграфически ниже Вологочанского интрузива располагается интрузив, который относится к круглогорскому типу (Служеникин и др., 2018).

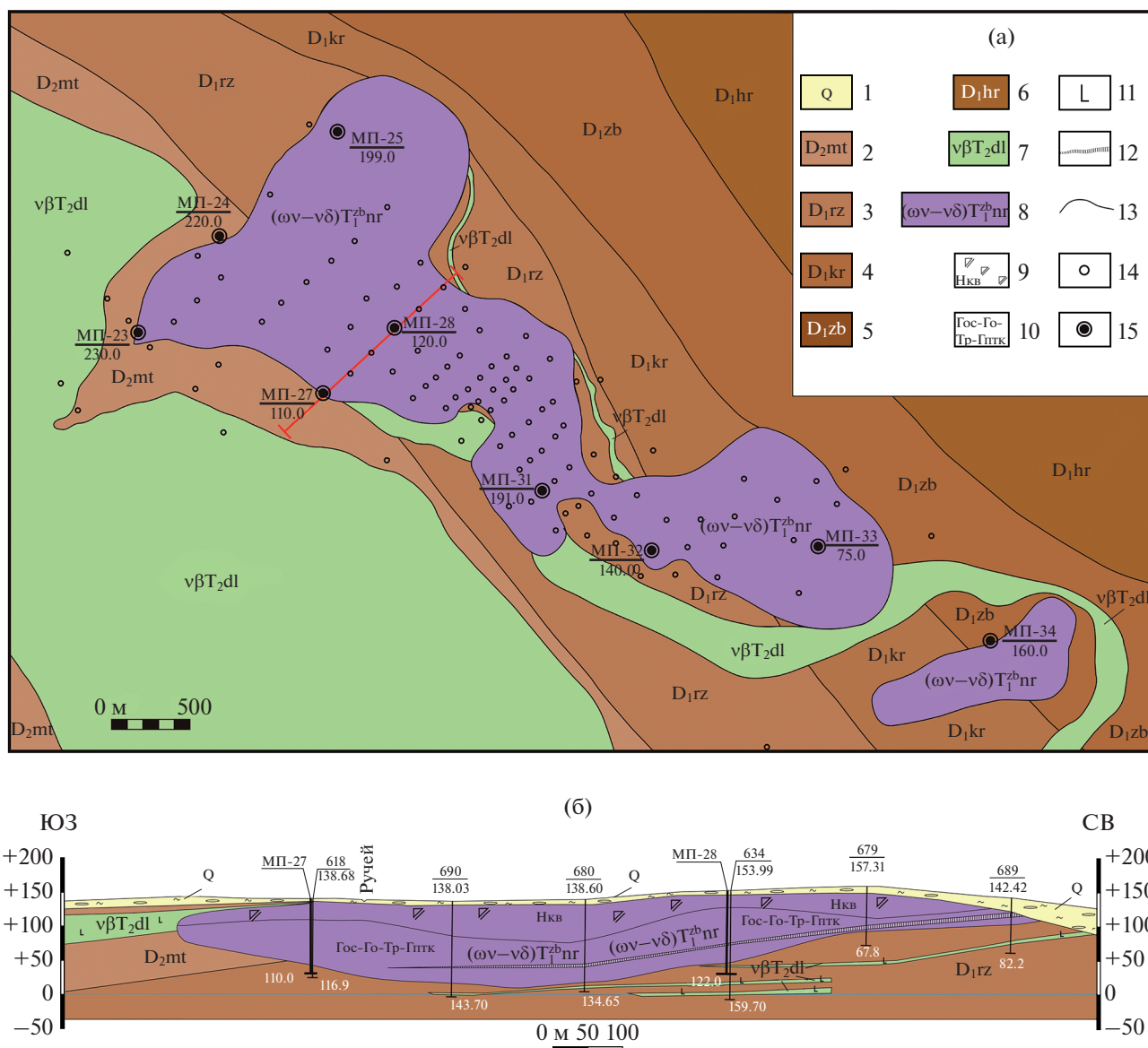


Рис. 2. Геологическая карта Зуб-Маркшейдерского участка норильского рудного узла (а) и геологический разрез Зуб-Маркшейдерского интрузива (б).

Стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения: валунно-галечниковые смеси, гравий, пески, суглинки; 2 – мантуровская свита: мергели пестроцветные, доломиты, ангидриты; 3 – разведочнинская свита: аргиллиты пестроцветные с прослоями доломитов, известняков и с линзами гравелитов и песчаников; 4 – курейская свита: мергели, алевролиты, аргиллиты, доломиты; 5 – зубовская свита: мергели пестроцветные с прослоями ангидритов, гипсов, доломитов; 6 – хребтовская свита. **Интрузивные образования:** 7 – далдыканский интрузивный комплекс, силлы и дайки оливинсодержащих долеритов и габбро-долеритов; 8 – Норильский интрузивный комплекс, зубовский тип: хонолитоподобные лентовидные тела, дифференцированные от лейкократового габбро и габбро-диоритов до пикритовых габбро-долеритов. **Прочие знаки:** 9 – гибридно-метасоматические породы, диориты, габбро-диориты, габбро-долериты, кварцевые нориты; 10 – габбро-долериты оливиновые, оливинсодержащие, пикритовые, такситовые, контактовые, троктолиты; 11 – долериты; 12 – горизонт вкрапленных руд; 13 – геологические границы горных пород; 14 – буровые скважины детальной разведки 1957–1960 гг., 15 – буровые скважины поискового бурения 2004 г., в числителе – индекс и номер скважины, в знаменателе – абс. отметка устья скважины.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ

В работах М.Н. Годлевского и Н.А. Черновой (Годлевский, 1959; Чернова, 1961) Зуб-Маркшейдерский интрузив рассматривается как суще-

ственно габброноритовый. Наши исследования показывают, что габбронориты и нориты находятся как в верхней части интрузива, так и в его подошве, но в основной дифференцированной серии количество ромбического пироксена

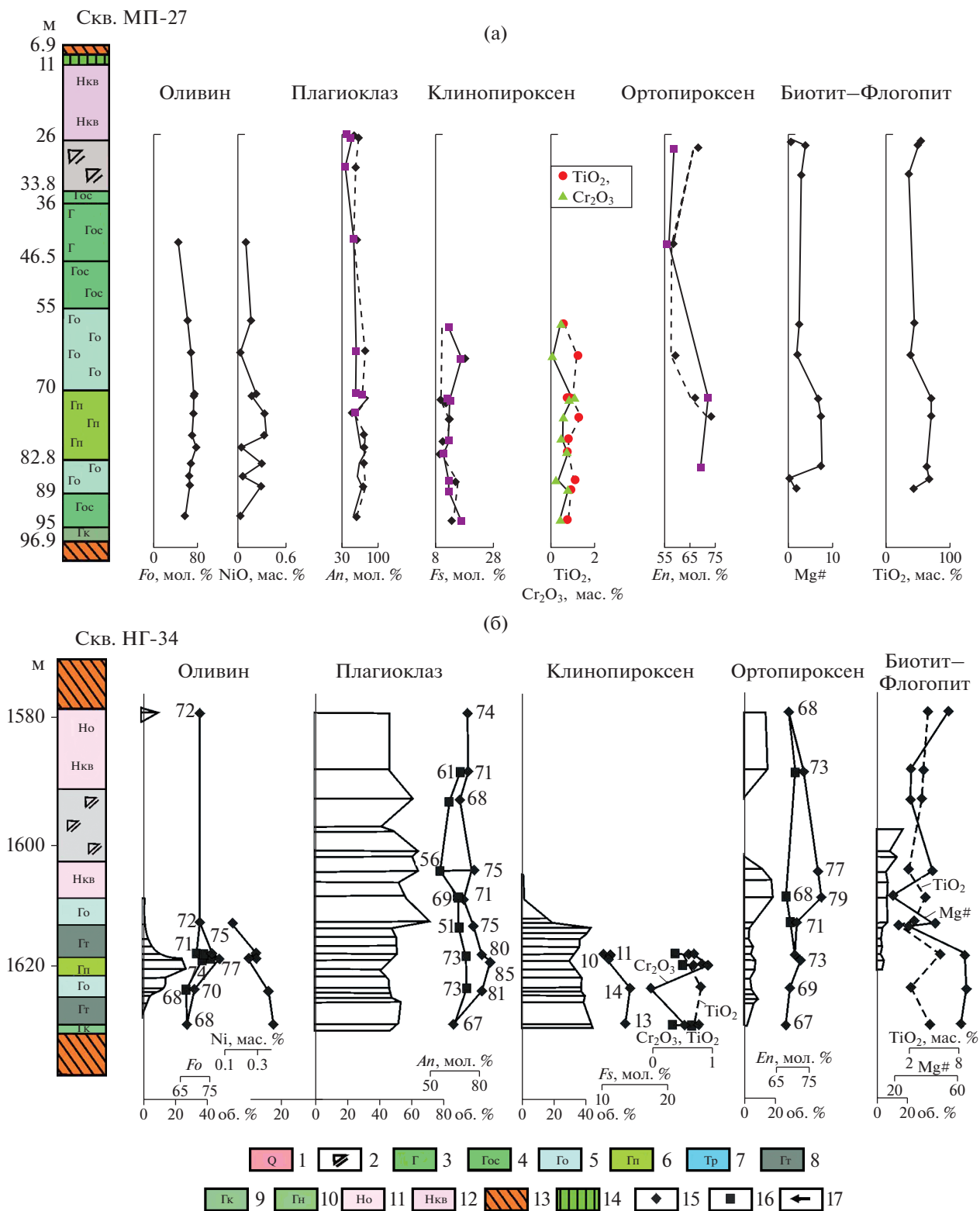


Рис. 3. Вариации содержаний и составов породообразующих минералов в разрезах Зуб-Маркшейдерского (а) и Верхнеамбарнинского (б) интрузивов.

Условные обозначения к рис. 4, 5, 8, 9, 11, 12: 1 – четвертичные отложения; 2 – габбро-диориты; 3–6 – габбро-долериты: 3 – безоливиновые, 4 – оливиносодержащие, 5 – оливиновые, 6 – пикритовые; 7 – троктолиты; 8 – такситовые; 9 – контактовые; 10 – габбронориты; 11 – оливиновые нориты; 12 – кварцевые нориты; 13 – вмещающие породы – роговики и скарны; 14 – гибридно-метасоматические породы; 15 – центр зерен; 16 – край зерен; 17 – направление от центра к краю.

не превышает 5–10 об. %. А.К. Хортова указывает, что в основном петрографический состав Зуб-Маркшейдерского интрузива сходен с составами таких дифференцированных интрузивов как Норильск I, Норильск II, Черногорский и Имандинский (Коровяков и др., 1963).

В строении Зуб-Маркшейдерского и Верхнеамбарнинского выделяются сверху-вниз (рис. 3):

1. Верхняя диорит-габброноритовая серия: контаминированные породы (кварцевые, кордиритсодержащие нориты, кварцевые габбронориты), гибридно-метасоматические сиенито-, монцодиорито- и гранитоподобные породы, диориты и габбро-диориты. Мощность 14–35 м.

2. Основная дифференцированная серия: габбронориты, безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, пикритовые габбро-долериты, троктолиты. Мощность 10–108 м.

3. Нижняя габбровая серия: такситовые, безоливиновые, оливиновые, контактовые габбро-долериты. Мощность 7–21 м.

В отличие от Зуб-Маркшейдерского и Верхнеамбарнинского интрузивов, в Южно-Пясинском и Вологодчанском интрузивах отсутствуют мощные горизонты контаминированных и гибридно-метасоматических пород.

В строении Южно-Пясинского и Вологодчанского интрузивов выделяются сверху-вниз (рис. 4):

1. Верхняя габбровая, габброноритовая серия: контактовые, безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые габбро-долериты; гибридно-метасоматические породы (габбро-диориты, диориты, гранодиориты, сиенито-диориты); контаминированные породы – габбронориты; верхние такситовые габбро-долериты. Мощность 8–66 м.

2. Основная дифференцированная серия: безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, пикритовые габбро-долериты, троктолиты. Мощность 6.5–95 м.

3. Нижняя габбровая серия: контактовые, оливинсодержащие, оливиновые, такситовые габбро-долериты, габбронориты. Мощность 7–24 м.

Верхняя габбровая и габброноритовая зона слагает в Зуб-Маркшейдерском, и особенно в Верхнеамбарнинском, интрузивах до 60% их разрезов. Контаминация магматического расплава вмещающими породами (аргиллиты, мергели) способствовала образованию кварцевых норитов и габброноритов, а также существенно плагиоклазовых пород (до 80 об. % плагиоклаза).

Кварцевые нориты сложены (об. %): плагиоклазом (50–60), ортопироксеном (20–25), кварцем и микропегматитом (5–15), биотитом (5–10), титаномангнетитом (~5). Аксессуары – апатит. Структура породы призматически-зернистая, офитовая, пойкилоофитовая. Зерна плагиоклаза образуют крупные (до 4 мм) зональные таблицы

(центр – An_{57-79} , край – An_{41-62}) (см. ESM_1.pdf (Suppl. 1) и ESM_2.pdf (Suppl. 2))². Плагиоклаз пренитизирован и сосюритизирован. Ортопироксен развит в виде призматических зерен величиной до 2-х мм. Состав ортопироксена ($Fs_{19-31}Wo_{1-3}En_{68-80}$) отвечает бронзиту-гиперстену. В некоторых зернах ортопироксена их краевые части более железистые ($Fs_{41}Wo_1En_{58}$). Ортопироксен редко сохраняется, он замещается амфиболом и биотитом. Слюды в основном представлены биотитом (Mg# 26–54), реже Mg# достигает 63 (см. ESM_1.pdf (Suppl. 1) и ESM_2.pdf (Suppl. 2)). Они образуют пластинки величиной 1.2 мм. Кварц в свободных зернах и в гранофировых сростках с полевым шпатом выполняет интерстиции породообразующих силикатов. Апатит образует длинные, тонкие, иглообразные кристаллы. Оливин в кварцевых норитах довольно редок, не более 5 об. %. Он полностью замещен боулингом. В некоторых участках, например в кровле Верхнеамбарнинского интрузива (скв. НГ-34), содержание оливина достигает 25 об. % (рис. 3). Оливин интеркумулусный, занимает интерстиции между таблицами плагиоклаза, но имеет магнезиальный состав (Fo_{73} , см. ESM_2.pdf (Suppl. 2)).

Кварцевые нориты содержат ксенолиты кордирит-ортоклаз-плагиоклаз-биотит-кварцевых роговиков, а также зерна кордиерита, который полностью замещен хлоритом.

Габбронориты не образуют мощных горизонтов. Мощность их не превышает 14 м. Чаще образуют шширы мощностью не более 4 см. Структура пород призматически-зернистая, пойкилитовая и пойкилоофитовая. Выделяются лейкократовые и оливиновые разности. Плагиоклаз составляет 50–70 об. % в лейкократовых и 35–55 об. % в оливиновых разностях. Его зерна образуют крупные (до 2.5 мм) зональные (центр – An_{86} , край – An_{61-77}) призмы и таблицы и более мелкие, более кислые (An_{51-61}) лейсты в оливине и клинопироксене. Замещается сосюритом и пренитом. Ортопироксен ($Fs_{23-27}Wo_4En_{69-73}$) развит до 20 об. % в виде овальных и призматических зерен, замещается амфиболом и биотитом. Оливин интеркумулусный, образует зерна неправильной формы до лапчатых, замещен боулингом. В лейкократовых разностях кварц в сростках с полевым шпатом (до 5 об. %) наблюдается в интерстициях таблиц и призм ортопироксена и плагиоклаза. Клино-

² Составы породообразующих минералов интрузивов представлены в соответствующих таблицах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно: (Suppl. 1), ESM_1.pdf – для интрузивного массива Зуб-Маркшейдерский; (Suppl. 2), ESM_2.pdf – для Верхнеамбарнинского интрузива; (Suppl. 3), ESM_3.pdf – для Вологодчанского интрузива; (Suppl. 4), ESM_4.pdf – для Южно-Пясинского интрузива.

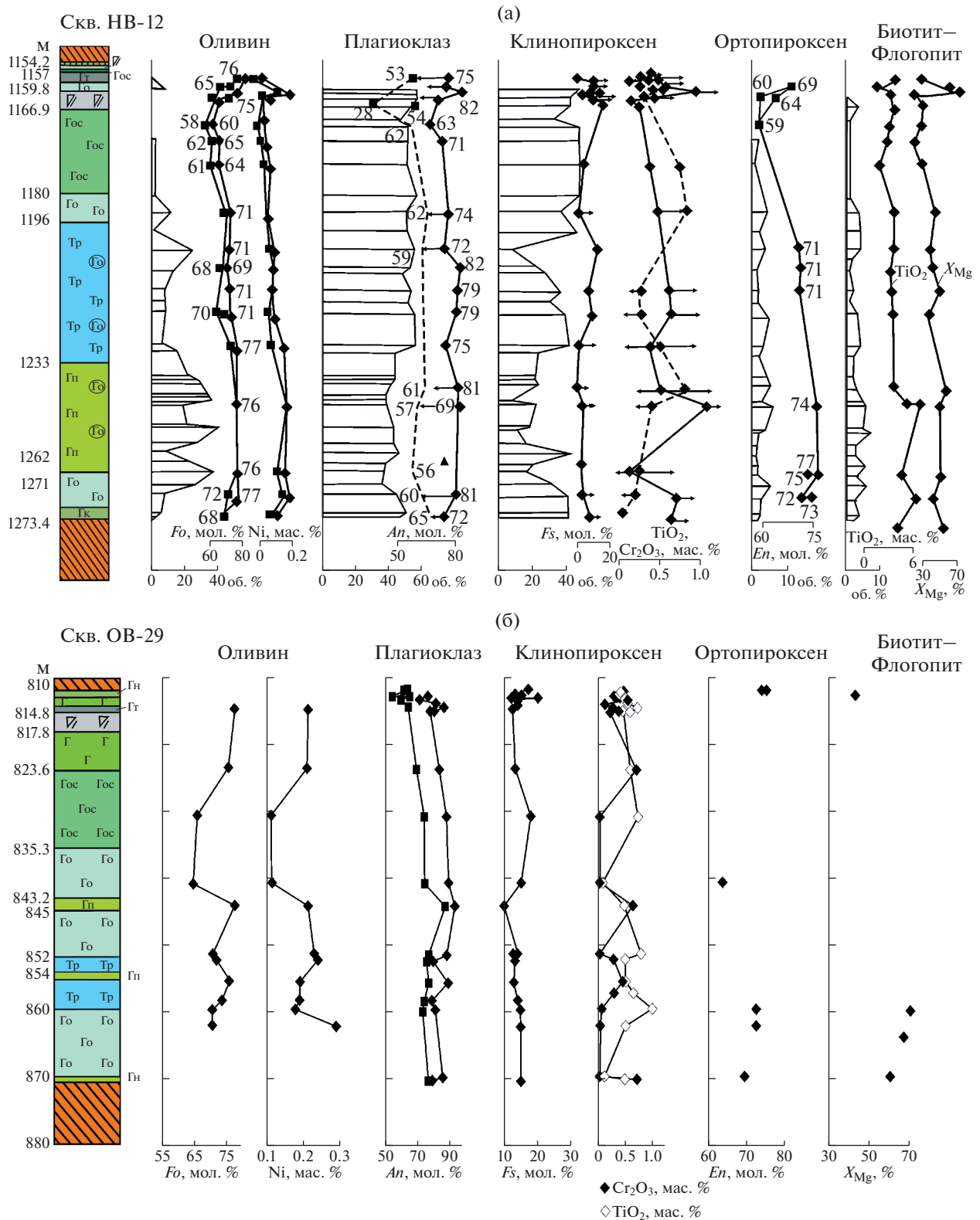


Рис. 4. Вариации содержаний и составов породообразующих минералов в разрезах Вологодчанского (а) и Южно-Пясинского (б) интрузивов.

пироксен (15–30 об. %) по составу отвечает авгиту (центр – Fs_{13-27} , край – Fs_{25}), также интеркумульный, замещается роговой обманкой и биотитом. Слюда представлена биотитом (Mg# 34) и флогопитом (Mg# 57–60). Биотит развит вокруг рудных минералов и замещает вместе с амфиболом пироксен, а флогопит образует отдельные пластинки. В лейкократовых зонах содержание слюдястых минералов достигает 10 об. %. Акцессории – титаномагнетит и апатит.

Гибридно-метасоматические породы в разрезах верхней габбровой и габброноритовой серии представлены кварцевыми сиенито-, монцоидорито- и гранитоподобными породами. Они отличаются непостоянным составом и сложены кварцем, микропегматитом или гранофировыми сростаниями, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом, амфиболом, апатитом и сфеном.

Диориты и габбро-диориты слагают от 3 до 60% разреза верхней серии. Породы сложены (об. %): плагиоклазом (35–60), амфиболом (20–40), ортопироксеном (0–10), калиевым полевым шпатом (0–15), кварцем и гранофировыми сростаниями (3–20), биотитом (0–15). Структуры пород – призматически-зернистая, призматически-офитовая, гипидиоморфнозернистая. Крупные (до 4 мм) таблицы зерен зонального (центр – An_{59-76} , край – An_{36}) плагиоклаза альбитизированы, пренитизированы и сосюритизированы. Клинопироксен (до 35 об. %) в призматических зернах величиной до 2.5 мм практически полностью замещен актинолитом, роговой обманкой. Биотит (Mg# 35–41) образует крупные (до 1.5 мм) ойкокрсты, замещает амфиболы и развивается вокруг рудных минералов. Кварц в свободных зернах и в сростках с полевым шпатом занимает интерстиции породообразующих силикатов. Иногда микропегматит образует мезостазис, в котором “плавают” таблитчатые зерна плагиоклаза и псевдоморфозы амфиболов по клинопироксену. Магнетитовая матрица в титаномагнетите (зерна до 1.5 мм) замещается биотитом. Апатит образует длинные (до 1.3 мм), узкие (~0.02 мм) иглоподобные кристаллы, секущие породообразующие силикаты. Из вторичных минералов также широко развиты хлорит, кальцит, эпидот.

Верхние такситовые габбро-долериты отмечаются в некоторых пересечениях верхней габбровой серии в Южно-Пясинском и Вологочанском интрузивах (рис. 4). Эти породы характеризуются такситовой текстурой, обусловленной наличием участков с разным размером зерен и разнообразием структур (офитовой, пойкилоофитовой, габбровой, призматически-зернистой). Минеральный состав такситовых пород (об. %): плагиоклаз (45–60), клинопироксен (25–35), ортопироксен (0–10), оливин (3–15 до 30), биотит-флогопит (1–5). Акцессории – титаномагнетит, ильменит, сфен,

апатит. Зональные (центр – An_{81-86} , край – An_{62-75}) призмы и таблицы зерен плагиоклаза часто заключены в ойкокрсты клинопироксена, реже оливина и ортопироксена. Плагиоклаз замещается пренитом, сосюритом и хлоритом. Клинопироксен – авгит (центр – Fs_{12-14} , край – Fs_{15-24}) в интеркумулусе образует ксеноморфные зерна. Замещается роговой обманкой, актинолитом, биотитом. Оливин (центр – Fo_{67-78} , край – Fo_{72}) образует крупные (до 4.5 мм) ксеноморфные и мелкие (0.1–0.5 мм) эвгедральные зерна (Fo_{76}) в плагиоклазе и пироксене. Оливин замещается боулингом, тальком, ильваитом и тонкозернистым пирротинном. Ортопироксен ($Fs_{28-31}Wo_4En_{64-69}$) образует призматические зерна. Биотит (Mg# 34–47) замещает клинопироксен и развивается вокруг рудных минералов. Флогопит (Mg# 66–83) образует самостоятельные пластинки. В некоторых участках наблюдаются ксеноморфные зерна кварца. Такситовые габбро-долериты иногда содержат шлиры пикритовых габбро-долеритов мощностью до 5 см. Эти породы содержат до 40 об. % крупнозернистого оливина, полностью замещенного боулингом.

Оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты развиты как в верхней, так и в нижней части основной дифференцированной серии (рис. 3, 4). Они включают в себя шлиры габброноритов. Структуры этих пород – офитовая, пойкилоофитовая, габброофитовая, пойкилитовая. Минеральный состав (об. %): плагиоклаз (34–60), клинопироксен (20–40), ортопироксен (0–10), оливин (3–20), биотит-флогопит (1–7), титаномагнетит, ильменит, хромит, апатит. Зерна плагиоклаза образуют зональные (центр – An_{73-93} , край – An_{56-76}) призмы и таблицы величиной до 1.2 мм, часто включенные в зерна клинопироксена и оливина. Клинопироксен – авгит (центр – Fs_{10-13} , край – Fs_{13-18}) в интеркумулусе слагает ксеноморфные зерна величиной до 6 мм, замещается роговой обманкой и биотитом. Ортопироксен ($Fs_{26-37}Wo_{3-7}En_{56-63}$) образует призматические зерна и также развит в виде кайм вокруг оливина, иногда образует сростки с пижонитом и авгитом. Оливин (Fo_{57-79}) развит в виде крупных эвгедральных зерен и также образует скопления неправильной и прожилковидной формы из мелких округлых зерен. Оливин замещается боулингом, серпентином и тальком. Биотит (Mg# 38–44) встречается в виде мелких чешуек совместно с роговой обманкой, замещает клинопироксен и образует каймы вокруг рудных минералов. Флогопит (Mg# 63–66) слагает пластинки величиной до 2 мм. Кроме титаномагнетита и ильменита оксиды представлены хромитом в виде мелких (не более 0.25 мм) округлых зерен в ассоциации с оливином.

Пикритовые габбро-долериты — наиболее магнезиальные породы интрузивов зубовского типа. Они образуют горизонты в центральных частях основной расслоенной серии (рис. 3, 4). Переходы между оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами могут быть как постепенными, так и резкими. Пикритовые габбро-долериты содержат прослойки оливиновых и такситовых габбро-долеритов. Структуры этих пород: офитовая, пойкилоофитовая, пойкилитовая. Иногда наблюдаются линзовидные и полосчатые текстуры, обусловленные чередованием слоев с разным содержанием оливина. Минеральный состав (об. %): оливин (20–25 до 50), плагиоклаз (10–40), клинопироксен (10–35), ортопироксен (0–7), флогопит (1–4), титаномагнетит, ильменит, хромит, апатит, титанит. Оливин (Fo_{65-78}) образует крупные (до 2.5 мм) эвгедральные и ксеноморфные зерна, содержащие призмы и таблитчатые зерна плагиоклаза. Мелкий идиоморфный оливин, иногда совместно с мелкозернистым плагиоклазом, слагает крупные (до 3 см) сегрегации в породе. Оливин замещается серпентином + магнетитом. Отличительной особенностью пикритовых габбро-долеритов интрузивов зубовского типа является обычно меньшее содержание (20–25 об. %) оливина по сравнению с рудоносными плагиоверлитами, что отражается в меньшей магнезиальности этих пород. Плагиоклаз представлен зональными (центр — An_{67-93} , край — An_{50-77}) призмами и таблицами, иногда образует порфириформные выделения величиной до 7 мм, замещается пренитом, агрегатом сосюрита, хлоритом. Клинопироксен-авгит (Fs_{10-13}) образует ксеноморфные ойкокрсты величиной до 5.5 мм с включениями оливина и плагиоклаза, замещается роговой обманкой и биотитом. Ортопироксен ($Fs_{21-28}Wo_{3-5}En_{67-75}$) образует скопления между зерен оливина и каймы вокруг них. Флогопит (Mg# 69–75) развит в межзерновых промежутках породообразующих силикатов. Хромит и хроммагнетит образуют включения в оливине.

Троктолиты так же, как и пикритовые габбро-долериты, развиты в центральных частях интрузивов (рис. 4). Контакты между этими породами постепенные. Как троктолиты, так и пикритовые и оливиновые габбро-долериты взаимно образуют линзы и слои в телах друг друга. Минеральный состав троктолитов (об. %): плагиоклаз (30–50), оливин (25–45), клинопироксен (10–25), ортопироксен (0–10), флогопит (1–5), титаномагнетит, ильменит, хромит, апатит. Структуры этих пород: пойкилоофитовая, гипидиоморфнозернистая, габбровая. Зерна плагиоклаза образуют зональные (центр — An_{79-89} , край — An_{61-76}) призмы и таблицы. Они часто наблюдаются в виде включений в клинопироксене, обуславливая пойкилоофитовую структуру. Оливин (Fo_{69-76}) образует как эвгедраль-

ные, так и ксеноморфные, лапчатые, амебовидные зерна между таблицами плагиоклаза. Оливин замещается серпентин-магнетитовым агрегатом. Клинопироксен (Fs_{10-15}) интеркумулусный с включениями таблитчатых зерен плагиоклаза и кумулулусного оливина. Ортопироксен ($Fs_{22-26}Wo_{2-4}En_{71-74}$) образует призматические зерна и каймы вокруг зерен оливина. Слюда в троктолитах представлена исключительно флогопитом (Mg# 55–72). Хромит развит в виде мелких (не более 0.02 мм) округлых зерен в оливине.

Нижние такситовые габбро-долериты выполняют базальную часть интрузивов (рис. 3), мощность их изменяется от 7 до 23 м. Они характеризуются крайней петрографической и минеральной неоднородностью. Породы неравномернозернистые — от мелко- до крупнозернистых. Ведущей структурой является пойкилоофитовая. Наряду с ней для пород характерны пойкилитовая, офитовая, призматически-офитовая, габбровая структуры. Такситовые габбро-долериты по составу отвечают оливинсодержащим и оливиновым габбро-долеритам. Их минеральный состав лежит в широких пределах (об. %): плагиоклаз (25–55), клинопироксен (15–40), ортопироксен (0–10), оливин (0–20), биотит-флогопит (1–6 до 15), кварц (0–3), калиевый полевой шпат (0–3), титаномагнетит, ильменит, апатит. Зерна плагиоклаза (центр — An_{73-89} , край — An_{59-74}) образуют призмы, таблицы, лейсты и зерна неправильной формы с широкими вариациями их величины (до 10 мм). Клинопироксен (центр — Fs_{11-13} , край — Fs_{14-18}) образует крупные (до 7 мм) ойкокрсты, включающие призмы, таблицы и лейсты плагиоклаза, а также зерна оливина. Изредка наблюдаются пластинчатые сростки клино- и ортопироксена, клинопироксен замещается амфиболом и биотитом. Ортопироксен развит в виде ойкокрстов величиной до двух мм и оконтуривает зерна оливина. Оливин (Fo_{68-74}) — кумулулусный и интеркумулулусный, а также образует мелкозернистые агрегаты (так называемый гранулированный оливин с составом Fo_{74}). Крупные зерна эвгедральной и неправильной формы замещаются серпентином и тальком, а мелкозернистые остаются свежими. Биотит (Mg# 48) образует мелкие листочки, замещающие совместно с амфиболом клинопироксен и оторочки вокруг рудных минералов. Флогопит (Mg# 64–75) встречается в виде пластинок в основной массе породы.

Нижние контактовые габбро-долериты — мелкозернистые породы, по составу отвечающие оливинсодержащим и оливиновым габбро-долеритам, обладают офитовой и пойкилоофитовой структурами. Минеральный состав (об. %): плагиоклаз (центр — An_{90} , край — An_{68}) — 40–45, клинопироксен (Fs_{11-12}) — 25–40, оливин (Fo_{68-88}) — 5–15, ортопироксен ($Fs_{28}Wo_4En_{68}$) — 1–5, флогопит

(Mg# 72) до 6, титаномагнетит, ильменит. Клинопироксен образует ксеноморфные ойкокрисы с вросками лейст плагиоклаза и изометричных зерен оливина. Оливин часто сам образует ойкокрисы с хадакритами плагиоклаза. Контактные габбро-долериты содержат многочисленные ксенолиты роговиков. Иногда эти породы представляют собой магматическую брекчию, где обломки представлены роговиками, а цемент имеет состав габбро-долерита.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И СКРЫТАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ИНТРУЗИВОВ

Оливин развит как в кумулусе, так и в интеркумулусе пород. Ксеноморфные зерна, как правило, более железистые, чем эвгедральные. Кроме того, оливин образует мелкие округлые зерна совместно с мелкими лейстами плагиоклаза в выделениях неправильной и прожилковидной формы. Максимальная магнезиальность оливина (Fo_{68-77}) отмечается в троктолитах и пикритовых габбро-долеритах. В этих оливинах значительна концентрация никеля (NiO — 0.11–0.33 мас. %). Максимальное же содержание никеля (NiO до 0.41 мас. %) определено в оливине из такситовых габбро-долеритов Зуб-Маршейдерского и Верхнеамбарнинского интрузивов (рис. 5а, см. ESM_1.pdf (Suppl. 1) ESM_2.pdf (Suppl. 2)). В оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритах наиболее магнезиальны оливины Вологодчанского и Южно-Пясинского интрузивов (см. ESM_3.pdf (Suppl. 3) и ESM_4.pdf (Suppl. 4)) по сравнению с Зуб-Маршейдерским и Верхнеамбарнинским — Fo_{60-77} и Fo_{46-75} соответственно. Содержание NiO в них колеблется в пределах 0.02–0.37 мас. %. В нижних такситовых габбро-долеритах магнезиальность оливина составляет Fo_{68-74} , содержание NiO — 0.05–0.41 мас. %. В верхних такситовых габбро-долеритах оливин Fo_{64-80} содержит 0.03–0.21 мас. % NiO.

Плагиоклаз во всех рассматриваемых интрузивах развит в виде крупных зональных призм, таблиц и мелких лейстовидных зерен. При общем повышении основности кумулусного плагиоклаза от безоливиновых до пикритовых габбро-долеритов — плагиоклазы из Вологодчанского и Южно-Пясинского интрузивов имеют более основной состав, чем плагиоклазы в Зуб-Маршейдерском и Верхнеамбарнинском (рис. 3, 4, также см. в Suppl. 1–4 файлы ESM_1.pdf–ESM_4.pdf). В кварцевых норитах основность плагиоклаза составляет в центре An_{57-79} , в краевых зонах — An_{41-62} . В габбро-диоритах и гибридных метасоматических породах плагиоклаз (центр — An_{59-76}) замещается альбитом (до 2.6 мол. % Or).

Клинопироксен присутствует во всех породах, кроме кварцевых норитов в виде ксеноморфных

ойкокрисов, включающих таблицы, лейсты плагиоклаза и зерна оливина. По составу он отвечает авгиту. Краевые части зерен клинопироксена более железистые, титанистые и менее хромистые, чем центральные. В безоливиновых, оливинсодержащих, оливиновых, пикритовых габбро-долеритах и троктолитах центральные части клинопироксена отвечают составу Fs_{9-14} , а краевые Fs_{14-18} (рис. 3, 4, также см. в Suppl. 1–4 файлы ESM_1.pdf–ESM_4.pdf). Концентрация TiO_2 в них составляет 0.08–1.30 мас. %, а Cr_2O_3 — 0.0–0.97 мас. % (рис. 5б). Наиболее хромистые — клинопироксены из пикритовых габбро-долеритов Зуб-Маршейдерского и Верхнеамбарнинского интрузивов. В габбро-норитах и габбро-диоритах клинопироксен наиболее железистый (центр — Fs_{13-15} , край — Fs_{17-25}). В этих породах он наименее хромистый (0–0.46 мас. % Cr_2O_3). В целом составы клинопироксена в интрузивах зубовского типа не отличаются от состава клинопироксена рудоносных интрузивов норильского типа (рис. 5б).

Ортопироксен в интрузивах зубовского типа присутствует почти во всех породах. Наибольшее его количество (до 20 об. %) отмечается в кварцевых норитах и габбро-норитах. Во всех остальных породах его содержание не превышает 10 об. %. Ортопироксен образует как эвгедральные призматические зерна, так и развит в интеркумулусе в виде ксеноморфных зерен и реакционных кайм вокруг зерен оливина. Диапазон магнезиальности ортопироксена En_{58-75} Вологодчанского и Южно-Пясинского интрузивов сопоставим с таковым из рудоносных интрузивов норильского типа, тогда как он несколько шире для ортопироксена из Верхнеамбарнинского и Зуб-Маршейдерского интрузивов (рис. 5в). Для ортопироксена из контаминированных пород — кварцевых норитов отмечается значительное содержание глинозема (Al_2O_3 — 2.17–5.91 мас. %) (рис. 5в, также см. в Suppl. 1–4 файлы ESM_1.pdf–ESM_4.pdf).

Биотит и флогопит. В породах основной дифференцированной серии количество слюд не превышает 5–8 об. %. В оливинсодержащих, оливиновых и нижних такситовых габбро-долеритах они представлены как биотитом, так и флогопитом. В пикритовых габбро-долеритах и троктолитах — это исключительно флогопиты. Наиболее железистые слюды в кварцевых норитах и габбро-диоритах. В этих породах количество биотита достигает 10–15 об. %. Содержание TiO_2 в слюдах колеблется в широких пределах (TiO_2 — 0.35–7.21 мас. %). Зависимость титанистости слюд от их магнезиальности не наблюдается (рис. 5г).

Оксиды в интрузивах представлены титаномагнетитом, ильменитом, хромистым магнетитом и хромитом. Титаномагнетит и ильменит отмечаются во всех породах интрузивов. Содержание этих минералов в породах обычно не превышает 3–5 об. %, но в габбро-диоритах его количество достигает 10 об. %. Здесь он образует крупные, до

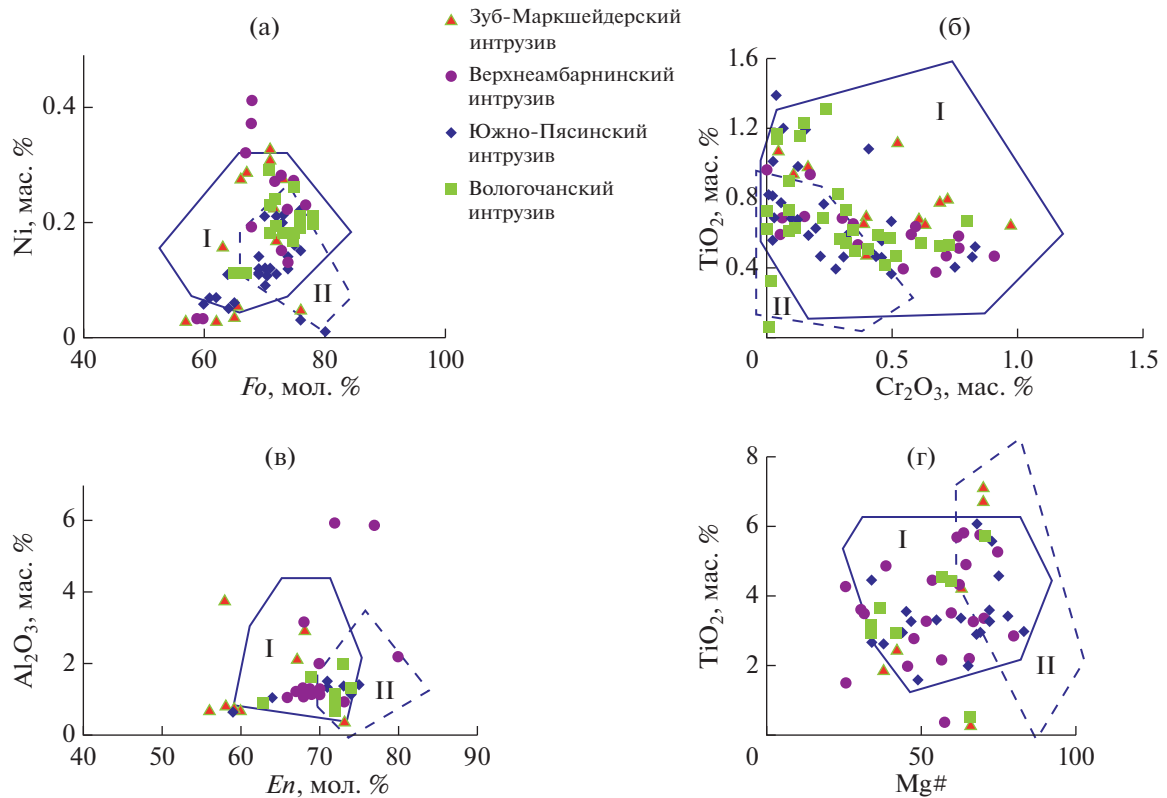


Рис. 5. Составы минералов интрузивов зубовского типа: (а) оливина, (б) клинопироксена, (в) ортпироксена, (г) биотит-флогопита.

Поля составов пород: I – промышленно-рудноносных интрузивов, II – безрудных интрузивов нижнетитаналхского типа.

2.5 мм, зерна неправильной формы. Титаномагнетит практически полностью претерпел распад на магнетит и ильменит. В процессе распада первичного титаномагнетита произошло перераспределение компонентов между магнетитом и ильменитом. Al, Cr, V, Zn и Ni концентрируются преимущественно в магнетите, а Ti, Mg и Mn – в ильмените (см. ESM_5.pdf (Suppl. 5)³). Магнетитовая матрица в титаномагнетите часто замещается лейкоксенном и вторичными силикатами, а ильменит при этом сохраняется. Самостоятельный ильменит образует призматические зерна неправильной формы. В пикритовых, оливиновых габбро-долеритах и троктолитах, помимо титаномагнетита и ильменита, оксиды представлены акцессорными хроммагнетитом и хромитом. Они образуют мелкие (не более 0.20 мм) зерна в оливине, реже в плагиоклазе (см. ESM_5.pdf в Suppl. 5).

³ Составы пород и рудных оксидов для интрузивов зубовского типа представлены в соответствующих таблицах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно: (Suppl. 5), ESM_5.pdf: Состав рудных оксидов в породах интрузивов зубовского типа; (Suppl. 6), ESM_6.pdf: Состав пород интрузивов зубовского типа (мас. %).

Изучение изменений составов главных породообразующих минералов в разрезах интрузивов зубовского типа (см. ESM_6.pdf (Suppl. 6)) позволило выявить тенденции в характере скрытой расслоенности этих массивов. Они являются общими с таковыми в рудоносных интрузивах норильского типа и заключаются в увеличении магнезиальности оливина, пироксенов, слюд и основности плагиоклаза от эндоконтактных зон к горизонтам обогащенным оливином (рис. 3, 4). В отличие от интрузивов норильского типа, скрытая расслоенность интрузивов зубовского типа менее контрастна.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

На диаграмме в координатах (Na₂O + K₂O)–SiO₂ составы интрузивов зубовского типа лежат в поле рудоносных интрузивов норильского типа (рис. 6). При широком разбросе значений для Зуб-Маркшейдерского и Верхнеамбарнинского интрузивов характерна большая кремнеземистость и щелочность пород верхней габбровой и габброноритовой серии по сравнению с этими породами Южно-Пясинского и Вологодчанского

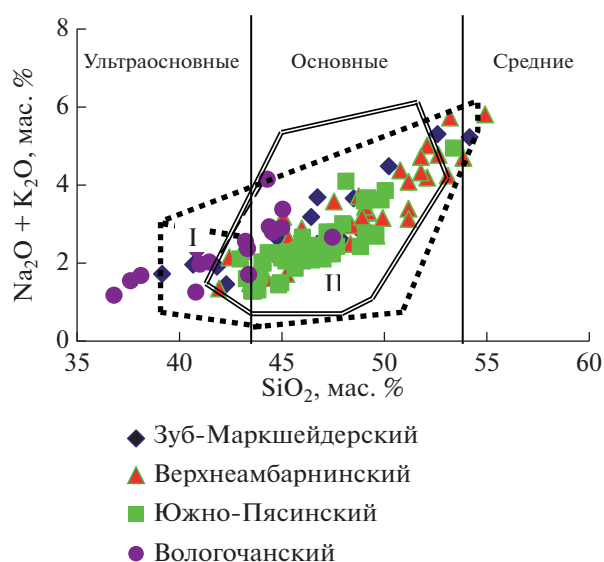


Рис. 6. Составы пород интрузивов зубовского типа на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$. Поля составов пород: I – рудоносных интрузивов норильского типа, II – безрудных интрузивов нижнеталнахского типа. Диаграмма построена по оригинальным неопубликованным данным.

интрузивов, тогда как Южно-Пясинский интрузив характеризуется более кислым составом пород по сравнению с Вологодчанским интрузивом. Для пород интрузивов зубовского типа по сравнению с массивами норильского типа отмечаются повышенные железистость и титанистость, а также более низкие значения магниальности и хромистости пород богатых оливином при довольно больших их мощностях. Так, в самых высокомагниальных породах – пикритовых габбро-долеритах – содержание MgO составляет 14.01–20.80 мас. % в интрузивах зубовского типа, тогда как в интрузивах норильского типа – 16.03–26.80 мас. % (Золотухин и др., 1975; Криволуцкая и др., 2001; Рябов и др., 2000). Содержание Cr_2O_3 в породах интрузивов зубовского типа не превышает 0.13 мас. %, тогда как в ультрабазитах рудоносных интрузивов оно достигает 0.77 мас. %, а в верхних такситовых габбро-долеритах с малосульфидным платиновым оруденением – 7 мас. %.

В разрезах интрузивов зубовского типа (рис. 7, 8) происходит накопление магния и хрома в направлении горизонтов пикритовых габбро-долеритов и троктолитов. Повышенная магниальность троктолитов сочетается с их высокой глиноземистостью. Накопление глинозема, кремнезема, щелочей, P_2O_5 в верхних эндоконтактовых частях интрузивов связано с фракционированием магматического расплава и кремнещелочным метасоматозом, в результате которых в этих участках кристаллизуются кварц, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат,

апатит, а накопление железа и титана привело к широкому развитию в габбро-диоритах и безоливиновых габбро-долеритах титаномагнетита.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Хондрит-нормализованные спектры редкоземельных элементов для пород интрузивов зубовского типа (Wasson, Kallemeyn, 1988) так же, как и для пород Хараелахского интрузива, характеризуются минимальным фракционированием легких РЗЭ по сравнению со спектрами РЗЭ для пород Нижнеталнахского интрузива (рис. 9а). Это подтверждается диаграммами $(\text{La}/\text{Sm})_n\text{--}(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ (рис. 9б). Также для пород интрузивов зубовского типа и Хараелахского интрузива норильского типа характерна положительная Eu -аномалия. Для пород интрузивов нижнеталнахского типа – она отрицательна.

Rb-Sr И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Концентрации Rb, Sr, Sm, Nd и Sr-Nd-изотопные параметры образцов пород и породообразующих минералов приведены в табл. 1–4. Измеренные и расчетные (на возраст 250 млн лет) значения изотопного состава стронция для пород Зуб-Маркшейдерского интрузива характеризуются значительными вариациями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0.70671\text{--}0.71224$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70570\text{--}0.70908$, соответственно, табл. 1). Максимальные значения начального изотопного состава стронция выявлены в породах верхней части разреза ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70762\text{--}0.70908$), сложенной габбро-диоритами и кварцевыми норитами (табл. 1, рис. 10). Минимальные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.70570–0.70648) характерны для пород основной расслоенной серии, представленных оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами. В целом сходный разброс значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ выявлен в плагиоклазе и пироксене (0.70559–0.70882 и 0.70594–0.70935 соответственно). При этом в двух случаях установлена изотопная гетерогенность плагиоклаза по отношению к пироксену и валовой породе (табл. 1 и 2, рис. 10). Отметим, что единичный анализ Cu-Ni сульфидов выявил значительно более радиогенный изотопный состав стронция по сравнению с сосуществующими минералами (пироксеном и плагиоклазом).

По сравнению с Зуб-Маркшейдерским интрузивом, породы Вологодчанского интрузива характеризуются несколько меньшими вариациями значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.70616–0.71143 и 0.70560–0.70808 соответственно, табл. 1, рис. 11). При этом породообразующие пироксен и плагиоклаз, как правило, обладают сходным, но несколько менее радиогенным начальным изотопным составом стронция по сравнению с таковым

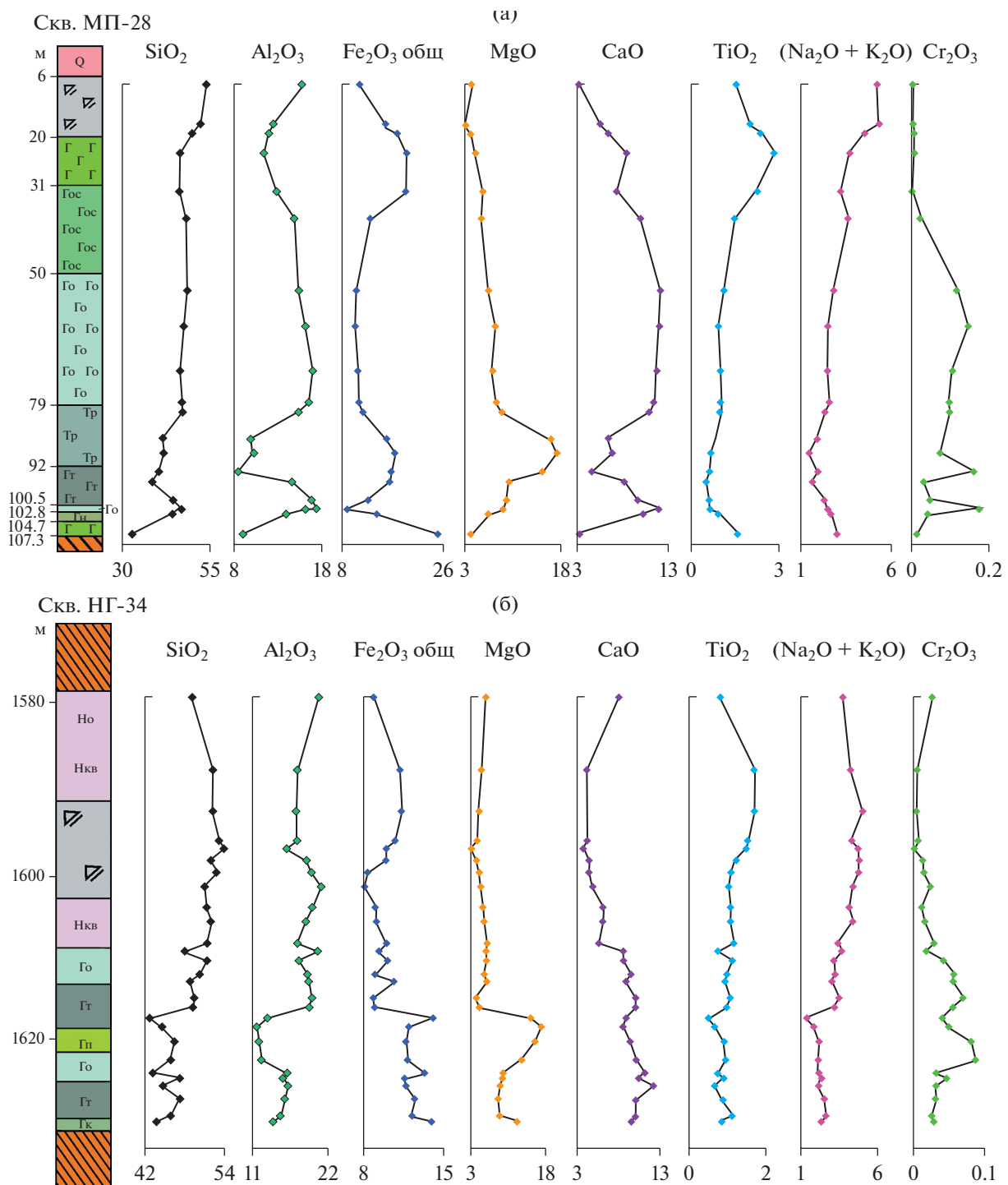


Рис. 7. Вариации содержаний оксидов (мас. %) в разрезах Зуб-Маркшейдерского (а) и Верхнеамбарнинского (б) интрузивов.

породы этого же образца (табл. 1 и 2, рис. 11). Для Вологодчанского интрузива отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в ультраосновных породах, троктолитах и оливиновом габбро из расслоенной серии (глубины

833.2–864.2 м) минимально вариативные (0.7056–0.7060). Увеличение вариаций и повышенные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.7060–0.7070) характерны для габброидной части интрузива. Еще

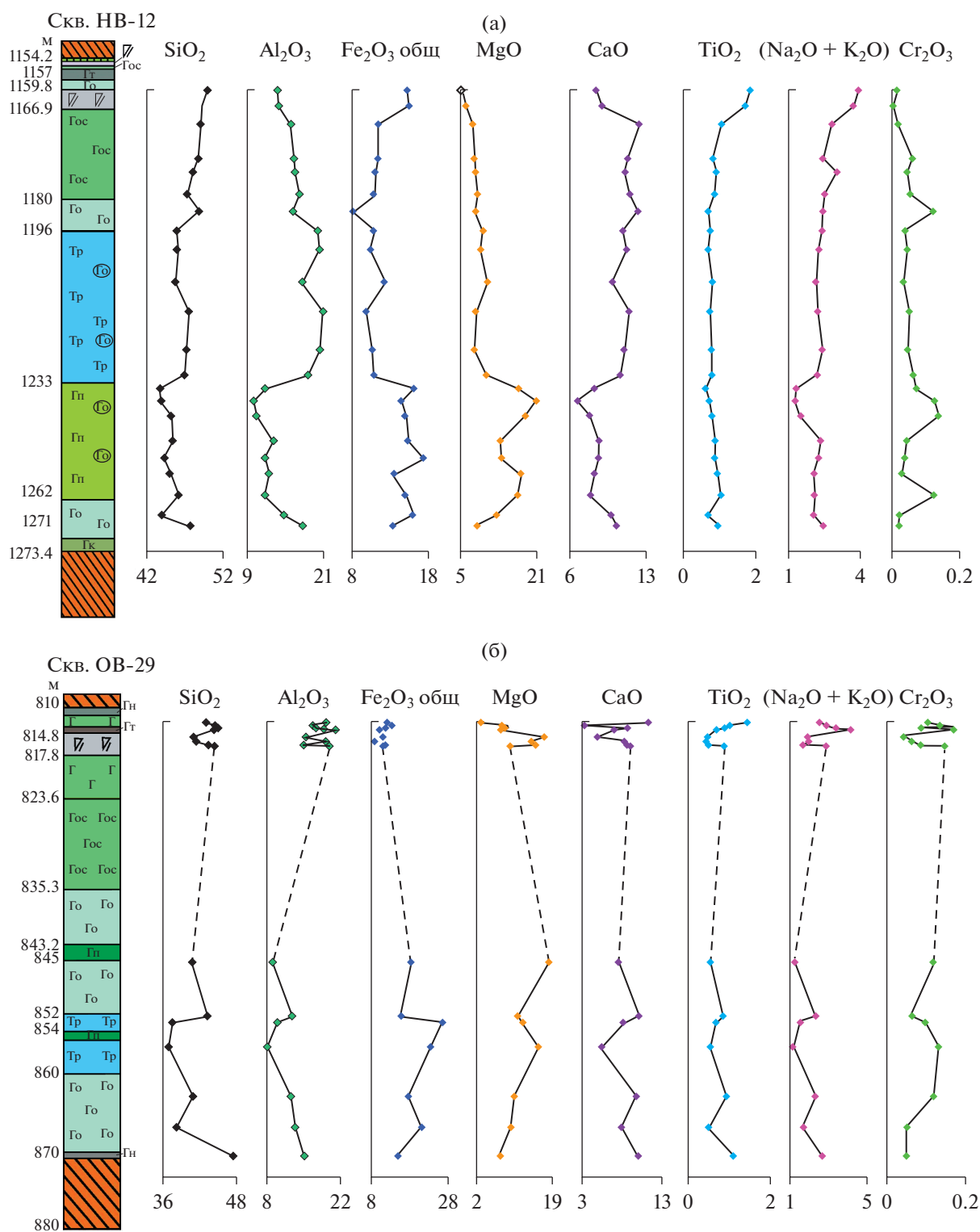


Рис. 8. Вариации содержаний оксидов (мас. %) в разрезах Вологочанского (а) и Южно-Пясинского (б) интрузивов.

более заметное увеличение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (0.7071–0.7080) установлено в габбро-диоритах верхней части интрузива и габброноритах нижнего экзо-контакта (гл. 870.3 м) (табл. 1 и 2, рис. 11).

Измеренные и расчетные (на возраст 250 млн лет) значения изотопного состава неодима для пород Зуб-Маркшейдерского интрузива характеризуются незначительными вариациями ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от

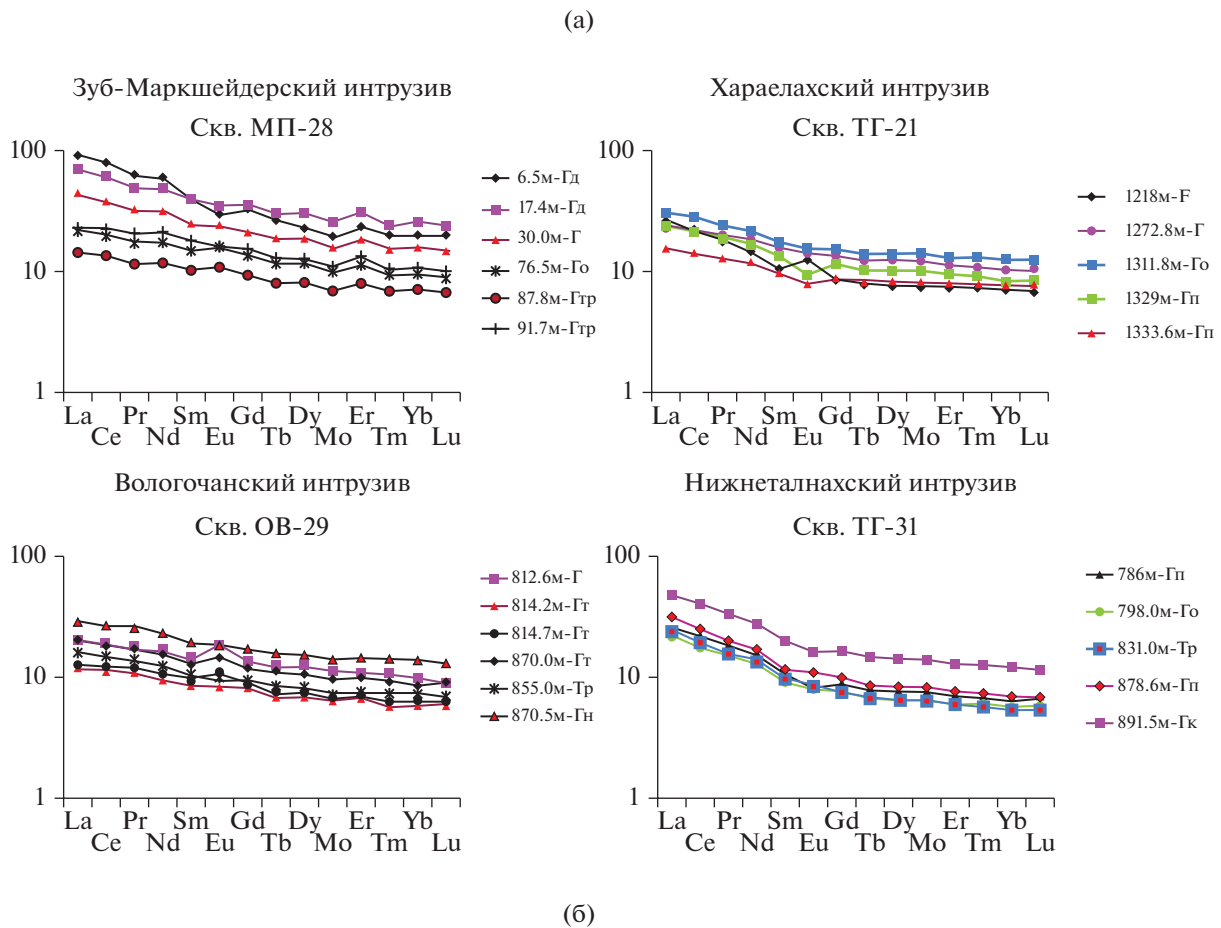


Рис. 9. Спектры распределения редкоземельных элементов интрузивов зубовского типа, Хараелахского и Нижнеталнахского интрузивов (а), нормированных по хондриту (Wasson, Kallemein, 1988), (б) – диаграммы $(La/Sm)_m - (Gd/Yb)_n$ для пород зубовского типа, Хараелахского и Нижнеталнахского интрузивов.

0.512563 до 0.512688, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ от 0.512336 до 0.512424, ϵ_{Nd} от 0.4 до 2.1, табл. 3), которые сопоставимы с таковыми Вологодчанского интрузива ($^{143}Nd/^{144}Nd$ от 0.512475 до 0.512710, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ от 0.512230 до 0.512438, ϵ_{Nd} от -1.7 до 2.4, табл. 3, рис. 10). Средние значения $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ и ϵ_{Nd} для пород Зуб-Маркшейдерского интрузива (0.512376 \pm 0.000025 и 1.2 \pm 0.5 соответственно) неотлич-

мы от таковых в породах Вологодчанского интрузива ($(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ среднее 0.512378 \pm 0.000041, ϵ_{Nd} среднее 1.2 \pm 0.8, табл. 3, рис. 11). Соответственно средний модельный возраст источника по двухкомпонентной модели $T_{Nd}(DM-2st)$ составил 943 \pm 40 млн лет для пород Зуб-Маркшейдерского интрузива и 940 \pm 66 млн лет для Вологодчанского интрузива. Отметим, что наименьшие

Таблица 1. Rb-Sr изотопные данные для пород Зуб-Маркшейдерского и Вологодчанского интрузивов

Глубина, м	Порода	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($T = 0$)	Ошибка (\pm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($T = 250$ млн лет)
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27)							
11.0	Нкв	79.75	259.1	0.8898	0.712241	8×10^{-6}	0.709076
22.9	Нкв	76.60	283.8	0.7802	0.711338	8×10^{-6}	0.708563
27.9	Гд	77.28	236.7	0.9439	0.712076	7×10^{-6}	0.708719
41.6	Гд	34.29	323.3	0.3065	0.708709	8×10^{-6}	0.707619
56.9	Го	19.39	222.9	0.2514	0.706734	8×10^{-6}	0.705840
63.0	Го	18.19	214.7	0.2448	0.707353	8×10^{-6}	0.706482
71.2	Гп	21.04	155.2	0.3918	0.707481	9×10^{-6}	0.706088
79.5	Гп	9.07	96.11	0.2727	0.707024	8×10^{-6}	0.706054
81.7	Гп	12.46	177.4	0.2030	0.706910	8×10^{-6}	0.706188
84.7	Го	34.84	177.1	0.5685	0.708078	8×10^{-6}	0.706056
87.2	Го	28.06	173.9	0.4662	0.707511	9×10^{-6}	0.705853
89.8	Го	20.16	205.3	0.2837	0.706707	6×10^{-6}	0.705698
Вологодчанский интрузив (скв. ОВ-29)							
816.8	Гд	13.26	184.8	0.2073	0.708222	26×10^{-6}	0.707129
818.6	Г	35.48	348.7	0.2940	0.708393	10×10^{-6}	0.707374
822.0	Г	31.09	242.8	0.3701	0.708247	12×10^{-6}	0.706931
824.7	Гк	41.92	312.4	0.3877	0.708506	9×10^{-6}	0.707127
828.7	Гос	30.73	299.6	0.2965	0.707826	10×10^{-6}	0.706772
833.2	Гос	20.95	249.0	0.2431	0.706955	10×10^{-6}	0.706091
838.3	Го	18.43	234.0	0.2276	0.706887	12×10^{-6}	0.706078
841.7	Го	12.95	218.9	0.1708	0.706413	8×10^{-6}	0.705806
843.3	Гп	9.74	152.8	0.1843	0.706677	16×10^{-6}	0.706022
844.0	Гп	9.35	118.9	0.2273	0.706637	5×10^{-6}	0.705829
850.2	Го	8.29	152.8	0.1569	0.706336	9×10^{-6}	0.705778
853.5	Тр	9.42	160.3	0.1698	0.706472	6×10^{-6}	0.705868
854.5	Гп	7.26	126.5	0.1659	0.706431	5×10^{-6}	0.705841
856.6	Тр	5.63	124.6	0.1305	0.706191	7×10^{-6}	0.705727
857.3	Тр	8.29	152.5	0.1571	0.706158	7×10^{-6}	0.705600
860.8	Го	15.02	179.4	0.2420	0.706930	9×10^{-6}	0.706069
862.6	Го	11.45	161.9	0.2043	0.706683	6×10^{-6}	0.705956
864.2	Го	9.71	211.1	0.1329	0.706517	6×10^{-6}	0.706045
866.4	Го	11.26	215.5	0.1510	0.707144	9×10^{-6}	0.706607
870.3	Гн	76.26	234.2	0.9414	0.711430	9×10^{-6}	0.708080

Примечание. Здесь и в последующих таблицах: Гд – габбро-долериты; Г – безоливиновые, Гос – оливинсодержащие, Го – оливиновые, Гп – пикритовые; Тр – троктолиты; Гт – такситовые; Гк – контактовые; Гн – габбронориты; Но – оливиновые нориты; Нкв – кварцевые нориты.

Таблица 2. Rb-Sr изотопные данные породообразующих минералов для Зуб-Маркшейдерского и Вологодчанского интрузивов

Глубина, м	Порода	Минерал	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($T = 0$)	Ошибка (\pm) $\times 10^{-6}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($T = 250$ млн лет)
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27)								
22.9	Нкв	<i>Pl</i>	46.01	581.7	0.2286	0.709634	7	0.708821
27.9	Гд	<i>Pl</i>	4.23	410.4	0.0298	0.705914	8	0.705808
27.9	Гд	<i>Px</i>	9.72	21.98	1.2793	0.713901	10	0.709351
41.6	Гос	<i>Pl</i>	20.98	498.5	0.1216	0.707550	8	0.707118
41.6	Гос	<i>Px</i>	1.41	26.38	0.1548	0.707407	12	0.706856
63.0	Го	<i>Pl</i>	58.09	606.9	0.2767	0.709531	6	0.708547
63.0	Го	<i>Px</i>	0.48	16.57	0.0836	0.706267	10	0.705970
79.5	Гп	<i>Pl</i>	1.80	412.2	0.0126	0.705738	7	0.705693
79.5	Гп	<i>Px</i>	0.44	16.01	0.0801	0.706231	16	0.705946
87.2	Го	<i>Pl</i>	1.21	396.3	0.0088	0.705623	8	0.705592
87.2	Го	<i>Px</i>	0.32	17.05	0.0548	0.706139	10	0.705944
87.2	Го	<i>Sulf</i>	0.45	2.3	0.5599	0.71012	66	0.708124
Вологодчанский интрузив (скв. ОВ-29)								
818.6–822.0	Г	<i>Pl</i>	33.76	538.8	0.1811	0.707563	5	0.706919
818.6–822.0	Г	<i>Px</i>	1.48	23.46	0.1825	0.707124	17	0.706475
828.7–833.2	Го	<i>Pl</i>	13.63	410.6	0.0960	0.706435	7	0.706094
828.7–833.2	Го	<i>Px</i>	0.43	16.13	0.0768	0.706080	12	0.705807
841.7	Го	<i>Px</i>	0.33	20.11	0.0467	0.706033	22	0.705867
841.7	Го	<i>Pl</i>	1.23	374.3	0.0095	0.705655	6	0.705621
843.3	Гп	<i>Px</i>	0.32	19.71	0.0466	0.705953	12	0.705787
843.3	Гп	<i>Pl</i>	1.49	414.5	0.0104	0.705807	5	0.705770
862.6	Го	<i>Pl</i>	2.44	419.8	0.0168	0.705683	4	0.705623
862.6	Го	<i>Px</i>	0.77	25.16	0.0887	0.706165	8	0.705849
864.2	Го	<i>Pl</i>	2.96	393.0	0.0218	0.705803	6	0.705726
864.2	Го	<i>Px</i>	0.76	17.96	0.1221	0.706376	15	0.705942

Примечание. *Pl* – плагиоклаз, *Px* – пироксен, *Sulf* – Cu-Ni сульфиды.

значения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512230$ и $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.7$ выявлены в сульфидсодержащих породах нижней части разреза Вологодчанского интрузива.

Вариации изотопного состава неодима в сосуществующих породообразующих минералах Зуб-Маркшейдерского и Вологодчанского интрузивов обладают рядом особенностей (рис. 10, 11). Для изученных образцов Зуб-Маркшейдерского интрузива выявлено уменьшение значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и ϵ_{Nd} (250 млн лет) в ряду оливин–пироксен–плагиоклаз (табл. 4, рис. 10). При этом изотопный состав валовых проб, как правило, имеет более радиогенный изотопный состав неодима, чем таковой пироксена и плагиоклаза, и менее радиогенный, чем у оливина, обладающего наиболее высоким значением $\epsilon_{\text{Nd}} = 5.3$. Сходная за-

висимость с более радиогенным составом неодима в пироксене по сравнению с плагиоклазом, выявлена для породообразующих минералов безоливинового и оливинсодержащего габбро-долерита в верхней части Вологодчанского интрузива. В нижней части интрузива установлена обратная зависимость, при которой плагиоклаз всегда более радиогенен, чем пироксен (табл. 4, рис. 11).

СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Кондиционные вкрапленные руды в породах интрузивов зубовского типа образуют отдельные горизонты мощностью от 5.1 до 10.2 м в Зуб-Маркшейдерском и от 1.5 до 22 м в Южно-Пясинском и Вологодчанском интрузивах, разделенные интервалом с убогой минерализацией. Они при-

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для пород Зуб-Маркшейдерского и Вологодчанского интрузивов

Глубина, м	Порода	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Ошибка (\pm)	ϵ_{Nd} (T = 250 млн лет)
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27)							
11.0	Нкв	8.33	36.69	0.1371	0.512563	6×10^{-6}	0.4
22.9	Нкв	5.04	21.57	0.1412	0.512567	6×10^{-6}	0.4
27.9	Гд	4.89	21.49	0.1377	0.512607	5×10^{-6}	1.3
41.6	Гос	3.79	13.05	0.1758	0.512676	6×10^{-6}	1.4
56.9	Го	2.77	10.82	0.1549	0.512630	4×10^{-6}	1.2
63.0	Го	2.41	8.58	0.1701	0.512662	7×10^{-6}	1.3
71.2	Гп	2.39	8.59	0.1682	0.512647	3×10^{-6}	1.1
79.5	Гп	1.45	5.05	0.1734	0.512688	8×10^{-6}	1.7
81.7	Гп	0.18	6.65	0.1616	0.512629	6×10^{-6}	0.9
84.7	Го	2.47	9.11	0.1640	0.512629	3×10^{-6}	0.9
87.2	Го	2.02	7.55	0.1615	0.512688	6×10^{-6}	2.1
89.8	Го	2.55	8.65	0.1781	0.512670	5×10^{-6}	1.2
Вологодчанский интрузив (скв. ОВ-29)							
816.8	Гд	7.76	29.50	0.1632	0.512638	3×10^{-6}	1.1
818.6	Г	3.85	13.94	0.1670	0.512650	4×10^{-6}	1.2
822.0	Г	2.40	8.43	0.1724	0.512676	7×10^{-6}	1.5
824.7	Гк	3.28	11.88	0.1671	0.512657	4×10^{-6}	1.3
828.7	Гос	2.55	9.08	0.1696	0.512647	7×10^{-6}	1.0
833.2	Гос	2.52	9.09	0.1675	0.512637	5×10^{-6}	0.9
838.3	Го	2.18	7.59	0.1738	0.512646	5×10^{-6}	0.9
841.7	Го	2.36	8.86	0.1608	0.512637	7×10^{-6}	1.1
843.3	Гп	1.78	6.44	0.1673	0.512627	14×10^{-6}	0.7
844.0	Гп	1.61	6.15	0.1578	0.512657	6×10^{-6}	1.6
850.2	Го	2.10	7.60	0.1670	0.512642	7×10^{-6}	1.0
853.5	Тр	1.74	6.28	0.1675	0.512659	5×10^{-6}	1.3
854.5	Гп	1.37	5.01	0.1657	0.512647	11×10^{-6}	1.2
856.6	Тр	1.35	4.82	0.1689	0.512669	3×10^{-6}	1.5
857.3	Тр	2.06	7.38	0.1691	0.512670	4×10^{-6}	1.5
860.8	Го	2.38	8.36	0.1722	0.512673	5×10^{-6}	1.5
862.6	Го	1.63	5.79	0.1705	0.512710	5×10^{-6}	2.2
864.2	Го	2.20	8.11	0.1643	0.512707	4×10^{-6}	2.4
866.4	Го	1.80	7.25	0.1499	0.512475	3×10^{-6}	-1.7
870.3	Гн	3.57	13.35	0.1618	0.512667	6×10^{-6}	1.7

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для породообразующих минералов Зуб-Маркшейдерского и Вологодчанского интрузивов

Глубина, м	Порода	Минерал	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Ошибка (±)	ϵ_{Nd} (T = 250 млн лет)
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27)								
22.9	Нкв	<i>Pl</i>	1.30	7.96	0.0998	0.512505	7×10^{-6}	0.5
27.9	Гд	<i>Pl</i>	0.22	1.18	0.1143	0.512459	9×10^{-6}	-0.9
27.9	Гд	<i>Px</i>	15.75	68.94	0.1381	0.512529	4×10^{-6}	-0.3
41.6	Гос	<i>Pl</i>	0.31	1.66	0.1140	0.512546	9×10^{-6}	0.8
41.6	Гос	<i>Px</i>	2.54	7.80	0.1970	0.512703	8×10^{-6}	1.3
63.0	Го	<i>Pl</i>	0.59	3.30	0.1090	0.512481	8×10^{-6}	-0.3
63.0	Го	<i>Px</i>	1.76	4.30	0.2469	0.512767	7×10^{-6}	0.9
79.5	Гп	<i>Pl</i>	0.23	1.18	0.1169	0.512558	6×10^{-6}	1.0
79.5	Гп	<i>Px</i>	2.37	5.60	0.2561	0.512808	6×10^{-6}	1.4
79.5	Гп	<i>Ol</i>	0.031	0.090	0.2099	0.512932	19×10^{-6}	5.3
87.2	Го	<i>Pl</i>	0.17	0.93	0.1130	0.512534	7×10^{-6}	0.6
87.2	Го	<i>Px</i>	1.75	4.22	0.2509	0.512791	8×10^{-6}	1.3
87.2	Го	<i>Ol</i>	0.031	0.111	0.1699	0.512747	11×10^{-6}	3.0
Вологодчанский интрузив (скв. ОВ-29)								
818.6–822.0	Г	<i>Pl</i>	0.43	1.98	0.1304	0.512580	7×10^{-6}	1.0
818.6–822.0	Г	<i>Px</i>	1.24	2.91	0.2584	0.512816	8×10^{-6}	1.5
828.7–833.2	Го	<i>Pl</i>	0.42	2.03	0.1237	0.512585	7×10^{-6}	1.3
828.7–833.2	Го	<i>Px</i>	2.35	7.68	0.1846	0.512699	6×10^{-6}	1.6
841.7	Го	<i>Pl</i>	0.17	0.88	0.1191	0.512621	7×10^{-6}	2.1
841.7	Го	<i>Px</i>	1.68	3.90	0.2600	0.512793	4×10^{-6}	1.0
843.3	Гп	<i>Pl</i>	0.18	1.00	0.1109	0.512704	18×10^{-6}	4.0
843.3	Гп	<i>Px</i>	1.81	4.79	0.2277	0.512749	7×10^{-6}	1.2
862.6	Го	<i>Pl</i>	0.19	1.01	0.1111	0.512600	19×10^{-6}	2.0
862.6	Го	<i>Px</i>	2.48	6.25	0.2397	0.512794	4×10^{-6}	1.7
864.2	Го	<i>Pl</i>	0.19	0.97	0.1186	0.512707	15×10^{-6}	3.8
864.2	Го	<i>Px</i>	2.66	6.52	0.2465	0.512793	6×10^{-6}	1.4
864.2	Го	<i>Ol</i>	0.12	0.35	0.2046	0.512619	11×10^{-6}	-0.62

Примечание. *Pl* – плагиоклаз. *Px* – пироксен. *Ol* – оливин.

урочены к пикритовым, такситовым, нижним оливиновым, контактовым габбро-долеритам и троктолитам. Концентрация никеля в этих породах в Зуб-Маркшейдерском и Верхнеамбарнинском интрузивах варьирует в пределах 0.05–0.98 мас. %, меди 0.05–0.94 мас. %, а в Вологодчанском и Южно-Пясинском интрузивах – 0.12–0.67 до 1.37 мас. % и 0.12–1.66 до 2.66 мас. % соответственно (см. ESM_7.pdf (Suppl. 7)⁴). Отношение

Ni/Cu составляет 0.30–2.50. Содержание суммы ЭПГ – от 0.25–3.91 до 5.42 г/т в Зуб-Маркшейдерском и Пясино-Вологодчанском интрузивах соответственно. В безрудных породах – габбро-диоритах, кварцевых норитах, габброноритах, безоливиновых верхних оливиновых габбро-долеритах концентрация никеля составляет 0.01–0.04 мас. %, меди 0.01–0.05 мас. %, Ni/Cu – 1.0–2.2, Σ ЭПГ < 0.50 г/т.

В пикритовых, оливиновых габбро-долеритах и троктолитах сульфиды образуют глобулярные линзовидные и изометричные выделения размером от 5–20 до 130 мкм, часто расслоенные на пирротинную и халькопиритовую зоны, а также мелкие (менее 2 мм) ксеноморфные вкрапленники. В такситовых габбро-долеритах сульфиды развиты в виде крупных (до 15 мм) ксеноморфных

⁴ Для интрузивов зубовского типа в соответствующих таблицах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно представлены: (Suppl. 7), ESM_7.pdf: Содержание цветных и платиновых металлов в породах интрузивов зубовского типа; (Suppl. 8), ESM_8.pdf: Состав сульфидов в рудах интрузивов зубовского типа.

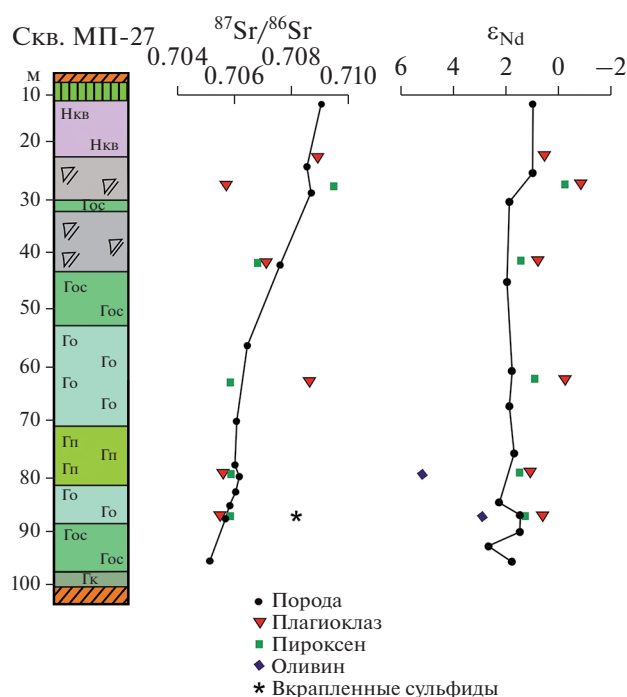


Рис. 10. Изменение значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵ_{Nd} в разрезе Зуб-Маркшейдерского интрузива (на возраст 250 млн лет).

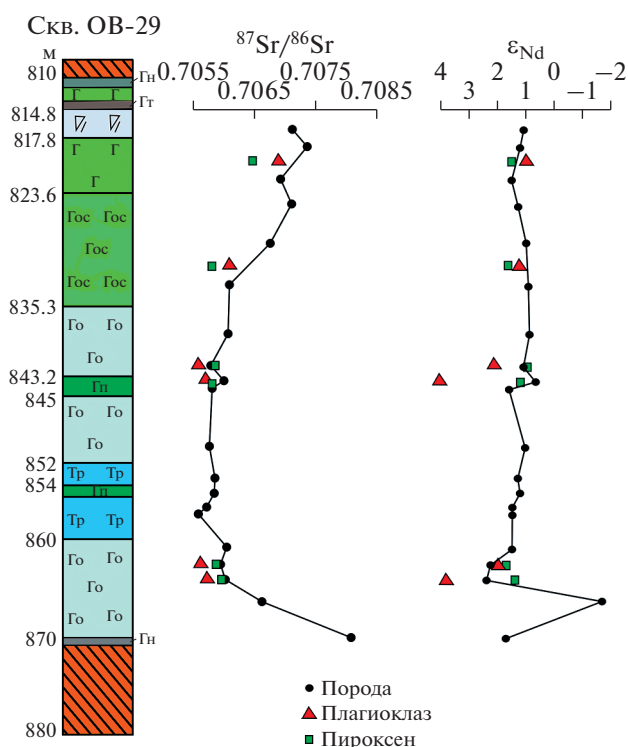


Рис. 11. Изменение значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵ_{Nd} в разрезе Вологодчанского интрузива (на возраст 250 млн лет).

вкрапленников. Количество сульфидов в этих породах составляет 1–3 до 8–15 об. %.

В породах верхней габбровой, габброноритовой серии количество сульфидов редко превышает 1 об. %.

Выделяются несколько минеральных ассоциаций сульфидов (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)). В габбро-диоритах, кварцевых норитах, габброноритах верхних оливинсодержащих габбро-долеритах сульфиды представлены двумя ассоциациями: 1 – пирит + миллерит + халькопирит и 2 – пирротин + тиошпинели железа, никеля и кобальта. Пирит в этих породах – главный рудный минерал – до 90 об. % сульфидов. Кристаллы пирита здесь зональны с чередованием зон, обогащенных никелем и кобальтом (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8) и табл. 3 в (Служеникин, Криволицкая, 2015)). Миллерит (до 20 об. % сульфидов) образует пластины и таблицы величиной до 0.3 мм. Халькопирита не более 20 об. %. Такие миллерит-пирротинные ассоциации, скорее всего, являются вторичными развивающимися по халькопирит-пентландит-пирротинной вкрапленности.

Ассоциации троилит ± железистый гексагональный пирротин + кубанит + железистый пентландит + халькопирит + железистый халькопирит ± талнахит ± пуроранит и железистый гексагональный пирротин + пентландит + халькопирит характерны для руд в пикритовых габбро-долеритах

и троктолитах. Троилит и гексагональный пирротин могут образовывать как самостоятельные зерна, так и сростки. Троилит практически лишен примеси никеля, а в гексагональном пирротине его концентрация не превышает 0.28 мас. % (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)).

С троилитом ассоциирует железистый пентландит (до 41 мас. % Fe), а с гексагональным пирротинном – пентландит, в котором содержание железа и никеля примерно равны (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)). Минералы группы халькопирита составляют в этих рудах 10–30 об. % всех сульфидов. Представлены они собственно халькопиритом, железистым халькопиритом, пуроранитом и талнахитом. Железистый халькопирит, пуроранит и талнахит содержат примесь никеля (до 0.81 мас. %, см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)). Кубанит представлен пластинчатой разновидностью.

В такситовых, нижних оливиновых и контактовых габбро-долеритах сульфиды представлены ассоциацией: гексагональный и моноклинный пирротин + пентландит + халькопирит. К подошве интрузивов гексагональный пирротин сменяется моноклинным. Соответственно, концентрация никеля в нем изменяется от 0.25 до 1.76 мас. %. Закономерно изменяется и состав ассоциирующего с ним пентландита – от умеренного железистого до никелистого (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)).

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Содержание элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах в сумме изменяется в пределах 0.22–3.91 до 7.8 г/т, золото 0.05–0.49 г/т, серебра 0.50–8.30 г/т. Концентрация благородных металлов в этих рудах значительно меньше, чем в аналогичных рудах рудоносных интрузивов норильского типа.

Найдены следующие минералы платиновых металлов: Те-соболевскит, Те-инсизваит, масловит, паоловит, звягинцевит, атоцит, нигглиит, мертиит-II, гуанглинит, минералы состава $Pd_2(As, Sb)$, $Pd_2(Sn, As)$, Pd_3Pb , $(Pd, Ni)_2As$. В золото-серебряных сплавах содержание серебра составляет 34–49 мас. %.

В такситовых габбро-долеритах в верхних эндоконтактах Пясино-Вологочанских интрузивов содержания Ni варьируют в пределах 0.10–0.13 мас. %, Cu – 0.13–0.24 мас. %. Сульфиды представлены ассоциациями: моноклинный пирротин + никелевый пентландит + халькопирит и никелевый пентландит + халькопирит (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)). Содержание никеля в пентландите 36–43 мас. %, а в пирротине до 2.7 мас. %. Концентрация ЭПГ в этих рудах достигает 3.92 г/т (см. ESM_7.pdf (Suppl. 7)). Отношение $\Sigma ЭПГ$ (г/т)/S (мас. %) варьирует в пределах 1.27–3.12, что выше, чем во вкрапленных рудах основного горизонта, но ниже, чем в малосульфидных рудах верхнего эндоконтакта интрузивов норильского типа. В малосульфидных рудах обнаружены сперрилит, котульскит, мертиит-II, мелонит, минерал состава $Pd_2(As, Sb)$. В верхнем эндоконтакте Верхнеамбарнинского интрузива, в оливиновых норитах содержание ЭПГ составляет 4.96 г/т (см. ESM_7.pdf (Suppl. 7)). Здесь развиты Pd-содержащие никелин и герсдорфит с мелкими включениями минерала состава $Pd_5(As, Sb)_2$.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ S- И Cu-СУЛЬФИДНЫХ РУД

Изотопные составы серы и меди в образцах вкрапленных сульфидных руд приведены в табл. 5. Сульфидные руды Зуб-Маркшейдерского интрузива характеризуются значениями $\delta^{34}S$ от –2.4 до 5.7‰ при среднем значении 1.3‰ и среднеквадратичном отклонении (СКВО) 2.3‰ и $\delta^{65}Cu = -0.1 \pm 0.15\%$. Эти значения отличаются от таковых Вологочанского и Южно-Пясинского интрузивов, где $\delta^{34}S$ варьирует от 5.1 до 8.5‰ при среднем – 7.0‰ и СКВО 1.2‰, тогда как $\delta^{65}Cu$ изменяется от –1.1 до –0.4‰ при среднем – 0.7‰ и СКВО 0.3‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петролого-геохимические ограничения условий кристаллизации интрузивов зубовского типа

Дифференцированность интрузивов зубовского типа, широкое развитие в них пород богатых оливином, наличие вкрапленных руд позволяет отнести их к норильскому комплексу. Расслоенность этих интрузивов менее четкая, чем рудоносных массивов норильского типа. Характерным признаком интрузивов зубовского типа является значительное развитие троктолитов. Троктолиты и пикритовые габбро-долериты занимают центральную часть интрузивов среди оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов. Довольно широко развиты, особенно в Верхнеамбарнинском массиве, контаминированные породы – кварцевые нориты, габбронориты и гибридно-метасоматические породы, богатые кварцем, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. На гибридное происхождение этих пород указывал М.Н. Годлевский (1959). Кварцевые нориты и габбронориты встречаются и в рудоносных интрузивах норильского типа, но в них они развиты очень локально, непосредственно на контакте с аргиллитами. На контаминированность вмещающими породами норитов и габброноритов указывает широкое развитие в них глиноземистого ортопироксена (до 6 мас. % Al_2O_3) и кварца, а также многочисленные реликты кордиритсодержащих роговиков. В.В. Рябов и другие (Рябов, 1992; Рябов и др., 2000) полагают, что ортопироксен может быть образован за счет окисления оливина. Это противоречит таким фактам как отсутствие реакционных соотношений этих минералов в оливиновых норитах и насыщенность этих пород кварцем.

По петрографо-геохимическим данным, в строении интрузивов зубовского типа выделяется центральная расслоенная серия, характеризующаяся устойчивым трендом дифференциации снизу вверх, очевидно, отражающим внутрикамерную кристаллизацию в спокойных условиях закрытой системы. Основным механизмом дифференциации было осаждение (гравитационное и в условиях двойной тепловой и химической конвекции) кумулусных плагиоклаза и оливина, что определило накопление кремнезема и истощение расплава по Ca и Mg снизу вверх. Контрастная зональность плагиоклаза указывает на его продолжительную субликвидусную кристаллизацию, тогда как узкий диапазон химических вариаций состава оливина свидетельствует, скорее, о сравнительно ограниченном температурном диапазоне его кристаллизации.

Петрография, геохимия и, что важнее, особенности локализации пород краевых серий – нижней и верхней – не согласуются с их происхождением в результате фракционной дифференциации той же порции магниевого расплава, из которой кристаллизовалась центральная серия. Мы предполагаем, что краевые серии кристалли-

Таблица 5. Изотопный состав S и Cu во вкрапленных рудах Зуб-Маркшейдерского, Вологочанского и Южно-Пясинского интрузивов

№ скв., глубина, м	Порода	Минеральная ассоциация	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{65}\text{Cu}$, ‰
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27, 28)				
МП-27				
11.0	Нкв	<i>Pu</i>	5.7	н/о
22.9	Нкв	<i>Pu+Cpr</i>	0.8	н/о
27.9	Гд	<i>Pu</i>	3.7	н/о
41.6	Гос	<i>Pu</i>	4.7	н/о
79.5	Гп	<i>Tr + Pn^{Fe} + Cpr</i>	3.9	-0.1
87.2	Го	<i>Tr + Po_h + Pn + Cpr</i>	-0.1	-0.1
87.2 (дубль)	Го	<i>Tr + Po_h + Pn + Cpr</i>	-0.4	н/о
89.8	Гос	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	0.2	н/о
94.9	Гос	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	-2.0	н/о
96.9	Г	<i>Po_h + Pn + Cpr</i>	0.0	н/о
97.3	Г	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	-2.4	н/о
97.4	Г	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	-0.5	н/о
97.4	Г	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	-0.7	н/о
97.5	Г	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	-0.1	н/о
МП-28				
87.5	Тр	<i>Po_h + Pn + Cpr</i>	-1.3	н/о
89.5	Тр	<i>Tr + Po_h + Pn + Cpr</i>	3.3	н/о
91.7	Тр	<i>Po_h + Pn + Cpr</i>	2.6	н/о
92.0	Гт	<i>Po_h + Pn + Cpr</i>	1.6	н/о
98.0	Гт	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	2.5	н/о
105.4	Г	<i>Pn + Pu + Cpr</i>	1.9	н/о
Вологочанский интрузив (скв. ОВ-29)				
814.2	Гт	<i>Pn^{Ni} + Cpr</i>	7.7	н/о
814.7	Гт	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	6.6	н/о
843.3	Гп	<i>Tr + Pn^{Fe} + Cpr</i>	5.7	н/о
853.9	Тр	<i>Tr + Pn^{Fe} + Cpr</i>	5.1	-0.5
854.5	Гп	<i>Tr + Pn^{Fe} + Cpr</i>	8.5	-1.1
862.6	Го	<i>Tr + Po_h + Pn + Cpr</i>	7.9	-1.0
862.6 (дубль)	Го	<i>Tr + Po_h + Pn + Cpr</i>	7.9	н/о
864.2	Го	<i>Tr + Po_h + Pn + Cpr</i>	5.6	-0.4
864.5	Го	<i>Tr + Po_h + Pn + Cpr</i>	5.9	н/о
867.5	Го	<i>Tr + Po_h + Pn + Cpr</i>	7.2	-0.5
870.0	Гн	<i>Po + Pn + Cpr</i>	7.8	-0.8
Южно-Пясинский интрузив (скв. НВ-12)				
1161.3	Гт	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	7.35	н/о
1161.3 (дубль)	Г	<i>Po_m + Pn^{Ni} + Cpr</i>	6.27	н/о
1253.2	Го	<i>Po_h + Pn + Cpr</i>	8.99	н/о
1267.6	Го	<i>Po_h + Pn + Cpr</i>	6.22	н/о

Примечание. н/о – не определялся. *Pu* – пирит, *Cpr* – халькопирит, *Tr* – троилит, *Pn* – пентландит, *Po* – пирротин.

зовались из более ранних инъекций этого расплава, которые внедрялись в непрогретый магмовод и камеру, что сопровождалось существенными потерями энергии и, возможно, ранних фенокристов на путях внедрения. Продуктами кристаллизации таких частично фракционированных расплавов явились наиболее ранние контактовые габбро-долериты и такситовые габбро-долериты, имеющие, чаще всего, резкие контакты с перекрывающими оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами. Такая последовательность внутрикамерного внедрения рассмотрена в деталях А.П. Лихачевым (1997) и подтверждается результатами моделирования с использованием программы COMAGMAT на примере Талнахского интрузива (Криволуцкая и др., 2001). В ходе внутрикамерной кристаллизации ранние расплавы испытывали значительную локальную контаминацию как вдоль нижнего, так и вдоль верхнего контакта при ассимиляции брекчированных вмещающих пород. Наложение последствий дифференциации и ассимиляции боковых пород привело к обогащению летучими компонентами, снижению температуры кристаллизации и расширению ликвидус-солидусного интервала, что отразилось в неравномерной зернистости вплоть до пегматоидных разностей, текстурной гетерогенности и присутствию миндалинов в породах краевых серий. Более широкое развитие гибридных пород в верхнем эндоконтакте по сравнению с нижним, скорее всего, связано с фракционным накоплением или восходящей миграцией менее плотной остаточной жидкости. Обогащение летучими и несовместимыми элементами верхних горизонтов интрузивов приводит к более широкому развитию постмагматических щелочных метасоматитов, избирательно замещающих кислые породы эндоконтакта и обломочные породы экзоконтакта. Флюид при этом поступает как из магматического источника кристаллизующегося расплава, так и из химически растворенных ксенолитов осадочных пород, что приводит к проявлению прогрессивно коровых изотопных характеристик в верхних горизонтах, как это обсуждается ниже. Таким образом, появление гибридно-метасоматических гранитоподобных пород верхнего эндоконтакта объясняется двумя факторами – кристаллизационной дифференциацией, при которой остаточные расплавы обогащаются кремнеземом, щелочами и фосфором и кремнещелочным метасоматозом на постмагматическом этапе образования массивов. Локальное отсутствие некоторых типов пород в краевых сериях, как, например, отсутствие такситовых разновидностей в нижней краевой серии в пересечении скв. МП-27, скорее всего, связано с особенностями локальной динамики поступающего расплава, которая отражается в сложной морфологии хонолитов, осложненных раздувами, пережигами и апофизами (см. рис. 2а).

Петрохимические данные (рис. 3, 4, 7 и 8) показывают, что кристаллизация начиналась от верхнего и нижнего контакта с образованием краевых серий,

при этом фронт кристаллизации расслоенной серии существенно сдвигался вверх относительно слоя наиболее химически примитивных пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. Подобная асимметричная зональность характерна и для других хонолитов Норильского региона (Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Рябов и др., 2000). Такая зональность отличается от классического разреза, когда остывание направлено внутрь интрузива от нижнего и верхнего контакта с образованием наиболее фракционированных пород в месте встречи верхнего и нижнего фронтов кристаллизации, как это описано для Скаергаарда (McBirney, Noyes, 1979). Мы связываем это различие с более высокой первичной и вторичной (индуцированной контаминацией) флюидонасыщенностью норильских расплавов, масштаб которой влиял на скорость кристаллизации и степень дифференциации интрузивных тел, а также на интенсивность отделения и апгрейдинга сульфидной жидкости.

*Ограничения на происхождение
базит-гипербазитовых интрузивов Норильского
района по данным Nd-Sr изотопии*

Известно, что мантийные базит-гипербазитовые магмы тесно связаны с платноидно-медно-никелевыми рудами, предопределяя значимую роль ювенильных мантийных производных при обсуждении генезиса интрузивов норильского типа. Выполненные изотопные исследования (Os, Pb, Hf, Nd и Sr) (Wooden et al., 1992; Walker et al., 1994; Czamanske et al., 1994; Hawkesworth et al., 1995; Туганова, Шергина, 1997, 2003; Arndt et al., 2003; Dobretsov et al., 2008; Петров и др., 2009; Malitch, Latypov, 2011; Malitch et al., 2010, 2013, 2018; Изотопная геология ..., 2017; Малич и др., 2018а; Прасолов и др., 2018) позволили охарактеризовать особенности различных вещественных источников при формировании промышленных базит-гипербазитовых интрузивов и ассоциирующего сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения.

Одним из информативных параметров, позволяющих идентифицировать источник вещества магматических пород, являются начальные изотопные составы стронция и неодима. По данным Nd-Sr изотопной систематики (табл. 1, 3) породы Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов проявляют отчетливую однородность в отношении изотопного состава неодима ($\epsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.5$ и $\epsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.8$ соответственно) при сходных значительных вариациях радиогенного значения ($^{87}Sr/^{86}Sr$), (0.70570–0.70908 и 0.70560–0.70808 соответственно). Избыток радиогенного стронция в породах данных интрузивов относительно значительной недеплетированной мантии ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7035–0.7045, Балашов, 1985; Фор, 1989 и др.) подчеркивает сложность их образования, обусловленную воздействием на породы интрузивов различных процессов

(ассимиляции, метасоматоза и др.), обогативших первичные магмы радиогенным стронцием. Для вертикальных разрезов интрузивов выявлены различные значения изотопного состава стронция с минимальными значениями в оливинсодержащих породах и их резком увеличении в приконтактных частях интрузивов (рис. 10, 11).

Весьма показателен разрез *Зуб-Маркшейдерского* интрузива (рис. 10), в котором породы из нижней части расслоенной серии и верхней его части характеризуются наиболее контрастными изотопными составами стронция ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$; 0.705698–0.706088 и 0.708565–0.709708 соответственно), а оливинсодержащее габбро в центральной части интрузива – промежуточным значением ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.707619$). Различие составов радиогенного стронция в нижней и средней частях интрузива, вероятно, отображает их различную контаминацию, соответственно, при образовании в промежуточном очаге и более позднем продвижении магмы к поверхности. Наиболее радиогенные составы стронция, присутствующие гибридным породам в верхней части разреза ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.708565\text{--}0.709708$), связаны с процессом ассимиляции вмещающих пород в современной камере. Характерно, что вкрапленные сульфиды по сравнению с породообразующими минералами также обладают более радиогенным составом стронция ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.708124$). Данный факт свидетельствует о том, что сульфидное вещество обладает другим изотопным составом стронция, чем сосуществующие с ним силикаты, т.е. изотопно-неоднородно по отношению к силикатной матрице. Данный феномен трудно объяснить с позиции коровой контаминации сульфидного вещества в современной интрузивной камере, что свидетельствует в пользу его контаминации в земной коре, при этом уровень глубин и характер контаминанта требуют дальнейшего изучения.

Для *Вологодчанского* интрузива в ряду плагио-клаз–пироксен–валовая проба Sr-изотопные данные в породах из средней и нижней частях интрузива (гл. 833.2–864.2 м, рис. 11) имеют минимальные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ при их незначительных вариациях (0.7057–0.7061). Вверх и вниз по разрезу выявлено закономерное увеличение значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$: 0.7066–0.7068 для габброидной части интрузива (гл. 822.3 и 866.4 м), 0.7070–0.7080 в габбро-диоритах верхов интрузива (гл. 816.8–822.0 м) и породах нижнего эндоконтакта интрузива (гл. 866.4–870.0 м), что связано с наибольшей ассимиляцией вмещающих пород.

В целом близкие и незначительные вариации изотопного состава неодима в породах интрузивов зубовского типа (ϵ_{Nd} от 0.4 до 2.1, среднее значение $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.2 \pm 0.5$ для *Зуб-Маркшейдерского* интрузива и ϵ_{Nd} от –1.7 до 2.4, среднее значение $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.2 \pm 0.8$ для *Вологодчанского* интрузива, табл. 3) свидетельствуют об однородности (гомогенности) их изотопного состава. Вместе с тем гетеро-

генность по изотопному составу неодима наглядно проявлена на минеральном уровне. Например, по сравнению с другими породообразующими минералами оливин *Зуб-Маркшейдерского* интрузива характеризуется наиболее высоким значением $\epsilon_{\text{Nd}} = 5.3$ (табл. 4), что свидетельствует об участии в магмогенерации вещества ДМ (деплетированной мантии). Ранее деплетированный компонент на севере Сибирской платформы был выявлен лишь в пикритах гудчихинской свиты Норильского региона и меймечитах Маймеча-Котуйской провинции (ϵ_{Nd} в диапазоне +3.7 и + 5.1; Когарко и др., 1988; Horan et al., 1995). Наименьшие значения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512230$ и $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.7$ в сульфидсодержащих породах нижней части разреза *Вологодчанского* интрузива и заметные вариации изотопных составов неодима для пород и минералов отчетливо характеризуют выявленную неоднородность, которая также проявлена в изотопном составе стронция (рис. 10, 11).

Отметим, что для акцессорных минералов из пород интрузивов зубовского типа также характерны значимые вариации изотопного состава гафния: значение $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ в цирконах варьирует в пределах от –6.7 до +13.4 для *Зуб-Маркшейдерского* интрузива и от –2.5 до +14.6 для *Вологодчанского* интрузива (Малич и др., 2018а). Например, для *Зуб-Маркшейдерского* интрузива наиболее радиогенным Hf-изотопным составом обладают цирконы из оливинсодержащего габбро. Цирконы из сульфидсодержащих пород в нижней части интрузива характеризуются менее радиогенным изотопным составом гафния ($\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ от –1.1 до +5.6, Малич и др., 2018а). Значительно менее радиогенный Hf-изотопный состав циркона ($\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ от –6.7 до +2.2) установлен в метасоматитах и габбро-диоритах верхней части интрузива. По начальному изотопному составу гафния большинство цирконов из данных пород расположены ниже среднего значения $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ хондритового универсального резервуара (CHUR), что согласуется с гибридным происхождением этих образований. Данные Hf-изотопии цирконов свидетельствуют о том, что магмы зубовского типа представляют собой результат смешения между магмами, образованными из (1) ювенильного источника, эквивалентного деплетированной мантии, и, вероятно, (2) обогатенного источника литосферной мантии в понимании Янга и др. (Yang et al., 2006), которые взаимодействовали с веществом земной коры.

Ограниченный диапазон сходных изотопных вариаций неодима для главных разновидностей пород промышленно-рудноносных интрузивов ($\epsilon_{\text{Nd}} = 1.0 \pm 0.5$, Arndt et al., 2003; Malitch et al., 2010, 2013) связывался с определенным уровнем контаминации данных пород материалом земной коры, предположительно в глубоких магматических камерах, тогда как ограничительная выборка отрицательных значений ϵ_{Nd} (около –1.3), характерная для контактовых частей интрузивов, ин-

терпретировалась как вклад корового компонента, отражающего взаимодействие с вмещающими породами в процессе внедрения.

Таким образом, по данным изотопии Sr и Nd породы подверглись как глубинной (при подъеме магмы), так и близповерхностной (на уровне современной камеры) коровой контаминации; при этом последняя имела неодинаковое происхождение для пород верхней и нижней части интрузивов (диоритов и “такситов”, соответственно). На диориты больше повлияла ассимиляция пород в современной камере, на “такситы” – “докамерный” метасоматоз (возможно, глубинный) при обмене магмы с боковыми породами в промежуточном очаге, что, по-видимому, являлось причиной выявленной неоднородности.

В целом Nd-Sr изотопно-геохимические параметры, установленные для пород интрузивов зубовского типа (рис. 12), соответствуют таковым для промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции, для которых характерны относительно постоянные значения ϵ_{Nd} (1 ± 0.5) и неоднородные радиогенные значения ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i (от 0.70552 до 0.70798, Туганова, Шергина, 1997; 2003; Arndt et al., 2003; Петров и др., 2009; Malitch et al., 2010, 2013, 2018). Таким образом, в рамках изотопной систематики ϵ_{Nd} –($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i выявлена тождественность рудоносных интрузивов зубовского типа и промышленно-рудноносных интрузивов норильского типа (рис. 12). При этом для интрузивов зубовского типа поле с наименее радиогенными изотопными составами стронция идентично полю пород интрузива Норильск I, а поле с большей радиогенностью Sr – полю пород Талнахского интрузива, за исключением гибридных пород Зуб-Маркшейдерского интрузива, не имеющих аналогов.

Ограничения на происхождение базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района по данным S-Sr изотопии

Ключевой вопрос о том, почему сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды месторождений Норильской провинции содержат изотопно-тяжелую серу, обсуждался с 1960-х годов (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1966; Кузьмин, Туганов, 1977; Гриненко, 1966, 1984, 1990; Grinenko, 1985; Godlevsky, Likhachev, 1986; Дистлер и др., 1998; Пушкарев, 1997; Туганова, 2000; Li et al., 2003; Ripley et al., 2003, 2010; Ripley, Li, 2003, 2013; Malitch, Latypov, 2011; Криволуцкая, 2014а, 2014б; Malitch et al., 2014; Krivolutskaya, 2016; Iacono-Marziano et al., 2017; Малич и др., 2018а и др.).

Повышенные значения $\delta^{34}S$ сульфидов (8–13‰) в месторождениях Норильского района использовались в качестве аргумента в пользу коровой контаминации (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1966; Гриненко, 1966, 1990; Li et al., 2003; Ripley, Li, 2003, 2013; Ripley et

al., 2003, 2010; Iacono-Marziano et al., 2017). Однако ассимиляция не является общепринятой точкой зрения для формирования норильских месторождений (Кузьмин, Туганова, 1977; Гриненко, 1984; Wooden et al., 1992; Дистлер и др., 1998; Пушкарев, 1997; Лихачев, 2006; Malitch, Latypov, 2011; Криволуцкая, 2014а, 2014б; Malitch et al., 2014; Krivolutskaya, 2016 и др.).

Массивные и вкрапленные руды Хараелахского и Талнахского интрузивов имеют значения $\delta^{34}S$, равные 12.6 ± 0.5 и 10.9 ± 0.6 ‰ соответственно (Malitch et al., 2014), что часто используется в качестве аргумента коровой контаминации как основного фактора для их образования. В этом сценарии высокие значения $\delta^{34}S$ сульфидов (8–13‰) в промышленно-рудноносных интрузивах обусловлены контаминацией родительской магмы коровой серой, обогащенной $\delta^{34}S$ (Виноградов, Гриненко, 1966; Гриненко, 1966). Предполагается, что источником серы земной коры являются ангидритсодержащие осадки, которые имеют высокие значения $\delta^{34}S$ (18–22‰, Ripley et al., 2010 и 17.8‰, Malitch, Latypov, 2011) и которые пространственно близки с промышленно-рудноносным Хараелахским интрузивом. Контаминация могла произойти либо во время внедрения поднимающейся магмы (Arndt et al., 2003), либо *in situ* (на месте современной камеры) при помощи флюидов (Li et al., 2003). Однако контаминация на месте маловероятна, так как два других промышленно-рудноносных интрузива (Талнахский и Норильск I) расположены значительно выше по разрезу над эвапоритовыми толщами (Malitch, Latypov, 2011; Krivolutskaya et al., 2012; Ripley, Li, 2013). Альтернативным объяснением является наличие мантийного источника с необычно изотопно-тяжелой серой под интрузивами норильского типа (Wooden et al., 1992; Лихачев, 2006). Л.Н. Гриненко (1984) предположила, что родоначальные магмы были сульфурезированы в промежуточных очагах сероводородсодержащими газами, которые характеризовались изотопно-тяжелой серой ($\delta^{34}S = +10$ ‰).

Метасоматоз, связанный с субдукцией, использовался для объяснения тяжелых изотопов серы ($\delta^{34}S$ до +14‰) в сходных по составу сульфидных включениях (пирротин, халькопирит и пентландит) в алмазах (Chaussidon et al., 1987, 1989; Eldridge et al., 1991). Возможно, поэтому некоторые исследователи (Додин и др., 2001; Starostin, Sorokhtin, 2011) предполагали, что происхождение рудоносных магм, родоначальных для интрузивов норильского типа, может быть связано с субдукционными процессами.

В.В. Дистлер с соавторами (1988) отмечал, что осадки могут служить источником серы для сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Норильской провинции, но не таких металлов, как Ni и платиноиды (Pd, Pt, Rh, Ru, Ir, Os). Остается непонятным, почему пространственно и временно сближенные базит-гиперба-

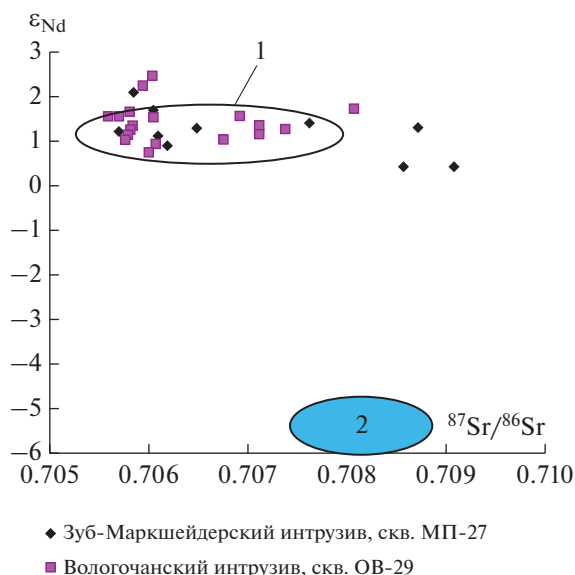


Рис. 12. Вариации начального изотопного состава в координатах $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$ для пород Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов. Для сравнения показаны $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$ параметры рудоносных интрузивов норильского типа (1) и безрудных интрузивов нижнеталнахского типа (2).

зитовые интрузивы Норильского района, расположенные в одних и тех же осадочных толщах, содержат заметно различные пропорции коровой серы (Гриненко, 1966; Кузьмин, Туганова, 1977; Grinenko, 1985; Ripley et al., 2003; Malitch et al., 2014; Krivolutskaya, 2016 и др.).

Промышленно-рудноносные интрузивы норильского типа в порядке увеличения значения величины $\delta^{34}S$ расположены следующим образом (см. рис. 14 в статье (Служеникин и др., 2018, № 3, стр. 312); Malitch et al., 2014): Норильск I (7.5–13.8‰, среднее $9.2 \pm 0.8‰$), Талнахский (7.8–12.1‰, среднее $10.9 \pm 0.6‰$) и Хараелахский (11.5–13.6‰, среднее $12.7 \pm 0.4‰$). Изотопный состав серы ($\delta^{34}S$) в сульфидных рудах интрузивов зубовского типа отличаются от такового в промышленно-рудноносных интрузивах (5.1–8.5‰, среднее $7.0 \pm 1.2‰$ для Вологочанского интрузива и $-2.4...+5.7‰$, среднее $1.3 \pm 2.3‰$ для Зуб-Маркшейдерского интрузива) (рис. 14 в (Служеникин и др., 2018)). Таким образом, среднее значение $\delta^{34}S$ для сульфидных руд данных интрузивов охватывает диапазон более 11‰.

Вкрапленные руды Зуб-Маркшейдерского интрузива, расположенного в сульфатоносных отложениях девона, характеризуются минимальной долей так называемого “корового” компонента (среднее значение $\delta^{34}S = 1.3‰$ со стандартным отклонением 2.3‰), что свидетельствует о мантийном источнике серы и, следовательно, о ее мантийном происхождении (см. табл. 5). Аналогично вкрапленные руды Накохозского интрузива, которые испытали ассимиляцию большого

количества вмещающих пород (Годлевский, 1959), также имеют низкие значения $\delta^{34}S$, равные +3 ... +5 (Кузьмин, Туганова, 1977; Гриненко, Степанов, 1985). Результаты по изотопии серы для Накохозского и Зуб-Маркшейдерского интрузивов несовместимы с моделью, для которой требуется ассимиляция серы земной коры в качестве необходимой предпосылки для формирования магматического месторождения. Эти результаты свидетельствуют о том, что “мантийный” изотопный состав серы первичной сульфидной минеральной ассоциации не был изменен ни во время взаимодействия в глубокой промежуточной камере, ни при продвижении к поверхности, ни при внутрикамерной ассимиляции на месте современной локализации интрузива, как это часто предполагалось (Arndt et al., 2003; Li et al., 2003; Iacono-Marziano et al., 2017 и др.). Отметим также, что сульфидсодержащие породы безрудного Нижнеталнахского интрузива характеризуются далеко не самой изотопно-тяжелой серой (среднее значение $\delta^{34}S = 6.4 \pm 1.9‰$), хотя, согласно данным Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd и Lu-Hf изотопии (Walker et al., 1994; Arndt et al., 2003; Петров и др., 2009; Malitch et al., 2018 и др.), испытали наибольшую степень контаминации земной корой. В качестве альтернативной гипотезы низкие значения $\delta^{34}S$ сульфидной минеральной ассоциации Зуб-Маркшейдерского интрузива могут быть связаны с взаимодействием мантийных сульфидов и гипотетического корового источника (Keays, Lightfoot, 2010), имеющего $\delta^{34}S$ около 0‰.

Сегрегация больших количеств сульфидов могла произойти в глубокозалегающей промежуточной камере в процессе коровой контаминации (Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003; Lightfoot, Keays, 2005; Ripley, Li, 2013). В модели из работы (Li et al., 2009a) предполагается, что сульфиды были повторно растворены новыми магмами, перенесены в места современной локализации интрузивов, где по-новому образовались при взаимодействии магм с ангидритсодержащими породами. Однако этот сценарий трудно согласовать с однородностью величин $\delta^{34}S$ во вкрапленных и массивных сульфидных рудах Талнахского и Хараелахского интрузивов (Malitch et al., 2014), которые, как представляется, требуют наличия долгоживущей промежуточной камеры для достижения изотопной гомогенности серы. Ю.Д. Пушкарев (1997) обосновывал процесс корово-мантийного взаимодействия, которое происходило в мантии и позволяло достичь высокого уровня изотопной однородности серы.

Вопрос о том должна ли коровая сера быть вовлечена в образование сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений был критически оценен в ряде работ (Keays, Lightfoot, 2010; Ripley, Li, 2013). Тот факт, что многие крупные сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения образуются с участием внешнего источника серы, предполагает, что эффективное

концентрирование несмешивающегося сульфидного вещества, имеющего исключительно мантийный источник серы, встречается редко. Однако, если магматическая система достаточно велика, промышленные месторождения имеют возможность образоваться и без дополнительного внешнего источника серы (Ripley, Li, 2013). Таким образом, S-изотопные данные по Зуб-Маркшейдерскому, Вологочанскому и Хараелахскому интрузивам, расположенным на одном и том же стратиграфическом уровне, позволяют сделать два важных вывода: (i) взаимодействие сульфидсодержащей магмы с вмещающими породами может происходить в долгоживущей промежуточной камере задолго до внедрения интрузива и (ii) вмещающие породы, непосредственно контактирующие с интрузивом, практически не влияют на сульфидную минерализацию.

В целях выявления источников рудного вещества Cu-изотопный анализ сульфидов был апробирован для широкого спектра геологических объектов, включая сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения (Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003; Malitch et al., 2014; Ripley et al., 2015; Zhao et al., 2017 и др.), порфировые месторождения (Larson et al., 2003; Graham et al., 2004; Mathur et al., 2005, 2009, 2012; Asael et al., 2007; Wu et al., 2017), скарновые месторождения (Larson et al., 2003; Graham et al., 2004; Maher, Larson, 2007), вулканогенные массивные сульфидные отложения и современные черные курильщики (Zhu et al., 2000; Rouxel et al., 2004; Mason et al., 2005), другие гидротермальные отложения (месторождения самородной меди Мичигана, Larson et al., 2003), осадочные Cu месторождения (Asael et al., 2007) и др.

К характерным особенностям изотопного состава меди в различных рудообразующих системах относятся: (1) значения $\delta^{65}\text{Cu}$ обогащенных медью минералов, которые близки к нулю; (2) диапазон значений $\delta^{65}\text{Cu}$ в большинстве геологических образований превышает 1‰; (3) минералы, подверженные низкотемпературным окислительно-восстановительным процессам, имеют более переменные значения $\delta^{65}\text{Cu}$, чем минералы, образовавшиеся при высоких температурах (Larson et al., 2003; Mathur et al., 2009, 2012 и ссылки в них).

Данные об изотопном составе меди для расчлененных интрузивов, таких как Бушвелд, Стиллуотер и Сэдбери, с которыми ассоциируют мировые платиноидные и медно-никелевые месторождения (Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003) характеризуются ограниченным диапазоном значений $\delta^{65}\text{Cu}$ в халькопирите, не превышающем 1–1.5‰, при этом основной кластер значений $\delta^{65}\text{Cu}$ составляет от –0.23 до +0.13‰ (Zhu et al., 2000) или от –0.20 до –0.1‰ (Larson et al., 2003). Аналогичные или даже более узкие диапазоны значения величины $\delta^{65}\text{Cu}$ были зарегистрированы в мантийном перидотите (от 0.0 до 0.18‰, Ben Othman et al., 2006), базальтах (от –0.10 до –0.03‰;

Luck et al., 2003) и гранитах (от –0.46 до 1.51‰, с основным кластером в пределах от –0.14 до ≤0.25‰ и средним $\delta^{65}\text{Cu}$ $0.01 \pm 0.30\text{‰}$ ($n = 30$, при исключении двух образцов, выходящих за пределы кластера основных данных, Li et al., 2009b). Эти результаты показывают, что фракционирование изотопов меди в процессах земной дифференциации незначительны. Однако углистые хондриты обладают значениями $\delta^{65}\text{Cu}$ в диапазоне от –1.5 до 0.0‰, а обычные хондриты вместе с железными метеоритами варьируют в пределах от –0.5 до 0.5‰ (Luck et al., 2003, 2005), что свидетельствует о фракционировании изотопного состава меди (Luck et al., 2003, 2005). Следует отметить, что морская вода имеет $\delta^{65}\text{Cu}$ от 0.75 до 1.35‰, что намного тяжелее, чем предполагалось (Vermin et al., 2006).

Неожиданно высокие $\delta^{65}\text{Cu}$ вариации, достигающие более 3‰ (–2.3 до +1.0‰), были выявлены в сульфидных рудах промышленно-рудноосных интрузивов Норильского района (Служеникин и др., 2018; Malitch et al., 2014). Эти результаты превышают типичный диапазон значений $\delta^{65}\text{Cu}$ в высокотемпературных сульфидах, образованных мантийными магмами (от –1.0 до 1.0‰; Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003 и др.). Изотопно-тяжелая медь установлена во вкрапленных Cu-Ni сульфидных рудах интрузива Норильск I ($\delta^{65}\text{Cu} = -0.1...+0.6\text{‰}$), ее максимальное значение в горизонте малосульфидных руд ($\delta^{65}\text{Cu} = 1.0 \pm 0.15\text{‰}$). Изотопный состав меди в массивных и вкрапленных сульфидных рудах Хараелахского интрузива является относительно изотопно-легким ($\delta^{65}\text{Cu}$ от –2.3 до –0.9‰). Для большинства сульфидных вкрапленных и массивных руд Талнахского интрузива наблюдается незначительное облегчение изотопного состава меди ($\delta^{65}\text{Cu}$ варьирует от –1.1 до 0.0‰).

Таким образом, вкрапленные сульфидные руды интрузивов зубовского типа (см. рис. 16 в статье (Служеникин и др., 2018, № 3, стр. 314)), как и большинство других базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района, попадают в узкий интервал значений $\delta^{65}\text{Cu}$ (от –1.1 до 0‰), типичный для вкрапленных и массивных руд промышленно-рудноосного Талнахского интрузива ($\delta^{65}\text{Cu}$ (среднее) = –0.24 ± 0.25‰ и –0.7 ± 0.4‰ соответственно, Malitch et al., 2014), углистых хондритов и железных метеоритов (Luck et al., 2003, 2005).

Различные процессы могут потенциально вызывать наблюдаемый сдвиг в Cu-изотопном составе сульфидных ассоциаций, включая (i) наличие магм/сульфидных жидкостей с различным изотопным составом, (ii) магматическое и/или (iii) немагматическое фракционирование изотопов меди. Показано, что окислительно-восстановительные реакции играют важную роль во фракционировании изотопов Cu при низких температурах (Zhu et al., 2002; Graham et al., 2004; Rouxel

et al., 2004; Asael et al., 2006; Markl et al., 2006). В общем случае вариации изотопного состава меди могут быть обусловлены фракционированием флюидно-минеральных веществ во время осаждения, физико-химическими условиями флюида (например, окислительно-восстановительными изменениями), влиянием гидротермальных процессов (Graham et al., 2004; Rouxel et al., 2004) и фракционированием между различными сложными соединениями в растворе (Maréchal, Albarède, 2002). Было также показано, что окислительно-восстановительные реакции продуцируют богатые Cu минералы в различных валентных состояниях, т.е. Cu(I) и Cu(II), и могут дополнительно варьировать в зависимости от солености раствора (Mason et al., 2005). В порфирировых медных отложениях значения $\delta^{65}\text{Cu}$ составляют значительный диапазон от -16.96 до $+9.98\text{‰}$ (Mathur et al., 2009 и ссылки в нем): халькопирит из первичной высокотемпературной минерализации имеет относительно ограниченный кластер значений $\delta^{65}\text{Cu}$ от $+1$ до -1‰ , тогда как вторичные минералы, образованные при низкотемпературных процессах, имеют значения $\delta^{65}\text{Cu}$ от -16.96 до $+9.98\text{‰}$ (Mathur et al., 2009). Вторичный халькопирит обладает относительно тяжелым изотопным составом меди, при этом $\delta^{65}\text{Cu}$ изменяется от -0.3 до 6.5‰ , тогда как минералы выщелачивания, в которых доминируют Fe-оксиды (ярозит, гематит и гетит), характеризуются относительно легким составом меди ($\delta^{65}\text{Cu}$ от -9.9 до 0.14‰ , Mathur et al., 2009), что свидетельствует о вторичной природе изотопных вариаций. Окислительно-восстановительные процессы считаются ответственными за изотопно-легкую медь халькопирита в стратиформных осадочных меторождениях меди, где Cu-сульфиды образуются при взаимодействии Cu-содержащих растворов с H_2S , образованного путем бактериального восстановления внутриводной воды, содержащей сульфаты (Asael et al., 2007).

Принято считать, что значительное изменение изотопных составов меди является результатом вторичных процессов, ни один из которых не может быть приложен к высокотемпературным сульфидным рудам Норильского района. Мы полагаем, что сдвиг значений $\delta^{65}\text{Cu}$ для руд Хараелахского интрузива (от -2.3 до -0.9‰) можно объяснить магматическим фракционированием изотопов меди. Несколько образцов сульфидов данного интрузива имеют изотопно-легкую медь, аналогичную той, что характерна для самородной меди Арылахского интрузива ($\delta^{65}\text{Cu} = -1.9 \pm 0.15\text{‰}$, Malitch et al., 2014), который может рассматриваться в качестве внешнего источника меди. Однако сходные значения $\delta^{65}\text{Cu}$ для вкрапленных и массивных руд Хараелахского интрузива могут свидетельствовать о том, что родоначальная магна для данного интрузива имела наиболее легкий изотопный состав меди, отличный от значений $\delta^{65}\text{Cu}$, характерных для первичных магм, сформировавшихся

Талнахский и Норильский интрузивы. Таким образом, мы полагаем, что значения $\delta^{65}\text{Cu}$ сульфидных руд для большинства базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района отражают их первичную характеристику и не является результатом смешивания разных источников, хотя нельзя исключить возможность магматического фракционирования изотопов меди и/или ассимиляции внешнего материала в отношении сульфидных руд Хараелахского интрузива.

ВЫВОДЫ

1. Интрузивы зубовского типа представляют собой дифференцированные интрузивы, схожие по строению с рудоносными интрузивами норильского типа, но в них отсутствует четкая расчлененность, характерная для последних.

2. В ультрабазитовых частях разрезов интрузивов широко развиты и часто преобладают троктолиты. Троктолитовые и пикритовые габбро-долериты занимают положение в разрезе интрузивов среди оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов в пределах центральной расслоенной серии. Ультраосновные породы интрузивов зубовского типа, по сравнению с рудоносными интрузивами норильского типа, имеют более низкие концентрации хрома.

3. Нижняя и верхняя краевые серии сложены контактовыми и такситовыми габбро-долеритами. Контаминированные и гибридно-метасоматические гранитоподобные породы более распространены в верхнем эндоконтакте, что связывается с накоплением остаточной жидкости и постмагматических флюидов в верхней части магматической камеры. Такситовые габбро-долериты в породах интрузивов зубовского типа развиты не так широко, как в интрузивах норильского типа и часто выпадают из разреза.

4. В рамках изотопной систематики $\epsilon_{\text{Nd}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ выявлена тождественность рудоносных интрузивов зубовского типа и промышленно-рудоносных интрузивов норильского типа. При этом изотопный состав валовых проб, как правило, имеет более радиогенный изотопный состав неодима, чем таковой пироксена и плагиоклаза, и менее радиогенный, чем у оливина, обладающего наиболее высоким значением $\epsilon_{\text{Nd}} = 5.3$, свидетельствующим об участии в магмогенерации вещества деплетированной мантии.

5. По данным Cu-изотопной систематики вкрапленные сульфидные руды интрузивов зубовского типа, как и большинство других базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района, попадают в узкий кластер значений $\delta^{65}\text{Cu}$ (от -1.1 до 0‰), типичный для вкрапленных и массивных руд промышленно-рудоносного Талнахского интрузива (Malitch et al., 2014).

6. Вкрапленные руды зубовских интрузивов гораздо беднее, чем в норильских. Широко развиты в них низкосернистые ассоциации сульфидов

дов. По данным S-изотопной систематики образцы сульфидных руд интрузивов зубовского типа отличаются от изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$) промышленно-рудноносных интрузивов (5.1–8.5‰, среднее значение $7.0 \pm 1.2\text{‰}$ для Вологочанского интрузива и $-2.4...+5.7\text{‰}$, среднее значение $1.3 \pm 2.3\text{‰}$ для Зуб-Маркшейдерского интрузива). S-изотопные данные по Зуб-Маркшейдерскому и Вологочанскому интрузивам, расположенным на одном и том же стратиграфическом уровне, свидетельствуют о том, что ассимиляция серы из вмещающих пород могла происходить в долгоживущей промежуточной камере задолго до внедрения интрузива. При этом вмещающие породы, непосредственно контактирующие с интрузивами зубовского типа, внесли незначительный вклад в общий баланс сульфидной серы в интрузивах.

7. Выявленные Nd-Sr-S-Cu изотопно-геохимические параметры пород и руд являются важным оценочным признаком/критерием для обнаружения богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность С.Е. Борисовскому, Т.И. Головановой, А.И. Якушеву, Е.О. Дубининой, коллегам и единомышленникам из ООО “Норильскгеология”, ИГЕМ РАН и ФГУП ВСЕГЕИ за содействие на разных этапах данного исследования. Мы благодарны рецензентам Р.М. Латыпову и Е.В. Шаркову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Источники финансирования. Исследования выполнены по проекту РФФИ (грант № 18-05-70073 Ресурсы Арктики) при поддержке НИР № АААА-А18-118052590026-5 Госзадания ИГГ УрО РАН. Изотопные анализы частично выполнены при поддержке Территориального агентства по недропользованию по Красноярскому краю (госконтракт 7Ф-ТАО/2005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.

Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многокомпонентного анализа горных пород методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.

Виноградов А.П., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса // Геохимия. 1966. № 1. С. 3–14.

Говердовская Т.Г. Новые данные о морфологии Зубовской дифференцированной интрузии // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Материалы II норильской геологической конференции, Норильск. 1971а. С. 85–87.

Говердовская Т.Г. Пясино-Вологочаская дифференцированная интрузия // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Материалы II норильской

геологической конференции, Норильск. 1971б. С. 84–85.

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Гостехметиздат, 1959. 68 с.

Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // Геохимия. 1963. № 1. С. 35–39.

Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса // Геология рудн. месторождений. 1966. Т. 8. № 4. С. 15–30.

Гриненко Л.Н. Сероводородсодержащие газовые залежи как источник серы при сульфуризации магм промышленно-рудноносных интрузий Норильского района // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 3. С. 730–732.

Гриненко Л.Н. Источники вещества и условия формирования сульфидных медно-никелевых руд по изотопно-геохимическим данным // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 57–66.

Гриненко Л.Н., Степанов В.К. Изотопные соотношения и содержания серы в дифференцированных интрузиях Имангинского рудного узла // Геохимия. 1985. С. 1406–1416.

Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.

Додин Д.А., Чернышев Н.М., Чередникова О.И. Металогения платиноидов крупных регионов России. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2001. 302 с.

Дюзиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра, 1988. 279 с.

Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.В. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975. 432 с.

Изотопная геология Норильских месторождений. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.

Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Тентелев М.П. Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 4. С. 939–942.

Коровяков И.А., Нелюбин Л.Е., Райкова З.А., Хортова Л.К. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 101 с.

Кривоуцкая Н.А. Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // Докл. АН. 2014а. Т. 254. № 3. С. 319–321.

Кривоуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2014б. 305 с.

Кривоуцкая Н.А., Арискин А.А., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплавов и степени раскристаллизации исходной магмы // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 451–479.

Кузьмин В.К., Туганова Е.В. Новые данные по изотопному составу серы медно-никелевых руд северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 122–125.

Лихачев А.П. Трапповый магматизм и платино-медно-никелевые месторождения в Норильском районе // Отечественная геология. № 10. 1997. С. 8–19.

Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.

- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018а. 287 с.
- Малич К.Н., Степашко А.А., Баданина И.Ю., Служеникин С.Ф. Петрохимическая и геохимическая неоднородность промышленно-рудоносного ультрамафит-мафитового интрузива Норильск I (Россия) // Тр. ИГГ УрО РАН. 2018б. № 165. С. 123–130.
- Петров О.В., Малич К.Н., Туганова Е.В. и др. Опытнометодические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель и кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край) // Изв. ВСЕГЕИ (Электронный ресурс). СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2009. Т. 8(56). С. 248–262.
- Покровский Б.Г., Служеникин С.Ф., Кривоуцкая Н.А. Условия взаимодействия норильских траповых интрузий с вмещающими породами по изотопным (O, H, C) данным // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 56–80.
- Прасолов Э.М., Сергеев С.А., Беляцкий Б.В. и др. Исследование изотопов He, Ar, S, Cu, Ni, Re, Os, Pb, U, Sm, Nd, Rb, Sr, Lu и Hf в породах и рудах Норильских месторождений // Геохимия. 2018. № 1. С. 50–69.
- Пушкарев Ю.Д. Два типа взаимодействия корового и мантийного вещества и новый подход к проблемам глубинного рудообразования // Докл. АН. 1997. Т. 335. № 4. С. 524–526.
- Рябов В.В. Оливин сибирских траппов как показатель петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1992. 116 с.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические породы Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Нонпарель, 2000. 408 с.
- Служеникин С.Ф., Кривоуцкая Н.А. Пясино-Вологодчанский интрузив: геологическое строение и платино-медно-никелевые руды (Норильский район) // Геология рудн. месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 424–444.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В. Базит-гипербазитовые дифференцированные интрузивы круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район) // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 282–316.
- Туганова Е.В. Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2000. 102 с.
- Туганова Е.В., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические особенности пород интрузий норильского типа // Недра Таймыра. 1997. Вып. 2. С. 114–122.
- Туганова Е.В., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимическая дискретность пород рудоносных интрузий талнахско-норильского типа и генетические следствия // Региональная геология и металлогения. 2003. № 17. С. 140–146.
- Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Чернова Н.А. Дифференцированная траповая интрузия г. Зуб в Норильском районе // Геология и геофизика. 1961. № 5. С. 65–72.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J. et al. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Economic Geology. 2003. V. 98. P. 495–515.
- Asael D., Matthews A., Butler I. et al. $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ fractionation during copper sulphide formation from iron sulphides in aqueous solution // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70 (18 suppl. 1). P. A23.
- Asael D., Matthews A., Bar-Matthews M., Halicz L. Copper isotope fractionation in sedimentary copper mineralization (Timna Valley, Israel) // Chemical Geology 2007. V. 243. P. 238–254.
- Ben Othman D., Luck J.M., Bodinier J.L. et al. Cu-Zn isotopic variations in the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70 (18 suppl. 1). P. A46.
- Bermin J., Vance D., Archer C., Statham P.J. The determination of the isotopic composition of Cu and Zn in seawater // Chemical Geology. 2006. V. 226. № 3–4. P. 280–297.
- Chaussidon M., Albarède F.L., Sheppard S.M.F. Sulphur isotope heterogeneity in the mantle from ion microprobe measurements of sulphide inclusions in diamond // Nature. 1987. V. 330. P. 242–244.
- Chaussidon M., Albarède F.L., Sheppard S.M.F. Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions // Earth and Planetary Science Letters. 1989. V. 92. P. 144–156.
- Czamanske G.K., Wooden J.L., Zientek M.L. et al. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming system // Eds. P.C. Lightfoot, A.J. Naldrett, Proceedings of the Sudbury – Noril'sk Symposium: Spec. Publ. 5. Geological Survey, Ontario. 1994. P. 313–342.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implication for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. V. 100. P. 66–92.
- Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S. et al. Isotopic evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation // Nature. 1991. V. 353. P. 649–653.
- Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // J. Geodynamics. 2002. V. 34. P. 309–342 (Erratum: J. Geodynamics. 2002. V. 34. P. 711–714).
- Godlevsky M.N., Likhachev A.P. Types and distinctive features of ore-bearing formations of copper-nickel deposits // Eds. G.H. Friedrich, A.D. Genkin, A.J. Naldrett et al. Geology and metallogeny of copper deposits. Berlin: Springer-Verlag, 1986. P. 124–134.
- Graham S., Pearson N., Jackson S. et al. Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit // Chemical Geology. 2004. V. 207. P. 147–169.
- Grinenko L.N. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // International Geology Review. 1985. V. 28. P. 695–708.
- Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian flood basalts // Lithos. 1995. V. 34. P. 61–88.
- Horan M.F., Walker R.J., Fedorenko V.A., Czamanske G.K. Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalts sources // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 5159–5168.
- Iacono-Marziano G., Ferraina C., Gaillard F. et al. Assimilation of sulfate and carbonaceous rocks: Experimental study, thermodynamic modeling and application to the Noril'sk-Talnakh region (Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. V. 89. P. 399–413.
- Keays R.R., Lightfoot P.C. Crustal sulfur is required to form magmatic Ni-Cu sulfide deposits: evidence from chalc-

- phile element signatures of Siberian and Deccan Trap basalts // *Mineralium Deposita*. 2010. V. 45. P. 241–257.
- Krivolutskaya N.A.* Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk Area. Springer International Publishing Switzerland, 2016. 364 p.
- Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Snisar S.G. et al.* 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*. 2012. V. 47. P. 69–88.
- Larson P.B., Maher K., Ramos F.C. et al.* Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments // *Chemical Geology*. 2003. V. 201. № 3–4. P. 337–350.
- Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J.* Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: Implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits // *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 69–86.
- Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J.* A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts // *Economic Geology*. 2009a. V. 104. № 2. P. 291–301.
- Li W.-Q., Jackson S.E., Pearson N.J. et al.* The Cu isotopic signature of granites from the Lachlan Fold Belt, SE Australia // *Chemical Geology*. 2009b. V. 258. P. 38–49.
- Lightfoot P.C., Keays R.R.* Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian Trap, Noril'sk Region: implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // *Economic Geology*. 2005. V. 100. P. 439–462.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J.* Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. P. 171–188.
- Luck J.-M., Ben Othman D., Barrat J.A., Albarede F.* Coupled ^{63}Cu and ^{16}O excesses in chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2003. V. 67. P. 143–151.
- Luck J.-M., Ben Othman D., Albarede F.* Zn and Cu isotopic variations in chondrites and iron meteorites: early solar nebula reservoirs and parent-body processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 5351–5363.
- Maher K.C., Larson P.B.* Variation in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Corocohuayco and Tintaya, Peru // *Economic Geology*. 2007. V. 102. P. 225–237.
- Malitch K.N., Latypov R.M.* Re-Os and S-isotope constraints on timing and source heterogeneity of PGE-Cu-Ni sulfide ores: a case study at the Talnakh ore junction (Russia) // *Canadian Mineralogist*. 2011. V. 49. № 6. P. 1653–1677.
- Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al.* Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 159. № 6. P. 753–768.
- Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu.* Hafnium-neodymium constraints on source heterogeneity of the economic ultramafic-mafic Noril'sk-1 intrusion (Russia) // *Lithos*. 2013. V. 164–167. P. 36–46.
- Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F.* Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): evidence from copper and sulfur isotopes // *Lithos*. 2014. V. 204. P. 172–187.
- Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al.* Chapter 7 – New insights on the origin of ultramafic-mafic intrusions and associated Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk and Taimyr provinces, Russia: evidence from radiogenic and stable-isotope data // Eds. S. Mondal, W.L. Griffin, Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas Through Space and Time. Elsevier Inc., 2018. P. 197–238.
- Maréchal C., Albarède F.* Ion-exchange fractionation of copper and zinc isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. P. 1499–1509.
- Markl G., Lahaye Y., Schwinn G.* Copper isotopes as monitors of redox processes in hydrothermal mineralization // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70. P. 4215–4228.
- Mason T.F.D., Weiss D.J., Chapman J.B. et al.* Zn and Cu isotopic variability in the Alexandrinka volcanic-hosted massive sulphide (VHMS) ore deposit, Urals, Russia // *Chemical Geology*. 2005. V. 221. P. 170–187.
- Mathur R., Ruiz J., Titley S. et al.* Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. № 22. P. 5233–5246.
- Mathur R., Titley S., Barra F. et al.* Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits // *Journal of Geochemical Exploration*. 2009. V. 102. № 1. P. 1–6.
- Mathur R., Ruiz J., Casselman M.J. et al.* Use of Cu isotopes to distinguish primary and secondary Cu mineralization in the Canariaco Norte porphyry copper deposit, Northern Peru // *Mineralium Deposita*. 2012. V. 47. P. 755–762.
- McBirney A.R., Noyes R.M.* Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion // *J. Petrology*. 1979. V. 20. P. 487–554.
- Pin C., Joannon S., Bosq Ch. et al.* Precise determination of Rb, Sr, Ba, and Pb in geological materials by isotope dilution and ICP-quadrupole mass spectrometry following separation of the analytes // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2003. V. 18. P. 135–141.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I. et al.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 277. P. 9–20.
- Richard P., Shimizu N., Allègre C.J.* $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ a natural tracer: an application to oceanic basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1976. V. 31. P. 269–278.
- Ripley E.M., Li C.* Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-PGE deposits // *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 635–641.
- Ripley E.M., Li C.* Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-PGE ore genesis? // *Economic Geology*. 2013. V. 108. P. 45–58.
- Ripley E.M., Lightfoot P.C., Li C., Elswick E.R.* Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: Implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2003. V. 67. P. 2805–2817.
- Ripley E.M., Li C., Moore C.H., Schmitt A.K.* Micro-scale S isotope studies of the Kharaelakh intrusion, Noril'sk region, Siberia: Constraints on the genesis of coexisting anhydrite and sulfide minerals // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. P. 634–644.
- Ripley E.M., Dong S., Li C., Wasylenki L.E.* Cu isotope variations between conduit and sheet-style Ni-Cu-PGE sulfide mineralization in the Midcontinent Rift System, North America // *Chemical Geology*. 2015. V. 414. P. 59–68.

- Rouxel O., Fouquet Y., Ludden J.N. Copper isotope systematics of the Lucky Strike, Rainbow, and Logatchev seafloor hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge // *Economic Geology*. 2004. V. 99. P. 585–600.
- Sluzhenikin S.F., Krivolutsкая N.A., Rad'ko V.A. et al. Ultramafic-mafic intrusions, volcanic rocks and PGE-Cu-Ni sulfide deposits of the Noril'sk Province, Polar Siberia. Field trip guidebook // 12th International Platinum Symposium (Ed. O.N. Simonov). Yekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. 80 p.
- Starostin V.I., Sorokhtin O.G. A new assessment of the Noril'sk-type deposits origin // *Moscow University Geology Bulletin*. 2011. V. 66. № 2. P. 73–83.
- Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F. et al. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type ore-bearing intrusions, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 4179–4197.
- Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Composition of chondrites // *Philosophical Transactions of the Royal Society*. 1988. P. 535–544.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M. et al. Pb isotope data indicate a complex mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia // *Economic Geology*. 1992. V. 87. P. 1153–1165.
- Wu L.-Y., Hu R.-Z., Li X.-F. et al. Copper isotopic compositions of the Zijinshan high-sulfidation epithermal Cu-Au deposit, South China: Implications for deposit origin // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 83. P. 191–199.
- Yang J.-H., Wu F.-Y., Chung S.-L. et al. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence // *Lithos*. 2006. V. 89. P. 89–106.
- Zhao Y., Xue C., Liu S.-A. et al. Copper isotope fractionation during sulfide-magma differentiation in the Tulaergen magmatic Ni-Cu deposit, NW China // *Lithos*. 2017. V. 286–287. P. 206–215.
- Zhu X.K., Guo Y., Williams R.J.P. et al. Mass fractionation processes of transition metal isotopes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 200. P. 47–62.
- Zhu X.K., O'Nions R.K., Guo Y. et al. Determination of natural Cu-isotope variation by plasma-source mass spectrometry: implications for use as geochemical tracers // *Chemical Geology*. 2000. V. 163. P. 139–149.

Differentiated Mafic-Ultramafic Intrusions of the Zubovsky Type in the Noril'sk Region: Petrochemical and Geochemical Characteristics, and Ore Potential

S. F. Sluzhenikin¹, K. N. Malitch², D. M. Turovtsev¹, A. V. Grigorieva¹, and I. Yu. Badanina²

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia*

Intrusions of the Zubovsky type, having many similar features with mesocratic intrusions of the Noril'sk type, are characterized by several signatures: 1) predominance of troctolite in the ultramafic part of intrusions and an insignificant occurrence of ultramafic horizons or their absence; 2) the subordinate position of ultramafic rocks and troctolites relative to olivine and olivine-bearing gabbro-dolerites, frequently with appearance of several maxima of accumulation of olivine cumulus; 3) a weakly expressed horizon of taxitic gabbro-dolerite or its absence; 4) the wide distribution of leucocratic hybrid-metasomatic rocks and hybrid quartz- and cordierite-bearing norites and gabbro-norites in contacts with aluminosilicate sequences; 5) generally low ore content with the prevalence of disseminated ore horizons among troctolites and ultramafic rocks and almost complete absence of massive sulfide ores. Compositional and Nd-Sr-Cu-S isotope-geochemical features of rocks and sulfide ores from the Zubovsky type intrusions (i.e., Zub-Marksheider and Vologochan) were firstly evaluated. The silicate material of the Zub-Marksheider and Vologochan intrusions is characterized by similar Nd-Sr isotopic parameters ($\epsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.5$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70685 \pm 0.00127$ and $\epsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.8$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70634 \pm 0.00068$, respectively), which are close to those in the economic ore-bearing intrusions of the Noril'sk region. The isotopic composition of whole-rock samples generally has a more radiogenic isotopic composition of neodymium than that of pyroxene and plagioclase, and less radiogenic than that of olivine. The highest ϵ_{Nd} value (ca. 5.3) of olivine indicates the involvement of the depleted mantle material in magma generation. Copper-sulfur isotope data for sulfide ores of the Zub-Marksheider and Vologochan intrusions differ from each other ($\delta^{34}S = 1.3 \pm 2.3\%$, $\delta^{65}Cu = -0.1 \pm 0.15\%$ and $\delta^{34}S = 7.0 \pm 1.2\%$, $\delta^{65}Cu = -0.7 \pm 0.3\%$, respectively). The copper isotopic composition of sulfide mineralization of both intrusions is close to that of the massive and disseminated sulfide ores from the Talnakh deposit of the Noril'sk region. S-isotope data suggest that the immediate country rocks had little effect on sulfide mineralization. The identified Nd-Sr-S-Cu isotope-geochemical parameters of rocks and ores are proposed to be useful in search for Ni-Cu-PGE sulfide ores.

Keywords: Noril'sk region, Zubovsky type intrusions, Nd-Sr isotope data, sulfide ores, S-Cu isotope data, material sources, origin