

УДК 553.48:553.062;522.02

## ИСТОЧНИКИ И ЭВОЛЮЦИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ХАРАЕЛАХСКОГО И ПЯСИНО-ВОЛОГОЧАНСКОГО ИНТРУЗИВОВ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

© 2022 г. А. А. Кетров<sup>a, \*</sup>, М. А. Юдовская<sup>b, c, \*\*</sup>, Ю. С. Шелухина<sup>d, e</sup>,  
Т. А. Веливецкая<sup>f</sup>, Р. С. Паламарчук<sup>g</sup>

<sup>a</sup>Норникель Технические Сервисы, Гражданский пр., 11, Санкт-Петербург, 195220 Россия

<sup>b</sup>Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер., д. 35, Москва, 119017 Россия

<sup>c</sup>SIMERA, Университет Витватерсранд, г. Йоханнесбург, 2050 Южная Африка

<sup>d</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,  
10-я линия Васильевского острова, 31-33, Санкт-Петербург, 199178 Россия

<sup>e</sup>Лаборатория изучения минерального сырья, 24-я линия Васильевского острова, 3-7,  
Санкт-Петербург, 199106 Россия

<sup>f</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, проспект 100-летия Владивостока, 159,  
Владивосток, 690022 Россия

<sup>g</sup>Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,  
Институт минералогии, Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия

\*e-mail: ketrova@nornik.ru

\*\*e-mail: myudov@gmail.com

Поступила в редакцию 08.09.2021 г.

После доработки 10.01.2022 г.

Принята к публикации 24.01.2022 г.

В статье обсуждается проблема источника серы сульфидов в промышленно-рудноносных интрузивах норильского типа и менее рудоносных (забалансовых) интрузивах зубовского типа норильского комплекса. Данные предыдущих исследований указывали на сравнительно гомогенный изотопный состав серы рудоносных интрузивов при общей ее обогащенности тяжелым изотопом <sup>34</sup>S, что рассматривалось как один из благоприятных поисковых критериев на богатое оруденение. На основе представительного объема новых данных по изотопному составу сульфидов Харалахского интрузива показано, что сульфидная жидкость вкрапленных и массивных руд испытала прогрессирующее обогащение изотопно-тяжелой серой в направлении от корневых-тыловых частей к фронту внедрения. Установленная тенденция не согласуется с моделями, предполагающими первичный изотопно-тяжелый состав серы в глубинном источнике. Рассматриваемая генетическая модель предполагает разложение сульфатов в ореоле интрузива и восстановление сульфатной серы углеводородами с последующей ассимиляцией магмами сероводородных газов. Данная модель служит как для выявления закономерностей распределения рудных тел в пределах месторождений, так и для разработки направлений дальнейших поисковых работ в регионе.

**Ключевые слова:** базит-ультрабазитовые интрузивы, PGE-Cu-Ni сульфидные руды, магматические сульфиды, Норильский рудный район, изотопный состав серы

DOI: 10.31857/S0016777022050057

### ВВЕДЕНИЕ

Изотопно-тяжелый состав серы сульфидов является одним из отличительных признаков, выделяющих промышленно-рудноносные интрузивы из ряда многочисленных слабооруденелых (забалансовых) и безрудных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского региона. Проведенные ранее исследования (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1966; Горбачев, Гриненко, 1973;

Коваленкер и др., 1974; Grinenko, 1985; Naldrett et al., 1995; Li et al., 2003, 2009a, b; Ripley et al., 2003; 2010; Malitch et al., 2014; Изотопная геология ..., 2017; Рябов и др., 2018) показывают, что сера рудоносных интрузивов имеет изотопный состав, не характерный для сульфидов мантийного происхождения. Знание конкретных источников серы, места и времени ее вовлечения в рудный процесс имеет первостепенное значение для по-

нимания генезиса уникальных скоплений магматических сульфидов, что важно для прогнозной оценки слабоизученных объектов в Норильском районе.

Несмотря на то что гипотеза ассимиляции первичными магмами коровой (сульфатной, газовой или битумной) серы удовлетворительно согласуется с имеющимся фактическим материалом (Горбачев, Гриненко, 1973; Grinenko, 1985; Гриненко, 1987; Ripley et al., 2003; Iacono-Marziano et al., 2017; Barnes et al., 2020), в качестве альтернативных источников серы сульфидов рассматриваются породы ниже- и средне-корового резервуара (Криволицкая, 2014б; Yao, Mungall, 2021) или же поступление изначально изотопно-тяжелых сульфидов непосредственно из мантии (Likhachev, 1994; Лихачев, 2006, 2019; Криволицкая, 2014а).

Наши исследования были направлены на определение источников серы рудных сульфидов и изменчивости их вклада в ходе внедрения интрузивов. В данной работе мы объясняем полученные данные с помощью модели, которая предполагает восстановление сульфатной серы углеводородами с последующей ассимиляцией магмами сероводородных газов на примере промышленно-рудноносного Хараелахского интрузива и менее рудоносного Пясино-Вологодчанского интрузива, залегающих на одном стратиграфическом уровне. Мы показываем на большом числе данных (230 изотопных определений серы), что сульфидная жидкость промышленно-рудноносного интрузива испытала прогрессирующее обогащение изотопно-тяжелой серой в направлении от корневых-тыловых частей к фронту внедрения. Выявленные закономерности подтверждают правомерность нашей модели, которая служит как для выявления закономерностей распределения рудных тел в пределах месторождений, так и для разработки направлений дальнейших поисковых работ в регионе.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА И ИЗУЧЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ

Норильский район расположен на северо-западе Сибирской платформы в центре одноименной трапповой провинции. Для района характерны наиболее мощные разрезы туфолавова толщи (до 3.5 км в центре Хараелахской мульды) и преимущественно лавовый тип разреза (Радько, 2016).

Траппы северо-запада Сибирской платформы согласно залегают на континентальных терригенных, угленосных отложениях тунгусской серии ( $C_2$ – $P_3$ ). На современном эрозионном срезе также обнажаются подстилающие осадочные отложения кембрия–девона, представленные терри-

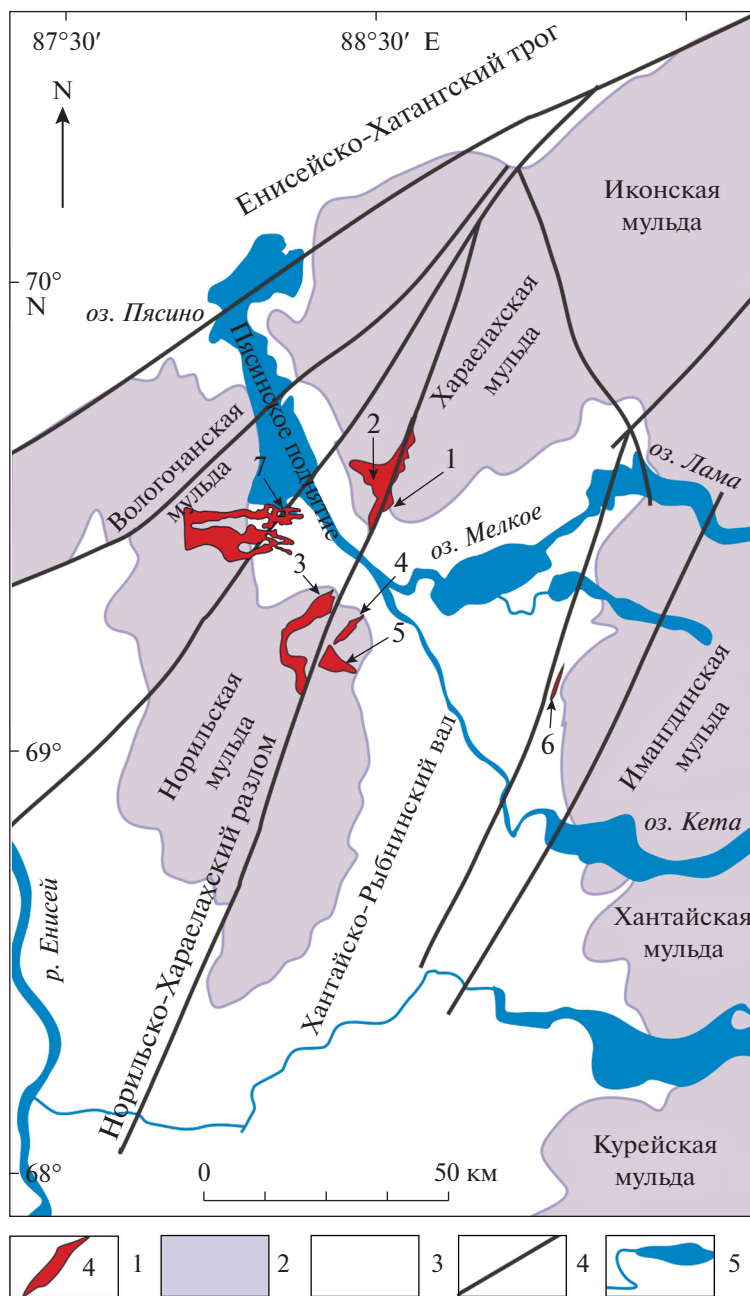
генными породами, известняками и эвапоритовыми толщами, богатыми прослоями ангидрита и солей (Радько, 2016). Интрузивные образования, представленные хонолитами, силлами, дайками и телами неправильной формы, имеют основной-ультраосновной состав, в различной степени дифференцированы и локализованы в разрезе от нижней части осадочного чехла до верхней части туфо-лавова толщи. Они подразделяются на комплексы соответственно их внутреннему строению, вещественному составу и горизонтам локализации: ергалахский, пясинский, гудчихинский, огонерский, фокинский, норильский, моронговский, далдыканский, и авамский (Рябов и др., 2000). В норильском комплексе выделяются собственно норильский тип, объединяющий интрузивы с промышленным оруденением, а также нижнеталнахский, зубовский и круглогорский типы с непромышленной минерализацией.

**Талнахский рудный узел** расположен на юго-западе Хараелахской мульды и приурочен к поперечному сочленению Норильско-Хараелахского разлома с Пясинским куполовидным поднятием (фиг. 1). К Пясинскому поднятию приурочены все промышленные месторождения и наиболее крупные рудопроявления Норильского района (Дюжиков и др., 1988; Рябов и др., 2000; Радько, 2016).

**Хараелахский интрузив**, локализован западнее Норильско-Хараелахского разлома в пределах Талнахского узла, в плане имеет форму треугольника с округленными вершинами-выступами, с одной относительно ровной (восточной) и двумя вогнутыми (северо-западной и юго-западной) сторонами (фиг. 2). Длина основания этого “треугольника” вдоль Норильско-Хараелахского разлома составляет 14 км при общей протяженности тела от восточной границы до окончания западного (Хараелахского) выступа около 8 км. Восточная граница интрузива контролируется Главным швом Норильско-Хараелахского разлома, хотя граница может удаляться от Главного шва, как в западном (до 800 м), так и в восточном направлении (до 300 м).

Хараелахский интрузив полого погружается в северо-восточном направлении к центру одноименной мульды. Наиболее глубинная (корневая) часть интрузива залегают в отложениях курейской свиты нижнего девона, а его фронтальные части воздымаются до мантуровской свиты среднего девона. Интрузив является “вставленным” по отношению к вмещающим породам, т.е. не раздвигает, а как бы замещает их, либо заполняет “пустоты” в них (Урванцев, 1972). Мощность интрузива в его центральной части обычно составляет 50–150 м.

Во внутреннем строении интрузива выделяют три серии пород (Дюжиков и др., 1988; Czamanske et

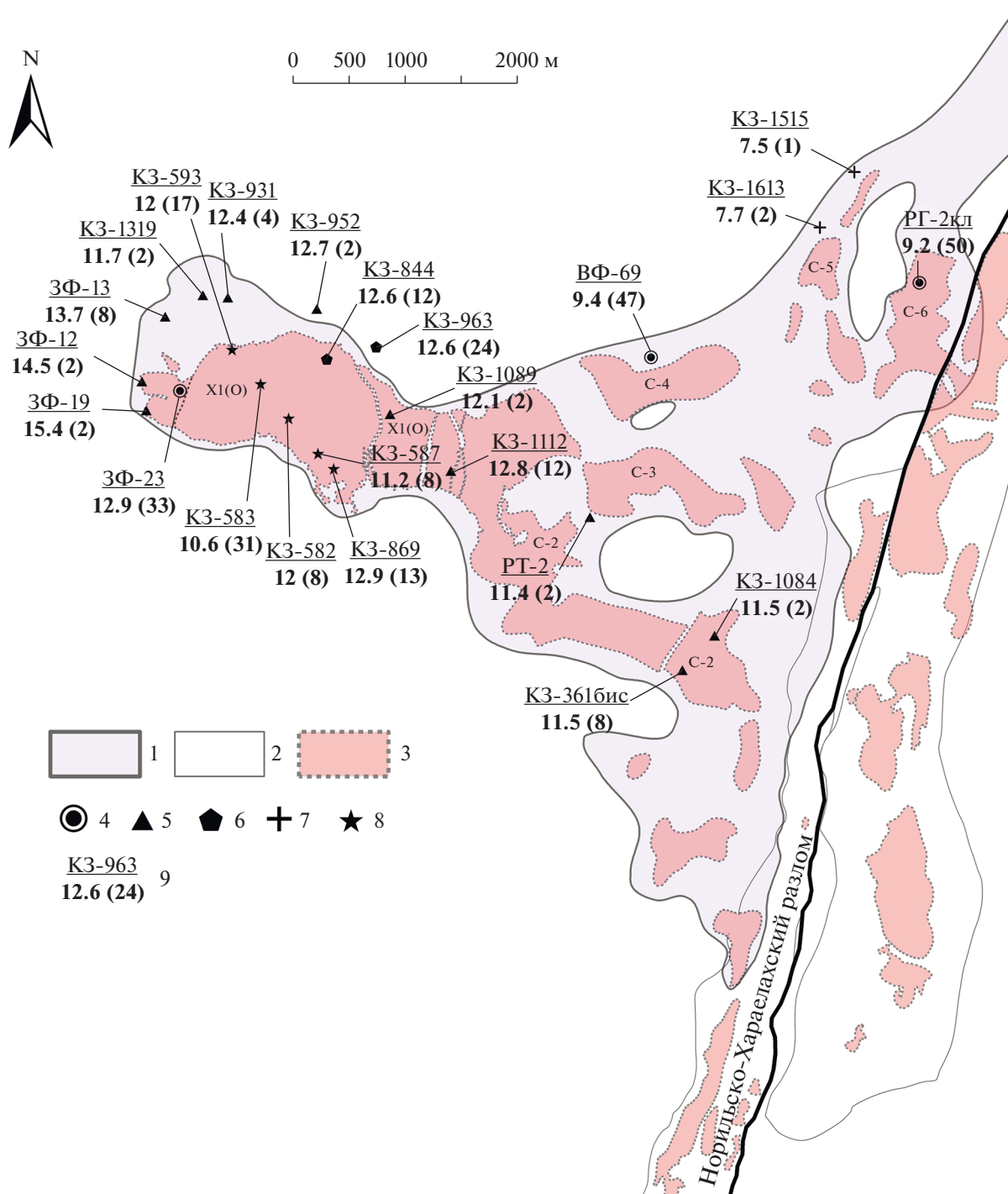


**Фиг. 1.** Схема размещения дифференцированных гипербазит-базитовых интрузивов в Норильском районе. 1 – дифференцированные гипербазит-базитовые интрузивы: Талнахский (1), Хараелахский (2), Норильск-1 (3), Норильск-2 (4), Черногорский (5), Имангдинский (6), Пясино-Вологодчанский (7); 2 – вулканические породы траппов; 3 – терригенные отложения; 4 – разломы; 5 – реки и озера.

al., 1995; Туровцев, 2002): 1) верхняя серия (контактовые габбро-долериты, эруптивные брекчии, такситовые оливиновые габбро-долериты и лейкогаббро); 2) основная дифференцированная серия (от пикритовых габбро-долеритов до габбродиоритов); 3) нижняя серия (такситовые оливиновые и контактовые габбро-долериты).

Принятая схема строения интрузива несколько условна, т.к. в полном составе перечисленные

дифференциаты встречаются редко, и последовательность их залегания в разрезе может быть нарушена, что отмечалось ранее (Туровцев, 2002; Рябов и др., 2000; Радько, 2016). Контактные габбро-долериты часто изменены метасоматическими процессами либо вообще отсутствуют. При отсутствии контактовых габбро-долеритов краевые части интрузива сложены лейкогаббро, такситовыми габбро-долеритами либо гибридно-ме-



**Фиг. 2.** Проекция Хараелахского и Талнахского интрузивов на горизонтальную плоскость. 1 – площадь распространения Хараелахского интрузива, 2 – площадь распространения Талнахского интрузива, 3 – площадь распространения богатых руд; 4–8 – скважины и их номера: 4 – изученные нами, 5 – Изотопная геология..., 2017, 6 – Malitch et al., 2014, 7 – Шадрин и др., 1986, 8 – Горбачев, Гриненко, 1973, 9 – в числителе номер скважины, в знаменателе среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов вкрапленных и богатых руд, в скобках количество анализов.

тасоматическими породами, в последнем случае контакты интрузива с вмещающими породами установить сложно, так как метасоматиты развиваются по породам и экзо-, и эндоконтакта. Горизонты крупнозернистых лейкогаббро и такси-

товых габбро-долеритов распространены фрагментарно, их мощность изменяется от 0 до 35 метров. Горизонты оливин-содержащих и оливиновых габбро-долеритов основной серии слагают до 50% от общей мощности интрузива, но в некото-

рых случаях могут отсутствовать. Такситовые габбро-долериты, а также лейкогаббро верхней серии нередко включают в себя интервалы пикритовых габбро-долеритов и, наоборот, горизонты пикритовых габбро-долеритов содержат в себе автолиты лейкогаббро.

В настоящей работе используется номенклатура пород, принятая в литературе по норильским месторождениям (Дюжиков и др., 1988; Naldrett et al., 1992; Czamanske et al., 1995) и не вполне согласующаяся с международной классификацией (Малич и др., 2018). Интрузивные породы традиционно рассматриваются как габбро-долериты (40–70% плагиоклаза и 30–60% клинопироксена), а не габбро, чтобы подчеркнуть эвгедральность офитового плагиоклаза по отношению к клинопироксену и близость текстур (и соответственно порядка кристаллизации минералов) в субвулканических интрузивах и вмещающих базальтах. Такситовые габбро-долериты характеризуются крайне гетерогенной текстурой с участками, в различной степени обогащенными плагиоклазом (до 90 об. %) относительно темноцветных минералов и изменчивым размером их зерен от тонкозернистых до пегматоидных разновидностей. Пикритовые габбро-долериты отличаются высоким содержанием оливина (20–60 об. %), но вместе с тем содержат значительное количество кумулюсного плагиоклаза (до 50% в сегрегациях) наряду с интеркумулюсным клинопироксеном (15–30%). Лейкогаббро (до 95% плагиоклаза) выделяется своей крупнозернистой структурой, сложенной идиоморфными таблицами плагиоклаза, тогда как габбродиорит сложен преимущественно крупнозернистым офитовым плагиоклазом (40–70%) в “призматически-зернистом” сростании с клинопироксеном и может быть обогащен кварцем (до 10%) и магнетитом (до 20%).

Фронтальная часть Хараелахского интрузива характеризуется сложным геологическим строением с расщеплением интрузива на несколько отдельных тел, большинство из которых слабо дифференцированы и могут быть целиком представлены как безоливиновыми габбро-долеритами, так и пикритовыми, такситовыми габбро-долеритами или лейкогаббро. Залежи массивных руд Хараелахского интрузива приурочены к его нижнему контакту, вписываясь в очертания интрузива и простираясь на несколько километров при мощности, достигающей 45 м. Вкрапленные руды сосредоточены в пикритовых и такситовых габбро-долеритах нижней серии. Кроме того, на западном фланге интрузива сплошные сульфидные руды интродуцированы в породы верхнего экзоконтакта, где они образуют тела сложной морфологии, сложенные сплошными, брекчиевидными и густовкрапленными так называемыми медистыми рудами. Подобные же медистые руды проявлены также в

нижнем экзоконтакте на восточном фланге и во фронтальных частях интрузива.

**Пясино-Вологочанский** интрузив выявлен в 1968–1970 гг., в нижнем течении рек Вологочан и Амбарная при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50000 силами Амбарнинской партии Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции (Лосев и др., 1970ф<sup>1</sup>). В 2000–2006 гг. в результате детальной разведки были подсчитаны запасы вкрапленных ЭПГ-Cu-Ni руд западной части интрузива. В 2014–2019 гг. проведены поисковые работы в восточной части интрузива, в результате которых уточнена морфология и геологическое строение массива, а также обнаружены залежи вкрапленных руд.

В структурном плане интрузив приурочен к восточному борту Вологочанской мульды (фиг. 1) и локализован в отложениях среднего–нижнего девона. Интрузив состоит из трех лентообразных ветвей — Южно-Пясинской, Вологочанской и Южно-Вологочанской. Максимальная мощность интрузива составляет 280 м в восточной части, где он выходит под четвертичные отложения. Интрузив был прослежен бурением в западном направлении на протяжении 19 км до глубины 1520 м с сохранением средне-нижнедевонского горизонта локализации и характера оруденения (Матвеев и др., 2006ф, Лапковский и др., 2019ф).

Во внутреннем строении интрузива выделяются три серии пород (Служеникин, Криволуцкая, 2015). Верхняя габбровая серия мощностью 20–30 м сложена контактовыми габбро-долеритами, гибридными норитами и габброноритами, габбродиоритами, гранодиоритами, сиенито-диоритами, безоливиновыми до оливинсодержащих габбро-долеритами с линзами такситовых. Основная дифференцированная серия мощностью 200–220 м объединяет безоливиновые, оливин-содержащие, оливиновые, пикритовые габбро-долериты, а также троктолиты. Нижняя габбровая серия мощностью 15–20 м содержит контактовые габбро-долериты, оливин-содержащие и оливиновые такситовидные габбро-долериты, а также габбронориты.

Как видно из описания внутреннего строения интрузива, в его разрезе отсутствует лейкогаббро, а вместо такситовых присутствуют “такситовидные” габбро-долериты, существенно отличающиеся от типичных такситовых пород рудоносных интрузивов. Для этих пород ведущей структурой является пойкилоофитовая, а их такситовидное строение определяет невыдержанная размерность ойокристов клинопироксена и хадакристов плагиоклаза. В типичных же такситовых габбро-долеритах преобладающими являются габб-

<sup>1</sup> Здесь и далее буквой “ф” помечены неопубликованные фондовые материалы и производственные отчеты. Список фондовой литературы прилагается.

ро-офитовая и габбровая структуры с резко выраженной изменчивостью не только размерности, но и минерального состава (Служеникин, Криволицкая, 2015).

В результате поисковых работ (Матвеев и др., 2006ф, Лапковский и др., 2019ф), проведенных в пределах Пясино-Вологочанского интрузива, выяснилось, что в нем, в отличие от интрузивов норильского типа с массивными рудами, отсутствует зональность в распределении оруденения, при которой наиболее рудоносной является прифронтальная часть массива. В наиболее изученной к настоящему времени Южно-Пясинской ветви рудная зона образует вытянутую согласно общему простиранию интрузива залежь вкрапленных руд, параметры которой достаточно выдержаны по удлинению интрузива. Сульфидное пентландит-халькопирит-пирротинное вкрапленное оруденение образует тело мощностью до 50 м, локализованное в троктолитах, пикритовых, оливиновых и такситовидных габбро-долеритах в нижних частях интрузива. На основании вышеперечисленных характеристик интрузив отнесен к зубовскому типу норильского комплекса.

## ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ В ИНТРУЗИВАХ НОРИЛЬСКОГО И ЗУБОВСКОГО ТИПОВ

### *Интрузивы норильского типа*

Хараелахский интрузив содержит наибольшие запасы сульфидных руд в пределах Октябрьского месторождения, и эти сульфиды имеют наиболее тяжелый изотопный состав серы из всех норильских месторождений и рудопроявлений со средними значениями, оцененными как  $12.0 \pm 0.4\text{‰}$  ( $n = 40$ ) (Grinenko, 1985),  $12.66 \pm 0.49\text{‰}$  ( $n = 29$ ) (Malitch et al., 2014) и  $12.45\text{‰}$  ( $n = 59$ ) (Изотопная геология ..., 2017). Локализация интрузива в осадочных породах девона, насыщенных прослоями ангидрита/гипса, а также свидетельства реакционных соотношений с вмещающими породами используются в качестве аргумента в пользу ассимиляции первичными магмами коровой (сульфатной, газовой или битумной) серы. Два других рудоносных интрузива (Талнахский и Норильск-1) залегают последовательно стратиграфически выше по разрезу над эвапоритовой толщей и характеризуются прогрессирующим уменьшением запасов массивных руд и облегчением изотопного состава серы сульфидов. По данным (Grinenko, 1985), значение  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов Талнахского интрузива в среднем составляет  $10.8 \pm 1.2\text{‰}$  ( $n = 9$ ), а интрузива Норильск-1 –  $8.20 \pm 0.4\text{‰}$  ( $n = 33$ ). По данным (Malitch et al., 2014), значение  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов Талнахского интрузива в среднем составляет  $10.92 \pm 0.62\text{‰}$  ( $n = 80$ ), а интрузива Норильск-1 –  $9.20 \pm 1.82\text{‰}$  ( $n = 9$ ), что близко к зна-

чениям, приведенным в монографии ВСЕГЕИ (Изотопная геология ..., 2017). Все исследователи также отмечают, что для рудоносных интрузивов характерны однородность величин  $\delta^{34}\text{S}$  во вкрапленных и массивных сульфидных рудах и отсутствие корреляции между содержанием серы в породах и ее изотопным составом (Grinenko, 1985).

На ранних этапах исследования Хараелахского интрузива (Горбачев, Гриненко, 1973) были изучены образцы сульфидов из 5 скважин (фиг. 2), вскрывших интрузивные разрезы с вкрапленным и богатым оруденением в пределах Хараелахской основной залежи. Было установлено, что изотопный состав серы сульфидов вкрапленных и массивных руд гомогенен  $\delta^{34}\text{S} = 11.6 \pm 0.3\text{‰}$  ( $n = 162$ ) и максимально приближен к таковому осадочного ангидрита. Кроме того, было отмечено, что по площади месторождения отсутствуют закономерные вариации отношений изотопов серы в зависимости от глубины залегания интрузива. В работе И.А. Зотова (Зотов, 1979) на основе этих же данных предполагалось утяжеление изотопного состава серы сульфидов в направлении гипотетического погружения интрузива с запада на восток, объясняемое участием трансмагматических глубинных флюидов с преобладающими восстановленными формами серы, обогащенными изотопом  $^{32}\text{S}$ . Необходимо отметить, что вся изученная (Горбачев, Гриненко, 1973) часть Хараелахского интрузива является в целом близко залегающей к поверхности (фиг. 2) и выделение в ее пределах западной фронтальной и восточной тыловой зон неправомерно, так как в северо-восточном направлении тело интрузива с вкрапленными и богатыми рудами прослежено еще не менее чем на 7 км по погружению.

Позднее коллективом ВСЕГЕИ (Изотопная геология ..., 2017) были изучены образцы из 12 скважин, пробуренных в пределах Хараелахской основной залежи, и две скважины, вскрывшие Северную-2 залежь массивных руд по погружению (фиг. 2). В результате исследований четких закономерностей в распределении изотопного состава серы по разрезу интрузива не выявлено, хотя было предположено, что с северо-запада интрузива на юго-восток значение  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах несколько убывает (от 12.8 до 11.5‰).

Охваченные этими исследованиями разрезы интрузива были локализованы в интервале глубин от 500 м (скважины ЗФ) до 1100 м (скважины КЗ-1112 и КЗ-361бис) и не включали его корневые части (фиг. 2). Глубокозалегающие части интрузива, в частности залежи массивных руд Северная-4, Северная-5 и Северная-6, локализованные на глубинах свыше 1700 м, не были изучены. Единичные анализы сульфидов из глубокозалегающих частей Хараелахского интрузива в скважинах КЗ-1515 и КЗ-1613 (фиг. 2) показали, что изотоп-

ный состав серы сульфидов вкрапленных руд, залегающих на глубинах свыше 1900 м, значительно отличается от таковых из фронтальной части Хараелахского интрузива и составляет 7.6‰  $\delta^{34}\text{S}$  ( $n = 3$ ) (Шадрин и др., 1986ф), что позволило авторам отчета предположить тренд облегчения изотопного состава серы по погружению интрузива к его корневой зоне (Шадрин и др., 1986ф).

Изотопное равновесие не достигается в сростаниях ангидрита и сульфидов в рудах Хараелахского интрузива (Li et al., 2009b; Ripley et al., 2010), при этом широкие вариации состава свойственны как ангидриту (18.8–22.8‰), так и сульфидам (9.3–13.2‰). Данные свидетельствуют о важной роли низкотемпературного изотопного переуравновешивания на постмагматическом гидротермальном этапе.

### *Интрузивы зубовского типа*

Слаборудоносные интрузивы зубовского типа (Пясино-Вологочанский и Зуб-Маркшейдерский) локализованы на том же стратиграфическом уровне, что и Хараелахский интрузив, но не содержат залежей массивных руд и в целом минерализованы в гораздо меньшей степени по сравнению с интрузивами норильского типа. Вкрапленные сульфиды Зуб-Маркшейдерского интрузива характеризуются пониженными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  в диапазоне от –2.4 до 5.7‰ при среднем значении 1.3‰ ( $n = 20$ ) и среднеквадратичном отклонении (СКВО) 2.3‰ (Служеникин и др., 2020), при этом повышенные значения  $\delta^{34}\text{S}$  характерны для вторичного пирита.

Сульфиды Пясино-Вологочанского интрузива характеризуются также широким диапазоном значений  $\delta^{34}\text{S}$ , варьирующих от 0 до 8.5‰ (Гриненко, 1987). Гриненко (1987) приводит данные по вариациям изотопного состава и содержанию серы в разрезе скважины АС-3 (Южно-Пяси́нская ветвь интрузива), согласно которым сульфиды центральных частей магматического тела имеют устойчиво пониженные значения  $\delta^{34}\text{S}$  от 0 до 5‰ (в среднем 2.6‰,  $n = 13$ ), а сульфиды эндоконтактных зон содержат более изотопно-тяжелую серу со средними значениями в верхней зоне – 8.5‰, а в нижней зоне – 8‰. Кроме того, в слаборудоносных интрузивах зубовского типа отмечена прямая корреляция между величиной  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов и содержанием серы в породе (Гриненко, Степанов, 1985; Гриненко, 1987). Данная зависимость указывает на то, что причиной увеличения содержаний серы являлась добавка коровой серы, обогащенной тяжелым изотопом (Гриненко, 1987).

Позднее изотопный состав серы сульфидов Пясино-Вологочанского интрузива был изучен по двум скважинам, одна из которых вскрыла Во-

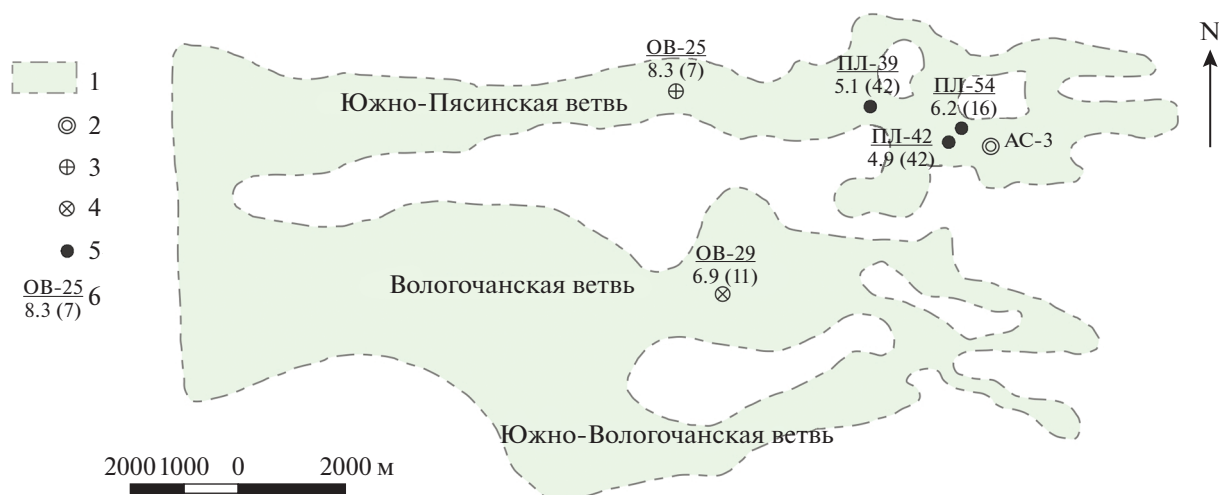
логочанскую (скважина ОВ-29) (Malitch et al., 2014), а другая Южно-Пяси́нскую (скважина ОВ-25) (Изотопная геология ..., 2017) ветви интрузива (фиг. 3). По разрезу ОВ-29 изотопный состав серы сульфидов варьирует от 5.1 до 8.5‰, в среднем составляя  $6.9 \pm 0.8\%$  ( $n = 11$ ). По разрезу скважины ОВ-25 изотопный состав серы сульфидов характеризуется значениями от 4.3 до 10.5‰, в среднем составляя 8.3‰ ( $n = 7$ ). Дополнительные исследования по скв. НВ-12 показали значения от 6.2 до 9.0‰ ( $n = 4$ ), укладывающиеся в тот же диапазон (Служеникин и др., 2020). Все эти данные позволили авторам сделать два важных вывода: (i) взаимодействие сульфидосодержащей 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. Таким образом, сульфидное оруденение интрузивов зубовского типа характеризуется гетерогенным изотопным составом серы и в целом меньшей долей “коровой” серы по сравнению с интрузивами норильского типа. Диапазон изотопного состава серы сульфидов слаборудоносных интрузивов весьма близок к таковому базальтов Норильского района, которые показывают значения от –4.5 до 8.7‰ (Ripley et al., 2003). При этом большинство значений для базальтов попадают в интервал от 0 до 4 (Ripley et al., 2003), а наблюдаемое обогащение тяжелым изотопом по сравнению с мантийными составами могло быть достигнуто путем ассимиляции не более чем 0.5% верхнекоровых сульфатов, обогащенных тяжелым изотопом до 33‰  $\delta^{34}\text{S}$  (Рябов и др., 2018).

Краткий обзор показывает, что высокая гомогенность значений  $\delta^{34}\text{S}$  в рудоносных интрузивах рассматривается как признанный факт и считается одним из благоприятных поисковых признаков крупномасштабного оруденения. В нашей статье, опираясь на новые данные по глубокозалегающим корневым частям Хараелахского интрузива, мы впервые показываем фациальную изменчивость изотопного состава серы по ходу внедрения интрузива и обсуждаем те ограничения, которые она накладывает на модели рудообразования.

### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве объектов исследований выбраны: 1) скважины, вскрывшие глубокозалегающие части Хараелахского интрузива (фиг. 2); 2) скважины из восточной части Южно-Пяси́нской ветви Пясино-Вологочанского интрузива (фиг. 3).

Петрографические и минераграфические исследования (145 шлифов и 81 аншлиф) были вы-



**Фиг. 3.** Проекция Пясино-Вологочанского интрузива на горизонтальную плоскость. 1 – площадь распространения Пясино-Вологочанского интрузива; 2–5 – скважины и их номера: 2 – Гриненко, 1987, 3 – Изотопная геология ..., 2017, 4 – Malitch et al., 2014, 5 – изученные нами, 6 – в числителе номер скважины, в знаменателе среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов вкрапленных руд, в скобках количество анализов.

полнены с применением поляризационных микроскопов Альтами ПОЛАР-3 и Olympus BX53 с системой захвата изображений. Электронно-микроскопические исследования были выполнены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, аналитик О.Л. Галанкина) при ускоряющем напряжении 10–15 кВ и токе 10–20 нА. Расчет содержаний элементов проводился методом ZAF коррекции, эталонами служили чистые металлы, сульфиды, оксиды элементов.

Определение изотопного состава серы в сульфидах осуществлялось путем лазерного пробоотбора из срастаний сульфидов в эпоксидных шашках, с последующим измерением изотопного отношения  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра ThermoFisherMAT-253 и программы IsodatAcquisition в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН (Ignatiev et al., 2018; Velivetskaaya et al., 2019). При воздействии фемтосекундным ультрафиолетовым лазерным излучением (NewWaveResearch) на образец формировалась аэрозоль, из которой сульфидная сера в потоке гелия переводилась в газ  $\text{SF}_6$  через реакцию сульфидов с  $\text{BrF}_5$  при проходе через нагреваемый реактор. Чашки Фарадея мультиколлектора позволяют синхронное измерение масс 127 ( $^{32}\text{SF}_5^+$ ), 128 ( $^{33}\text{SF}_5^+$ ) и 129 ( $^{34}\text{SF}_5^+$ ). Во время измерений (700 с) сигнал образца сравнивался со стандартным сигналом  $\text{SF}_6$  газа, который подавался в автоматическом режиме как 4 импульса перед и 3 импульса после анализа образца. Частота лазера составляла 100 Гц, диаметр пучка – 100 мкм, глубина кратера в среднем была около 40 мкм.

Результаты представлены как значения  $\delta^{34}\text{S}$  относительно стандарта V-CDT  $\delta\text{S}^{34}\text{S}_{\text{обр}} = \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{обр}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{стд}}} - 1$ . Для лабораторного  $\text{SF}_6$  стандарта было принято значение +17.45‰  $\delta^{34}\text{S}$ , заверенное относительно стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-123. Точность анализов  $\delta^{34}\text{S}$  составляла  $\pm 0.20\%$  (2 $\sigma$ ). Всего было выполнено 230 локальных определений изотопных отношений серы сульфидов (табл. 1 и 2).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты исследований приведены в табл. 1 и 2 и показаны на фиг. 4–7. Как видно из данных фигур, изотопный состав серы Хараелахского и Пясино-Вологочанского интрузивов отличается как по величинам  $\delta^{34}\text{S}$ , так и по характеру их вариаций в разрезе и по простиранию.

### *Изотопный состав серы Хараелахского интрузива в его корневой и фронтальной частях*

Наиболее глубокий разрез Хараелахского интрузива изучен по скважине РГ-2кл. Интрузив подсечен бурением в интервале 1767.3–1888.9 м в отложениях разведочинской–курейской свит девона, а в интервале 1854.3–1881.1 м, непосредственно в теле интрузива, локализована залежь Северная 6 с массивными пентландит-халькопирит-пирротинными рудами.

В разрезе интрузива (фиг. 4а) установлены следующие типы пород, сверху вниз: лейкогаббро, габбро-долериты оливин-содержащие, оливиновые и пикритовые, троктолиты, такситовидные оливин-содержащие и оливиновые габбро-доле-



**Таблица 1.** Изотопный состав и содержание серы в породах Хараелахского интрузива. Номер образца включает номер скважины и глубину отбора в метрах

№	Образец и тип руды	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	S, %
1	ЗФ-23/489 вкрапленная	Пирротин	14.8	2.12
2		Халькопирит	14.7	
3		Пентландит	19.6	
4	ЗФ-23/491.5 вкрапленная	Пирит	15.8	1.41
5		Пирит	16.3	
6		Халькопирит	14.6	
7		Пирротин	14.4	
8	ЗФ-23/497.3 вкрапленная	Пирротин	13.5	3.12
9		Халькопирит	13.6	
10	ЗФ-23/499.8 вкрапленная	Пирротин	14.3	2.45
11		Халькопирит	14.1	
12		Пентландит	12.7	
13	ЗФ-23/519.8 густовкрапленная	Пентландит	13.1	>10
14		Пирротин	14.4	
15		Халькопирит	14.4	
16	ЗФ-23/529.1 вкрапленная	Пирит	14.8	0.19
17		Пирит	14.9	
18	ЗФ-23/538.8 вкрапленная	Пирит	13.8	1.53
19		Пирротин	12.9	
20		Пирит	13.7	
21		Халькопирит	13	
22	ЗФ-23/553.6 вкрапленная	Халькопирит	13	0.55
23		Пирит	14.8	
24	ЗФ-23/558.7 густовкрапленная	Пентландит	11	8.5
25		Халькопирит	12.4	
26		Пирротин	12	
27	ЗФ-23/564.6 вкрапленная	Пирротин	3	0.67
28		Халькопирит	3	
29	ЗФ-23/566.2 вкрапленная	Халькопирит	7.1	2.41
30		Пирит	7.7	
31	ЗФ-23/571.4 вкрапленная	Пирит	13.6	0.96
32		Халькопирит	12.4	
33		Пирротин	12.1	
34	ВФ-69/1693.2 вкрапленная	Пирит	11.8	0.51
35	ВФ-69/1701.5 вкрапленная	Халькопирит	7.9	0.26
36		Пирит1	9.6	
37		Пирит2	9.5	
38	ВФ-69/1708.6 вкрапленная	Халькопирит	8.5	0.21
39		Пирит2	9.8	
40		Пирит1	10.4	
41	ВФ-69/1716.7 вкрапленная	Пирит	9	1.23
42		Миллерит	7	
43		Халькопирит	8	
44	ВФ-69/1735.6 вкрапленная	Пентландит	8.5	0.72
45		Троилит	9.8	
46		Халькопирит	10.1	

Таблица 1. Продолжение

№	Образец и тип руды	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	S, %
47	ВФ-69/1737.6 вкрапленная	Мойхукит	8.6	0.45
48		Сугакиит	9.2	
49		Троилит	9.4	
50	ВФ-69/1742.4 вкрапленная	Пентландит	9	1.46
51		Мойхукит	10.2	
52		Троилит	10.7	
53	ВФ-69/1745.4 вкрапленная	Пентландит	9	4.65
54		Халькопирит	10.4	
55		Пирротин	10	
56	ВФ-69/1746.5 вкрапленная	Пентландит	9.2	0.9
57		Пирротин	10.1	
58		Халькопирит	9.9	
59	ВФ-69/1748.5 вкрапленная	Троилит	7	0.32
60		Халькопирит	6.9	
61	ВФ-69/1752.6 вкрапленная	Халькопирит	10.8	2.53
62		Пирротин	11	
63	ВФ-69/1757.5 вкрапленная	Пентландит	9.2	3.18
64		Пирротин	10.6	
65		Халькопирит	10.7	
66	ВФ-69/1762.3 вкрапленная	Пирротин	11	1.9
67		Халькопирит	11.2	
68		Пентландит	10.1	
69	ВФ-69/1770.4 вкрапленная	Халькопирит	7.4	0.66
70		Пирротин	6.8	
71		Пентландит	5.2	
72	ВФ-69/1779.9 вкрапленная	Халькозин	8.7	0.75
73		Борнит1	9.4	
74		Борнит2	9.4	
75	ВФ-69/1785.9 массивная	Пентландит	9.3	—
76		Мойхукит	10.7	
77	ВФ-69/1786.3 массивная	Пентландит	9.1	—
78		Мойхукит	10.7	
79	ВФ-69/1786.5 массивная	Пентландит	9.4	—
80		Халькопирит	10.7	
81	РГ-2кл/1770 вкрапленная	Халькопирит	4.2	0.48
82		Пирит	4.9	
83		Пирит	6.4	
84	РГ-2кл/1771 вкрапленная	Пирротин	10.5	0.3
85		Пентландит	9.4	
86		Кубанит	10.5	
87		Халькопирит	10.8	
88	РГ-2кл/1778.6 вкрапленная	Пентландит	7.2	0.92
89		Троилит	8.4	
90		Пентландит	7	
91		Халькопирит	8.6	
92	РГ-2кл/1781.8 вкрапленная	Пентландит	6.6	0.17

Таблица 1. Окончание

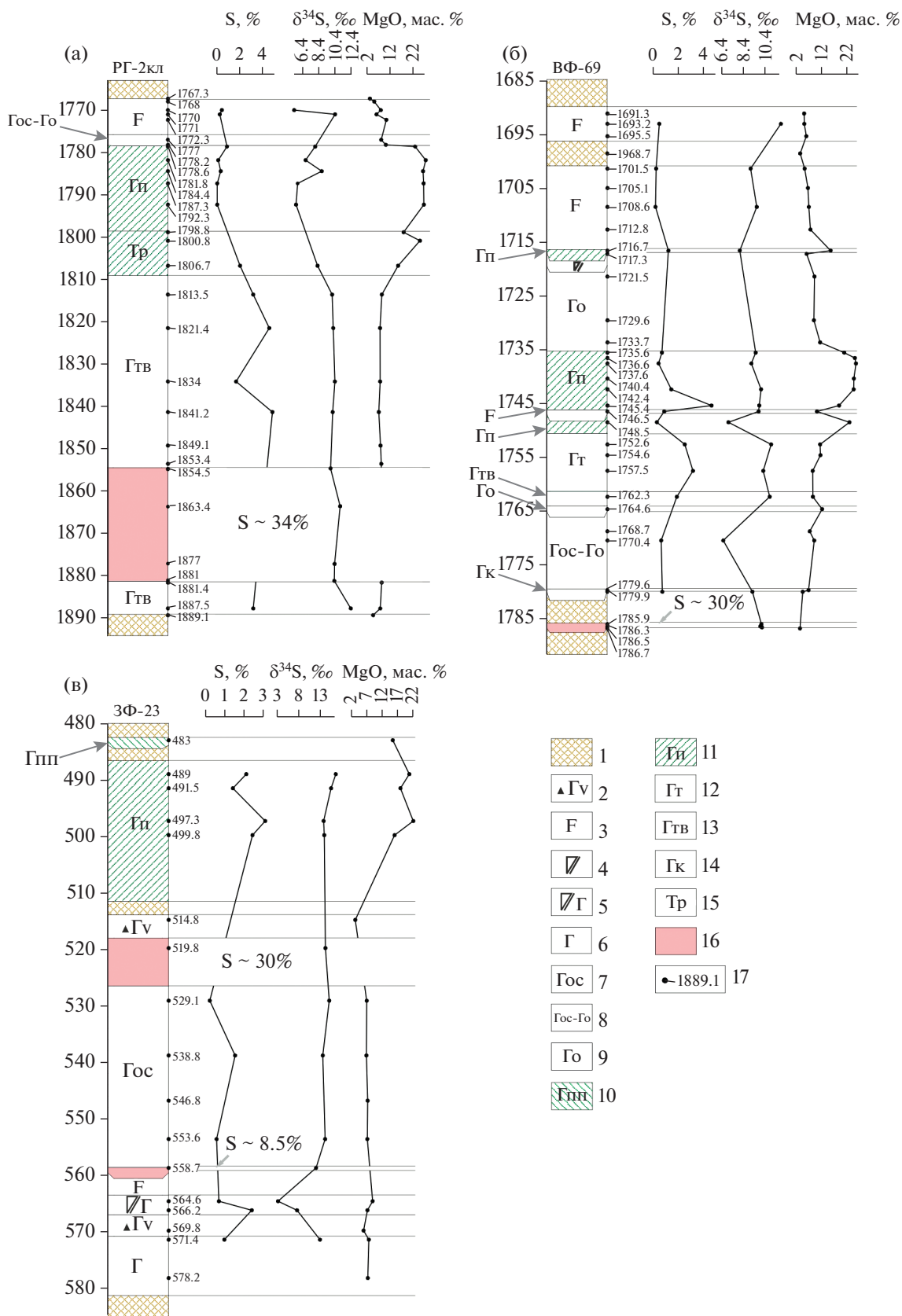
№	Образец и тип руды	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	S, %
93	РГ-2кл/1784.4 вкрапленная	Троилит	8.9	0.38
94		Пентландит	8.1	
95		Кубанит	8.8	
96		Халькопирит	8.7	
97	РГ-2кл/1787.3 вкрапленная	Троилит	5.6	0.08
98	РГ-2кл/1792.3 вкрапленная	Кубанит	5.6	0.08
99		Борнит	5.2	
100	РГ-2кл/1806.7 вкрапленная	Троилит	8.1	2.04
101		Халькопирит	7.9	
102		Пентландит	8.3	
103	РГ-2кл/1813.5 вкрапленная	Троилит	10.2	3.17
104		Пентландит	9.2	
105		Кубанит	10.4	
106	РГ-2кл/1821.4 вкрапленная	Халькопирит	10.4	4.55
107		Пентландит	9.4	
108		Кубанит	10.4	
109	РГ-2кл/1834 вкрапленная	Троилит	10.7	1.7
110		Пентландит	9.3	
111		Кубанит	10.5	
112		Халькопирит	10.6	
113	РГ-2кл/1841.2 вкрапленная	Пентландит	9.2	4.82
114		Пирротин	10.4	
115		Халькопирит	10.4	
116	РГ-2кл/1854.5 массивная	Пирротин	10	—
117		Пентландит	8.9	
118		Халькопирит	10.3	
119	РГ-2кл/1863.4 массивная	Пентландит	10.2	—
120		Пирротин	10.9	
121		Халькопирит	11.7	
122	РГ-2кл/1877 массивная	Пентландит	9.4	—
123		Халькопирит	10.8	
124		Пирротин	10.5	
125	РГ-2кл/1881 массивная	Пентландит	9.6	—
126		Пирротин	10.5	
127		Халькопирит	10.5	
128	РГ-2кл/1887.5 вкрапленная	Халькопирит	13	3.17
129		Пирротин	12.7	
130		Пентландит	11.1	

**Таблица 2.** Изотопный состав и содержание серы в породах Пясино-Вологодчанского интрузива. Номер образца включает номер скважины и глубину отбора в метрах

№	Образец и тип руды	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	S, %
1	ПЛ-39/464.8 вкрапленная	Халькопирит	4.7	0.58
2		Пирит	6.6	
3		Пирит	6.8	
4	ПЛ-39/517.6 вкрапленная	Пирротин	0	0.07
5		Халькопирит	0.6	
6	ПЛ-39/520.9 вкрапленная	Пирротин	1.6	0.09
7		Кубанит	2	
8		Халькопирит	2	
9		Пентландит	0.6	
10	ПЛ-39/528 вкрапленная	Пентландит	2.2	0.14
11		Пирротин	3.1	
12		Халькопирит	3.1	
13	ПЛ-39/534.5 вкрапленная	Пентландит	5.5	1.67
14		Халькопирит	6.9	
15		Пирротин	6.7	
16	ПЛ-39/535.4 вкрапленная	Пентландит	8.3	1.92
17		Халькопирит	9.8	
18		Пирротин	9.7	
19	ПЛ-39/536.3 вкрапленная	Халькопирит	9.2	2.05
20		Пентландит	7.5	
21		Пирротин	8.8	
22	ПЛ-39/537.9 вкрапленная	Пентландит	7.9	1.94
23		Пирротин	8.8	
24		Халькопирит	9.3	
25	ПЛ-39/539.1 вкрапленная	Халькопирит	3.5	0.35
26		Пентландит	2.1	
27		Пирротин	3.2	
28		Кубанит	3.2	
29	ПЛ-39/541.6 вкрапленная	Халькопирит	2.6	0.19
30		Пирротин	2.5	
31		Пентландит	1.2	
32	ПЛ-39/542.7 вкрапленная	Пирротин	7.1	2.26
33		Пентландит	5.3	
34		Халькопирит	6.6	
35	ПЛ-39/543.5 вкрапленная	Пирротин	5.8	1.84
36		Пентландит	4.6	
37		Халькопирит	5.8	
38	ПЛ-39/545.5 вкрапленная	Пирротин	8.3	2.27
39		Пентландит	7	
40		Халькопирит	8.6	
41	ПЛ-39/548.5 вкрапленная	Халькопирит	4.6	0.28
42		Пирротин	4.2	
43	ПЛ-42/306.3 вкрапленная	Пентландит	-0.1	0.14
44		Халькопирит	1.5	
45		Троилит	1.1	
46	ПЛ-42/309.3 вкрапленная	Троилит	1.8	0.12
47		Пентландит	0.8	
48		Халькопирит	1.9	
49		Кубанит	1.9	

Таблица 2. Окончание

№	Образец и тип руды	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	S, %
50	ПЛ-42/315 вкрапленная	Троилит	2.8	0.22
51		Пентландит	1.9	
52		Халькопирит	2.8	
53	ПЛ-42/316 вкрапленная	Троилит	3.3	0.32
54		Халькопирит	3.5	
55		Пентландит	2.4	
56	ПЛ-42/318 вкрапленная	Троилит	4.8	0.38
57		Пентландит	3.9	
58		Халькопирит	5.2	
59	ПЛ-42/321.2 вкрапленная	Троилит	6.1	1.15
60		Пентландит	5	
61		Халькопирит	6.1	
62	ПЛ-42/323.1 вкрапленная	Троилит	4.3	0.6
63		Пентландит	3.2	
64		Халькопирит	4.3	
65	ПЛ-42/326 вкрапленная	Пентландит	7.5	1.65
66		Троилит	8.7	
67		Халькопирит	8.9	
68		Кубанит	9	
69	ПЛ-42/330.3 вкрапленная	Пентландит	9.3	1.56
70		Троилит	10.6	
71		Халькопирит	10.9	
72	ПЛ-42/331 вкрапленная	Халькопирит	10.6	2.03
73		Троилит	10.3	
74		Пентландит	9.3	
75	ПЛ-42/335.8 вкрапленная	Пирротин	4.7	1.9
76		Халькопирит	4.9	
77		Пентландит	3.3	
78	ПЛ-42/338.3 вкрапленная	Пирротин	6.2	1.47
79		Пирротин	6	
80		Халькопирит	6.1	
81		Пентландит	4.4	
82	ПЛ-42/341.2 вкрапленная	Пирротин	3.3	0.76
83		Пентландит	1.8	
84		Халькопирит	3.5	
85	ПЛ-54/263.3 вкрапленная	Халькопирит	3.5	0.82
86		Пирротин	3.2	
87		Пентландит	1.9	
88	ПЛ-54/267.2 вкрапленная	Халькопирит	8.3	1.82
89		Кубанит	8.2	
90		Пирротин	8.3	
91	ПЛ-54/275.6 вкрапленная	Халькопирит	4.9	0.14
92		Пентландит	3.6	
93		Пирротин	4.5	
94	ПЛ-54/281.7 вкрапленная	Халькопирит	7.9	1.84
95		Пирротин	7.9	
96		Пентландит	6.6	
97	ПЛ-54/298 вкрапленная	Халькопирит	6.4	4.04
98		Пирит	8.5	
99		Пирит	8	
100		Миллерит	8	



риты, массивные пентландит-халькопирит-пирротиновые руды. Особенностью данного разреза является малая мощность (2.5 метра) оливин-содержащих и оливиновых габбро-долеритов, но при этом большая мощность пикритовых габбро-долеритов (20.2 м) и троктолитов (10.5 м). Переход из оливиновых в нижележащие пикритовые габбро-долериты резкий, что является характерным для данного интрузива. Пойкилоофитовые габбро-долериты такситовидной текстуры отличаются от “классических” такситовых габбро-долеритов отсутствием в них обломков пегматоидного лейкогаббро, пикритовых габбро-долеритов и фрагментов роговиков, а также повсеместным проявлением второстепенного ортопироксена (до 10 мод. %). Такситовидность породы обусловлена присутствием крупных (более 5–6 мм) ойокристов пироксена и различных по морфологии скоплений сульфидов, которые в верхней части горизонта представлены в основном тонкой сидеронитовой вкрапленностью (около 10 мод. %), с глубиной переходящей в гнездовую и прожилковую, составляющих в нижней части интервала до 20–30 мод. %.

Для большей части разреза характерна первично-магматическая сульфидная минерализация, представленная в основном пирротинном, троилитом, пентландитом, халькопиритом и кубанитом. Лишь в лейкогаббро верхней серии на глубине 1770 м обнаружена ксеноморфная вкрапленность халькопирита (около 50 мод. % всех сульфидов) и прожилковидные цепочки метакристаллов пирита (около 40 мод. % сульфидов), образование которых, скорее всего, происходило на постмагматической стадии. Сульфиды пирит-халькопиритовой ассоциации имеют наиболее легкий изотопный состав серы сульфидов, варьирующий по значениям  $\delta^{34}\text{S}$  от 4.2 до 6.4‰ со средним значением 5.2‰ ( $n = 3$ ) (фиг. 4а). Ниже по разрезу троилит-пентландит-кубанит-халькопиритовая ассоциация в лейкогаббро характеризуется значениями от 9.4 до 10.8‰, в среднем составляющими 10.3‰ ( $n = 4$ ).

В пикритовых габбро-долеритах сульфиды представлены троилитом, пентландитом, халькопиритом и сугакиитом, а в интервале троктолитов – троилитом, пентландитом, халькопиритом и кубанитом. Изотопный состав серы варьирует от 5.2 до 8.9‰ (в среднем  $-7.4 \pm 1.38\%$ ,  $n = 12$ ) в пикритовых габбро-долеритах и в пределах 7.9–8.3‰ ( $n = 3$ ) в троктолитах.

Пентландит-троилит-кубанит-халькопиритовая ассоциация в такситовидных габбро-долеритах имеет изотопный состав серы в пределах от 9.2 до 10.7‰  $\delta^{34}\text{S}$ , в среднем составляющий  $10 \pm 0.57\%$  ( $n = 13$ ). В залежи массивных руд мощностью ~27 м (интервал 1854.3–1881.1) сульфиды представлены пентландитом, халькопиритом и пирротинном, изотопный состав серы которых изменяется от 8.9 до 11.7‰, в среднем составляя  $10.2 \pm 0.74\%$  ( $n = 12$ ).

Распределение значений  $\delta^{34}\text{S}$  в первично-магматических сульфидах скважины РГ-2кл показывает следующие закономерности:

- в пределах разреза интрузива различные типы пород и руд (или силикатно-рудных ассоциаций) характеризуются различающимся изотопным составом серы сульфидов: 1) в пикритовых габбро-долеритах и троктолитах центральной серии среднее  $\delta^{34}\text{S} = 7.5 \pm 1.26\%$  ( $n = 15$ ); 2) в лейкогаббро, такситовидных габбро-долеритах и массивных рудах краевых серий среднее  $\delta^{34}\text{S} = 10.2 \pm 0.64\%$  ( $n = 29$ );

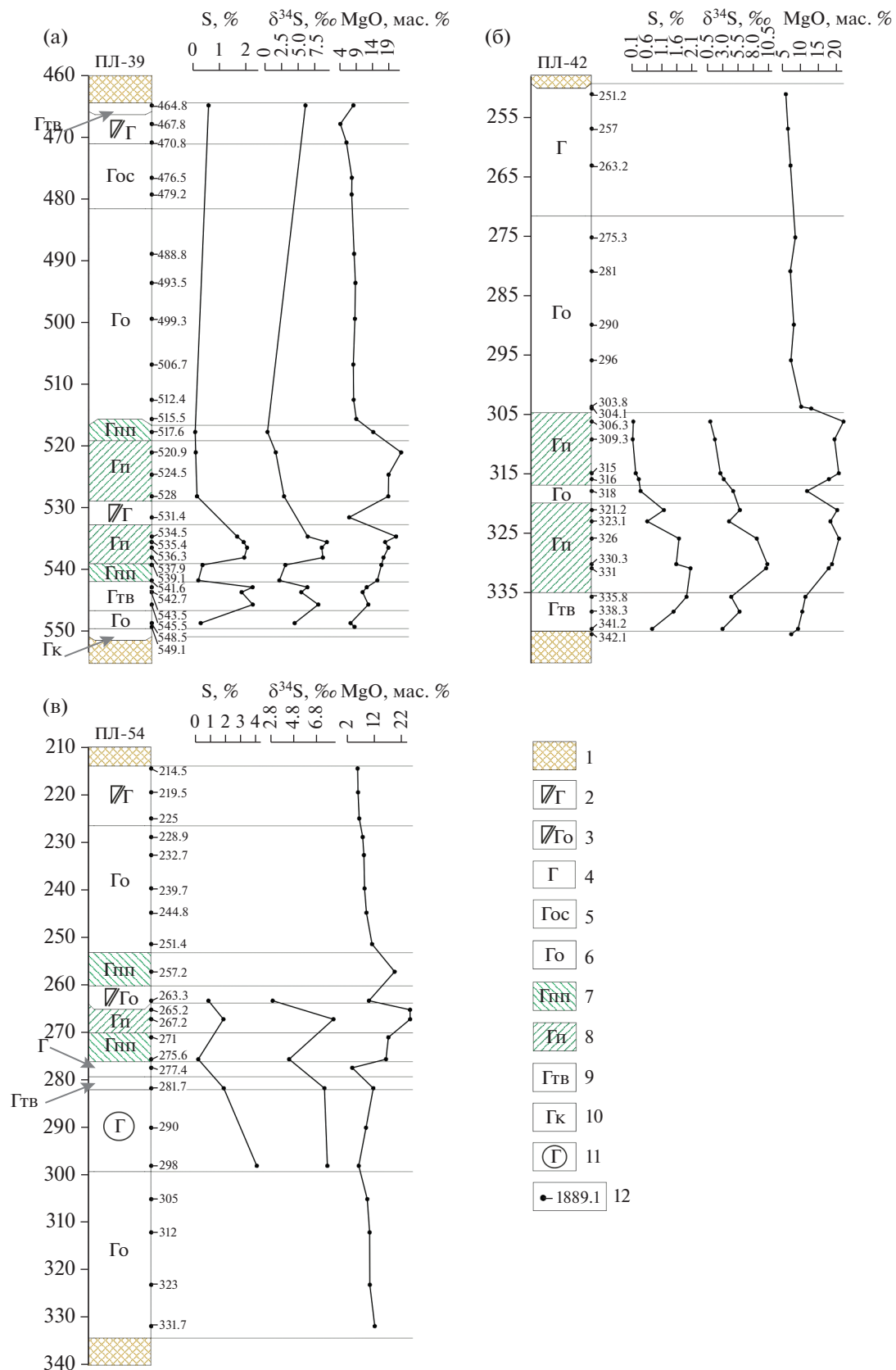
- в среднем по разрезу значение  $\delta^{34}\text{S}$  первично-магматической сульфидной ассоциации троилит-пентландит-халькопирит составляет  $9.4 \pm 1.68\%$  ( $n = 47$ ), что существенно ниже ранее установленных в рудах из фронтальной части интрузива (Гриненко, 1987; Malitch et al., 2014; Изотопная геология ..., 2017);

- в разрезе отсутствует корреляция изотопного состава серы сульфидов и содержания серы в породах;

- в сульфидах первично-магматической ассоциации минимальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  характерны для пентландита, а максимальные – для халькопирита/кубанита/пирротина/троилита. Значение  $\delta^{34}\text{S}$  в пентландите в среднем на  $1.3 \pm 0.34\%$ , ( $n = 12$ ) меньше, чем в халькопирите/кубаните, и на  $1.1 \pm 0.26\%$ , ( $n = 11$ ) меньше чем в пирротине/троилите. При этом между халькопиритом, кубанитом, пирротинном, троилитом значимой разницы ( $\Delta = \delta^{34}\text{S}_{\text{Sfd1}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{Sfd2}}$ ) не установлено.

**В скважине ВФ-69** интрузив залегает в интервале глубин 1690.03–1779.9 м (фиг. 4б), а в интервале 1785.74–1786.6 м в экзоконтакте интрузива вскрыты массивные пентландит-халькопиритовые/мойхукитовые руды краевой части залежи Северная-4. В отличие от скважины РГ-2кл, интрузив в разрезе скважины ВФ-69 характеризует-

**Фиг. 4.** Вариации содержаний серы в породах, значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов (среднее по пробе) и содержаний MgO (мас. %) в разрезах Харахлахского интрузива по скважинам РГ-2кл (а), ВФ-69 (б) и ЗФ-23 (в). Условные обозначения: 1 – роговики по осадочным породам девона; 2 – гибридно-метасоматические породы; 3 – лейкогаббро; 4 – габбро-диориты; 5–14 – габбро-долериты: 5 – призматически-зернистые безоливиновые, 6 – безоливиновые, 7 – оливин-содержащие, 8 – оливин-содержащие и оливиновые, 9 – оливиновые, 10 – пикритоподобные, 11 – пикритовые, 12 – такситовые, 13 – такситовидные, 14 – контактовые; 15 – троктолиты; 16 – массивные и густовкрапленные сульфидные руды; 17 – глина отбора образцов (м).





**Фиг. 5.** Вариации содержаний серы, значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов (среднее по пробе) и содержаний MgO в разрезах Пясино-Вологочанского интрузива по скважинам ПЛ-39 (а), ПЛ-42 (б) и ПЛ-54 (в). Условные обозначения: 1 – роговики по осадочным породам девона; 2–11 – габбро-долериты: 2 – призматически-зернистые безоливиновые, 3 – призматически-зернистые оливиновые, 4 – безоливиновые, 5 – оливин-содержащие, 6 – оливиновые, 7 – пикритоподобные, 8 – пикритовые, 9 – такситовидные, 10 – контактовые; 11 – метасоматически измененные брекчиевидные; 12 – глубина отбора образцов в метрах.

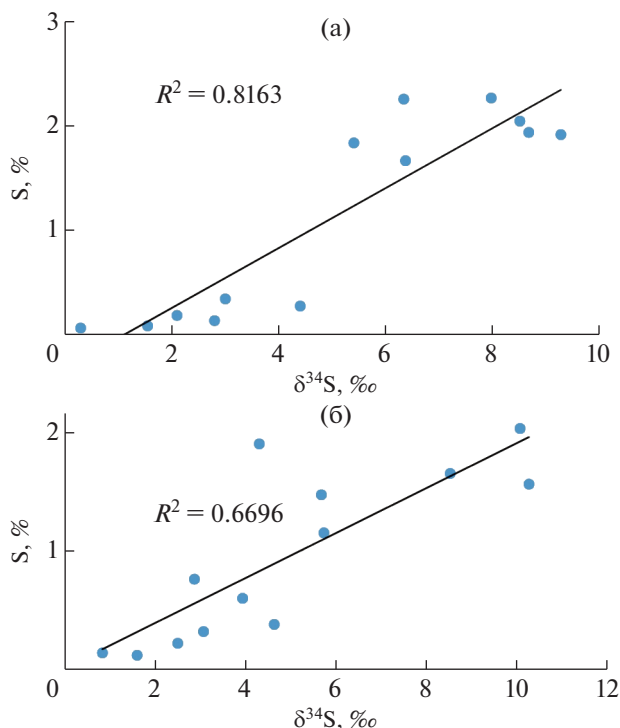
ся большим разнообразием типов пород. В разрезе интрузива сверху вниз установлены: такситовидное пегматоидное лейкогаббро с прослоем роговиков; метасоматически преобразованный габбро-долерит; габбро-диориты; оливиновые и пикритовые габбро-долериты, разделенные фрагментом лейкогаббро; такситовые и такситовидные габбро-долериты; оливиновые и оливин-содержащие габбро-долериты; контактовые габбро-долериты; роговики; и массивные пентландит-халькопиритовые/мойхукитовые руды.

В крупнозернистом лейкогаббро развита наложенная сульфидная ассоциация, сложенная халькопиритом 2, пиритом ранней и поздней генерации (пирит 1 и пирит 2 соответственно) и миллеритом. Основаниями для отнесения выделений халькопирита 2 к вторичной ассоциации были (1) тесная ассоциация с пиритом-2 в образце и (2) отсутствие пентландита, пирротина и других характерных минералов первично-магматической ассоциации, с которыми халькопирит первичной ассоциации практически всегда образует тесные сростания. Вторичное происхождение миллерит-пиритовой ассоциации в породах верхней серии единодушно принимается и другими исследователями (Sluzhenikin et al., 2020). Халькопирит показал значения  $\delta^{34}\text{S} = 7.9$  и  $8.5\text{‰}$  ( $n = 2$ ), пирит – от  $9.5$  до  $11.8\text{‰}$  ( $n = 5$ ), и в среднем значение  $\delta^{34}\text{S}$  вторичных сульфидов из лейкогаббро составило  $9.6\text{‰}$  ( $n = 7$ ).

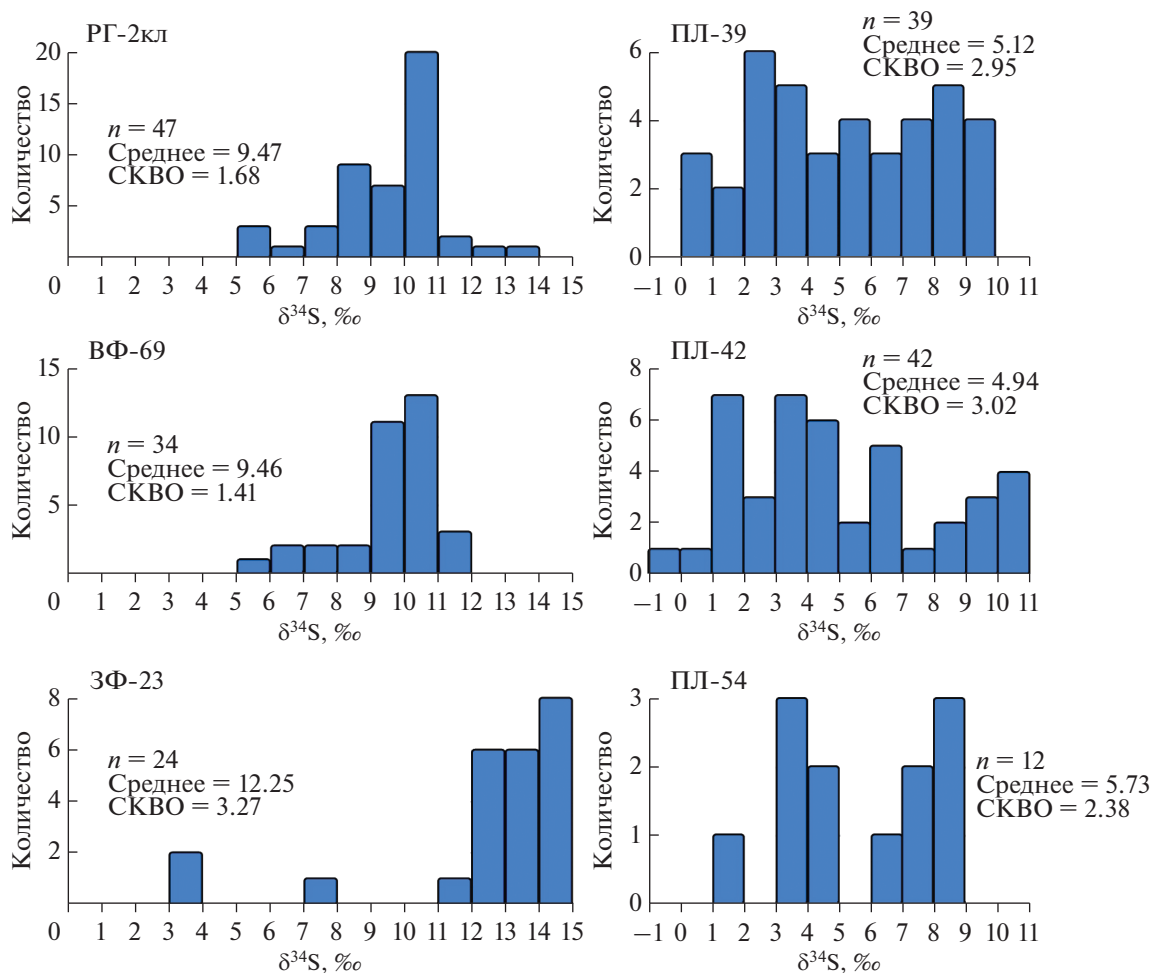
Ниже горизонта лейкогаббро, в метасоматизированном такситовом габбро-долерите, большая часть (около 80 мод. %) рудных минералов представлена хромитом, а бедная вкрапленность сульфидов – халькопиритом, пиритом и миллеритом, что характерно для малосульфидных платиновых руд в верхних частях интрузива. В минерализованном интервале установлены высокие содержания Pt –  $8.9$  г/т и Pd –  $19.9$  г/т при содержании серы до  $1.23$  мас. %. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  составили в халькопирите –  $8$ , в пирите –  $9$ , в миллерите –  $7\text{‰}$ .

Габбро-диориты и оливиновые габбро-долериты видимых сульфидов не содержат. Оливиновые габбро-долериты в данном разрезе имеют постепенный переход в нижележащие пикритовые габбро-долериты, которые разделяются на верхнюю и нижнюю часть фрагментом крупнозернистого лейкогаббро (1746.2–1746.9 м). В верхней части горизонта пикритовых габбро-долеритов отмечается тонкая сидеронитовая вкрапленность, переходящая с глубиной в глобулярную,

что отражается и на содержаниях серы (фиг. 4б), которые возрастают сверху вниз от  $0.72$  до  $4.65$  мас. % S. Сульфидная минерализация представлена троилитом, мойхукитом, халькопиритом, пентландитом, сугакиитом, в нижней части интервала появляется пирротин. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах варьируют от  $8.5$  до  $10.7\text{‰}$ , составляя в среднем  $9.5 \pm 0.72\text{‰}$  ( $n = 12$ ). Сидеронитовая пентландит-халькопирит-пирротиновая минерализация в лейкогаббро имеет значения  $\delta^{34}\text{S}$  от  $9.2$  до  $10.1\text{‰}$  со средним  $9.7\text{‰}$  ( $n = 3$ ), тогда как сульфиды в пикритовом габбро-долерите ниже фрагмента лейкогаббро сравнительно обеднены тяжелым изотопом до  $6.9$  и  $7\text{‰}$  по данным двух измерений. Ниже горизонта пикритовых габбро-долеритов залегают такситовые габбро-долериты, для которых характерна пентландит-халькопирит-пирротиновая гнездовая вкрапленность с изотопным составом серы сульфидов в интервале от  $9.2$  до  $11.2\text{‰}$ , в среднем –  $10\text{‰}$  ( $n = 8$ ). С глубиной такситовые габбро-долериты переходят в



**Фиг. 6.** Корреляция средних значений  $\delta^{34}\text{S}$  и содержаний серы в породах Пясино-Вологочанского интрузива в разрезах скважин ПЛ-39 (а), ПЛ-42 (б).



Фиг. 7. Вариации изотопного состава серы сульфидов Хараелахского (скважины РГ-2кл, ВФ-69, ЗФ-23) и Пясино-Вологодчанского интрузивов (скважины ПЛ-39, ПЛ-42, ПЛ-54).

такситовидные и далее в неравномерно минерализованные мелко-пойкилоофитовые оливин-содержащие до оливиновых габбро-долериты. Коррозионный характер границ халькопирита и пирротина в пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциации свидетельствует об их одновременной кристаллизации. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  составили в пирротине – 6.8‰, в пентландите – 5.2‰, в халькопирите – 7.4‰.

В подстилающих интрузив кварц-полевошпатовых роговиках развита неравномерная вкрапленность борнита и халькозина с  $\delta^{34}\text{S} = 9.4‰$  ( $n = 2$ ) и 8.7‰ соответственно. В интервале 1785.7–1786.6 м в кварц-полевошпатовых роговиках подсечено маломощное тело (жила) пентландит-мойхукитовых/халькопиритовых руд. В верхней части и в центре жилы мойхукит слагает около 70–80% от общего объема сульфидов, а к низу его количество резко сокращается и основной объем минерализации (около 90%) представлен халькопиритом. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в трех определениях мойхукита и

халькопирита составляют 10.7‰, тогда как в ассоциирующем пентландите – от 9.1 до 9.4‰ ( $n = 3$ ).

Распределение значений  $\delta^{34}\text{S}$  в первично-магматических сульфидов скважины ВФ-69 позволяет сделать следующие выводы:

- в изученном разрезе Хараелахского интрузива установлены три рудно-силикатные ассоциации первично-магматических сульфидов, отличающихся по изотопному составу серы. Сульфиды с наиболее легким изотопным составом серы со средним значением  $\delta^{34}\text{S} = 6.5‰$  ( $n = 3$ ) установлены в оливиновом габбро-долерите из нижней части разреза. Наиболее тяжелый изотопный состав серы сульфидов со средним  $\delta^{34}\text{S} = 10.6 \pm 0.64‰$  ( $n = 8$ ) установлен в такситовых габбро-долеритах нижней серии. Сульфиды из пикритовых габбро-долеритов и массивных руд имеют промежуточные значения среди указанных типов пород: в них значение  $\delta^{34}\text{S}$  в среднем составляет  $9.2 \pm 1.16‰$  ( $n = 14$ ) и 10‰ ( $n = 6$ ) соответственно;

- в сульфидных первично-магматической ассоциации минимальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  характерны для серы пентландита, а максимальные для халькопирита, мойхукита, троилита и пирротина. Величины  $\delta^{34}\text{S}$  в пентландите в среднем на  $1.4 \pm 0.39\%$  ( $n = 10$ ) ниже, чем в халькопирите/мойхуките, и на  $1.3 \pm 0.33\%$  ( $n = 7$ ) ниже, чем в троилите/пирротине. При этом между халькопиритом, мойхукитом, троилитом и пирротинном значимых различий не установлено;

- в целом по разрезу среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  первично-магматической сульфидной ассоциации составляет  $9.4 \pm 1.41\%$  ( $n = 34$ ), что аналогично сульфидам скважины РГ-2кл и существенно ниже  $12\%$  в рудах из фронтальной части интрузива (Гриненко, 1987; Malitch et al., 2014; Изотопная геология ..., 2017).

Для вторичной сульфидной ассоциации, сложенной пиритом, халькопиритом 2, миллеритом, борнитом и халькозином, получено среднее значение  $\delta^{34}\text{S} = 9.1 \pm 1.2\%$  ( $n = 13$ ). Максимальные значения (от  $9\%$  до  $11.8\%$ ) установлены в пирите, а минимальное – в миллерите ( $7\%$ ). В сульфидных меди значение изменяется от  $7.9$  до  $9.4\%$ .

**Скважина ЗФ-23** (фиг. 4в) вскрыла несколько апофиз интрузива в интервале  $482.5$ – $581.3$  м, а в интервалах  $519.0$ – $526.5$  и  $557.6$ – $559.6$  м вскрыла краевые части Хараелаской основной залежи пентландит-халькопирит-пирротинных руд. Расщепление на отдельные маломощные тела (апофизы), имеющие разное строение и разный состав дифференциатов, характерно для фронта внедрения интрузива (Туровцев, 2002).

Разрез интрузива в апофизах характеризуется сильной петрографической изменчивостью. В верхней части разреза пикритовые габбро-долериты образуют две апофизы в ороговикованных вмещающих породах. В нижней части разреза широко распространены безоливиновые габбро-долериты, переслаивающиеся с оливин-содержащими габбро-диоритами, оливиновыми габбро-долеритами и лейкогаббро. Четыре интрузивных тела разделены интервалами, сложенными роговиками, с которыми соседствуют гибридный биотитовый гранодиорит и полевошпатовый метасоматит по неясному протолиту с высоким содержанием магнетита.

Для большей части горизонта пикритовых габбро-долеритов (интервал  $486.6$ – $511.5$  м) характерна сидеронитовая вкрапленность первично-магматических сульфидов, представленных пирротинном, халькопиритом и пентландитом. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидных из пикритовых габбро-долеритов варьируют от  $12.7$  до  $19.6\%$ , в среднем составляя  $14.9 \pm 1.77\%$  ( $n = 12$ ). Максимальное значение  $19.6\%$  установлено в пентландите, а два анализа редкого наложенного пирита показали  $15.8$  и  $16.3\%$ . При исключении этих трех аномальных значений,

скорее всего отражающих наложенный процесс, среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  составило  $14.0 \pm 0.68\%$  ( $n = 9$ ). Содержание серы в породах этого горизонта варьирует в пределах  $1.41$ – $3.12$  мас. %, корреляции изотопного состава серы и ее содержания в породах не наблюдается.

Тело густовкрапленных (около  $80\%$  объема породы) пентландит-халькопирит-пирротинных руд (интервал  $518.0$ – $526.5$  м) локализовано в полевошпатовом метасоматите (фиг. 4в), который разделяет верхнюю и нижнюю части интрузива. В пентландите из этих руд значение  $\delta^{34}\text{S}$  составило  $13.1\%$ , а в халькопирите и пирротине – по  $14.4\%$ .

В интервале  $526.5$ – $558.6$  м залегает тело мелкозернистых безоливиновых и оливин-содержащих габбро-долеритов, в различной степени подвергшихся вторичным изменениям. В верхней части интервала породы содержат бедную вкрапленность сульфидов, представленную пирротинном, халькопиритом, пиритом и пентландитом. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидных изменяется от  $12.9$  до  $14.9\%$ , в среднем составляя  $13.9\%$  ( $n = 8$ ). В нижней части тела габбро-долеритов доля сульфидов резко увеличивается до  $30$  и далее до  $60$  мод. %, образуя тело густовкрапленных брекчиевидных руд пирит-пентландит-халькопирит-пирротинного состава с изотопным составом серы в пентландите  $11.0\%$ , в пирротине –  $12.0\%$  и в халькопирите –  $12.4\%$ .

Ниже по разрезу в прослое призматически-зернистых габбро-диоритов ( $563.5$ – $567.0$  м) сульфидная минерализация представлена убогой сидеронитовой вкрапленностью в его верхней части и вкрапленниками размером до  $1$  см в его нижней части. Сульфиды пентландит-халькопирит-пирротинной ассоциации в верхней части имеют гомотипный изотопный состав серы  $3\%$ , а халькопирит и пирит из пирротин-пентландит-пирит-халькопиритовой ассоциации в нижней части показывают значения  $7.1$  и  $7.7\%$  соответственно. Содержание серы в верхней и нижней части горизонта достигает  $0.67$  и  $2.41$  мас. % соответственно.

Самая нижняя интрузивная апофиза сложена пойкилоофитовыми габбро-долеритами, которые в интервале  $570.8$ – $577.6$  содержат вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение пентландит-пирит-халькопирит-пирротинного состава. Сульфиды слагают до  $10$ – $15\%$  объема породы. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите составляет  $13.6\%$ , в халькопирите –  $12.4\%$ , в пирротине –  $12.1\%$  при содержании серы в образце  $0.96$  мас. %.

Распределение значений  $\delta^{34}\text{S}$  в первично-магматических сульфидных скважины ЗФ-23 позволяет сделать следующие выводы:

- несмотря на петрографическую изменчивость пород в разрезе фронтальной части Хараелаской интрузива, крайне неравномерное рас-

пределение сульфидного оруденения и широкие вариации содержаний серы, значение  $\delta^{34}\text{S}$  первичных магматических сульфидов в большинстве типов пород изменяется незначительно от 11.0 до 14.8‰;

- среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  первично-магматических сульфидов в изученном разрезе составляет  $12.2\text{‰} \pm 3.27$ , ( $n = 24$ ), что совпадает с известными средними значениями для сульфидов из фронтальной части Хараелахского интрузива (Гриненко, 1987; Malitch et al., 2014; Изотопная геология ..., 2017). Без учета данных по маломощному телу призматически-зернистых габбро-долеритов, где сульфиды обеднены тяжелым изотопом до  $\delta^{34}\text{S} = 4.4\text{‰}$  ( $n = 3$ ) и, возможно, отделились от другой порции магмы, для всего разреза среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  составит  $13.4 \pm 1.05\text{‰}$  ( $n = 21$ );

- в сульфидах первично-магматической ассоциации минимальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  характерны для серы пентландита, а максимальные для халькопирита и пирротина. Величины  $\delta^{34}\text{S}$  в пентландите в среднем на 1.4‰ ( $n = 3$ ) меньше, чем в халькопирите, и на 1.2‰ ( $n = 3$ ) меньше, чем в пирротине. Разница в изотопном составе серы сульфидных пар весьма близка во всех трех разрезах, несмотря на различия в их изотопных составах и, скорее всего, отражает схожую температуру достижения изотопного равновесия. Для халькопирита и пирротина значимой разницы значений  $\delta^{34}\text{S}$  не установлено.

#### *Пясино-Вологочанский интрузив зубовского типа*

Результаты исследований изотопного состава серы сульфидов в трех скважинах, расположенных вдоль удлинения Южно-Пясинской ветви интрузива и восточнее от ранее изученной (Изотопная геология ..., 2017) скважины ОВ-25, показаны на фиг. 5. В Пясино-Вологочанском интрузиве до настоящего времени не обнаружено залежей сплошных руд, а прожилково-вкрапленные руды имеют ограниченное распространение. Основной объем минерализации представлен вкрапленными рудами в пикритовых, пикритоподобных габбро-долеритах и такситовидных габбро-долеритах нижней серии, реже сульфидная минерализация присутствует в верхнем эндоконтакте в такситовидных и призматически-зернистых габбро-долеритах.

В скважине ПЛ-39 (фиг. 5а) больше половины мощности интрузива слагают оливин-содержащие, оливиновые габбро-долериты (интервал 471.0–516.5 м), а в нижней части разреза (интервал 516.5–546.5 м) залегают пикритовые, пикритоподобные и такситовидные габбро-долериты, вмещающие вкрапленное сульфидное оруденение. Отличительной особенностью разреза скважины ПЛ-39 является присутствие в верхнем эн-

доконтакте интрузива такситовидных габбро-долеритов, в которых установлена вкрапленность наложенных сульфидов (пирит, халькопирит и миллерит), а также повышенные содержания платины (0.31 г/т) и палладия (1.35 г/т) при относительно низких содержаниях серы (0.58 мас. %). Эта минерализация отождествляется с малосульфидным оруденением верхних эндоконтактных зон промышленно-рудноносных массивов норильского типа.

В нижней части изученного разреза, в горизонтах пикритовых, пикритоподобных и такситовидных габбро-долеритов проявлена первично-магматическая сульфидная ассоциация, представленная пентландитом, троилитом и пирротином, халькопиритом, реже кубанитом, мойхукитом и пугоранитом. В пикритовых габбро-долеритах преобладает троилит, в залегающих ниже такситовидных разностях появляется пирротин. Кубанит и мойхукит встречаются только в горизонте пикритовых габбро-долеритов.

Значение  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах из минерализованных пород изменяется от 0 до 9.8‰ ( $n = 42$ ). В такситовидных габбро-долеритах верхней серии сера наложенной сульфидной минерализации, по данным трех определений (два в пирите – 6.6 и 6.8‰, одно в халькопирите – 4.7‰) имеет среднее значение  $\delta^{34}\text{S} = 6.0\text{‰}$ . В верхах пикритовых габбро-долеритов значение  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов составляет 0.3‰ (фиг. 5а) и с глубиной оно постепенно увеличивается до 9.3‰, несколько снижаясь далее до 8.5 и 8.7‰. В подстилающих пикритоподобных габбро-долеритах, величина  $\delta^{34}\text{S}$  резко снижается до 3‰.

В целом по разрезу среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  в первично-магматической сульфидной ассоциации составляет  $5.1 \pm 2.95\text{‰}$  ( $n = 39$ ), что существенно ниже средних значений для сульфидов Хараелахского интрузива.

Содержание серы в изученных пробах изменяется от 0.07 до 2.27 мас. %, и положительно коррелирует с ее изотопным составом (фиг. 6а).

Аналогично рудам Хараелахского интрузива, для сульфидов скважины ПЛ-39 минимальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  характерны для пентландита, а максимальные – для халькопирита/кубанита и пирротина. Величина  $\delta^{34}\text{S}$  в пентландите в среднем на  $1.4 \pm 0.21\text{‰}$  ( $n = 11$ ) меньше, чем в халькопирите/кубаните, и на  $1.2 \pm 0.26\text{‰}$  ( $n = 11$ ) меньше, чем в пирротине/троилите. Между халькопиритом, кубанитом, пирротинном, троилитом значимой разницы в значениях ( $\Delta = \delta^{34}\text{S}_{\text{Sfd1}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{Sfd2}}$ ) не установлено.

Разрез интрузива по скважине ПЛ-42 (фиг. 5б) имеет сходство с описанным выше разрезом скважины ПЛ-39. В интервале 249.4–304.8 м залегают оливин-содержащие и оливиновые габбро-доле-

риты, в которых видимые выделения сульфидов практически отсутствуют. Основной объем сульфидной минерализации локализован в нижней части интрузива в пикритовых и такситовидных габбро-долеритах в интервале глубин 304.8–341.6 м. В интервале 317.0–320.0 м горизонт пикритовых габбро-долеритов разделен прослоем оливинных габбро-долеритов, в которых диагностирована убогая вкрапленность сульфидов.

Для изученного разреза характерна первично-магматическая сульфидная ассоциация, представленная халькопиритом, троилитом, пирротином, пентландитом, кубанитом и талнахитом в различных пропорциях. В пикритовых габбро-долеритах преобладает троилит, в залегающих ниже такситовидных разностях появляется гексагональный пирротин (обр. 335,8, 338,3, 341,2). Кубанит и талнахит встречаются только в горизонте пикритовых габбро-долеритов.

Значение  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах интрузива изменяется от  $-0.1$  до  $10.9\%$  ( $n = 42$ ). Как видно на фиг. 5а, значение  $\delta^{34}\text{S}$  в горизонте пикритовых габбро-долеритов постепенно увеличивается с глубиной от  $0\%$  в верхах разреза до  $10.3\%$  в основании слоя. В подстилающих такситовидных габбро-долеритах величина  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах резко снижается до  $4.3\%$ . В целом по разрезу среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  в первично-магматической сульфидной ассоциации составляет  $4.9 \pm 3.02\%$  ( $n = 42$ ), что существенно ниже такового в сульфидах Хараелахского интрузива.

Содержание серы в изученных пробах изменяется от  $0.12$  до  $2.03$  мас. %, и, как видно из фиг. 6б, величины  $\delta^{34}\text{S}$  коррелируют с содержанием серы в породе.

В сульфидах первично-магматической ассоциации минимальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  в пределах одного сульфидного вкрапленника характерны для пентландита, максимальные — для пирротина/троилита/кубанита/халькопирита. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в пентландите в среднем на  $1.3 \pm 0.27\%$  ( $n = 13$ ) меньше, чем в халькопирите/кубаните, и на  $1.2 \pm 0.27\%$  ( $n = 13$ ) меньше, чем в пирротине/троилите. Для других сульфидных пар с халькопиритом, кубанитом, пирротинном и троилитом значимой разницы в значениях ( $\Delta = \delta^{34}\text{S}_{\text{Sfd1}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{Sfd2}}$ ) не установлено.

В разрезе интрузива по скважине ПЛ-54 преобладает вкрапленная первично-магматическая сульфидная минерализация, локализованная в призматически-зернистых, пикритовых, пикритоподобных и такситовидных габбро-долеритах (фиг. 5в). Минерализация представлена халькопиритом, пирротинном, пентландитом, кубанитом и троилитом в различных пропорциях. Кроме того, в метасоматически преобразованном габбро-долерите (глубина 298.0 м), присутствует вторич-

ная сульфидная ассоциация, сложенная пирритом, халькопиритом и миллеритом.

Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в первично-магматических сульфидах изменяются от  $1.9$  до  $8.3\%$ , в среднем составляя  $5.7 \pm 2.38\%$  ( $n = 12$ ). Вторичные сульфиды показали значения  $\delta^{34}\text{S}$  от  $6.4$  до  $8.5\%$ , в среднем  $7.7\%$  ( $n = 4$ ). В целом по разрезу среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  составляет  $6.2 \pm 2.26\%$  ( $n = 16$ ).

Содержание серы в изученных пробах изменяется от  $0.14$  до  $4.04$  мас. %, при этом максимальное значение установлено в метасоматите по габбро-долериту со вторичной сульфидной минерализацией. При исключении данного образца содержание серы в породах с первично-магматическими сульфидами изменяется от  $0.14$  до  $1.84$  мас. %, при этом вариации содержаний серы положительно коррелируют с изменениями ее изотопного состава (фиг. 5в).

В сульфидах первично-магматической ассоциации минимальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  характерны для пентландита, а максимальные для халькопирита, пирротина и троилита. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в пентландите в среднем на  $1.4\%$  ( $n = 3$ ) меньше, чем в халькопирите, и на  $1.2\%$  ( $n = 3$ ) меньше, чем в пирротине/троилите. Значимой устойчивой разницы значений  $\Delta = \delta^{34}\text{S}_{\text{Sfd1}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{Sfd2}}$  для халькопирита, пирротина и троилита не выявлено.

## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ первично-магматических сульфидов в вертикальном разрезе Хараелахского интрузива*

В изученных разрезах Хараелахского интрузива установлена изменчивость изотопного состава серы сульфидов первично-магматической ассоциации по вертикали (фиг. 7). Наиболее контрастно ведут себя величины  $\delta^{34}\text{S}$  в глубинной части интрузива в разрезе скважины РГ-2кл. Среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов в пикритовых габбро-долеритах и троктолитах составляет  $\delta^{34}\text{S} = 7.5 \pm 1.26\%$  ( $n = 15$ ), тогда как в лейкогаббро верхней серии, в такситовидных габбро-долеритах нижней серии и массивных рудах  $\delta^{34}\text{S} = 10.2 \pm 0.64\%$  ( $n = 29$ ). В разрезе РГ-2кл наиболее магнезиальные пикритовые габбро-долериты мощностью  $20$  м локализованы в верхней половине интрузива и сменяются вниз по разрезу троктолитами мощностью  $10$  м и далее оливин-содержащими и оливинными, такситовидными габбро-долеритами мощностью около  $45$  м. Такое “подвешенное” (Годлевский, 1959) положение пикритовых габбро-долеритов не согласуется с их гравитационным или конвекционным отложением из расплава в закрытой камере, а говорит, скорее, о дискретном внедрении. Заметно меньший вклад

изотопно-тяжелой серы в сульфидах высокомагнезиальных пород также свидетельствует об их поступлении с отдельной порцией расплава.

В центральной части западной ветви интрузива, в разрезе скважины ВФ-69 вертикальная изменчивость изотопного состава серы магматических сульфидов становится менее выраженной, прежде всего за счет утяжеления серы сульфидов в пикритовых габбро-долеритах до  $\delta^{34}\text{S} = 9.5 \pm 0.72\text{‰}$  ( $n = 12$ ). При этом в такситовых габбро-долеритах и массивных рудах значение  $\delta^{34}\text{S}$  практически не изменяется по сравнению с разрезом РГ-2кл по погружению интрузива и в среднем составляет  $10.3 \pm 0.74\text{‰}$  ( $n = 14$ ). В нижней части разреза присутствуют оливиновые габбро-долериты, несущие сульфиды с  $\delta^{34}\text{S} = 6.5\text{‰}$  ( $n = 3$ ), которые также, видимо, кристаллизовались из дискретной порции магмы.

На западном фланге интрузива в его фронтальной части (скважина ЗФ-23), несмотря на сильную петрографическую изменчивость интрузивных пород в разрезе, крайне неравномерное распределение сульфидного оруденения и, как следствие, содержания серы в породах, изотопный состав серы сульфидов сравнительно гомогенен. Значение  $\delta^{34}\text{S}$  магматической ассоциации сульфидов в большинстве типов пород изменяется от 12.7 до 14.0‰, однако в нижней части разреза присутствует рудно-силикатная ассоциация с  $\delta^{34}\text{S} = 4.4\text{‰}$ , сформировавшаяся, вероятнее всего, из другой порции магмы.

Однородность изотопного состава серы сульфидов фронтальной части Хараелахского интрузива по вертикали подчеркивалась неоднократно (Горбачев, Гриненко, 1973; Изотопная геология ..., 2017; Malitch et al., 2014) и рассматривалась как индикаторная черта рудоносных магм вследствие гомогенизации при высокотемпературных процессах и/или в долгоживущих резервуарах. В целом в проточных магматических системах при высокотемпературном смешении серы из нескольких источников изотопный состав серы отделившейся сульфидной жидкости стремится скорее к гомогенизации и равновесию (Ripley, Li, 2003). Вместе с тем, на предполагаемом фронте внедрения (западных флангах Хараелахского интрузива) и ранее отмечался разброс значений от 7 до 16‰ (Изотопная геология ..., 2017), интерпретируемый авторами как результат локального изотопного переувешивания. Наши данные по сульфидам первично магматической ассоциации получены локальным методом, что позволило измерить изотопный состав конкретного минерала, а не их смеси, а также избежать наложенных изменений, которые могли привести к локальным вариациям в изотопном составе серы.

Обеднение тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$  ранее было отмечено для сульфидов верхней краевой серии и

пределах малосульфидного горизонта (Sluzhenkin et al., 2020) и объяснено раннемагматической дегазацией, признаки которой (миндалины, сегрегационные заполнения пустот и богатые летучими минералами) интенсивно проявлены в этих породах и, вероятно, связаны с насыщением расплава летучими при растворении осадочных ксенолитов. Экспериментальные работы (Fiege et al., 2014, 2015) показывают, что декомпрессионная дегазация андезитовых и базальтовых расплавов приводит к заметному изотопному фракционированию, при этом флюид обогащается тяжелым изотопом серы по сравнению с расплавом на  $\sim 2\text{--}3\text{‰}$  в восстановленных системах и обедняется на  $\sim 1.5\text{‰}$  в окисленных системах при магматических температурах от 1200 до 1040°C. Относительно восстановленные ( $\sim\text{QFM}$ ) расплавы норильских интрузивов при дегазации могут обедняться тяжелым изотопом, тогда как отделиющийся флюид будет им обогащаться. Однако магматическая дегазация, видимо, игравшая важную роль при образовании малосульфидной минерализации в верхней краевой серии (Schoneveld et al., 2020), не проявлена столь широко в нижней серии и массивных рудах и не может объяснить наблюдаемую гетерогенность.

Таким образом, различия в изотопном составе серы сульфидов краевых и центральной серий, отличающихся по текстурно-структурным особенностям, минеральному и петрохимическому составу силикатных пород, свидетельствуют об их поступлении с дискретными порциями магм, несущих сульфидный расплав с различающимся изотопным составом серы. Такая изменчивость, отражающая порционное поступление магм, более заметна в глубоких разрезах интрузива, тогда как по мере продвижения магм к фронту внедрения изотопный состав серы разных внедрений выравнивается на фоне общего обогащения тяжелым изотопом.

#### *Вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ первично-магматических сульфидов по латерали Хараелахского интрузива*

Из описания вертикальной изменчивости изотопного состава серы сульфидов, локализованных в разных частях Хараелахского рудоносного интрузива, становится ясно, что для него также характерна латеральная изменчивость значений  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов.

В разрезах скважин РГ-2кл и ВФ-69 среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  первично-магматической сульфидной ассоциации составляет  $9.4 \pm 1.68\text{‰}$  ( $n = 47$ ) и  $9.4 \pm 1.41\text{‰}$  ( $n = 34$ ) соответственно. Несмотря на идентичность средних значений  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов указанных разрезов, контрастно по этому параметру различаются сульфиды высокомагнезиальных пород. В скважине РГ-2кл отношение изото-

пов серы сульфидов в пикритовых габбро-долеритах изменяется от 5.2 до 8.9‰, в среднем составляя  $7.4 \pm 1.38\text{‰}$  ( $n = 12$ ), тогда как в скважине ВФ-69, в том же горизонте, значение  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов изменяется от 8.5 до 10.7‰, в среднем составляя  $9.5 \pm 0.72\text{‰}$  ( $n = 12$ ).

Во фронтальной части интрузива сера сульфидов в пикритовых габбро-долеритах значительно утяжеляется – ( $\delta^{34}\text{S} = 14.0 \pm 0.68\text{‰}$ ,  $n = 9$ ), то же происходит с сульфидами густовкрапленных и богатых руд ( $\delta^{34}\text{S} = 12.9 \pm 1.35\text{‰}$ ,  $n = 6$ ), оливин-содержащих и нижних контактовых габбро-долеритов ( $\delta^{34}\text{S} = 12.8 \pm 0.55\text{‰}$ ,  $n = 6$ ).

Таким образом, в пределах Хараелахского интрузива установлена латеральная изменчивость изотопного состава серы сульфидов. На западном фланге интрузива, в первично-магматических сульфидах, величины  $\delta^{34}\text{S}$  составляют в среднем  $12.2 \pm 3.27\text{‰}$  ( $n = 24$ ). Без учета маломощного тела призматически-зернистых габбро-долеритов с аномальными значениями  $\delta^{34}\text{S} = 4.4\text{‰}$  ( $n = 3$ ), в основной массе оруденения значение  $\delta^{34}\text{S}$  составляет  $13.4 \pm 1.05\text{‰}$  ( $n = 21$ ). На глубинах залегания свыше 1700 м изотопный состав серы в среднем составляет  $9.4 \pm 1.68\text{‰}$  ( $n = 47$ ).

Обедненность тяжелым изотопом серы сульфидов пикритовых габбро-долеритов по сравнению с сульфидами такситовых габбро-долеритов верхнего и нижнего эндоконтактов в глубинной части Хараелахского интрузива (скважина РГ-2кл) противоречит общепринятому представлению о гомогенности изотопного состава серы сульфидов в промышленно-рудноносных интрузивах (Изотопная геология ..., 2017; Malitch et al., 2014). Установленные различия в распределении величин  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов двух серий пород, характеризующихся также резкими магматическими контактами, указывают на становление Хараелахского интрузива по механизму множественных внедрений. Латеральная же изменчивость изотопного состава серы сульфидов отражает, по-видимому, прогрессирующую контаминацию и/или возрастающую степень восстановления сульфатной серы по мере продвижения порций рудоносной магмы к месту ее современного залегания, как это будет рассмотрено ниже.

#### *Изотопные характеристики массивных руд*

В разрезе скважины РГ-2кл залежь массивных сульфидных руд локализована в нижней части тела такситовидных габбро-долеритов (фиг. 4а). Количество сульфидов закономерно увеличивается сверху вниз в горизонте такситовидных габбро-долеритов, от тонкой сидеронитовой вкрапленности (около 10 об. % сульфидов) вверху до гнездовой и прожилковой вблизи тела богатых руд (20–30 об. % сульфидов). По всему разрезу

такситовидных габбро-долеритов и всей залежи массивных руд средний по пробе изотопный состав серы сульфидов варьирует в пределах от 9.7 до 10.9‰  $\delta^{34}\text{S}$ , и лишь в габбро-долеритах, непосредственно подстилающих тело богатых руд, сера сульфидов утяжеляется до 12.3‰  $\delta^{34}\text{S}$ . Расположение массивных руд в горизонте такситовидных габбро-долеритов, а также близкий изотопный состав серы сульфидов массивных и вкрапленных руд указывают на единый источник серы и синхронность поступления их сульфидоносных расплавов к месту современного залегания.

Положение и характер контактов тела массивных руд в разрезах ЗФ-23 и ВФ-69 не позволяют сделать однозначных выводов об относительном времени поступления массивных руд к месту их современного залегания, хотя текстурные признаки на других участках свидетельствуют о более позднем времени их внедрения (Дюжиков и др., 1988). В скважине ВФ-69 массивные руды локализованы в нижнем экзоконтакте интрузива и по изотопному составу серы неотличимы от вкрапленных сульфидов такситовых габбро-долеритов. В скважине ЗФ-23, как указано выше, изотопный состав серы сульфидов еще более гомогенен. Таким образом, наши данные по изотопному составу серы сульфидов свидетельствуют в пользу ко-магматичности массивных руд и вкрапленных сульфидов в перекрывающем такситовом горизонте.

#### *Изотопный состав серы Пясино-Вологодчанского интрузива*

В разрезах слаборудоносного Пясино-Вологодчанского интрузива проявлена незакономерная гетерогенность изотопного состава серы сульфидов: значение  $\delta^{34}\text{S}$  изменяется от  $-0.1$  до  $+10\text{‰}$  независимо от минерального состава пород и их положения в разрезе. При этом наблюдается отчетливая положительная корреляция содержания серы в породе и ее изотопного состава в сульфидах (фиг. 6). По латерали интрузива, с учетом наших данных и данных предшественников (Грищенко, 1987; Malitch et al., 2014; Изотопная геология..., 2017; Служеникин и др., 2020), диапазон вариаций изотопного состава серы сульфидов не меняется, как не меняется и степень рудоносности массива.

#### *Вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ в сосуществующих первично-магматических сульфидах Хараелахского и Пясино-Вологодчанского интрузивов*

Согласно более ранним данным, для руд промышленно рудоносных интрузивов характерна закономерность, при которой в сосуществующих в одном вкрапленнике, в одном шлифе или образце сульфидах изотопный состав серы обычно

утяжелется в направлении от пирротина к пентландиту и халькопириту (Коваленкер и др., 1974; Ryabov et al., 2014; Лихачев, 2006). В результате наших исследований указанная закономерность не подтвердилась ни в рудах Хараелахского интрузива, ни в рудах Пясино-Вологодчанского интрузива. Выяснилось, что для первично-магматических сульфидов Хараелахского и Пясино-Вологодчанского интрузива характерна иная закономерность, при которой моносulfиды железа (пирротин, троилит) и sulfиды меди (халькопирит, мойхукит, кубанит) из одного аншлифа не проявляют значимых различий в изотопном составе серы, тогда как сера пентландита всегда “легче” в среднем на  $1.35 \pm 0.28\%$  (n = 52), чем в халькопирите/мойхуките/кубаните и на  $1.18 \pm 0.26\%$  (n = 48), чем в пирротине/троилите. Для пентландита данные по фракционированию изотопов серы в литературе отсутствуют, но при использовании данных для близкой по составу шпинели (виоларита  $FeNi_2S_4$ ) (Li, Liu, 2006) температуры предполагаемого изотопного равновесия пентландита с троилитом, минералами группы халькопирита и кубанитом превышают  $550^\circ C$ , что согласуется с незначительной, характерной для высокотемпературного обмена (Ohmoto, Rye, 1979; Li, Liu, 2006), разницей в изотопном составе и для других сульфидных пар.

#### *Следствия для интерпретации происхождения изотопно-тяжелой серы*

Установленный нами тренд не согласуется с моделью поступления первично изотопно-гомогенных и изотопно-тяжелых сульфидов из мантийного или ниже-корового резервуаров (Лихачев, 2006, 2019; Криволуцкая, 2014а, б; Yao, Mungall, 2021). Надо отметить, что геохимические характеристики этих гипотетических изотопно-аномальных нижнекоровых и верхнемантийных резервуаров в структуре восточного края платформы неизвестны. Напротив, близ-мантийное значение  $\delta^{34}S$  в трапповых базальтах (Ripley et al., 2003), а также близ-мантийное среднее значение ниже  $5\%$  для первично-магматических сульфидов в интрузивах зубовского типа (Grinenko, 1985; Malitch et al., 2014; Служеникин и др., 2020) исключают возможность аномально высокой величины  $\delta^{34}S$  в сублитосферной мантии, современной трапповому вулканизму.

Ripley and Li (2003) показали, что при длительном обмене ассимилированной коровой серы с магматической серой из неограниченно большого объема силикатного расплава изотопный состав несмешиваемых сульфидов будет стремиться к значениям магматического источника. Процесс, ведущий к гомогенизации и облегчению изотопных характеристик осадочной серы, одновремен-

но должен приводить к обогащению сульфидного расплава халькофильными элементами, в том числе элементами платиновой группы. Степень обмена описывается в рамках концепции R-фактора (отношение масс сульфидного и силикатного расплавов, участвующих в обмене – Campbell et al., 1983; Leshner, Burnham, 2001; Ripley, Li, 2003), которая к настоящему времени наиболее удовлетворительно описывает механизм уникального ЭПГ-обогащения норильских руд (Naldrett et al., 1992, 1995). На фиг. 8а показаны ожидаемые тренды изменения значений  $\delta^{34}S$  в ходе обмена гипотетических сульфидных расплавов с первичным  $\delta^{34}S$ , равным 12 и 22, с силикатной магмой в условиях, близких к сульфидному насыщению ( $0.1 \text{ мас. \% S, } \delta^{34}S = 0$ ). По мере транспорта сульфидов в силикатном расплаве значения  $\delta^{34}S$  должны уменьшаться (Leshner, Burnham, 2001; Ripley, Li, 2003):

$$c_{\text{сульф}}^f = (\delta^{34}S_{\text{сульф}}^i + R_0 \delta^{34}S_{\text{силикат}}^i) / (1 + R_0),$$

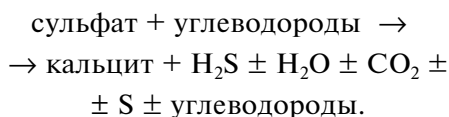
где  $R_0 = (C_{\text{силикат}}/C_{\text{сульф}})R$ ,  $\delta^{34}S_{\text{сульф}}^f$  – конечный состав серы сульфида,  $\delta^{34}S_{\text{сульф}}^i$  – начальный состав,  $\delta^{34}S_{\text{силикат}}^i$  – начальный состав серы силикатного расплава.

Очевидно, что наблюдаемое утяжеление изотопного состава серы к фронтальным частям интрузива не согласуется с результатами, ожидаемыми при росте R-фактора, то есть нарастающем обмене между сульфидом и силикатным расплавом. Наблюдаемое в Хараелахском интрузиве увеличение значений  $\delta^{34}S$  предполагает либо более полное восстановление окисленной серы по мере движения расплавов в магматическом канале, как предложено Горбачевым и Гриненко (1973), либо дополнительную ассимиляцию осадочной серы вдоль путей следования, что также допускалось этими авторами.

Попытки смоделировать образование изотопно-тяжелых сульфидов Октябрьского месторождения привели Л.Н. Гриненко (Grinenko, 1985) к выводу, что источниками серы для сульфуризации магмы промышленно-рудноносных интрузивов были сероводородсодержащие газовые бассейны. Однако сера газонефтяных бассейнов имеет широкий диапазон вариаций и обычно обеднена тяжелым изотопом примерно на  $15\%$  относительно синхронных ангидритов и гипсов (Thode, Monster, 1965). Происхождение  $H_2S$  с тяжелым изотопным составом серы обсуждается в недавней работе В.В. Рябова с соавторами (2018), которая рассматривает возможность восстановления сульфатной серы в процессе абиогенной сульфат-редукции при взаимодействии углеводородов с ангидритом. Авторы предполагают, что при высокотемпературном взаимодействии угле-



водородов с сульфатами и большом объеме вовлечения в этот процесс последних будет образовываться сероводород, изотопный состав серы которого будет максимально приближен к таковому осадочного ангидрита. Так, например, Krouse (1980) показал, что высокотемпературное восстановление сульфатов (так называемая термохимическая сульфат-редукция) привело к образованию изотопно тяжелого сероводорода с изотопным составом серы, идентичным таковому в ассоциирующих эвапоритах в бассейнах Альберты (Канада). “Пропаривание” сульфатов углеводородами с образованием сероводорода также высвобождает кальций, который сохраняется в виде кальцита согласно реакции (Jiang et al., 2015):



Требуемый масштаб ассимиляции ангидрита 23 мас. % S и ее изотопным составом ~22‰ δ<sup>34</sup>S (Рябов и др., 2018) магматическим расплавом (с сульфидной серой состава ~0‰ δ<sup>34</sup>S) можно схематически (фиг. 8б) посчитать по следующей формуле масс-баланса для закрытой системы, принимая, что количество изотопов серы оста-

лось неизменным в ходе реакции (Ripley, Li, 2003):

$$K C_{\text{кон}}^i \delta^{34} S_{\text{кон}}^i + M C_{\text{маг}}^i \delta^{34} S_{\text{маг}}^i = C_{\text{смеси}}^f \delta^{34} S_{\text{смеси}}^f,$$

где δ<sup>34</sup>S<sub>кон</sub> и δ<sup>34</sup>S<sub>маг</sub> – изотопные составы, K и M – массовые пропорции компонентов (контаминанта и магмы, K + M = 1), C<sub>кон</sub> и C<sub>маг</sub> – концентрации серы в контаминанте (кон) и сульфидоносной магме (маг); при этом индексы i and f указывают на исходные и конечные продукты соответственно.

Расчет показывает, что ~0.5 мас. % ангидрита требуется, чтобы обеспечить сдвиг изотопного состава магматических сульфидов до 12‰ δ<sup>34</sup>S при начальном содержании серы в расплаве 0.1 мас. %, хотя количество контаминанта возрастает до ~5 мас. % при условии 1 мас. % S в сульфидоносной магме. Очевидно, что полностью закрытая система нереалистична для природных условий и не может обеспечить наблюдаемые количества сульфидов в рудоносных интрузивах. Модель полностью открытой системы можно представить как совокупность множественных сдвигов изотопного состава серы dδ<sub>маг</sub> при прохождении отдельных порций магмы (dM) через контаминант. В этом случае уравнение для проточной системы будет иметь вид:

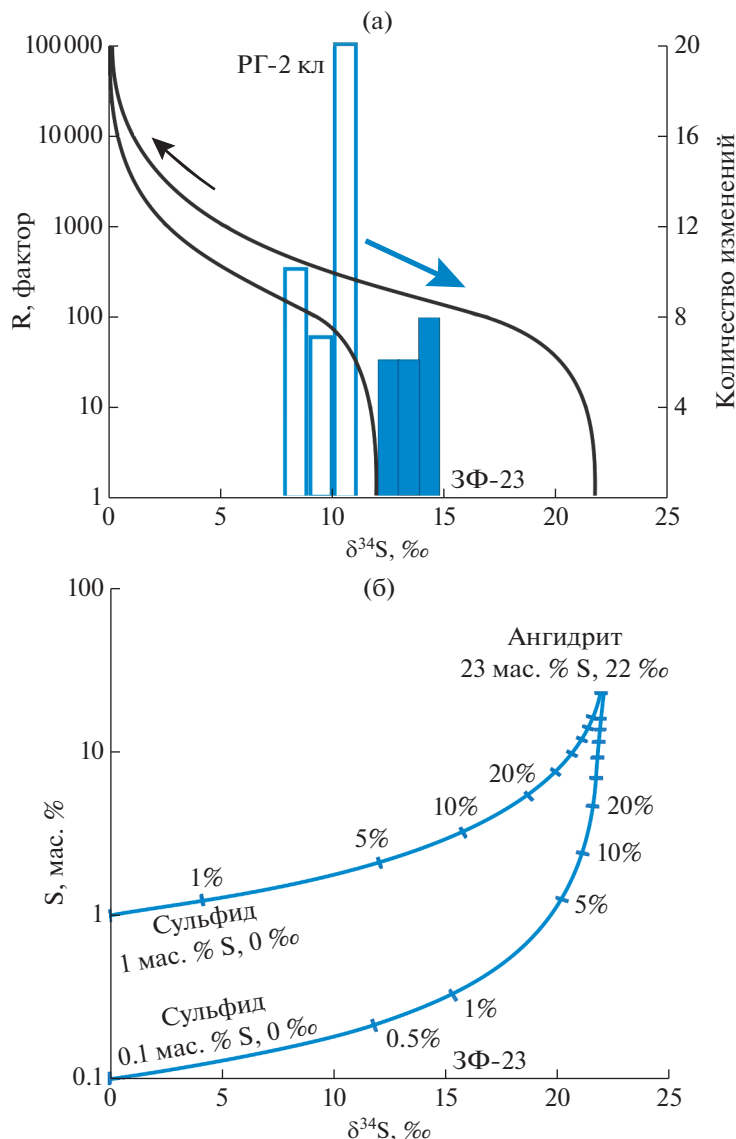
$$K/M = \ln((d\delta_{\text{маг}}^f - d\delta_{\text{маг}}^i) / (-d\delta_{\text{маг}}^f + d\delta_{\text{кон}}^i - \Delta) + 1) (C_{\text{кон}}/C_{\text{маг}}),$$

где Δ = δ<sup>34</sup>S<sub>кон</sub><sup>f</sup> – δ<sup>34</sup>S<sub>маг</sub><sup>f</sup> в условиях равновесия, что при магматических температурах может приниматься равным нулю. Это уравнение было впервые предложено (Taylor, 1977) для описания кислородного изотопного обмена вода–порода и может быть использовано для расчетов обмена стабильных изотопов серы (Ripley, Li, 2003). Из него следует, что конечный состав магматических сульфидов экспоненциально зависит от отношения контаминант/расплав, и при волюнтаристическом подборе последнего можно объяснить самые широчайшие вариации.

Механизм высокотемпературной ассимиляции сероводородных газов или флюидов, впервые предложенный Grinenko (1985), был в дальнейшем модифицирован в моделях Li et al. (2003) и Рябова и др. (2018). Ассимиляция газа/флюида в условиях непрерывного обмена между сульфидом, магмой и контаминантом позволяет разрешить противоречие между изотопно-тяжелым составом норильских сульфидов (что предполагает незначительную степень контаминации) и высоким запасами серы, цветных металлов и ЭПГ (что требует больших объемов ассимилированной серы и высоких значений R-фактора). Расчетные (Poulson, Ohmoto, 1989) и эмпирические данные для проточных магматических систем

(Leshner, 2017; Samalens et al., 2017) и контактовой минерализации (Арискин и др., 2021) подтверждают реалистичность и универсальность механизма флюидного транспорта серы из вмещающих пород в интрузив. Этот процесс не требует плавления или растворения осадочного контаминанта, которые могут быть эффективными в динамических условиях проточных магматических каналов (Li et al., 2003; Yudovskaya et al., 2018), но имеют значительные термальные и химические ограничения (Robertson et al., 2015).

Так, расчеты А.П. Лихачева (2002) предсказывают, что ассимиляция ангидрита, требуемая для накопления содержащейся в норильских интрузивах серы, превратит магматическую массу в гибрид, неспособный к дальнейшему перемещению и какой-либо последующей эволюции (Лихачев, 2002). Наша модель предполагает, что контаминация ангидрит-содержащих осадочных пород наиболее значительно проявилась в формировании краевых гибридных габброидных серий, которые формировались из такой кристаллической каши. Отсутствие признаков избыточного кальция, как следствия переработки ангидрита, также часто рассматривается как свидетельство отсутствия ассимиляции последнего. Однако избыточный кальций при раннемагматической ассимиля-



**Фиг. 8.** Расчетные вариации изотопного состава серы в зависимости от (а) значений R-фактора при первичных значениях  $\delta^{34}\text{S}$  равных 12 и 22 ‰. Черной стрелкой показан ожидаемый тренд уменьшения значений  $\delta^{34}\text{S}$  при увеличении R, синей стрелкой показан наблюдаемый тренд изменения от тыловых (РГ-2кл) к фронтальным (ЗФ-23) частям Харалахского интрузива. б – расчетные линии смешения магматического сульфида (0.1 и 1 мас. % S с  $\delta^{34}\text{S}=0$ ‰) и контаминанта с составом ангидрита ( $\delta^{34}\text{S}=22$ ‰).

ции и восстановлении ангидрита до сероводорода мог внести вклад в формирование пород, богатых высоко-Са плагиоклазом, таких как лейкогаббро и такситовые габбро-долериты краевых серий (Рябов и др., 2018; Sluzhenikin et al., 2020). Обогащение сульфидов в такситовых породах эндоконтактов тяжелым изотопом по сравнению с сульфидами из непосредственно соседствующих с ними пикритовых габбро-долеритов также свидетельствует в пользу более высокой степени контаминации этих пород. Как известно, промышленно-рудноносные интрузивы Талнахского и Норильского рудного узлов содержат горизон-

ты крупнозернистых лейкогаббро, состоящих на 70–80% из основного кумулюсного плагиоклаза (Лихачев, 2019). Кроме того, на флангах промышленно-рудноносных интрузивов широко развиты маломощные площадные силлы габбро-долеритов (интрузивы круглогорского типа), в которых лейкогаббро являются характерными породами и нередко слагают до половины мощности силла (Служеникин и др., 2018). Объемы лейкогаббро как в самом теле интрузива, так и на его флангах, находятся в прямой зависимости с количеством сульфидного расплава, внедрившегося несколько позже с основной массой магнезиальных пород

(Лихачев, 2019) и, возможно, являются индикаторами масштабности процессов сульфат-редукции.

К западной части Хараелахского интрузива приурочена наиболее крупная из всех известных в районе залежей массивных руд, в которой изотопный состав серы сульфидов гомогенен и наиболее близок к составу серы осадочного ангидрита. Следовательно, данные сульфиды образованы в результате ассимиляции максимальной пропорции сульфатов, которые, возможно, были восстановлены углеводородами, как это предполагают Рябов и др. (2018). Пониженные значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов в рудах глубинной части Хараелахского интрузива отражают меньшие пропорции ассимилированной сульфатной серы. Пикритовые габбро-долериты из глубинной части интрузива (разрез скважины РГ-2кл), в которых установлена бедная сульфидная вкрапленность и наиболее низкие значения  $\delta^{34}\text{S}$  ( $7.4 \pm 1.38\%$ ,  $n = 12$ ), в рамках нашей модели представляют собой наиболее поздние инъекции магмы, образовавшей Хараелахский рудоносный интрузив. В этом случае разница в почти 3% между изотопным составом сульфидов в сосуществующих пикритовых и такситовых габбродолеритах ( $\delta^{34}\text{S} = 10.2$ ) указывает на более высокие значения R-фактора для высокомагнезиальных магм, что соответствует и большей мощности пикритового горизонта.

Исходя из геологического строения Хараелахского интрузива и данных по изотопному составу серы сульфидов, можно предположить, что интрузив образован в результате множественных инъекций рудоносной магмы, которая испытала длительную по времени кристаллизационную дифференциацию в протяженной по латерали промежуточной магматической камере или подводящем канале, локализованных в ниже-средне-палеозойской осадочной толще, где происходило стягивание пластовых флюидов и восстановление сульфатной серы.

Родоначальные магмы Пясино-Вологочанского интрузива, так же как и родоначальные магмы Хараелахского интрузива, испытали кристаллизационную дифференциацию и ассимиляцию в верхнекоровом промежуточном очаге. Однако время существования очага и транспорта было не достаточным для масштабных процессов сульфаторедукции и последующей сульфуризации магм сероводородными газами. Прямая корреляция между значениями  $\delta^{34}\text{S}$  и содержанием серы, а также отсутствие богатых руд в Пясино-Вологочанском интрузиве указывает на кратковременность или неэффективность сульфидно-силикатного обмена, в результате чего образовывалось малое количество сульфидного расплава, изотопный состав серы которого не успел гомогенизироваться. Необходимо отметить, что Пяси-

но-Вологочанский интрузив характеризуется гораздо меньшей степенью дифференциации (Служеникин, Кривоуцкая, 2015) и, что наиболее важно, в его разрезе практически отсутствуют горизонты крупнозернистых лейкогаббро и такситовых габбро-долеритов, а на флангах интрузива не выявлены силлы с крупнозернистыми лейкогаббро, что также согласуется с предлагаемой гипотезой.

## ВЫВОДЫ

1. Латеральная изменчивость изотопного состава серы первично-магматических сульфидов Хараелахского интрузива проявлена в увеличении значения  $\delta^{34}\text{S}$  от тыловой (корневой) к фронтальной части массива. Такая зональность, а также контрастный изотопный состав серы сульфидов в породах краевых серий и в пикритовых габбродолеритах центральной серии в глубинной части разреза, отражают последовательность поступления рудоносной магмы к месту современного залегания интрузива. Одинаковый изотопный состав серы вкрапленных сульфидов такситовых пород и массивных руд, обогащенный тяжелым изотопом по сравнению с сульфидами в такситовых габбродолеритах, предполагает, что такситовые горизонты, скорее всего, являются непосредственным местом генерации сульфидных расплавов. Отсутствие корреляционных зависимостей изотопного состава серы и ее содержания в породе и в целом относительно узкие вариации значения  $\delta^{34}\text{S}$  отражают длительность динамического обмена сульфид-силикат и гомогенное распределение ассимилированной газовой фазы в магме. На всем пути транспорта магм через сульфат-содержащие породы происходило термально-химическое разложение сульфатов и восстановление сульфатной серы углеводородами, ассимиляция сероводородных газов и гомогенизация изотопного состава серы сульфидов. Изотопный эффект прогрессирующей местной ассимиляции, обеспечивающей обогащение сульфидов тяжелым изотопом, превалировал над эффектом сульфидно-силикатного обмена, ведущего к гомогенизации изотопного состава серы с асимптотическим приближением к изотопному составу в первичной магме.

Установленные вариации не согласуются с первично изотопно-тяжелым составом серы сульфидов в магматическом источнике.

2. В Пясино-Вологочанском интрузиве отсутствует латеральная изменчивость изотопного состава серы первично-магматических сульфидов. Для данного интрузива характерен широкий диапазон значений  $\delta^{34}\text{S}$  и их прямая корреляция с содержанием серы в породе. Данные особенности, а также слабая дифференциация и рудоносность

массива отражают относительную кратковременность стагнирования расплавов в промежуточной магматической камере и неэффективность ассимиляции и сульфидно-силикатного обмена в резидентном канале.

3. Объемы лейкогабброидных пород, включая крупнозернистое лейкогаббро и богатые плагиоклазом такситовые габбро-долериты, как в самом теле интрузива, так и на его флангах, вероятно, связаны прямой зависимостью с объемом сульфидной массы, локализованной в основном теле интрузива. Данные породы можно рассматривать как индикаторы проявления сульфат-редукции и степени сульфидоносности интрузивных образований на слабоизученных площадях.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность руководству ПАО «ГМК «Норильский никель» и ООО «Норильскгеология» (сейчас «НН Технические Сервисы») за финансовое обеспечение полевых экспедиционных и аналитических работ, за постоянный интерес, внимание и помощь в проводимых исследованиях. Авторы благодарны Е.О. Дубининой и С.Ф. Служеникину за конструктивные критические замечания и рецензии, способствовавшие улучшению рукописи.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проведены в ИГЕМ РАН при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 21-17-00119.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Пшеницын И. В., Дубинина Е. О., Коссова С. А., Соболев С. Н.* Изотопный состав серы в оливковых габброноритах рудоносного апофиза Иоко-Довыренского интрузива в северном Прибайкалье // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 6. С. 569–587.
- Виноградов А.П., Гриненко Л.Н.* Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса // *Геохимия*. 1966. № 1. С. 3–14.
- Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н.* Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // *Геохимия*. 1963. № 1. С. 35–39.
- Горбачев Н.И., Гриненко Л.Н.* Изотопный состав сульфидов и сульфатов Октябрьского медно-никелевого месторождения (Норильский район) и некоторые вопросы его генезиса // *Геохимия*. 1973. № 8. С. 1127–1136.
- Гриненко Л.Н.* Генетическая модель формирования сульфидных медно-никелевых месторождений на основании изотопно-геохимических данных // *Построение моделей рудообразующих систем*. Отв. ред. Сотников В.И. Новосибирск: Наука, 1987. С. 119–128.
- Гриненко Л.Н., Степанов В.К.* Изотопные соотношения и содержания серы в дифференцированных интрузивах Имангдинского рудного узла // *Геохимия*. 1985. № 11. С. 1406–1416.
- Дюжигов О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М.* и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра, 1988.
- Зотов И.А.* Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979.
- Изотопная геология норильских месторождений (под ред. *О.В. Петрова*). СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.
- Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П.* Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* № 2. 1974. С. 80–91.
- Криволуцкая Н.А.* Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // *ДАН*. 2014а. Т. 454, № 3. С. 319–321.
- Криволуцкая Н.А.* Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2014б. 305 с.
- Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения: механизмы накопления, новые источники и методы получения рудных веществ // *Руды и металлы*. 2002. № 5. С. 9–22.
- Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006.
- Лихачев А.П.* Возможность самообогащения рудным веществом и тяжелым изотопом серы ( $^{34}\text{S}$ ) мантийных магм, формирующих платино-медно-никелевые месторождения и перспективное место для локализации руд в Норильском районе // *Отечеств. геология*. 2019. № 3. С. 32–49.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В.* Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН. 2018. 287 с.
- Радько В.А.* Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.
- Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г., Боровиков А.А.* Источник серы сульфидных месторождений в траппах сибирской платформы по изотопным данным // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 8. С. 1176–1194.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Магматические породы Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2000. Т. 1, 2.
- Служеникин С.Ф., Криволуцкая Н.А.* Пясино-Вологодчанский интрузив: геологическое строение и платино-медно-никелевые руды (Норильский район) // *Геология руд. 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.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Туровцев Д.М.* Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохимические характеристики и рудоносность // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 5. С. 511–544.

- Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.
- Урванцев Н.Н. Некоторые вопросы формирования рудоносных интрузий и руд Норильска // Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. Л.: НИИГА, 1972. С. 123–127.
- Barnes S.J., Malitch K.N., Yudovskaya M.A. Introduction to a Special Issue on the Norilsk-Talnakh Ni–Cu–Platinum group element deposits // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1157–1172.
- Campbell I.H., Naldrett A.J., Barnes S.J. A Model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes // *J. Petrol.* 1983. V. 24. P. 133–165.
- Czamanske G.K., Zeniko T.E., Fedorenko V.A., Calk L.C., Budahn J.R., Bullock J.H., Jr. Fries T.L., King B-S. W., Siems D.F. Petrographic and geochemical characterization of ore-bearing intrusions of the Noril'sk type, Siberia: with discussion of their origin // *Res. Geol. Spec. Iss.* 1995. № 18. P. 1–48.
- Fiège A., Holtz F., Shimizu N., Mandeville C.W., Behrens H., Knipping J.L. Sulfur isotope fractionation between fluid and andesitic melt: An experimental study // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 142. P. 501–521. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.07.015>
- Fiège A., Holtz F., Behrens H., Mandeville C.W., Shimizu N., Crede L.S. Experimental investigation of the S and S-isotope distribution between H<sub>2</sub>O-S ± Cl fluids and basaltic melts during decompression // *Chem. Geol.* 2015. V. 393–394. P. 36–54. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.11.012>
- Grinenko L.N. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // *Int. Geol. Rev.* 1985. V. 28. P. 695–708.
- Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.I. Precision analysis of multi-sulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // *Chem. Geol.* 2018. V. 493. P. 316–326.
- Iacono-Marziano G., Ferraina C., Gaillard F., Di Carlo I., Arndt N.T. Assimilation of sulfate and carbonaceous rocks: Experimental study, thermodynamic modeling and application to the Noril'sk-Talnakh region (Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 89. P. 399–413.
- Jiang L., Worden R.H., Cai C. Generation of isotopically and compositionally distinct water during thermochemical sulfate reduction (TSR) in carbonate reservoirs: Triassic Feixianguan Formation, Sichuan Basin, China // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 165. P. 249–262.
- Krouse H.R. Sulphur isotopes in our environment // *Isotope Geochemistry, Vol. 1. The Terrestrial Environment.* Fritz, P., Fontes, J. Ch. (Eds.). Amsterdam, Elsevier, 1980. P. 435–471.
- Leshner C.M. Roles of xenomelts, xenoliths, xenocrysts, xenovolatiles, residues, and skarns in the genesis, transport, and localization of magmatic Fe–Ni–Cu–PGE sulfides and chromite // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 90. P. 465–484.
- Leshner C.M., Burnham O.M. Multicomponent elemental and isotopic mixing in Ni–Cu–(PGE) ores at Kambalda, Western Australia // *Can. Mineral.* 2001. V. 39. P. 421–446.
- 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 // *Econ. Geol.* 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 // *Econ. Geol.* 2009a. V. 104. № 2. P. 291–301. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.2.291>
- Li C., Naldrett A.J., Shmitt A.K. et al. Magmatic anhydrite-sulfide assemblages in plumbing system of the Siberian Traps // *Geology.* 2009b. V. 37. P. 259–262. <https://doi.org/10.1130/G25355A.1>
- Likhachev A.P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region // *Proceed. of the Sudbury-Noril'sk Symp.* Ontario: Geological Survey, 1994. Special vol. 5. P. 185–201.
- Li Y.B., Liu J.M. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 1789–1795.
- 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.
- Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Gorbachev N.S., Doherty W. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implication to the origin of the Ni-Cu ores // *Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 975–1004.
- Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Kunilov V.I., Gorbachev N.S., Doherty W., Johan Z. Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk region, Siberia: their formation in conduits for flood basalt volcanism // *Trans. Inst. Min. Metall.* 1995. V. 104. P. B18–B36.
- Ohmoto H., Rye R.O. Isotope of sulfur and carbon // *Geochemistry of Hydrothermal deposits.* Barnes H.L. (Eds.). John Wiley & Sons, 1979. P. 509–567.
- Poulson S.R., Ohmoto H. Devolatilization equilibria in graphite-pyrite-pyrrhotite bearing pelites with application to magma-pelite interaction // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 101. P. 418–425.
- Ripley E.M., Li C. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu–Ni–PGE deposits // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 635–641.
- Ripley E.M., Lightfoot P.C., Li C. et al. 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., Craig H. et al. 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.
- Robertson J.C., Barnes J.S., Le Vaillant M. Dynamics of magmatic sulphide droplets during transport in silicate melts and implications for magmatic sulphide ore formation // *J. Petrol.* 2015. V. 56. P. 2445–2472.
- Ryabov V.V., Shevko A.Y., Gora M.P. Trap Magmatism and Ore Formation in the Siberian Noril'sk Region. Dordrecht. Springer. 2014. 625 p.
- Samalens N., Barnes S.J., Sawyer E.W. The role of black shales as a source of sulfur and semimetals in magmatic nickel-copper deposits: Example from the Partridge River

Intrusion, Duluth Complex, Minnesota, USA // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 81. P. 173–187.

*Schoneveld L., Barnes S.J., Godel B., Le Vaillant M., Yudovskaya M.A., Kamenetsky V., Sluzhenikin S.F.* Oxide-sulfide-melt-bubble interactions in spinel-rich taxitic rocks of the Norilsk-Talnakh intrusions, polar Siberia // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1305–1320.

*Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J., Abramova V.D., Le Vaillant M., Petrenko D.B., Grigor'eva A.V., Brovchenko V.D.* Low-sulfide platinum group element ores of the Norilsk-Talnakh camp // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1267–1303.

<https://doi.org/10.5382/econgeo.4749>

*Taylor H.P. Jr.* Water/rock interaction and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholiths // *J. of the Geological Society of London.* 1977. V. 133. P. 509–558.

*Thode H.G., Monster J.* Sulphur isotope geochemistry of petroleum, evaporites and ancient seas // *AAPG Mem.* 1965. 4. 367–77.

*Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V.* An improved femtosecond laser-ablation fluorination method for measurements of sulfur isotopic anomalies ( $\Delta 33S$  and  $\Delta 36S$ ) in sulfides with high precision // *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2019. V. 33. P. 1722–1729.

*Yao Z., Mungall J.E.* Linking the Siberian flood basalts and giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits at Norilsk // *JGR Solid Earth Res.* Article. 2021.

<https://doi.org/10.1029/2020JB020823>

*Yudovskaya M.A., Sluzhenikin S.F., Costin G., Shatagin K.N., Dubinina E.O., Grobler D.F., Ueckermann H., Kinnaird J.A.* Anhydrite assimilation by ultramafic melts of the Bushveld Complex, and its consequences to petrology and mineralization // *Soc. Econom. Geol. Special Publication.* 2018. V. 21. P. 177–206.

#### ФОНДОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ

*Лапковский А.А., Радько В.А., Сидоренко И.П.* и др. Поиски месторождений сульфидных медно-никелевых руд на Лебяжинской площади. ООО “Норильскгеология”, Спб., 2020.

*Лосев В.М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Амбарная-Вологочан (отчет Амбарнинской ГСП о съемке масштаба 1 : 50000 листа R-45-92-В, Г за 1968–70 гг.). НКГРЭ, Норильск, 1970.

*Матвеев И.А., Пинаев В.С., Легезина О.П.* и др. Оценка сульфидных медно-никелевых руд на Средне-Вологочанской площади. ПО “Норильскгеология”, Талнах, 2006.

*Шадрин Л.М., Федоренко В.А., Сухарева М.С., Макеева Л.В., Симонов О.Н., Михалев С.К., Кузнецова Н.П., Чуркин В.И., Зенько Т.Е., Туровцев Д.М., Гриненко Л.Н., Петухов И.Е.* Выявление и геологопетрологическое исследование апофиз дифференцированных интрузий Норильского района с целью поисков никеленосных массивов и их ветвей, перспективных на богатые руды (Отчет по теме Б.П.1/31(13) 414 за 1982–1986 гг. в 2 томах, 4 книгах). ПГО “Красноярскгеология”, Норильск, 1986.