

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ В ОЛИВИНОВЫХ ГАББРОНОРИТАХ РУДОНОСНОГО АПОФИЗА ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВА В СЕВЕРНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

© 2021 г. А. А. Арискин<sup>a, b, \*</sup>, И. В. Пшеницын<sup>a, b</sup>, Е. О. Дубинина<sup>c</sup>, С. А. Коссова<sup>c</sup>, С. Н. Соболев<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup>Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>b</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Россия

<sup>c</sup>Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва, Россия

\*e-mail: ariskin@rambler.ru

Поступила в редакцию 29.03.2021 г.

После доработки 28.04.2021 г.

Принята к публикации 10.05.2021 г.

Высокоточный изотопный анализ серы проведен на фракциях сульфидов из 10 образцов оливиновых габброноритов, слагающих мощный (около 300 м) раздув рудоносного апофиза, параллельного основанию Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье (Россия). Установлены широкие вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  от +11 до -1.9‰. Максимальное обогащение сульфидов тяжелой серой наблюдается в породах из 10-метрового горизонта у нижнего контакта апофиза, а минимальное – в его прикровельной части. Сульфидные капли в пикродолерите непосредственно из нижнего контакта (Пшеницын и др., 2020) демонстрируют узкий диапазон значений величины  $\delta^{34}\text{S}$  (+8.65 ± 0.34‰, n = 5). Для богатых сидеронитовых руд, рудоносного оливинового габбронорита и дайки лейкогаббро характерны незначительные вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  от +2.09 до +2.53‰. Измерения изотопного состава серы в двух образцах пиритоносных пород из вмещающих карбонатно-терригенных толщ продемонстрировали дискретные значения  $\delta^{34}\text{S} = +2.20\%$  и  $\delta^{34}\text{S} = +9.40 \pm 0.14\%$  при валовом содержании серы до 3.5 мас. %. Показано, что простые схемы аддитивного смешения изотопно-контрастных резервуаров, отвечающих ювенильному магматическому источнику ( $\delta^{34}\text{S} = 0$  и +2‰) и условному контамианту ( $\delta^{34}\text{S} = +9.4\%$ ), требуют высокой степени ассимиляции вмещающих пород (до 60–80%) и полного изотопного уравновешивания гибридной системы. В случае kontaktового пикродолерита с глобулярными сульфидами механизм смешения несовместим с оценкой растворимости сульфидной серы в исходной магме – около 0.08 мас. % (Ariskin et al., 2016). Высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  в породах подошвы рудоносного апофиза находят объяснение, если предположить поступление в магматическую систему kontaktово-метаморфического  $\text{H}_2\text{S}$ -содержащего флюида, образованного при термическом разложении пирита в процессе дегидратации вмещающих толщ. Этот механизм не требует объемной ассимиляции корового вещества и согласуется с устойчивым характером петрологических и геохимических характеристик довыренских магм и производных кумулаторов.

**Ключевые слова:** Йоко-Довыренский массив, апофиз, сульфидные руды, плагиоперидотит, изотопный состав серы, контаминация, разложение пирита, флюидный перенос

**DOI:** 10.31857/S0869590321060029

### ВВЕДЕНИЕ

Проблемы образования Cu-Ni-ЭПГ сульфидных месторождений, связанных с крупными расслоенными интрузивами, включают расшифровку механизмов локализации скоплений и рудных залежей сульфидов, которые зависят от условий силикатно-сульфидной несмесимости как фактора зарождения протосульфидных жидкостей (Naldrett, 2004, 2011). При этом принимается, что источником основных металлов (Fe-Ni-Cu-Co) и платиноидов являются сами магмы, из которых эти элементы экстрагируются в сульфидную фазу.

Такое разделение на динамический (транспортные явления) и физико-химический (P-T параметры, составы магм и т.п.) аспекты рудообразования предполагает взаимосвязь динамики интрудирования магм в конкретной геолого-тектонической обстановке с процессами миграции несмесимых сульфидов в кристаллизующихся магмах и кумулатах (Радько, 1991, 2016; Maier, 2001, 2005; Лихачев, 2006; Song et al., 2011; Chung, Mungall, 2009; Barnes et al., 2016; Robertson et al., 2016; Mao et al., 2018; Wang et al., 2020; Yao, Mungall, 2021). В обоих случаях критически важное значение приобретает

оценка начала силикатно-сульфидной несмесимости, по существу – ответ на вопрос о факторах, определяющих относительно ранее или позднее появление в магмах первых сульфидных глобул. К главным факторам относятся понижение растворимости сульфидной серы (sulfur concentration at sulfide saturation, SCSS) по мере фракционирования мафит-ультрамафитовых магм и возможность коровой контаминации, включая эффекты понижения SCSS при их взаимодействии с более кислыми породами и/или привнос серы в магматические системы из вмещающих толщ. С середины 60-х годов прошлого столетия “фактор привноса серы” рассматривался как определяющий зарождение и накопление в магматических системах сульфидов, независимо от типа и масштабов Cu-Ni-ЭПГ месторождений (Naldrett, 2004, 2011). В последнее десятилетие эта позиция звучит не столь категорично.

С одной стороны, накоплен опыт экспериментального моделирования и термодинамических расчетов SCSS (Li, Ripley, 2009; Baker, Moretti, 2011; Ariskin et al., 2013, 2018a; Fortin et al., 2015; Kiseleva, Wood, 2015), которые показывают, что влияние кислых контаминаций на растворимость серы незначительно. С другой – исследования различных рудоносных вулкано-плутонических комплексов приводят к выводу, что дополнительное поступление серы в магмоводы и магматические камеры не является условием, необходимым для начала сульфидной ликвации. Ювенильной серы, как правило, достаточно для насыщения магм протосульфидными расплавами уже после 20–30% кристаллизации силикатов (Maier, Groves, 2011; Ariskin et al., 2016, 2018a, 2018b). В итоге сформировалось мнение, что поступление коровой серы в ортомагматические системы определяет образование гигантских и других экономически важных Cu-Ni-сульфидных месторождений, тогда как менее крупные рудопроявления и залежи сульфидного вещества могут формироваться в нижних частях магматических камер и подводящих каналах как результат кристаллизации исходных магм (Ripley, Li, 2013; Karikovski et al., 2018; Арискин и др., 2018). Некоторые авторы отрицают значение коровой контаминации, даже в случае гигантских месторождений (Krivolutskaya, 2016).

Эта ситуация предполагает разнообразие условий образования сульфидов для конкретных интрузивных комплексов, а решение генетических задач определяет возможность расчета линий эволюции SCSS по мере кристаллизации первичных и контаминированных мафит-ультрамафитовых магм, включая использование критериев контаминации при оценке масштабов явления. Настоящая статья посвящена анализу этих проблем на примере рудоносных пластиноperiidotитов Байкальского Cu-Ni-сульфидного месторождения в Северном Прибайкалье – с использовани-

ем новых данных по изотопному составу серы в сульфидах.

## РУДОНОСНОСТЬ ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

**Байкальское месторождение** было открыто по результатам поисково-разведочных работ на Йоко-Довыренском массиве, которые проводились в 1963–1964 гг. Байкальской комплексной партией Северо-Байкальской экспедиции под руководством Л.М. Бабурина (Бабурин, 1964). Этот крупный расслоенный интрузив расположен примерно в 60 км от северной оконечности оз. Байкал и выражен в рельфе протяженным хребтом (голец Довырен), который разделяет бассейны рек Тыя, Ондоко и Олокит и вытянут на северо-восток под углом 45°–50°. Река Ондоко прорывает интрузивные породы на юго-западном фланге, где замыкание массива представлено породами, слагающими другой менее высокий голец – Йоко. На геологических картах Йоко-Довыренский массив представляет круто падающее (80°–90°) линзовидное тело размером ~26 × 3.5 км, залегающее субсогласно с вмещающими карбонатно-терригенными отложениями ондокской серии Сыннырского рифта (Гурлев, 1965; Конников, 1986; Кислов, 1998; Рыцк и др., 2002). Возраст интрузивных пород Довыренского комплекса составляет 724–728 млн лет (Арискин и др., 2013; Ernst et al., 2016).

Результаты геофизических исследований показывают, что региональная площадь интенсивных положительных аномалий силы тяжести в редукции Буге в несколько раз превышает площадь выходов Йоко-Довыренского массива на дневную поверхность (Турутанов и др., 2013). Обработка гравиметрических данных с использованием методов трехмерного моделирования показывает, что в современном залегании интрузив представляет протяженное и уплощенное тело (шириной в 2–3 раза выше максимальной стратиграфической мощности пород массива) с обширной неэкспонированной кровлей на глубинах 500–1000 м. Судя по интенсивности гравитационных аномалий массив продолжается в северо-восточном направлении и на расстоянии около 10 км от северо-восточного замыкания на поверхности переходит на глубине в еще одно тело мощностью до 1–1.5 км (Турутанов и др., 2013). Можно предположить, что это промежуточная камера, связывающая главный интрузив с потоками низко-Ti андезибазальтов сыннырской свиты, которые венчают ондокскую серию в составе толщи вулканогенно-осадочных пород (Мануйлова, Зарубин, 1981).

В зависимости от принятой разницы между плотностью пород массива и вмещающих толщ глубина залегания подошвы массива варьирует от 1.5–2 до 3 км. Заметим, однако, что геофизические

реконструкции безотносительны к первичному залеганию и стратиграфии пород массива. Иными словами, гравиметрическое представление “кровли” и “подошвы” плохо согласуется с положением реальных контактов интрузива на поверхности, вследствие повернутой вертикально стратиграфической последовательности. Таким образом, изопахиты погребенной кровли массива захватывают участки, удаленные на несколько километров от экспонированных нижнего и верхнего контактов. Возможно, что положительные гравитационные аномалии по периферии главной камеры массива могут отражать распространение сопутствующих даек габброноритов и плагиoperidotитовых силлов<sup>1</sup>.

**Богатые руды Байкальского месторождения** со средоточены за пределами главного интрузива – в силлах, подстилающих и смыкающихся с его гипербазитовым основанием в срединной части (Кислов, 1998; Орсоев и др., 2018; Пшеницын и др., 2020, 2022). Эти наблюдения согласуются с выводами о локализации сульфидов в промежуточных камерах и ответвлениях магмоводов (см. выше) и основаны на результатах выделения и детального изучения четырех рудных полигонов: Озерный (СВ окончание Довырен), Центральный и Большой (по названиям ручьев в наиболее мощной центральной части) и Рыбачий (ЮЗ окончание), см. (Бабурин, 1964). Последующие поисковые работы на Йоко-Довыренском массиве носили ограниченный характер (А.Г. Крапивин в 1976–1979 гг., В.В. Клеткин в 1986–1990 гг.); после до-разведки А.Г. Степиным в 1989–1993 гг. прогнозные ресурсы Байкальского месторождения были оценены как 147 тыс. т Ni, 51.01 тыс. т Cu и 9.47 тыс. т Co (Kislov, Khudyakova, 2020). В итоге оно переведено в разряд забалансовых.

Тем не менее интерес к проблемам рудообразования на примере Довыренского интрузивного комплекса не снижается. В серии публикаций последних лет (см. работы А.А. Арискина, Е.В. Кислова, Д.А. Орсоева, И.В. Пшеницына, Э.М. Спирidonова) авторы вновь и вновь обращаются к сульфидоносным породам и рудам этого уникального объекта. Обусловлено это широким разнообразием типов Cu-Ni-ЭПГ-сульфидной минерализации, закономерностями распределения ареалов вкрапленности вблизи сульфидных руд, открытием новых участков ЭПГ-минерализации (Арискин и др., 2020). При этом получили развитие новые методы исследований, включая моде-

лирование кристаллизации сульфидонасыщенных магм и прикладные аспекты рентгеновской компьютерной томографии – КТ (Ariskin et al., 2016, 2018a, 2018b, 2018c; Корост и др., 2019). Особый интерес вызывают исследования пород, содержащих глобулярные сульфиды, которые установлены вблизи нижних контактов рудоносных силлов/апофиз и указывают на внутрикамерное зарождение несмесимых сульфидов на стадии, предшествующей их сегрегации и образованию крупных залежей (Пшеницын и др., 2020). Здесь были приведены результаты КТ-исследований сульфидных глобул и неправильных агломераций – вплоть до образования сидеронитовых структур, даются оценки состава протосульфидных расплавов с целью выявления возможных корреляций структурно-минералогических типов рудоносных пород и их изотопно-геохимических характеристик.

## ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ

Первые оценки изотопных отношений серы для сульфидоносных пород рудопроявления массива Довырен пришли на середину 60-х годов прошлого столетия, когда для 10 представительных образцов пирротина был установлен диапазон  $-0.6 \leq \delta^{34}\text{S} \leq +3.4\text{\textperthousand}$ , в среднем  $+1.8\text{\textperthousand}$  (Виноградов, Гриненко, 1964). Эти измерения были проведены на одном из первых советских газовых масс-спектрометров МС-2М (1953 г.); затем в эксплуатацию были принятые более совершенные приборы серийной линии Сумского завода – МИ1201 (1969–1971 гг.) и МИ1305 (Израилевич и др., 2003). Внедрение этой техники совпало с развитием методов выделения серы из сульфидных минералов в виде  $\text{SO}_2$ , в ГЕОХИ РАН (г. Москва) – путем ступенчатого высокотемпературного нагрева в вакуумной установке смеси растертых проб и высокочистого пентаоксида ванадия  $\text{V}_2\text{O}_5$  с последующей очисткой газовой смеси от  $\text{CO}_2$  и воды. Подобные методы получили распространение в других научных организациях бывшего Советского Союза. В частности, С.А. Гурулев с соавторами (1978) привели данные об изотопном составе серы в пирротине для семи образцов рудоносных плагиoperidotитов Йоко-Довыренского массива, которые показали более узкий диапазон  $-0.5 \leq \delta^{34}\text{S} \leq +1.05\text{\textperthousand}$ , в среднем  $+0.3 \pm 0.5\text{\textperthousand}$  (аналитик М.Ш. Кавиладзе, Республиканский центр изотопных исследований, г. Тбилиси). В диссертации (Гриненко, 1986) представлены результаты для 34 образцов убого минерализованных пород, представляющих зоны верхнего и нижнего эндоконтактов и пяти главных стратиграфических зон интрузива. Содержание серы для 2/3 части образцов не превышали 0.01 мас. %, остальные составляли менее 0.3 мас. %. Для прикровельных и зака-

<sup>1</sup> Термин “плагиoperidotит” используется здесь как дань традиции регионального геологического описания, например (Кислов, 1998). В действительности эти тела сложены оливиновыми габброноритами с сильно варьирующим содержанием оливина (Арискин и др., 2018) и, как правило, секутся дайками лейкократовых габброноритов. Подобные вариации состава точнее отражают название “габбро-peridotитовые силлы” (Орсоев и др., 2018).

ленных пород с нижнего контакта были установлены значительные вариации  $\delta^{34}\text{S}$ : от  $-3.8$  до  $+14.9\text{\%}$ , тогда как составы большинства пород расслоенной серии попали в более узкий диапазон  $+(0.2\text{--}4)\text{\%}$ , в среднем  $3.3 \pm 0.7\text{\%}$  (Гриненко, 1986).

Примерно в то же время в тбилисской лаборатории был получен представительный массив данных для 45 фракций пирротина и халькопирита (в одном случае сфалерита) из разных типов сульфидного оруденения (Качаровская и др., 1986). Новые образцы рудоносных плахиопериодитов дали низкие значения  $\delta^{34}\text{S}$  (в среднем  $+0.12$ ), тогда как габбронориты с сульфидной вкрапленностью показали тенденцию обеднения тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$  ( $-0.38 \pm 0.95\text{\%}$ ). Средние оценки для массивных и брекчированных руд составили  $+0.89 \pm 1.32$  и  $+1.22 \pm 0.78\text{\%}$  соответственно. Последующие работы на дovskyренских образцах проводились в лаборатории изотопных исследований и геохронологии Аналитического центра ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) на масс-спектрометре производства “Finnigan” в модификации “D” (Глотов и др., 1998). Здесь были изучены 44 валовые пробы сульфидов из главных типов рудоносных плахиопериодитов, массивных и вкрапленных руд, но, главным образом, — сульфиноносных габброноритов и анортозитов из двух платиноносных рифов Йоко-Дovskyренского массива (Дистлер, Степин, 1993; Кислов, 1998), распределенных по участкам Озерный, Центральный, Большой и Рыбачий. В дополнение, были представлены анализы нескольких вмещающих пород, кварцевой жилы с пиритом и галенит-баритового прожилка с участка Рыбачий.

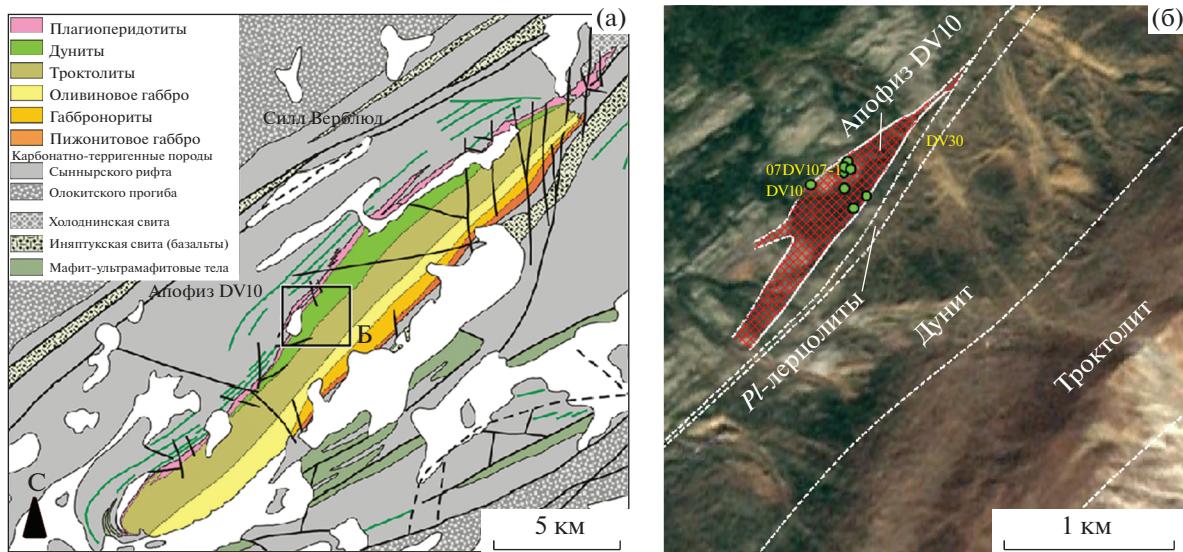
Ниже, на рис. 2, результаты 1964–1998 гг. показаны частично — для богатых руд, содержащих более 5% сульфидов ( $n = 32$ ), и ассоциирующих сульфиноносных плахиопериодитов ( $n = 15$ ) из основания массива. Эти данные демонстрируют небольшое, но систематическое утяжеление изотопного состава серы в рудных образцах. При этом нет возможности проследить возможные пространственные вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  на выделенных участках, особенно по отношению к контактам интрузива с вмещающими породами или в разрезах рудоносных силлов/апофиз. Данные, представленные в настоящей статье, частично заполнят этот пробел — на примере известного рудоносного тела ниже контакта Йоко-Дovskyренского массива, которое включает несколько типов руд и сульфидной минерализации — апофиз DV10 (Пшеницын и др., 2022).

## ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

По результатам геолого-разведочных работ 1964–1979 гг., ниже основания Йоко-Дovskyрен-

ского массива в районе руч. Большой были установлены богатые вкрапленные (местами сидеронитовые) руды, приуроченные к хорошо раскристаллизованным породам безымянного плахиопериодитового силла. По результатам картирования А.Г. Крапивиным и А.Г. Степиным (см. выше), в междуречье ручьев Большой и Центральный (северо-восточнее рудопроявления) этот силл смыкается с базальной зоной plutона и представляет фактически апофиз — протяженное ответвление, в целом параллельное генеральному простианию структуры (рис. 1). По наблюдениям (Конников, 1986), рудная залежь приурочена к центральной части этого тела, а его “... краевая закаленная зона, образованная пикритами, лишена минерализации ...”. В 2006–2019 гг. нами были прослежены верхний и нижний контакты апофиза и проведено детальное опробование слагающих пород с опорой на разведочные шурфы и канавы вкrest его простирания. Самому телу было присвоено название “апофиз DV10” — по исходной точке и координатам первого профиля 2006 г. Результаты этих работ показали, что выходы богатых руд на поверхность совпадают со своеобразным раздувом апофиза до 280 м; в юго-западном направлении мощность тела снижается примерно до 150 м (руч. Магнетитовый). Детали опробования, строение и сульфидная минерализация апофиза DV10 подробно описаны в (Пшеницын и др., 2022). Этот материал лежит в основе последующих изотопно-геохимических исследований: в табл. 1 приводится список, стратиграфическое положение и характеристики 10 образцов, для которых были проведены измерения изотопного состава серы.

Петрогохимические характеристики пяти пород из табл. 1 приведены в (Пшеницын и др., 2022), составы других изученных образцов даны в табл. 2. На рис. 3 показаны вариации нормативного минерального состава, рассчитанные для всех проанализированных пород. Эти данные показывают, что практически весь разрез сложен оливиновыми габброноритами и только на нижнем контакте наблюдается узкая зона мощностью менее 5 м, где по структурным признакам породы можно отнести к пикродолеритам и переходным разностям. Пикродолериты закаленного контакта представляют массивные породы порфировидной структуры с офитовой основной массой. Крупные (до 1.5 мм) вкрапленники оливина составляют в них визуально не менее 15%, а офитовая структура отражает обилие мелких лейст андезина, лабрадора, удлиненных кристаллов авгита и гиперстена. Из второстепенных минералов преобладает флогопит (около 2.5%), локально установлено до 5% сульфидов. Аксессорные минералы представлены ильменитом (~1%) и алюмохромитом (~0.5%). Вверх по разрезу количество оливина возрастает, а первичная пористость оливиновых кумулатов снижается, что хорошо видно по обеднению по-



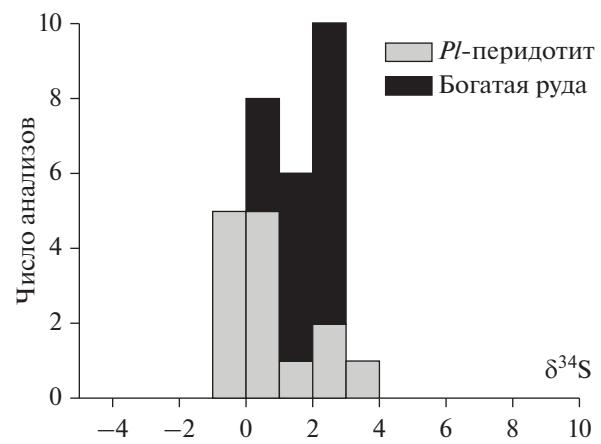
**Рис. 1.** Карта геологического строения Йоко-Довыренского массива (а) с положением и схемой опробования апофиза DV10 (б), по (Пшеницын и др., 2022). Точки опробования указаны только для сульфиноносных пород и руд, в которых измерялся изотопный состав серы сульфидов (табл. 1).

род несовместимыми элементами и увеличению отношения  $MgO/Zr$  (табл. 1). Размер зерен интеркумульсных фаз также возрастает, а структура приобретает пойкилитовый характер – за счет крупных ойлокрист плагиоклаза и пироксенов, цементирующих разноразмерные зерна оливина с включениями алюмохромита.

Таким образом, в изученном разрезе проявляется обогащение габброноритов оливином снизу вверх. Максимальное количество, около 70%,  $OI$  отмечается на стратиграфических уровнях 160–190 м (рис. 3). Эта тенденция нарушается в богатых сидеронитовых рудах и дайках оливинсодержащих и/или безоливиновых габброноритов, которые локально секут участки стратиграфического профиля апофиза. Другое важное наблюдение – породы зоны закалки и эндоконтакта не лишены сульфидной минерализации. Уже при первичном опробовании нижнего эндоконтакта нами обнаружен обр. DV10-4 с мелкими сульфидными глобулами размером до 1–2 мм. В последующем вблизи непосредственного контакта тела с черными сланцами были обнаружены пикродолериты, включающие округлые сульфидные глобулы диаметром от первых до 15 мм (Пшеницын и др., 2020).

**Сульфидная минерализация** проявлена во всех образцах апофиза DV10 и представлена глобулами (обычно неправильной формы до 2 см в поперечнике) или изолированными вкраплениями сульфидов, и только в нижней части тела, в интервале 10–20 м от контакта, наблюдаются глобулярные и богатые сидеронитовые руды с содержанием серы около 12 мас. % (или до ~35% сульфидного материала – табл. 1, рис. 3). По мере удаления от богатых

руд относительное количество и размер доменов сидеронитовой вкрапленности сокращаются при одновременном уменьшении размера и количества глобул. С учетом структурных особенностей рудоносных пород их можно разделить на четыре типа (Пшеницын и др., 2022): (1) пикродолериты эндоконтакта с сульфидными каплями (обр. 16DV627-1-2 и 19DV928-1); (2) оливиновые габбронориты с сульфидными каплями (обр. DV10-4, 16DV627-1-3); (3) рудоносные оливиновые габбронориты с неправильной формой глобулами,



**Рис. 2.** Гистограммы распределения изотопного состава серы для рудоносных плагиопериодитов и богатых сульфидных руд Довыренского интрузивного комплекса, по результатам работ 1964–1998 гг., сводка (Кислов и др., 1998) и с дополнениями (Глотов и др., 1998).

**Таблица 1.** Стратиграфическое положение и характеристики изученных пород апофиза DV10

Номер образец	<i>h</i> , м	Порода	CIPW, мас. %		<i>Fo</i> ( <i>Ol</i> )	MgO	S, мас. %	Cu, ppm	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
			<i>Ol</i>	<i>Pl</i>					
19DV920-1	279.7	Контактовый пикродолерит	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	-1.86
19DV903-3	274	Оливиновый габбронорит	49.9	28.2	н.д.	5964	0.05	64	1.00
19DV908-1*	190	Оливиновый габбронорит	70.2	18.9	83.6	13085	0.63	327	2.42
16DV629-1-2**	23	Рудоносное лейкогаббро (дайка)	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	$2.50 \pm 0.17$ ( <i>n</i> = 3)
16DV628-2*	21	Рудоносный оливиновый габбронорит	32.6	23.9	80.6	4157	3.43	824	$2.53 \pm 0.15$ ( <i>n</i> = 3)
07DV107-1*	12	Сидеронитовая руда	34.1	8.4	81	18240	9.11	6685	2.09
DV10-4*	11	Оливиновый габбронорит**	51.4	20.6	80	5103	0.82	1029	6.20
16DV627-1-3	8	Оливиновый габбронорит**	н.д.	н.д.	78.1	5027	0.54	676	$10.33 \pm 0.42$ ( <i>n</i> = 3)
19DV928-1	3	Пикродолерит**	н.д.	н.д.	н.д.	2802	0.12	249	11.80
16DV627-1-2 (капля 1)	0.1	Пикродолерит**	25.5	35.5	75.5	2328	0.22	355	$8.76 \pm 0.25$ ( <i>n</i> = 2)
16DV627-1-2 (капля 2)	0.1	Пикродолерит**	—	—	—	—	—	—	$8.48 \pm 0.35$ ( <i>n</i> = 3)

Примечание. н.д. – нет данных.

\* По данным табл. 1 в работе (Пшеницын и др., 2022). \*\* Присутствуют сульфидные капли/глобулы.

переходящими в домены сидеронитовой вкрапленности (обр. 16DV628-2) и (4) сидеронитовые руды с матрицей оливиновых габброноритов (обр. 07DV107-1), см. табл. 1 и рис. 4. Образец 16DV629-1-2 выше главного рудоносного горизонта представляет дайку лейкогаббро с сульфидными каплями (рис. 4в, 4г).

Ассоциации сульфидных минералов не зависят от типа минерализации и включают пирротин/троилит + пентландит + халькопирит ( $\pm$ кубанит). В качестве второстепенных минералов наблюдаются сфалерит и галенит (Качаровская, 1986). Присутствие пирротина и троилита установлено во всех породах в виде характерных змееобразных ламелей распада *Mss* на пирротин (*Po*) и троилит (*Tr*, примерно в равной пропорции), с редкими зернами пентландита. Халькопирит (*Cpy*), как правило, не имеет кристаллографических очертаний и наблюдается в скоплениях и каплях сульфидов, формируя ксеноморфные выделения или срастания с пирротином. Реже наблюдаются тонкие ламелеобразные выделения *Cpy* в *Po-Tr* матрице. Кубанит (*Cub*) встречается как продукт распада *Iss* в халькопирите – иногда в виде удлиненных ламелей или пластин с неровными краями по границам между пирротином и пентландитом. Пентландит представлен двумя разновидностями: *Pn-I* образует субдиоморфные агрегаты размером от 0.1 до 3 мм, обычно на границах зерен пирротина и халькопирита, тогда как *Pn-II* представлен пла-

меневидными ламелями в пирротине. Зачастую он приурочен к границам между сульфидными зернами и к трещинам в сульфидных агрегатах. Иногда наблюдается одинаковая ориентировка ламель пентландита, находящегося в одном зерне пирротина. Различия в составах между этими генерациями выражаются в том, что состав *Pn-I* более выдержан (31.5–33 мас. % Ni), а концентрация Co максимальна – от 1.5 до 2.6 мас. %. Для *Pn-II* характерен некоторый размах по содержанию Ni (~30–33.5 мас. %) при концентрации Co менее 1 мас. % (Пшеницын и др., 2022).

## ИЗМЕРЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ

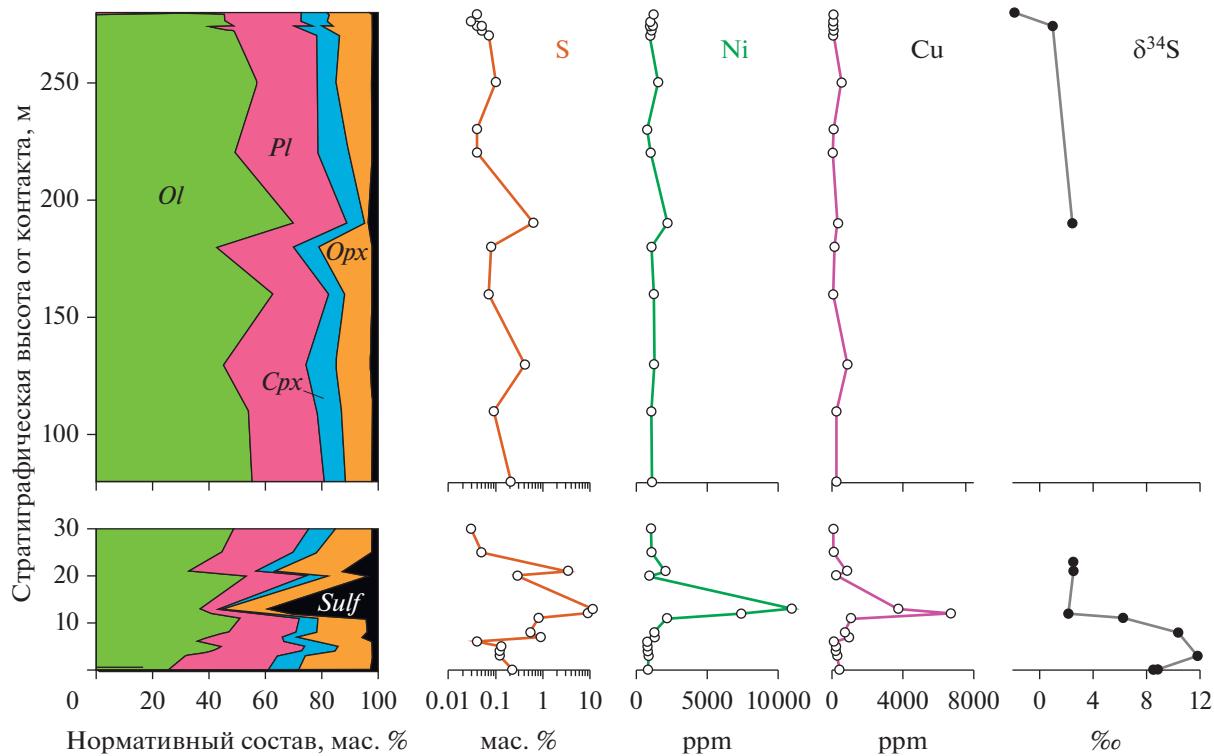
**Изотопный состав серы** изучен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) в микрофракциях сульфидов. Локальный отбор сульфидного вещества проводился алмазной иглой с полированной поверхности аншлифов или непосредственно из фрагментов пород. Всего изучено 10 образцов; в случае пикродолерита, обр. 16DV627-1-2 – две относительно крупные капли (рис. 5). Большинство сульфидных образцов представлено смесью пирротина и троилита. Из каждой капли обр. 16DV627-1-2, удалось выделить по одной фракции с преобладанием халькопирита и пентландита. Полученные навески содержали 30–50 мкг в пересчете на чистую

Таблица 2. Химические составы пород апофиза DV10, изученных в настоящей работе

Компоненты	19DV921-2*	19DV902-1	19DV903-1	19DV923-1	19DV906-2	19DV910-1	19DV916-1	16DV629-M	16DV629-I	19DV911-2	19DV912-1
	279**	276	274	230	220	30	25	23	20	23	5
Основные компоненты, мас. %											
SiO <sub>2</sub>	44.81	44.04	45.20	45.92	44.13	44.57	44.87	40.22	47.47	40.89	45.78
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.39	0.42	0.48	0.38	0.42	0.39	0.36	0.43	0.32	0.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.76	7.65	8.38	9.72	7.87	7.29	7.12	7.63	8.40	6.32	8.76
FeO	11.04	11.65	11.58	12.42	11.69	12.09	12.27	18.34	12.27	11.84	12.90
MnO	0.17	0.18	0.18	0.22	0.18	0.17	0.18	0.17	0.22	0.18	0.19
MgO	25.41	24.82	22.97	20.12	24.12	25.36	25.33	11.51	11.44	27.21	21.58
CaO	5.75	5.56	5.78	7.17	5.70	4.91	5.05	12.08	14.98	4.62	6.38
Na <sub>2</sub> O	0.84	0.79	1.06	0.65	1.11	1.12	0.78	1.00	1.45	0.40	1.18
K <sub>2</sub> O	0.50	0.48	0.52	0.58	0.67	0.52	0.57	0.33	0.19	0.37	0.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.08	0.09	0.07	0.07	0.09	0.09	0.05	0.07	0.06	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57	0.48	0.45	0.15	0.49	0.50	0.54	0.60	0.33	0.62	0.21
NiO	0.15	0.13	0.12	0.09	0.12	0.12	0.13	0.28	0.08	0.11	0.10
S	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	4.19	1.01	0.29	0.12
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
П.п.п.	2.54	3.72	3.20	2.36	3.44	2.80	2.63	3.23	1.66	6.78	1.56
Халькофильные металлы											
Zn	80	86	78	99	75	83	89	59	62	74	96
Cu	47	28	39	48	36	31	46	1179	1336	176	183

Примечание. Содержания петрогенных оксидов определены методом РФА по схеме НСАМ ВИМС 439-РС на вакуумном спектрометре Axios mAX Advanced (PA Nalytical, Нидерланды) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев). Для обр. 16DV629-1-2 индексы DV629-M и -I отвечают фрагментам рудноносного лейкогаббро – белым и относительно богатым халькопиритом соответственно.

\* Номер образца, \*\* глубина, км.



**Рис. 3.** Вариации нормативного состава пород, содержаний S, Ni, Cu и изотопного состава серы по стратиграфическому разрезу апофиза DV10.

Построено по данным табл. 1 и 2 и валовым составам пород, представленных в (Пшеницын и др., 2022).

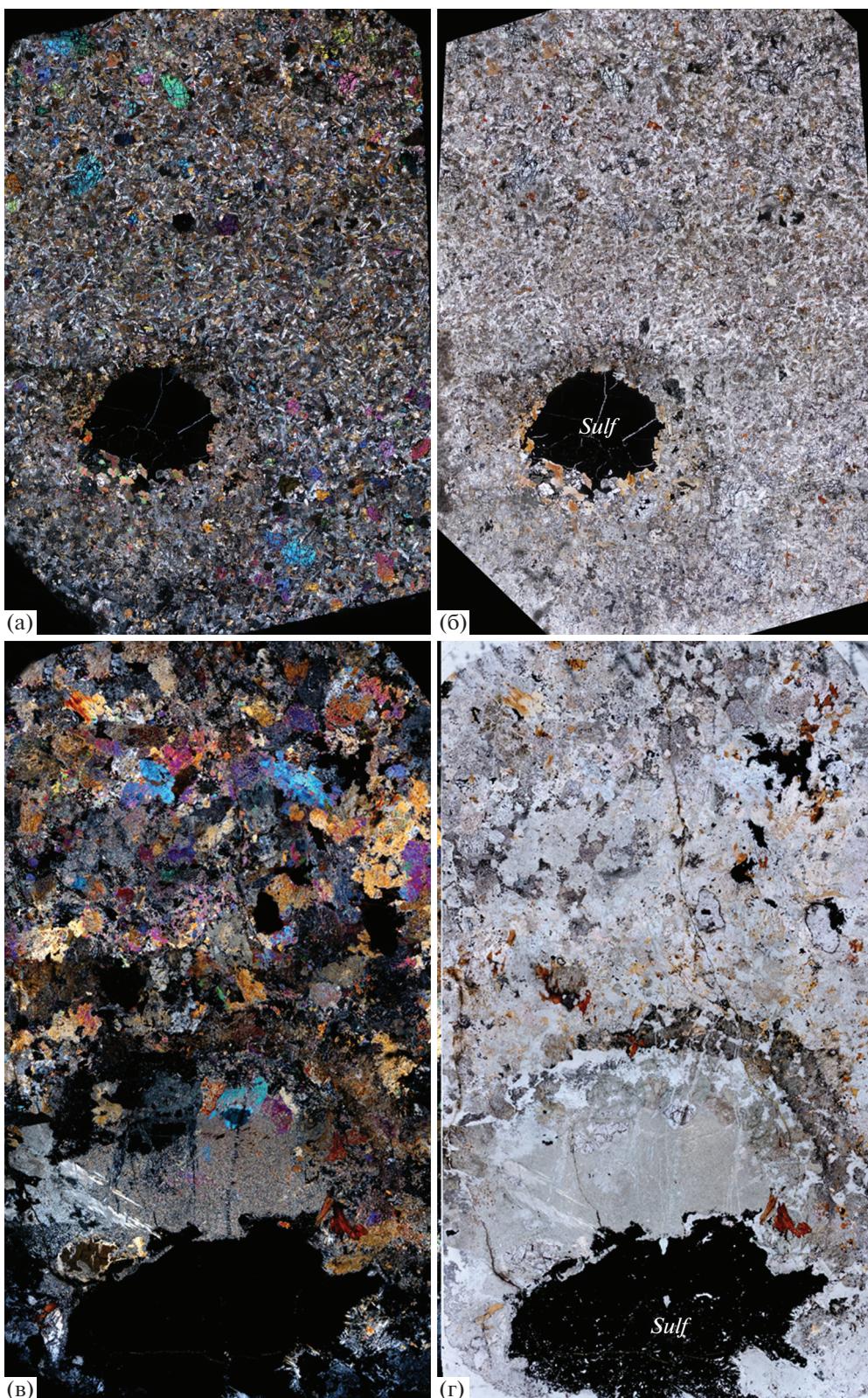
серу; в двух случаях пришлось ограничиться меньшим количеством вещества – 8 мкг (обр. 19DV908-1) и 23 мкг (обр. 19DV928-1). Для проведения изотопного анализа серы навески сульфидных минералов были конвертированы в SO<sub>2</sub> с помощью элементного анализатора FlashEA HT 1112 при 1020°C в реакторе, заполненном CuO и WO<sub>3</sub>. Образцы и стандарты в оловянных капсулах последовательно помещались в реактор с помощью автосэмплера. Изотопный состав серы в газе SO<sub>2</sub> измерялся методом CF-IRMS в постоянном потоке гелия на масс-спектрометре DELTA V + (Finnigan, Германия). В конце и начале каждой серии образцов измерялись международные стандарты (IAEA-S-1, IAEA-S-2), референтные значения которых (–0.3 и +22.67‰ соответственно) использовались для калибровки данных в шкале VCDT (Vienna Canyon Diablo Troilite):

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{образец}} = \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{образец}} / \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{VCDT}} - 1.$$

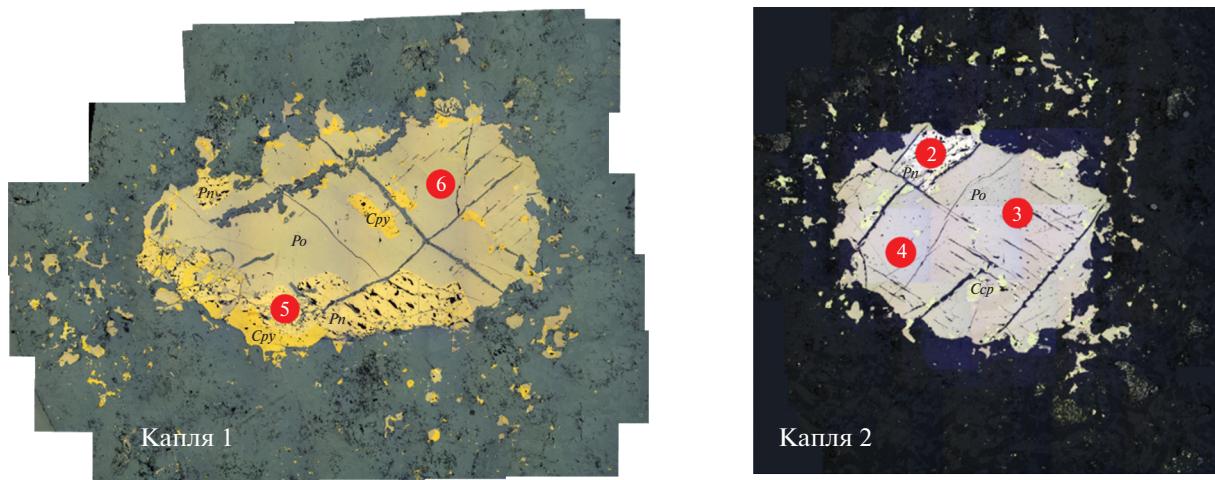
Воспроизводимость данных, полученных вышеописанным методом, составляет ±0.2‰.

**Результаты измерений** приведены в табл. 1 и показаны на рис. 3. Главная особенность, которая прослеживается в поведении изотопной системы

серы, – сильное обогащение тяжелым изотопом <sup>34</sup>S сульфидов из придонной части апофиза DV10, расположенной ниже главного рудоносного горизонта. Все четыре образца на стратиграфических уровнях в интервале 0–11 м от нижнего контакта демонстрируют значения δ<sup>34</sup>S от +6 до +12‰, причем максимальное обогащение изотопом <sup>34</sup>S характерно для базального пикролорита с минимальным содержанием серы (0.12% S или ~0.3% сульфидов), тогда как минимальное для этого горизонта значение δ<sup>34</sup>S = +6.2‰ наблюдается в оливиновом габбронорите, содержащем 0.82% S (~2.3% сульфидов). В сульфидах вышележащих богатых руд изотопный состав серы не показывает значимого обогащения тяжелым изотопом – величины δ<sup>34</sup>S варьируют в интервале +2.1...+2.5‰. Выше по разрезу содержание серы в породах редко превышает 0.1 мас. %, а значения величины δ<sup>34</sup>S снижаются до +1‰ и даже до отрицательного значения на верхнем контакте апофиза (рис. 3). Величины δ<sup>34</sup>S, измеренные в пяти пробах, отобранных из двух сульфидных глобул из пикролорита на нижнем контакте (пробы 10 и 11 в табл. 1), оказались неразличимы в рамках аналитической погрешности и в среднем составляют +8.65 ± 0.34‰ (*n* = 5).



**Рис. 4.** Панорамные изображения шлифов для двух пород с сульфидными каплями.  
Фото слева при скрещенных николях, справа – в проходящем свете. (а), (б) – пикродолерит, обр. 16DV627-1-2;  
(в), (г) – рудоносное лейкогаббро, обр. 16DV629-1-2 (табл. 1).



**Рис. 5.** Микроизображения двух срезов сульфидной капли из пирротолерита, обр. 16DV627-1-2.  
Номерами обозначены участки механического отбора микропроб сульфидов при помощи алмазной иглы.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Неоднородное распределение рудоносных пород по вертикальному разрезу апофиза DV10 указывает на накопление сульфидного материала в нижней части субкамеры из основного объема габброноритовой магмы, находящейся в области силикатно-сульфидной несмесимости. Уникальное расположение главной рудной залежи, приуроченной к раздуву апофиза, позволяет предполагать, что наряду с вертикальным транспортом сульфидов с более высоких стратиграфических уровней (Пшеницын и др., 2020) имели место горизонтальные перемещения сульфиданосных масс в виде гетерогенных магм или кашеобразных неконсолидированных кумулаторов – вдоль нижнего контакта с вмещающими породами. Эти процессы, очевидно, сопровождались отложением сульфидов в локальных карманах и депрессиях (Пшеницын и др., 2022). При этом происходило выдавливание интеркумулусных расплавов из порового пространства субтектических ( $Oi \pm Pl$ ) существенно оливиновых кумулаторов, о чем свидетельствует резкое обеднение нормативным клинопироксеном богатых руд (см. распределение  $Cpx$  на рис. 3).

Ключевой вопрос касается источника серы для образования сульфидов, находящихся в виде рассеянной минерализации и глобулярно-сидеронитовых образований. Представляет этот материал ювелирную серу или образовался как результат экстракции изотопно-тяжелой серы из вмещающих толщ? Казалось бы, ответ очевиден – ведь сульфиды базального горизонта демонстрируют обогащение тяжелой серой. Здесь обращает внимание, что максимальные значения  $\delta^{34}S$ , отвечающие примерно  $(8\text{--}12)\%$ , характерны для пород с низким содержанием сульфидов вблизи

непосредственного контакта, тогда как изотопный состав сульфидных руд и сульфидов, рассеянных по породам большей части апофиза DV10, не превышает значений  $+2.5\%$  (табл. 1). Этот предел согласуется с результатами предыдущих исследований, показанных на рис. 2.

Таким образом, механизм аддитивной контаминации добыренских магм должен учитывать взаимодействие магматического резервуара с мантийными значениями  $\delta^{34}S$  ( $0\text{...}+2\%$ ) с вмещающими породами, имеющими более широкий диапазон изотопного состава серы. Среди возможных сценариев такого взаимодействия можно выделить два. Первый предполагает взаимодействие магм с сульфидами вмещающих толщ, обогащенными тяжелым изотопом серы ( $\delta^{34}S$  выше примерно  $+10\%$ ); а второй – с породами, содержащими сульфиды с бимодальным распределением величин  $\delta^{34}S$  – около  $+2.5\%$  и выше  $+10\%$ . В ситуации, когда условный контамиnant представляет гетерогенную смесь источников серы с разным изотопным составом, требуется анализ множества моделей смешения, с вариациями пропорций магма/порода. Для решения подобной задачи необходимо оценить диапазон изотопных характеристик серы во вмещающих породах.

Среди первых оценок приводилось значение  $\delta^{34}S = +3.2\%$ , полученное для пирротина из кварц-пироксен-плагиоклазового роговика с густой  $Po-Cpx$  вкрапленностью в подошве Йокодобыренского массива (Виноградов, Гриненко, 1964). Позднее С.А. Гурулев и др. (1978) представили значение  $\delta^{34}S = -0.18\%$  для пирротина, характеризующего минерализацию песчанистых прослоев в толщах тонкого флишеподобного переслаивания ондокской свиты в основании plutона (Конников, 1986). Более обогащенные изо-

Таблица 3. Составы и изотопные характеристики вмещающих пород

Компоненты	07DV104-2	07DV105-1	17DV815-1	17DV842-1
SiO <sub>2</sub>	58.59	57.30	81.92	32.22
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.69	0.31	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.46	12.89	3.08	1.39
FeO	5.01	5.22	4.90	6.23
MnO	0.08	0.05	0.01	0.35
MgO	2.36	2.41	1.60	9.28
CaO	9.39	10.97	0.24	21.19
Na <sub>2</sub> O	1.34	0.70	0.08	<0.05
K <sub>2</sub> O	3.55	3.05	0.32	0.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.08	0.05	0.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.012	0.010	0.020	0.002
NiO	0.005	0.004	0.004	
S	1.96	3.08	3.26	0.16
П.п.п.	1.60	2.79	3.58	27.97
Сумма	99.23	99.24	99.38	99.17
δ <sup>34</sup> S, ‰	н.д.	н.д.	9.40 ± 0.14 (n=2)	2.20

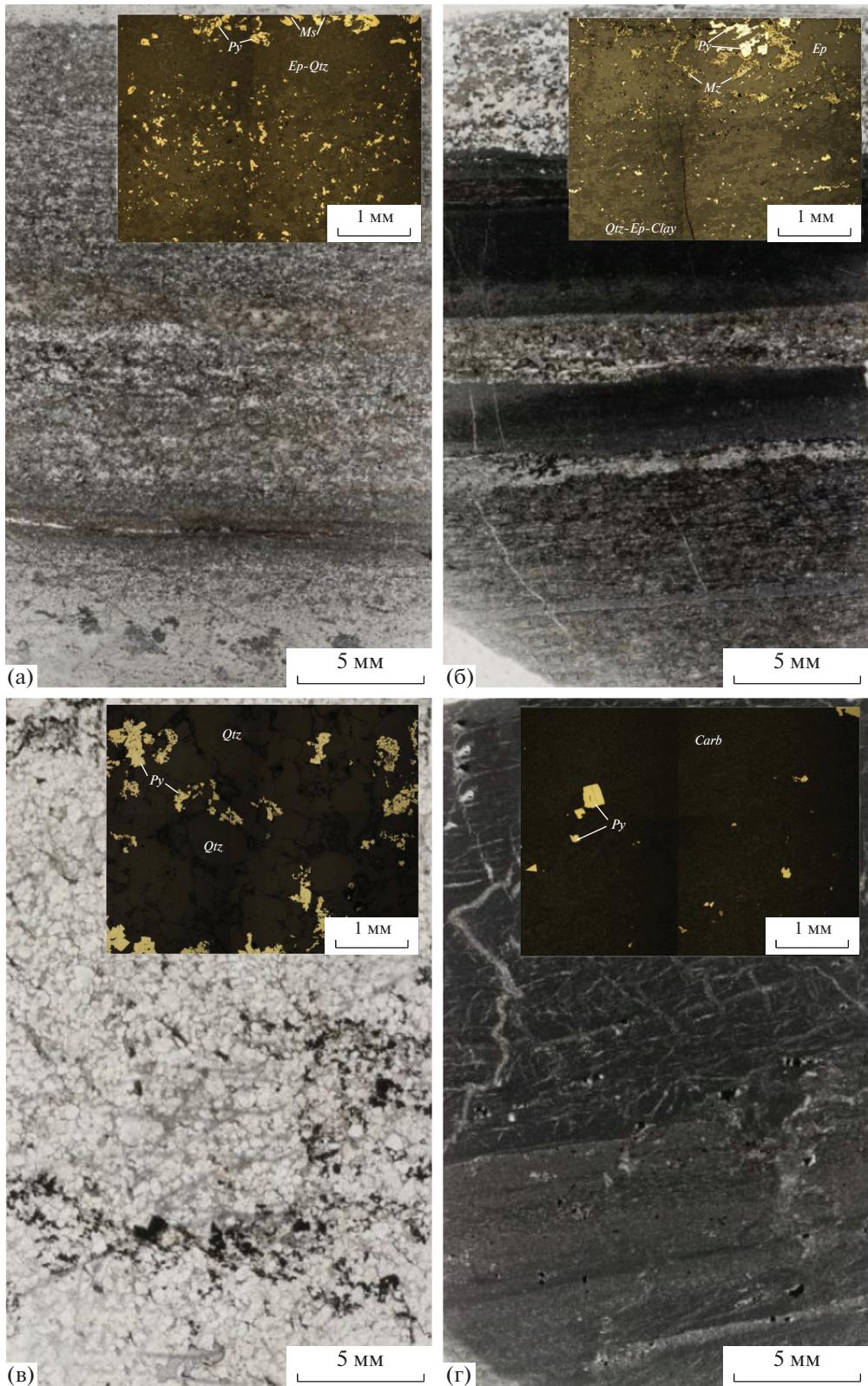
топом <sup>34</sup>S сульфиды были обнаружены Глотовым и др. (1998) в алевролите с пирит-пирротиновыми прожилками и доломите с пирит-сфалеритовой минерализацией – в обоих случаях δ<sup>34</sup>S = +7.8‰. Наиболее широкие вариации изотопного состава серы сульфидов из вмещающих пород были представлены в диссертации Л.Н. Гриненко (1986): результаты изучения около 30 образцов продемонстрировали широкий диапазон величин δ<sup>34</sup>S от -10‰ до почти +27‰ с модой δ<sup>34</sup>S ≈ +2‰ при среднем содержании серы 0.54 ± 0.15 мас. %. Петрографические характеристики изученных образцов и их геологическое положение в этой работе не приводятся.

Новые данные о вмещающих сульфидах сильфидоносных породах были получены нами для четырех образцов (рис. 6), в которых изучен макроэлементный и минеральный состав (табл. 3). Образцы полосчатых черных сланцев по алевролиту 07DV104-2 и 07DV105-1 были отобраны из толщ, подстилающих срединную часть Йоко-Довыренского массива – на расстоянии 340 и 300 м от нижнего контакта (участок Большой). Образец кварцевого песчаника 17DV815-1 отобран в северо-восточном замыкании plutона в южной оконечности оз. Иняптук (участок Озерный), примерно в 500 м от его нижнего контакта. Образец слабо минерализованного кварцодержащего доломита 17DV842-1

представляет участок Рыбачий и отобран в долине р. Ондоко на расстоянии ~1700 м к северо-западу от нижнего контакта. Разновидности отобранных пород характеризуют разнообразие верхнепротерозойских песчано-сланцевых толщ ондокской серии, включающих прослои карбонатных пород (Конников, 1986). Сульфидная минерализация во всех образцах представлена, главным образом, пиритом (рис. 6). Несмотря на обилие сульфидов в обр. 07DV104-2 и 07DV105-1 (примерно 5.5 и 10% соответственно) отобрать достаточно чистые тонкозернистые фракции не удалось. Можно только предположить, что значения δ<sup>34</sup>S для этих образцов близки +8.0, полученным для пиритоносного алевролита Глотовым и др. (1998). Мы изучили изотопный состав серы в образцах 17DV815-1 и 17DV842-1 (табл. 3).

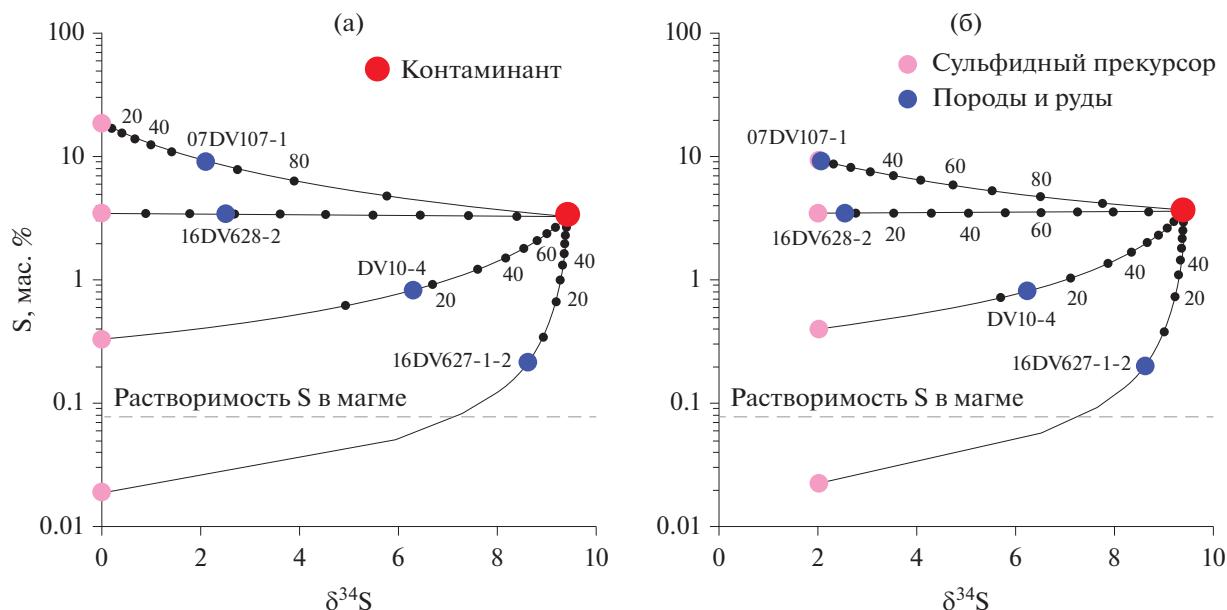
**Массбалансовые расчеты смешения источников серы.** Традиционный подход к оценке масштабов контаминации ортомагматических систем коровьим материалом включает использование массбалансовых уравнений, описывающих смешение двух резервуаров (компонентов), которые применительно к изотопному составу серы имеют вид (Ripley, Li, 2003):

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{смеси}} = \frac{\delta^{34}\text{S}_{\text{кон}} f_{\text{кон}} C_{\text{кон}}^{\text{S}} + \delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} f_{\text{маг}} C_{\text{маг}}^{\text{S}}}{f_{\text{кон}} C_{\text{кон}}^{\text{S}} + f_{\text{маг}} C_{\text{маг}}^{\text{S}}}, \quad (1)$$



**Рис. 6.** Микроизображения изученных вмещающих пород (в проходящем свете) с примерами пиритовой минерализации (вставки в отраженном свете).

Образцы полосчатых черных сланцев по алевролиту: (а) – обр. 07DV104-2, (б) – обр. 07DV105-1 (с прослойями кварцевых песчаников); (в) – кварцевый песчаник, обр. 17DV815-1; (г) – пиритоносный кварцодержащий доломит, обр. 17DV842-1.



**Рис. 7.** Расчетные линии контаминации исходных сульфиноносных систем (сульфидных прекурсоров) компонентом с характеристиками пиритоносного кварцита, обр. 17DV815-1 (табл. 3). Синие кружки представляют реальные сульфиноносные породы и руды (табл. 1). Цифры вдоль линий смешения характеризуют пропорцию контамианта. Серый пунктир отвечает растворимости серы в доворенской магме (Ariskin et al., 2016).

где  $\delta^{34}\text{S}_{\text{кон}}$  и  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}}$  – изотопные составы,  $f_{\text{кон}}$  и  $f_{\text{маг}} = 1 - f_{\text{кон}}$  – пропорции смешения,  $C_{\text{кон}}^{\text{S}}$  и  $C_{\text{маг}}^{\text{S}}$  – концентрации серы для ассилированного компонента (контамианта) и исходной сульфиноносной магмы. В знаменателе этого выражения стоит валовое содержание серы в контаминированной системе (финальной смеси компонентов). Аналогичный расчет валовых содержаний для главных и примесных элементов в смеси позволяет оценить реалистичность модельных значений  $f_{\text{кон}}$  и  $f_{\text{маг}}$ . Это нередко упускается из виду, когда обсуждение эффектов ассилияции вмещающих пород сводится исключительно к анализу изотопных, но не химических характеристик.

При использовании уравнения (1) не принимается во внимание степень гомогенизации изотопного отношения серы в контаминированной магматической системе и предполагается, что продукты смешения представляют собой совокупность сульфидных кластеров с равновероятным распределением значений  $\delta^{34}\text{S}_{\text{смеси}}$  по объему. Эта проблема остро встает при попытках интерпретации данных по рудоносным породам и рудам, которые изначально могли образоваться в результате предшествующего накопления сульфидов с ювелирными характеристиками серы. Поэтому при однородном распределении изотопных характеристик серы в зернах рудных минералов (особенно при высокой пропорции контамианта) масс-ба-

лановые расчеты необходимо дополнять аргументами о возможных механизмах изотопного уравновешивания в смеси.

На рис. 7 показаны расчетные линии смешения в системах рудоносная магма–контамиант, где в качестве последнего выбрана условно-вмещающая порода с характеристиками пиритоносного кварцита, обр. 17DV815-1, содержащего 3.26 мас. % относительно тяжелой серы состава  $\delta^{34}\text{S}_{\text{кон}} = +9.4\text{\textperthousand}$  (табл. 3). Объектом моделирования явились четыре образца из апофиза DV10: (1) пикродолерит 16DV627-1 с крупными сульфидными каплями и средними характеристиками, отвечающими  $\delta^{34}\text{S} = +8.65\text{\textperthousand}$  при 0.22% S в породе, (2) оливиновый габбронорит DV10 с мелкими сульфидными каплями ( $\delta^{34}\text{S} = +6.2\text{\textperthousand}$ , 0.82% S), (3) рудоносный оливиновый габбонорит 16DV628-2 ( $\delta^{34}\text{S} = +2.53\text{\textperthousand}$ , 3.43% S) и (4) сидеронитовая руда 07DV107-1 ( $\delta^{34}\text{S} = +2.09\text{\textperthousand}$ , 9.11% S). С учетом отмеченных выше неопределенностей, эти расчеты носят полуколичественный характер, а возможность контаминации пород с еще более утяжеленной серой не рассматривается (см. данные для образцов 16DV627-1-3 и 19DV928-1 в табл. 1).

Если каждый из выбранных образцов представляет результат смешения, согласно уравнению (1), то неизвестными являются состав одного из компонентов смеси – исходной сульфиноносной магмы (включая  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}}$  и содержание серы

$C_{\text{маг}}^S$ ) и пропорция контамианта  $f_{\text{кон}}$ , который надо добавить к этому сульфидному прекурсору, чтобы состав продукта смещения совпал с реальной рудой или породой. Задача упрощается, если известен или задан изотопный состав прекурсора: в нашем случае изучены два варианта, отвечающие ювенильной сере со значениями  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} = 0$  (рис. 7а) и  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} = +2$  (рис. 7б). Тогда решение можно найти аналитически, если к уравнению (1) добавить соотношения для оценки валового состава серы:

$$S_{\text{смеси}} = f_{\text{кон}} C_{\text{кон}}^S + f_{\text{маг}} C_{\text{маг}}^S \quad \text{и} \quad f_{\text{маг}} = 1 - f_{\text{кон}} \quad (2, 3)$$

или численно – путем подбора оптимальных значений  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}}$ ,  $C_{\text{маг}}^S$  и  $f_{\text{кон}}$  из серии произвольных параметров. Показанные на рис. 7 данные получены вторым способом.

В случае  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} = 0$  для богатой сидеронитовой руды имеем прекурсор с содержанием серы, вдвое превышающим рудную – 18.5 мас. % S. Это отвечает примерно 50% сульфидов в исходной системе. Такая оценка носит виртуальный характер, показывая, что для образования руды с наблюдаемыми изотопно-химическими характеристиками существенное количество сульфидов должно быть заранее аккумулировано из основного объема магмы. Для рудоносного оливинового габбронорита, обр. 16DV628-2, виртуальное содержание серы в прекурсоре практически совпадает с возможным контамиантом, а в случае пород-капельников, содержащих менее 1 мас. % S, но демонстрирующих высокие значения  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} > +6$ , необходимо постулировать исходную магму с более низким (0.33 мас. % S для обр. DV10) и крайне низким содержанием серы (обр. 16DV627-1). Решение задачи для сидеронитовой руды требует максимальной пропорции контамианта около 60%. В случае обр. 16DV628-2 имеем около 30% ассимилированного материала, а для образцов пород с глубокими сульфидами – DV10 и 16DV627-1 – 17 и 6% соответственно (рис. 7а).

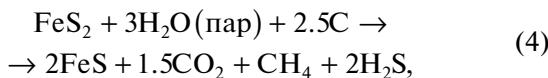
Высокие пропорции контамианта для рудных образцов предполагают аномальные петрохимические характеристики гибридных систем, указывая на то, что смещение изотопного состава  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}}$  от 0 до примерно +2 должно произойти при гораздо более низком содержании сульфидов в исходной магме, еще до их аккумуляции в камере. Тогда как крайне низкое содержание серы в возможном прекурсоре пикрололерита, обр. 16DV627-1 (рис. 7а), несет другой сигнал. Очевидно, что сам факт наличия сульфидных капель в этом образце указывает на насыщение магмы сульфидной фазой, т.е. содержание серы в магме не ниже 0.08 мас. %

(Ariskin et al., 2016), см. пунктир на рис. 7. Если такую концентрацию принять за исходную (по прежнему полагая  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} = 0$ ), ассимиляция пород того же изотопного состава ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{кон}} = +9.4\text{\textperthousand}$ ) предсказывает содержание в них серы порядка 0.25 мас. %, но долю контамианта около 80%. Здесь вновь встает проблема аномально высокой степени контаминации исходной магматической системы. Подобные оценки противоречат устойчивым петрохимическим трендам и геохимическим характеристикам приконтактовых пород Довыренского комплекса, а также результатам термодинамического моделирования, указывающим в целом на незначительные вариации температуры и состава родительских магм (Ariskin et al., 2018b).

Допуская исходную магму со значением  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} = +2$  (ближким изотопному составу руд апофиза DV10, табл. 1), удается минимизировать проблему избыточной ассимиляции для богатых сульфидаами пород (рис. 7б). Однако она остается для пикрололерита, обр. 16DV627-1, если, подобно предыдущему случаю, допустить, что содержание серы в исходной магме отвечает ее растворимости. Условие  $S_{\text{маг}} = 0.08$  мас. % совместимо с решением задачи для этого образца, если контамиант содержит только 0.45 мас. % S, а степень ассимиляции составляет около 70%. Мы полагаем, что решение этой дилеммы лежит в плоскости геологических наблюдений, показывающих, что наиболее богатые изотопом  $^{34}\text{S}$  сульфиды встречаются именно в зоне эндоконтакта пластового апофиза (рис. 3). Это предполагает важную роль kontaktовых процессов, которые могли влиять на обмен изотопами серы между магматическим резервуаром и вмещающими породами.

**Изотопный обмен посредством газовой фазы?** По нашим данным, температуры исходных магм Йоко-Довыренского массива варьировали в диапазоне  $\sim 1300$ – $1200^\circ\text{C}$ , причем минимальные оценки характерны для его краевых частей и ассоциирующих силлов/апофиз (Ariskin et al., 2016, 2018b). По данным (Кислов, 1998), ореол термического воздействия на вмещающие толщи колеблется от 100–200 до 400 м, а алевролиты экзоконтакта преобразованы в существенно кварц-биотитовые и плагиоклаз-амфибол-пироксеновые роговики, мощность которых может достигать 3–5 м, реже 10 м. Подобный kontaktовый метаморфизм предполагает крупномасштабную дегидратацию с возможностью термохимического разложения сульфидов в осадочных породах, примыкающих к интрузивному контакту. На важность этих процессов одним из первых указал Э. Рипли (Ripley, 1981) применительно к проблемам сульфидной минерализации месторождения Dunka Road (Дулут-

ский комплекс, Миннесота). Он предложил реакцию разложения пирита по схеме:



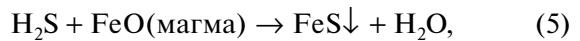
допустив, что новообразованный  $\text{H}_2\text{S}$ -содержащий флюид может взаимодействовать с троктолитовой магмой, продуцируя сульфиды с переменным изотопным составом серы. В работе (Poulson, Ohmoto, 1989) представлен термодинамический анализ ситуации, когда термохимическое воздействие проявляется в сильно-восстановительных условиях на контактах plutонов с графитсодержащими и сульфидоносными пелитами. При этом было установлено, что в условиях низких давлений, высоких температур и пониженного потенциала кислорода основными компонентами флюида действительно являются  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2\text{S}$ . Причем появление в паровой фазе сероводорода при высоких температурах снижает активность  $\text{H}_2\text{O}$ , расширяя диапазон условий дегидратации сульфидоносных осадочных пород. Позднее (Tomkins, 2010) представил серию расчетов для более широкого спектра редокс-условий и давлений, используя программы TERMO CALC и PerpleX.

Таким образом, генерация  $\text{H}_2\text{S}$ -содержащих флюидов по периферии интрузивного тела несет потенциал для селективного переноса серы из графитоносных пелитов в магматическую камеру, не требуя полного плавления и объемной ассимиляции вмещающих пород (Poulson, Ohmoto, 1989). Данный механизм идеально подходит для геологических условий формирования Довыренского комплекса, включающего интрузивные тела и апофизы, внедрившиеся в толщи углеродсодержащих карбонатно-терригенных пород Ондокской серии (Гурулев, 1965; Конников, 1986). Косвенным подтверждением такого переноса является понижение содержаний (вплоть до полного исчезновения) органического углерода в терригенных породах по направлению к контакту с интрузивом (Кислов, 1998).

Возможность эффективного переноса изотопов серы через зону контакта двух сульфидоносных резервуаров с разными величинами  $\delta^{34}\text{S}$  связана с тем, что сероводородная компонента флюида наследует изотопный состав серы вступающего в реакцию разложения пирита. В силу высоких температур протекания односторонней реакции (4), изотопное фракционирование серы между продуктами реакции — пирротином и сероводородом — можно считать ничтожно малым. Согласно уравнению фракционирования  $P_{\text{O}-\text{H}_2\text{S}}$  (Li, Liu, 2006), при  $1000^\circ\text{C}$  (максимальная температура, для которой приводятся оценки изотопного

фракционирования авторами работы) коэффициент фракционирования серы в данной системе составляет  $0.15\%$ . Эта оценка является минимальной и соответствует максимальным температурам контактовых процессов, сопровождавших становление Довыренского комплекса. Максимальная оценка, соответствующая началу массового термического разложения пирита ( $\approx 500^\circ\text{C}$ , Yan et al., 2008), составляет  $0.42\%$ . Интервал данных оценок сопоставим по величине с точностью изотопного анализа серы. Таким образом, величина  $\delta^{34}\text{S}$  сероводорода, образующегося при термическом разложении пирита, должна быть близка к таковой в исходном пирите.

Взаимодействие флюида, содержащего сероводород, с двухвалентным железом сульфидонасыщенного магматического расплава можно представить в виде реакции:



в результате которой формируются сульфиды, с изотопным составом серы, унаследованным от исходной магмы и приобретенным при разложении сульфидов окружающих пород. Данный механизм объясняет присутствие пикродолеритов с высокими величинами  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах и низкими содержаниями серы на контакте апофиза, а также отсутствие или незначительные сигналы контаминации в оливиновых кумулатах, удаленных от интрузивного контакта. Кроме того, реакция (4) предполагает экстракцию серы из определенного объема вмещающих пород в единую флюидную fazu, что обеспечивает гомогенизацию изотопных характеристик серы, извлеченной из вмещающих пород до начала протекания реакции (5). Это также помогает снять противоречия, возникающие при рассмотрении простой аддитивной контаминации.

Приведенная схема требует экстракции из магматического расплава железа в весовой пропорции, примерно вдвое превышающей количество привнесенной серы. Для пикродолерита, обр. 16DV627-1, содержащего  $\sim 0.2$  мас. % S (табл. 1), это эквивалентно обеднению расплава  $\text{FeO}$  примерно на  $0.5\%$ . Подобные соотношения снимают проблему объемной ассимиляции осадочных пород при образовании сульфидных капель, обогащенных тяжелым изотопом серы  $^{34}\text{S}$ . Таким образом, в качестве фактора, приводящего к значительному утяжелению изотопного состава серы в подошве апофиза DV10 при магматических температурах, можно рассматривать взаимодействие расплава с  $\text{H}_2\text{S}$ -содержащим флюидом, по сути метаморфогенной природы (Tomkins, 2010). В случае продолжительной экстракции сероводорода из большего

объема осадков или осадочных пород, а также при более низких температурах взаимодействия возможен дополнительный изотопный сдвиг серы в сульфидном веществе, не превышающий 0.5–1‰.

**Экспериментальные доказательства.** Недавно представлены результаты экспериментов по частичному плавлению черных сланцев (пелитов) формации Вирджиния (Virginia Formation), отобранных за пределами ореола термического воздействия магм Дулутского комплекса на вмещающие породы (Virtanen et al., 2020). Опыты проводились при давлении 2 кбар в температурном интервале 700–1000°C. Они показали, что при 700°C происходит дегидратация гидросиликатов с выделением большей части серы и углерода из сланцев во флюидную fazу, а при 1000°C исходные сульфиды преобразуются в капельки Cu-Ni-содержащего пирротина. Это интересное наблюдение подтверждает эффективность контактово-метаморфических процессов, основанных на реакции (4).

## ВЫВОДЫ

(1) Высокоточный изотопный анализ серы с применением методов локального механического отбора во фракциях сульфидов проведен для 10 образцов плагиопериодитов, представляющих стратиграфический разрез мощного (около 300 м) раздува рудоносного апофиза Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье. Установлены широкие вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  от +11 до –1.9‰, причем максимальное обогащение сульфидов тяжелой серой наблюдается в породах, слагающих ~10-метровый горизонт у нижнего контакта апофиза, а минимальные – в его прикровельной части.

(2) Сульфидные капли из пикродолерита непосредственно из нижнего контакта апофиза (Пшеницын и др., 2020) демонстрируют узкий диапазон величин  $\delta^{34}\text{S}$  ( $+8.65 \pm 0.34\text{\textperthousand}$ ,  $n = 5$ ). Богатые сидеронитовые руды, рудоносные оливиновый габронорит и дайка лейкогаббро характеризуются устойчивыми значениями  $\delta^{34}\text{S}$  в пределах от +2.09 до +2.53‰.

(3) Методом рентгенофлюоресцентного анализа изучены составы четырех образцов из вмещающих карбонатно-терригенных толщ, при этом установлены достаточно высокие содержания серы – до 3–3.5 мас. %, отвечающие присутствию около 10% сульфидов. Для образца пиритоносного кварцита (17DV815-1) получена оценка  $\delta^{34}\text{S} = +9.40 \pm 0.14\text{\textperthousand}$ ; в пиритоносном доломите –  $\delta^{34}\text{S} = +2.20\text{\textperthousand}$ .

(4) Показано, что простые схемы аддитивного смешения изотопно-контрастных резервуаров,

отвечающих ювенильному магматическому источнику ( $\delta^{34}\text{S} = 0$  и  $+2\text{\textperthousand}$ ) и пириту с тяжелой серой ( $\delta^{34}\text{S} = +9.4\text{\textperthousand}$ ), требуют высокой степени асимиляции вмещающих пород (до 60–80%), с необходимостью изотопного уравновешивания гибридной системы. В случае контактового пикродолерита с сульфидными глобулами подобный механизм смешения несовместим с оценкой растворимости сульфидной серы в магме Йоко-Довыренского массива – около 0.08 мас. % (Ariskin et al., 2016).

(5) Для объяснения высоких значений  $\delta^{34}\text{S}$  в породах подошвы плагиопериодитового апофиза предложен альтернативный механизм контаминации сульфида насыщенной магмы, основанный на термическом разложении пирита из вмещающих толщ. Этот процесс сопровождается образованием kontaktово-метаморфического  $\text{H}_2\text{S}$ -содержащего флюида (Poulson, Ohmoto, 1989), взаимодействие которого с магматическим расплавом по периферии интрузивного тела приводит к образованию небольшого количества сульфидов с повышенными и высокими значениями  $\delta^{34}\text{S}$ . Подобная схема не требует объемной асимиляции вмещающих пород и согласуется с петролого-геохимическими характеристиками магм массива и производных кумулаторов.

**Благодарности.** Авторы благодарны Г.С. Николаеву (ГЕОХИ РАН) и Е.В. Кислову (ГИН СО РАН) за помощь при полевых исследованиях и консультации, касающиеся представленных материалов. Физико-химическая трактовка полученных результатов в значительной мере стимулирована их обсуждением с В.Б. Поляковым (ИЭМ РАН). Особая признательность рецензентам – М.А. Юдовской (ИГЕМ РАН) и А.С. Мехоншину (ИГХ СО РАН) – за ценные замечания по содержанию рукописи.

**Финансовые источники.** Статья представляет результаты проектов Российского Научного Фонда (гранты № 16-17-10129 и № 18-17-00126). Подготовка препаратов для отбора сульфидных фракций и минералогических исследований проводилась в рамках Госзадания ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН. Исследование состава минеральных фаз проведено в лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова (аналитики В.О. Япаскурт и Н.Н. Коротаева).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–972.

- Арискин А.А., Николаев Г.С., Данюшевский Л.В. и др.* Геохимические свидетельства фракционирования платиноидов иридиевой группы на ранних стадиях дифференциации дovskyренских магм // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 573–588.
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М.Л. и др.* Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и ЭПГ-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Дovskyренском расслоенном интрузиве // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5–6. С. 748–773.
- Бабурин Л.М.* Геологическое строение и металлоность Дovskyренского базит-гипербазитового массива. Окончательный отчет о результатах поисково-разведочных работ Байкальской комплексной партии за 1960–1963 гг. Улан-Удэ: Бурятское геологическое управление, 1964. 429 с.
- Виноградов А.П., Гриненко Л.Н.* О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы сульфидов // Геохимия. 1964. № 2. С. 491–499.
- Глатов А.И., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. и др.* Геохимия изотопов серы в различных типах сульфидного оруденения Йоко-Дovskyренского массива (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 228–233.
- Гриненко Л.Н.* Источники серы базит-гипербазитовых пород и связанных с ними сульфидных медно-никелевых руд. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1986. 422 с.
- Гурулев С.А.* Геология и условия формирования Йоко-Дovskyренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
- Гурулев С.А., Трунева М.Ф., Кавиладзе М.Ш., Мелашили Т.А.* Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья в связи с процессами магматического замещения // Контактовые процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1978. С. 125–135.
- Дистлер В.В., Степин А.Г.* Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Дovskyренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива (Северное Прибайкалье) // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 4. С. 498–501.
- Израилевич И.С., Калашников В.А., Залесов Ю.Н., Бажин А.Ф.* Из истории масс-спектрометрической лаборатории ЦЗЛ УЭХК // Аналитика и контроль. 2003. Т. 7. № 4. С. 316–318.
- Кислов Е.В.* Йоко-Дovskyренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ, 1998. 265 с.
- Конников Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
- Корост Д.В., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Хомяк А.Н.* Рентгеновская компьютерная томография как метод реконструкции 3D-характеристик рассеянных сульфидов и шпинелида в плагиодунитах Йоко-Дovskyренского интрузива // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 401–419.
- Качаровская Л.Н., Конников Э.Г., Кавиладзе М.Ш.* Изотопный состав серы и генезис сульфидных руд Йоко-Дovskyренского базит-гипербазитового массива // Геология и геофизика. 1986. № 5. С. 52–57.
- Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платино-вольфрамовые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
- Мануйлова М.М., Зарубин В.В.* Вулканогенные породы докембра Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.
- Орсоев Д.А., Мехонюшин А.С., Э.Г. Канакин С.В. и др.* Габбро-перидотитовые силлы верхнерифейского Дovskyренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 589–605.
- Пшеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С. и др.* Морфология, минералогия и состав сульфидных капель в пикродолеритах из придонных апофиз Йоко-Дovskyренского расслоенного интрузива // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 280–297.
- Пшеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С. и др.* Протосульфидные расплавы в рудоносных габброперидотитовых силлах Йоко-Дovskyренского интрузива // Геохимия. 2022. (в печати).
- Радько В.А.* Модель динамической дифференциации интрузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19–27.
- Радько В.А.* Фации интрузивного и эфузивного магманизма Норильского района. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016 г. 226 с.
- Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др.* Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
- Турутанов Е.Х., Степаненко А.В., Буяントогтох Б.* Объемная модель Йоко-Дovskyренского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье) по гравиметрическим данным // Вестник ИрГТУ. 2013. № 2(73). С. 88–95.
- Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A. et al.* Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // Econom. Geol. 2013. V. 108. № 8. P. 1983–2003.
- Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V. et al.* Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovskyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): Thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunites based on quantitative sulfide mineralogy // Mineral. Deposita. 2016. V. 51. P. 993–1011.
- Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S.* The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // J. Petrol. 2018a. V. 59. № 2. P. 283–298.
- Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G. et al.* The Dovskyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // Lithos. 2018b. V. 302–303. P. 242–262.

- Ariskin A.A., Nikolaev G.S., Danyushevsky L.V. et al.* Genetic interpretation of the distribution of PGE and chalcogens in sulfide-mineralized rocks from the Yoko-Dovyren layered intrusion // *Geochem. Int.* 2018c. V. 56. № 13. P. 1322–1340.
- Baker D.R., Moretti R.* Modeling the solubility of sulfur in magmas: A 50-year old geochemical challenge // *Rev. Mineral. Geochem.* 2011. V. 73. P. 167–213.
- Barnes S.J., Cruden A.R., Arndt N., Saumur B.M.* The mineral system approach applied to magmatic Ni-Cu-PGE sulfide deposits // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 76. P. 296–316.
- Chung H.-Y., Mungall J.E.* Physical constraints on the migration of immiscible fluids through partially molten silicates, with special reference to magmatic sulfide ores // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 286. P. 14–22.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nat. Geosci.* 2016. V. 9. P. 464–469.
- Fortin M.-A., Riddle J., Desjardins-Langlais Y., Baker D.R.* The effect of water on the sulfur concentration at sulfide saturation (SCSS) in natural melts // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 160. P. 100–116.
- Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y. et al.* Critical controls on the formation of contact-style PGE-Ni-Cu mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // *Econom. Geol.* 2018. V. 113. P. 911–935.
- Kiseeva E.S., Wood B.J.* The effects of composition and temperature on chalcophile and lithophile element partitioning into magmatic sulphides // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 424. P. 280–294.
- Kislov E.V., Khudyakova L.I.* Yoko-Dovyren layered massif: Composition, mineralization, overburden and dump rock utilization // *Minerals.* 2020. V. 10. P. 682.  
<https://doi.org/10.3390/min10080682>
- Krivotulskaya N.A.* Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk Area. Cham–Heidelberg–New York–Dordrecht–London: Springer, 2016.
- Li Y.B., Liu J.M.* Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 1789–1795.
- Li C., Ripley E.M.* Sulfur contents at sulfide-liquid or anhydrite saturation in silicate melts: Empirical equations and example applications // *Econom. Geol.* 2009. V. 104. P. 405–412.
- Mao Y-J., Barnes S.J., Duan J. et al.* Morphology and particle size distribution of olivines and sulphides in the Jinchuan Ni-Cu sulphide deposit: Evidence for sulphide percolation in a crystal mush // *J. Petrol.* 2018. V. 59. № 9. P. 1701–1730.
- Maier W.D.* Why are there no major Ni-Cu sulfide deposits in large layered mafic-ultramafic intrusions? // *Canad. Mineral.* 2001. V. 39. P. 547–556.
- Maier W.D.* Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria // *J. African Earth Sci.* 2005. V. 41. P. 165–191.
- Maier W.D., Groves D.I.* Temporal and spatial controls on the formation of magmatic PGE and Ni-Cu deposits // *Mineral. Deposita.* 2011. V. 46. P. 841–857.
- Naldrett A.J.* Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag, 2004. 727 p.
- Naldrett A.J.* Fundamentals of magmatic sulfide deposits // Eds. C. Li and E.M. Ripley. Magmatic Ni-Cu and PGE deposits: Geology, geochemistry and genesis. Reviews in economic geology. Denver: Soc. Econom. Geol. 2011. V. 17. P. 1–50.
- 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.* Sulfur isotopic studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota // *Econom. Geol.* 1981. V. 76. P. 610–620.
- Ripley E.M., Li C.* Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-PGE deposits // *Econom. Geol.* 2003. V. 98. P. 635–641.
- Ripley E.M., Li C.* Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-PGE ore genesis? // *Econom. Geol.* 2013. V. 108. P. 45–58.
- 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.* 2016. V. 56. P. 2445–2472.
- Song X., Wang Y., Chen L.* Magmatic Ni-Cu-PGE deposits in magma plumbing systems: Features, formation and exploration // *Geosci. Front.* 2011. V. 2. № 3. P. 375–384.
- Tomkins A.G.* Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2010. V. 74. P. 3246–3259.
- Virtanen V.J., Heinonen J.S., Molnár F. et al.* Black shale partial melting experiments provide insight into S, C, and Cu assimilation processes in Duluth Complex, Minnesota // Abstract Vol. 14th International Nickel Symposium and to Prof. A.J. Naldrett (Virtual Meeting held August–September, 2020; Eds. S.-J. Barnes, E. Mansur). 2020. Part A. P. 42.
- Wang Z., Jin Z., Mungall J.E., Xiao X.* Transport of coexisting Ni-Cu sulfide liquid and silicate melt in partially molten peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 536. P. 116162.
- 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>
- Yan J., Long Xu L., Yang J.* A study on the thermal decomposition of coal-derived pyrite // *J. Anal. Appl. Pyrolysis.* 2008. V. 82. P. 229–234.

## Sulfur Isotope Composition in Olivine Gabbronorites from Ore-Bearing Apophysis of the Yoko-Dovyren Intrusion (Northern Transbaikalia)

A. A. Ariskin<sup>1, 2</sup>, I. V. Pshenitsyn<sup>1, 2</sup>, E. O. Dubinina<sup>3</sup>, S. A. Kossova<sup>3</sup>, and S. N. Sobolev<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

High-precision S-isotope analysis was carried out for sulfide fractions from 10 samples of olivine gabbronorite, composing a thick (as much as 300 m) bulge of ore-bearing apophysis positioned in parallel to the basement of the Yoko-Dovyren massif in Northern Transbaikalia (Russia). Widely varying values of  $\delta^{34}\text{S}$  (from +11 to  $-1.9\text{\textperthousand}$ ) were determined. Maximum enrichment in the heavy sulfur was established within a 10-m thick basal horizon, whereas minimum values of  $\delta^{34}\text{S}$  were observed near the upper contact of the intrusive body. Sulfide globules in the chilled picrodolerite directly from the lower contact (Pshenitsyn et al., 2020) demonstrate a narrow range of  $\delta^{34}\text{S}$  ( $+8.65 \pm 0.34\text{\textperthousand}$ ,  $n = 5$ ). Lower values of  $\delta^{34}\text{S}$  ranging from +2.09 to  $+2.53\text{\textperthousand}$  are characteristic of sulfide-rich net-textured ores, ore-bearing olivine gabbronorite and cutting dyke of leucogabbro. Measurements of sulfur isotope compositions in two samples of pyrite-containing rocks from hosting carbonaceous-terrigenous strata display discrete values of  $\delta^{34}\text{S} = +2.20\text{\textperthousand}$  and  $\delta^{34}\text{S} = +9.40 \pm 0.14\text{\textperthousand}$  at whole-rock concentration of sulfur up to 3.5 wt. %. It is shown, that simple schemes of an additive mixing of isotope-contrasting reservoirs, corresponding to juvenile magmatic source ( $\delta^{34}\text{S} = 0$  and  $+2\text{\textperthousand}$ ) and a conditional contaminant ( $\delta^{34}\text{S} = +9.4\text{\textperthousand}$ ) result in a high degree of assimilation of hosting rocks, as much as 60–80%, as well as completed isotope equilibration of the hybrid system. In case of the contact picrodolerite with rare globular sulfides, the mixing mechanism is inconsistent with estimates of the sulfur solubility in its parental magma, near 0.08 wt. % (Ariskin et al., 2016). High values of  $\delta^{34}\text{S}$  in the basal rocks of the apophysis may be explained, if one suggests an input in the magmatic system of a contact-metamorphic  $\text{H}_2\text{S}$ -containing fluid, originated due to thermal decomposition of pyrite coupled with dehydration of the hosting rocks. The proposed mechanism does not require a volume assimilation of the crustal materials being consistent with petrological and geochemical characteristics of the Dovyren magmas and derivative cumulates.

**Keywords:** Yoko-Dovyren massif, apophysis, sulfide ores, plagioperidotite, sulfur isotope composition, contamination, pyrite decomposition, fluid transfer