

## ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ПРОТОСУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ В РУДОНОСНОМ АПОФИЗЕ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВА

© 2022 г. И. В. Пшеницын<sup>a, b, \*</sup>, А. А. Арискин<sup>a, b</sup>, Г. С. Николаев<sup>b</sup>, Д. В. Корост<sup>a</sup>, В. О. Япаскурт<sup>a</sup>,  
Е. В. Кислов<sup>c, d</sup>, С. Н. Соболев<sup>a, b</sup>, И. В. Кубракова<sup>b</sup>, О. А. Тютюнник<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет,  
Ленинские горы, 1, Москва, 119234 Россия

<sup>b</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

<sup>c</sup>Геологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670047 Россия

<sup>d</sup>Бурятский государственный университет, ул. Смолина, 24 “а”, Улан-Удэ, 670000 Россия

\*e-mail: lotecsi@gmail.com

Поступила в редакцию 24.04.2021 г.

После доработки 17.09.2021 г.

Принята к публикации 21.09.2021 г.

Приводятся результаты петролого-геохимических исследований сульфидоносных пород из придонного апофиза в центральной части Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье (Россия). Тело апофиза, сложенное плагиоперидотитами, было опробовано от верхнего до нижнего контакта в месте его наибольшего раздува до 300 м. Изученные породы можно отнести к 4-м типам: (1) пикродолериты с сульфидными каплями; (2) оливиновые габбронориты с сульфидными каплями; (3) оливиновые габбронориты с крупными глобулами, переходящими в сидеронитовые домены, и (4) сидеронитовые/сетчатые руды. Перечисленные типы пород встречаются в нижней зоне апофиза в стратиграфическом интервале до 30 м от нижнего контакта. Петрографические характеристики этих пород отвечают оливиновым орто- и мезокумулатам, за исключением закалочных пикродолеритов с офитовой структурой основной массы. Ассоциация сульфидов (пирротин, халькопирит, пентландит и кубанит) также выдержана по составу, наблюдается относительное снижение доли халькопирита в пропорции этих минералов в образцах, содержащих более 5% сульфидов. Результаты рентгеновской компьютерной томографии демонстрируют увеличение степени связанности сульфидов от 25 до 95% с повышением их содержания в породе. Эти характеристики, в сочетании с визуальным анализом 3D-моделей, позволяют выделить структурно-морфологический тренд от пород с сульфидными глобулами к сидеронитовым рудам. Впервые приводятся данные по хемостратиграфии пород апофиза для ЭПГ и теллура. Положительные корреляции концентраций Au, Pt и Pd с содержаниями серы и теллура указывают на общий сульфидный источник благородных металлов. Показано, что наиболее примитивные и богатые благородными металлами сульфиды отвечают каплям из нижней части тела, а сидеронитовые руды обеднены этими элементами. Геохимические данные подкреплены моделированием при помощи программы КОМАГМАТ-5, что дало возможность оценить средние содержания золота, ЭПГ и теллура в протосульфидном расплаве (в ppm): 2.9 Au, 14.4 Pt, 25.1 Pd, 44.3 Te. Результаты геохимических исследований сульфидных фракций из сидеронитовых руд указывают на неоднородный состав рудных образцов, проявленный в виде участков минерализации в масштабе первых десятков сантиметров, относительно богатых медью, ЭПГ и теллуrom. Это можно рассматривать как признак миграции и скопления продуктов кристаллизации сульфидной массы на субсолидусной истории остывания рудоносных кумулатов.

**Ключевые слова:** Йоко-Довыренский массив, силлы, апофизы, сульфидоносные кумулаты, компьютерная томография, ЭПГ, теллур, геохимические тренды, моделирование

**DOI:** 10.31857/S0016752522030062

### ВВЕДЕНИЕ

При решении проблем образования Cu–Ni–ЭПГ сульфидных месторождений, связанных с ультрамафит-мафитовым магматизмом, основное внимание фокусируется на источнике серы (ювенильный или коровый?) и физических механизмах образования скоплений и рудных залежей

сульфидного вещества — с привлечением различных схем переноса и отложения сульфидов в подводящих каналах и камерах (Радько, 1991; Naldrett, 2004; Maier, 2005; Лихачев, 2006; Chung, Mungall, 2009; Спиридонов, 2010; Ripley, Li, 2013; Krivolutskaya, 2016; Barnes, 2017, 2019; Wang et al., 2020). В отношении источника рудного вещества,

включая основные металлы (Fe–Ni–Cu–Co) и платиноиды, существует консенсус, что эти элементы экстрагируются в сульфидную фазу из первичных и контаминированных магм и их производных. Большой опыт накоплен в области экспериментального и термодинамического моделирования условий силикатно-сульфидной несмесимости как причины появления сульфидов (Baker, Moretti, 2011; Ariskin et al., 2013, 2018a; Fortin et al., 2015; Kiseeva, Wood, 2015). Менее определенным остается вопрос о конкретном составе исходной протосульфидной жидкости на стадии зарождения и ее последующей эволюции. Этот фактор определяет металлогеническую специфику зон минерализации и пробность руд. При высоких содержаниях сульфидов хорошей аппроксимацией является средний состав рудного компонента в пересчете на 100% сульфидной массы (например, Barnes, Lightfoot, 2005). В работах (Ariskin et al., 2018б, в; Арискин и др., 2020) показано, что более эффективный подход к оценке состава протосульфидного расплава заключается в сочетании расчета “100%-сульфида” с термодинамическим моделированием эволюции сульфидной жидкости в кристаллизующихся кумулатах. Эти исследования основаны на результатах сравнительного изучения рудоносных пород Довыренского интрузивного комплекса в Северном Прибайкалье (Россия), который включает Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габброноритовый массив (далее “Довырен”) и генетически родственные интрузивные тела, подстилающие главный массив и описанные как габброперидотитовые силлы (Кислов, 1998; Орсоев и др., 2018). В действительности, для некоторых из них, протяженностью до 7–8 км, удается установить область сочленения с базальными горизонтами Довырена, вероятно представляющими неоднородные по составу нижние части магматической камеры, переходящие в систему магмоподводящих каналов (Ariskin et al., 2018бв). Это дает основания рассматривать подобные “силлы” как ответвления или апофизы в зоне внедрения довыренских магм с более глубокими уровнями.

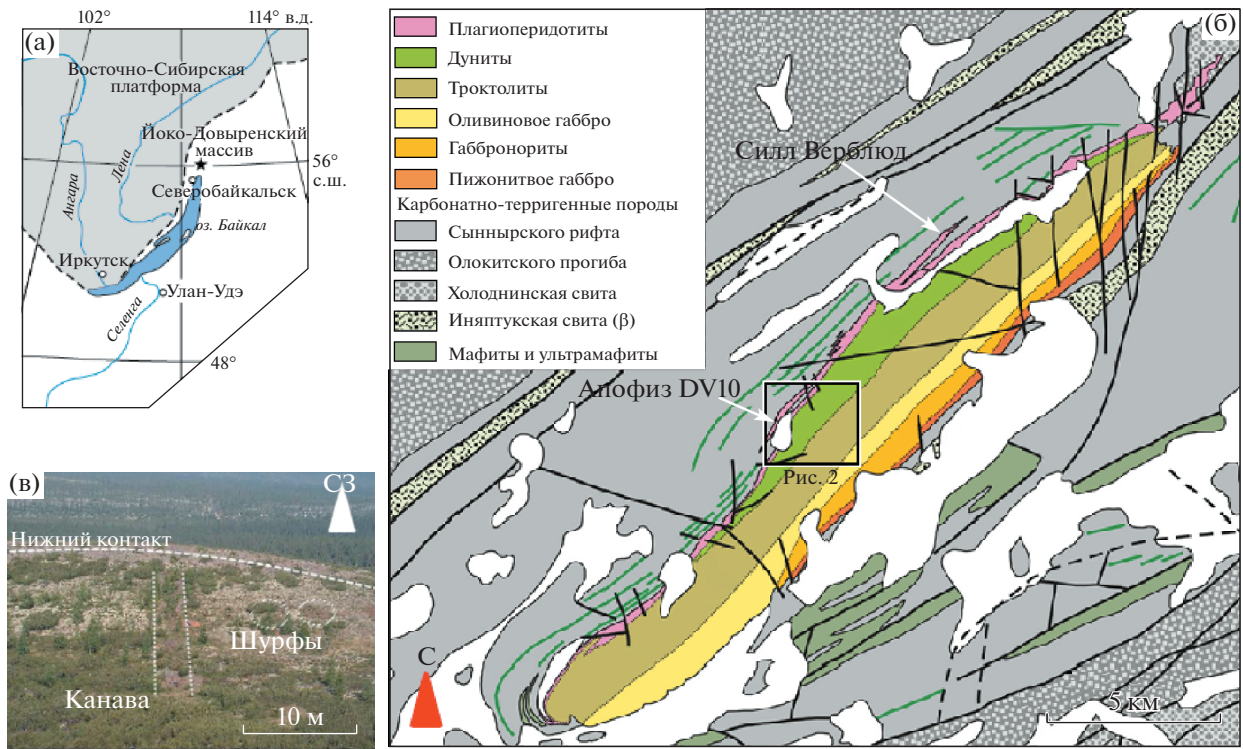
Интерес к габброперидотитам, подстилающим Довырен, обусловлен их рудоносностью. В основании некоторых тел присутствуют залежи вкрапленных и сетчатых (сидеронитовых) руд, содержащих до 30–35% сульфидов (Кислов и др., 1998). Эти и близкие по составу рудопроявления на участках Рыбачий, Большой, Центральный и Озерный (фактически вдоль всего простираения массива) рассматриваются как фрагменты Байкальского сульфидно-никелевого месторождения, разведанного в 1960–1963 годах Л.М. Бабуриным и включающего также массивные сульфидные руды в форме жильных тел, обнаруженных в 1959 г. на северо-восточном контакте массива Ф.К. Чинакаевым (Бабурин, 1964). При этом установлено, что массивные (до 70%

сульфидных компонентов; Ariskin et al., 2018в) и сидеронитовые руды окружены ореолами богатой и рассеянной сульфидной вкрапленности, что подчеркивает генетическую связь процессов рудообразования и минерализации вмещающих пород.

Эти наблюдения важны при рассмотрении механизмов образования и причин разнообразия сульфидных руд, с которыми связана другая особенность рудоносных силлов/апофиз – наличие пород с сульфидными глобулами, установленных в пространственной близости с участками максимального скопления сульфидов. Подобные образования традиционно рассматриваются как признак внутрикамерного зарождения несмесимых сульфидов и их сегрегации на стадии, предшествующей формированию крупных залежей (Рябов и др., 2001; Лихачев, 2006). В частности, такие породы обнаружены на участке Большой в срединной части массива, в пределах зоны сульфидной минерализации, простирающейся на расстоянии 1400 м и прослеженной скважинами на глубину 110 м, обзор (Кислов, 1998). На поверхности эта зона вскрыта шурфами и канавами (рис. 1в), где распространены приконтактные габбронориты и пикродолериты, включающие округлые сульфидные глобулы размером от первых мм до 15 мм (Пшеницын и др., 2020).

Таким образом, рудоносные силлы и апофизы Довырена – удачный объект для изучения природы и расшифровки параметров сульфидно-никелевого рудообразования, включая пространственные соотношения рудоносных пород, их минералогические особенности и геохимическую специфику в зависимости от составов исходных магм и условий их кристаллизации. Важным шагом в этом направлении явилась работа (Пшеницын и др., 2020), где приведены результаты исследований сульфидных глобул в пикродолеритах, обнаруженных ниже залежи сетчатых руд – в зоне закалки протяженного силла/апофиза, интродуцировавшего породы вмещающей толщи (силл DV10, см. ниже). Для этих пород впервые установлена сложная морфология сульфидных сегрегаций (используя рентгеновскую компьютерную томографию), а также получена оценка средневзвешенного состава наиболее крупной детально изученной глобулы (54.4 мас. % Fe, 3.6% Ni, 5.1% Cu, ~0.2 Co, 36.7% S), которую можно рассматривать как модель сульфидной жидкости, формировавшейся в эндоконтакте этого тела.

В представленной статье мы развиваем разносторонний подход по изучению сульфидной минерализации на основе новых данных о строении рудоносного силла, текстурных особенностях вкрапленных и сидеронитовых руд, морфологии и составе сульфидных сегрегаций. Представлены результаты геохимических исследований, включая концентрации ЭПГ, золота, теллура и других халь-



**Рис. 1.** Схема геологического строения Йоко-Довыренского массива с положением главных участков богатой сульфидной минерализации и руд в подстилающих габброперидотитах – по данным (Бабурин, 1964; Орсоев и др., 2018; Пшеницын и др., 2020) с дополнениями. (а) – положение Довырена в складчатом обрамлении Сибирской платформы (белое); (б) строение массива (врезка внутри отвечает данным на рис. 2); (в) – канава и шурфы в основании апофиза DV10.

кофильных элементов в сульфиде, которые сопоставлены с оценками, полученными для сульфидоносных пород из базальной зоны Йоко-Довыренского массива (Ariskin et al., 2018в). Минералогическая информация дополнена расчетами по программе КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018а), моделирующими линии эволюции состава протосульфидных жидкостей в рудоносных оливиновых кумулатах как продуктах кристаллизации исходной довыренской магмы.

### СТРОЕНИЕ ГАББРОПЕРИДОТИТОВЫХ СИЛЛОВ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

По результатам геологоразведочных работ на Довыренской площади, проведенных в середине 80-х гг. А.Г. Крапивиним и А.Г. Степиным с коллегами, силлы плагиперидотитов с дайками ассоциирующих габброидов были закартированы как крутопадающие (в плане плоскопараллельные) тела, отделенные от Йоко-Довыренского массива, также находящегося в вертикальном залегании, горизонтами ороговикованных алевролитов. Субпластовые интрузии формируют своего рода оперение, расходящееся в северо-восточном и юго-западном направлении от базальной зоны в наиболее мощной части плутона. Эта срединная зона охватывает междуречье ручьев Боль-

шой и Центральный, разрезающих основание массива и подстилающие породы вкост генерального простирания структуры (рис. 1). Детальное описание геологического положения и особенности минералогии пород, слагающих силлы, представлены в работе (Орсоев и др., 2018).

К настоящему времени наиболее изучен силл Верблюд (Camel sill), выходы которого слагают седловину двугорбой возвышенности в среднем течении руч. Центральный при общей мощности около 200 м (Ariskin et al., 2018б; Пшеницын и др., 2020). По данным (Арискин и др., 2013), U-Pb изотопный возраст его пород, оцененный по результатам локального анализа зерен циркона методом лазерной абляции (LA-ICPMS), составляет  $731 \pm 4$  млн лет (СКВО = 1.3,  $n = 56$ ). Это близко изотопному возрасту безоливиновых габброноритов из прикровельной части Йоко-Довыренского массива  $730 \pm 6$  млн лет, (СКВО = 1.7,  $n = 33$ ), что указывает на синхронность формирования габброперидотитовых силлов и процессов дифференциации в довыренской камере. Мы вновь обращаемся к силлу Верблюд, поскольку детали его строения аналогичны другим субпластовым телам, включая рудоносные.

На нижнем контакте силла Верблюд установлены мелкозернистые оливиновые габбронориты



**Рис. 2.** Схематическое строение массива и границы апофиза DV10, построенные по результатам полевых работ 2019 г. Сплошными линиями проведены границы апофиза между точками опробования, пунктиром — экстраполяция от последней точки, где были отобраны образцы. Врезка Б соответствует границам рис. (б). (а) — апофиз относительно массива, (б) — более детальное строение с точками опробования и положением разведочных каналов (линии). Точки на рисунке (а) соответствуют: 1 — DV30-1; 2 — DV10-4; 3 — DV107-1.

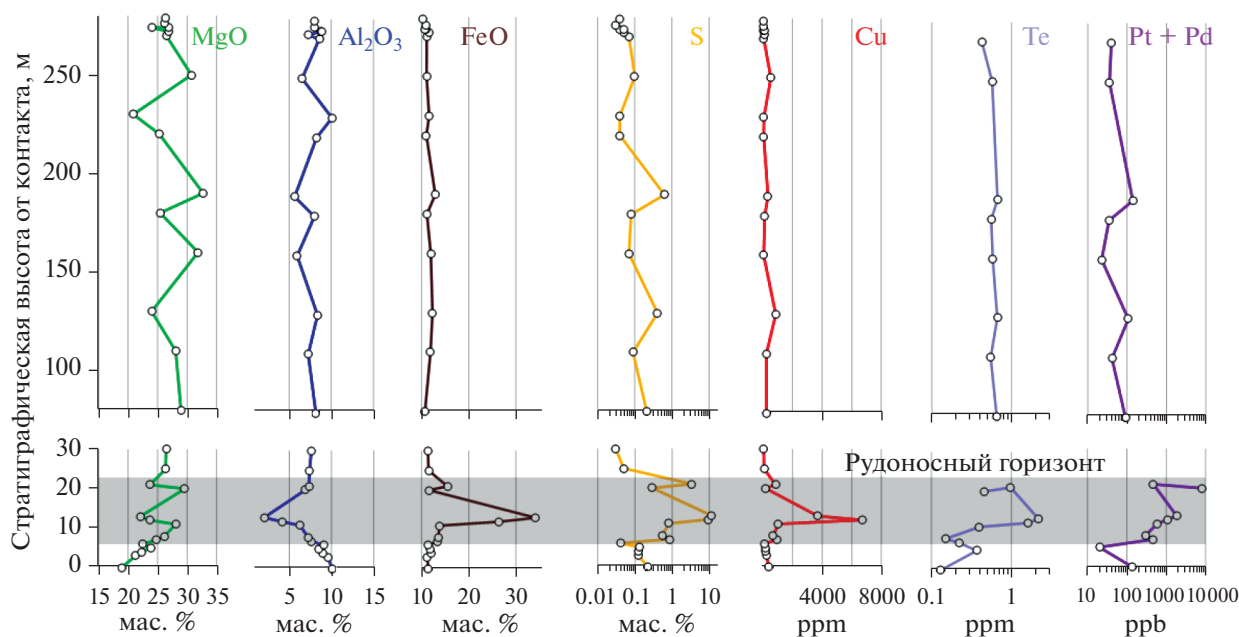
с долеритовой основной массой и слабо выраженной порфиричностью — за счет присутствия относительно крупных и субизометричных зерен кумулюсного оливина. По структуре и составу эти породы близки пикродолеритам с закаленным контактом Йоко-Довыренского массива (приложение к статье Agiskin et al., 2018в). Выше по разрезу породы эндоконтакта переходят в ~20 м горизонт более крупнозернистых оливиновых габброноритов, который характеризуется монотонным увеличением содержания оливина примерно от 30 до 50% (по нормативному составу) при вариациях MgO от ~21 до 29 мас. % MgO. Максимальная магнезиальность выдерживается в верхней половине зоны оливиновых габброноритов, суммарная мощность которой составляет около 50 м. По направлению вверх она сменяется переходной зоной более лейкократовых пород, центральная часть которой мощностью около 25 м сложена безоливиновыми габброноритами, возможно представляющими дайку (Орсоев и др., 2018). Выше по разрезу содержание оливина вновь возрастает — вплоть до довольно однородных (в прикровельной части сильно серпентинизированных) плагиоклазовых дунитов и перидотитов, содержащих до 70% оливина и ~35 мас. % MgO. Таким образом, необычность строения силла Верблюдов заключается в приуроченности наиболее магнезиальных пород к верхней части разреза, что нетипично для интрузивных тел мафит-ультрамафитового состава.

Похожая картина характерна также для рудоносного апофиза DV10, расположенного юго-западнее руч. Большого и являющегося главным объектом изучения в данной работе (рис. 1–3). На

рис. 2а показана его пространственная конфигурация, в СВ направлении смыкающегося с плагиоклазовыми перидотитами из базальной зоны Йоко-Довыренского массива. Название этого тела дано по положению одного из профиблей опробования 2006 г. — вдоль канавы, вскрывающей часть стратиграфического разреза на расстоянии около 70 м (рис. 2, Пшеницын и др., 2020). Область сочленения апофиза с главным интрузивом в районе руч. Большой показана по результатам картирования А.Г. Крапивина и А.Г. Степина в представлении (Орсоев и др., 2018); верхний контакт позиционирован по выходам ороговикованных алевролитов. Важной особенностью тела DV10 является присутствие богатых сульфидных руд, установленных у нижнего контакта в области максимального раздува тела и варьирующих от вкрапленных до сидеронитовых. Это наиболее крупная (мощностью до 4 м) рудная залежь на участке Большой.

#### *Отбор и положение образцов*

При первичном опробовании разведочных канав вкост рудоносного силла в 2006 г., примерно в 200 м юго-западнее выходов залежи сидеронитовых руд, был обнаружен образец (DV10-4) с редкими сульфидными глобулями, размером до 1–2 мм. Это явилось основанием для более детального изучения базальной зоны сульфидной минерализации в последующие годы. Рекогносцировочные работы 2016 и 2019 гг. позволили уточнить форму и размеры тела DV10, именовать которое силлом можно лишь условно. Макси-



**Рис. 3.** Вариации состава пород по стратиграфическому разрезу силла-апофиза DV10. Графики построены на основании данных табл. 1, дополненных составами пород из работы (Арискин и др., 2021). Распределения серы и меди демонстрируют накопление сульфидов в основании апофиза, вплоть до богатых сетчатых (сидеронитовых) руд.

мальной мощности около 300 м оно достигает в центральной части, а в СВ направлении сужается до первых десятков метров (рис. 2). В ЮЗ окончании (разрез руч. Магнетитовый) мощность тела не превышает 150 м, при этом падает содержание сульфидов и хорошо видны инъекции относительно лейкократового габброноритового расплава (Ariskin et al., 2018b).

В ходе предыдущих полевых исследований (сезон 2016 г.) главное внимание уделялось разнообразию типов минерализации и поиску пород с каплеобразными выделениями сульфидов в базальной зоне. Результаты изучения одного из таких образцов – приконтактного пикродолерита DV627-1-1 – представлены в работе (Пшеницын и др., 2020). В 2019 г. нами было проведено картирование границ рудоносного апофиза, включая конкретизацию пространственных взаимоотношений между разными типами минерализованных пород и построение стратиграфического разреза (~280 м) в месте максимального раздува – от нижнего до верхнего контакта (рис. 2б; табл. 1). Основой стратиграфии явились GPS-привязки образцов 2019 г., отобранных из коренных выходов (красные точки на рис. 2). Относительное положение образцов 2016 г., несистемно отобранных вблизи нижнего контакта (зеленые точки на рис. 2), оценивалось с учетом их структуры и весового отношения MgO/Zr (табл. 1) в сравнении с геохимическими характеристиками пород 2019 г.

Этот подход основан на известных закономерностях строения нижних приконтактных зон мафит-ультрамафитовых интрузивов, для которых характерно увеличение количества оливина от контакта вглубь камеры – на фоне элементарного уменьшения доли магматического расплава, см. обзоры с примерами для Довырена (Арискин и др., 2009; Ariskin et al., 2018b). Таким образом, валовое содержание MgO в породе отражает количество кумулюсного оливина, тогда как концентрация Zr (или другого малоподвижного несовместимого элемента) прямо пропорциональна количеству межзернового расплава в приконтактных кумулатах. Результатам этих реконструкций является строение приконтактной зоны силла/апофиза DV10, показанное на рис. 3.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В сульфидоносных породах из тела DV10 были определены содержания петрогенных и примесных элементов (в т. ч. благородных металлов и халькогенов), изучены составы порообразующих минералов и сульфидных фаз. Эти работы дополнены структурно-морфологическим изучением пород при помощи методов рентгеновской компьютерной томографии – методические основы (Корост и др., 2019). Петрографическое описание и съемка микрофотографий проводились на оптических микроскопах Altami MET 1C и CARL ZEISS AXIO LAB.A1. Для расчета объем-

Таблица 1. Стратиграфическое положение и характеристики пород силла/апофиза DV10

№	Образец	h, м	Порода	CIPW, мас. %		Составы минералов, мол. %		Mg/Zr	S, мас. %	Cu, ppm
				Ol	Pl	Fo (Ol)	An (Pl)			
1	DV901-2	280	Роговик	—	61.3	—	63.1 ± 2.3	177	0.22	26
2	DV904-1	270	Ol-габбронорит	49.9	28.2	79.6 ± 1.3	62.5 ± 2.7	5626	0.07	38
3	DV922-1	250	»	57.1	21.2	82.5 ± 0.2	66.1 ± 1.9	6678	0.10	520
4	DV908-1	190	»	70.2	18.9	83.6 ± 0.2	64.5 ± 10.3	13085	0.63	327
5	DV907-1	180	»	42.6	27.2	83.5 ± 0.3	65.9 ± 0.5	4169	0.08	101
6	DV909-2	120	»	62.8	19.7	83.8 ± 0.2	73.5 ± 10.1	8608	0.07	34
7	DV913-3	130	»	45.2	29.1	78.8 ± 1.9	68.1 ± 4.8	3526	0.41	851
8	DV915-2	110	»	54.1	24.0	77.8 ± 3.4	64.4 ± 0.4	6525	0.09	215
9	DV926-2	80	»	55.4	25.5	83.5 ± 0.5	56.9 ± 4.3	7619	0.21	212
10	DV628-2	21	Рудоносный Ol-габбронорит	32.6	23.9	80.6 ± 3.2	60.2 ± 15.6	4157	3.43	824
11	DV625-M	13	Сидеронитовая руда*	36.8	6.4	81.7 ± 0.9	65.6 ± 7.4	20080	11.50	3699
12	DV625-I	13	»*	53.4	14.0	81.6 ± 0.2	66.4 ± 5.9	9080	5.49	13436
13	DV107-1	12	»*	34.1	8.4	80.9 ± 0.5	60.6 ± 4.1	18240	9.11	6685
14	DV10-4	11	Ol-габбронорит **	51.4	20.6	80.1 ± 1.1	62.3 ± 4.4	5103	0.82	1029
15	DV627-1-3	8.5	»**	47.0	23.9	77.1 ± 2.1	67.9 ± 3.4	5027	0.54	676
16	DV627-1-1	8	»**	40.2	25.8	78.1 ± 3.2	66.9 ± 2.2	4138	0.88	915
17	DV912-5-2	5	»**	44.7	29.7	75.9 ± 3.1	66.4 ± 2.1	3303	0.13	178
18	DV627-1-2	0	Пикродолерит**	25.5	35.5	75.5 ± 2.5	65.2 ± 3.3	2328	0.22	355

\* Рудная фракция, выбранная визуально по соотношениям пирротина и халькопирита при последовательной распиловке и изучении шлифов образцов: индекс “I” относится к фракциям с повышенным отношением  $S_{py}/Po$ , “M” — с пониженным (условно “Mss”); \*\* присутствуют сульфидные капли. Здесь и в дальнейшем образцы отбора 2019 г. (серия 19DV9XX) приводятся просто как DV9XX, пробы 2016 г. (16DV6XX) — также без цифры в начале номера. Средний состав плагиоклаза рассчитывался из выборки, в которую не входили анализы с An ниже 50 номера.

ных соотношений сульфидных минералов и среднего состава сульфидов в образцах проводилась дополнительная обработка изображений с использованием программ Kolor Autorano Giga 4.2 и Adobe Photoshop CS2.

#### Аналитические исследования

Петрогеохимические характеристики обр. DV10-4 и типичной сидеронитовой руды (DV107-1) получены методом РФА в аналитической лаборатории Тасманийского университета (UTAS, г. Хобарт, Австралия) и лаб. GEOLABS (г. Садбери, Онтарио, Канада). При этом для Ni, Co, Cu и Zr использовались результаты РФА; Au, Ag, Se и Te определены методом ультрамикрэлементного ICP-MS анализа после гидrolитического разложения проб царской водкой, а концентрации Ir, Ru, Rh, Pt и Pd — методом ICP-MS после пробирной плавки. Пределы обнаружения составляли: Au — 0.4 ppb; Ag — 2–10 ppb, Se — 0.04–0.1 ppm, Te —

0.01–0.02 ppm; для Pd — 0.12 и Pt — 0.17 ppb. Эти данные приведены в Ariskin et al. (2018c) и использованы при обсуждении результатов.

Основной объем исследований пород из полевых сезонов 2016 и 2019 гг. (обозначены в табл. 1 сериями DV6XX и DV9XX) проведен в ИГЕМ РАН (Москва) и ГЕОХИ РАН (Москва). Содержания петрогенных оксидов были определены методом РФА по схеме НСАМ ВИМС 439-РС на вакуумном спектрометре последовательного действия (модель Axios mAX Advanced производства PANalytical, Нидерланды) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев). В качестве контрольных образцов использованы стандартные образцы геологической службы США (USGS).

Концентрации платиноидов и других халькофильных элементов для образцов серий DV6XX и DV9XX измерены в лаборатории геохимии и аналитической химии благородных металлов ГЕОХИ РАН (аналитик О.А. Тютюнник). Пробы раз-

лагали смесью кислот HF, HCl и HNO<sub>3</sub>; для Au, Pt и Pd проводили концентрирование на сорбенте ПОЛИОРГС IV. Определение Au, Pt и Pd проводили методом ЭТААС (атомно-абсорбционная спектрометрия с электротермической атомизацией, Solaar MQZ (Thermo Electron Corp., США)). Схема анализа и характеристики аналитических определений детально описаны в работе (Кубракова и др., 2020). Те, Ag, Sn, Cd и Sb определяли методом ЭТААС; остальные элементы – методами ИСП-АЭС (атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой, Iris Intrepid Duo II XDL (Thermo Electron Corp., США)). В качестве стандарта использовали ICP-MS-68B solution (A, B) (High-Purity Standards, США).

#### *Микрондвовые исследования*

Исследования пороодообразующих и сульфидных минералов проведены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенном энергодисперсионным спектрометром X-Max-N50 (“Oxford Instruments”, Великобритания). Стандарты и образцы измерялись в режиме сфокусированного зонда при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока на зонде 10 нА. При этом применялись стандарты металлов, стехиометричных оксидов и сульфидов. Для обработки результатов измерений по алгоритму ХРР-коррекции использовалась оболочка INCA (“Oxford Instruments”, версия 21b), что обеспечивало точность оценки содержаний для главных элементов в интервале 0.5–2 отн. %.

#### *Рентгеновская компьютерная томография (КТ)*

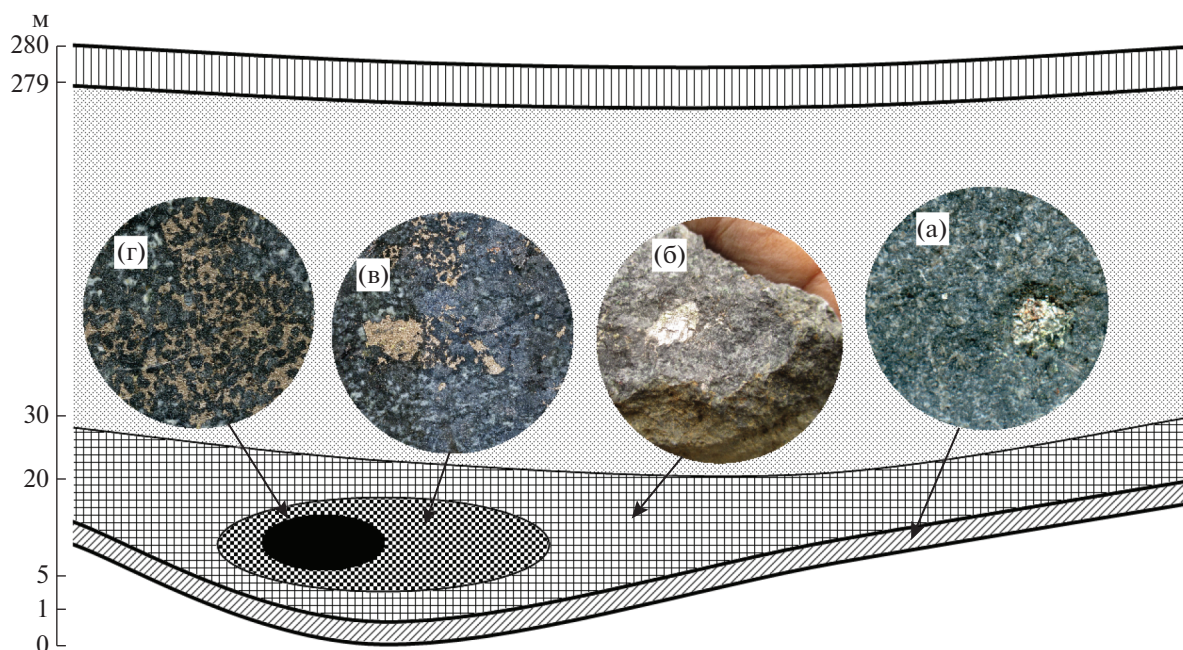
Этот метод позволил получить объемные характеристики распределения и морфологии сульфидов в породах с разными типами минерализации. При этом использовались две инструментальные КТ-системы, съемка на которых происходила в два этапа (Корост и др., 2019; Пшеницын и др., 2020). В начале наиболее крупные штучные образцы сканировались на томографе РКТ-180 компании Геологика (Новосибирск). При небольшом времени съемки этот сканер обеспечивает разрешение от 100 до 200 мкм. Этого достаточно для оценки содержания сульфидного материала и степени его связанности на образцах среднего и крупного размера. На втором этапе из наиболее перспективного для дальнейших задач образца выбуривались цилиндры диаметром 10 и/или 15 мм. Этот миникерн сканировался на томографе SkyScan-1172 (Bruker, Германия) с разрешением 2–3 мкм на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического

факультета МГУ. Проведенные на этом приборе съемки включали от 1000 до 2500 плоскостных срезов для каждого образца, из которых с помощью пакета программ компании SkyScan (DataViewer, STAn, CTVol, CTVox) производился пересчет набора полученных рентгенограмм в серии плотностных сечений, отображающих внутреннюю структуру объекта (Корост и др., 2019).

### ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ СУЛЬФИДОНОСНЫХ ПОРОД

Сульфидная минерализация обнаружена практически во всех образцах по разрезу, включая зоны закалки на нижнем и верхнем контактах. В большинстве пород она представлена небольшими (от долей до 1–2 мм) глобулами или изолированными вкраплениями сульфидов, и только в нижней части тела, в интервале 10–20 метров от контакта, наблюдаются богатые сетчатые руды с сидеронитовой вкрапленностью, при содержании серы около 12 мас. % (или до ~35% сульфидного материала – табл. 1, рис. 3). Рудная залежь вскрывается двумя шурфами диаметром около 4 метров, тогда как менее богатые глобулярные руды наблюдаются в разведочных канавах, проложенных в первых десятках метров от шурфов (рис. 1б). Переходные по содержанию сульфидов вкрапленные руды представляют оливиновые габбронориты с участками сидеронитовой и глобулярной сульфидной минерализации. По мере удаления от наиболее богатых руд относительное количество и размер сидеронитовых выделений сокращаются при одновременном понижении размера и количества глобул (рис. 4). При этом глобулярная минерализация габброноритов сохраняется вдоль нижнего контакта тела DV10, породы приобретают в зоне закалки облик пикродолеритов со сферическими сульфидными образованиями. По данным КТ-исследований эти глобулы ориентированы вдоль плоскости, по-видимому, параллельной первичному нижнему контакту (Пшеницын и др., 2020).

Неоднородное распределение сульфидоносных пород по стратиграфическому разрезу с накоплением сульфидного материала внизу указывает на вертикальный транспорт сульфидов из верхней части субкамеры. Тогда как латеральная неоднородность распределения сульфидной вкрапленности и руд, примером которой является высокая концентрация сульфидов в раздуве апофиза DV10 вблизи руч. Центральный (рис. 1, 2), позволяет предполагать важную роль горизонтальных перемещений сульфидоносных масс (в виде гетерогенных магм или кашеобразных прекурсоров кумулатов), которые сопровождалась отложением сульфидов в локальных карманах и депрессиях. Представленное ниже описание петрографии и минералогии сульфидоносных пород из базаль-



**Рис. 4.** Схематическое представление типов сульфидной минерализации по разрезу раздува апофиза DV10. Для наглядности вертикальный и горизонтальный масштабы искажены: (а) — глобулы из закалочных пикродолеритов с нижнего контакта, (б) — крупные глобулы в оливиновых габброноритах из базальных горизонтов, (в) — габбронориты с глобулярно-сидеронитовой вкрапленностью, (г) — сидеронитовые руды.

ной зоны апофиза DV10, дополненные результатами КТ-исследований, позволяет конкретизировать параметры минерализации разных типов, которые обсуждаются в дальнейшем при реконструкциях состава протосульфидных расплавов.

#### *Петрография пород рудоносного горизонта*

Соответственно схеме, показанной на рис. 4, сульфидоносные породы в основании силла можно разделить на четыре типа: (1) пикродолериты эндоконтакта с сульфидными глобулами (обр. DV627-1-2); (2) оливиновые габбронориты с сульфидными глобулами (DV10-4, DV627-1-1, DV627-1-3, DV915-5-2); (3) рудоносные оливиновые габбронориты с неправильной формы глобулами, переходящими в домены сидеронитовой вкрапленности (DV628) и (4) сидеронитовые руды в матрице оливиновых габброноритов (DV107-1, DV625). Составы породообразующих силикатов в рудоносных породах варьируют незначительно (табл. 1), поэтому ниже приводится описание пикродолерита и общих характеристик оливиновых габброноритов.

**Пикродолерит.** Это массивная порода порфировидной структуры с офитовой основной массой (рис. 5а, 5б). Порфировый облик обусловлен наличием крупных (около 1.5 мм) вкрапленников оливина ( $Fo_{75}$ , по объему ~14%). Офитовый характер основной массы проявлен в виде много-

численных мелких лейст андезина и лабрадора (в среднем около  $An_{53}^1$ , ~52 об. %), удлиненных кристаллов авгита ( $mg\#78^2$ , 15%) и гиперстена ( $mg\#74$ , 10%). Второстепенный минерал — флогопит ( $mg\#80$ , примерно 2.5%); аксессуарные минералы — хромшпинель ( $cr\#67^3$ , ~0.5%), около 1% ильменита и локально до 5% сульфидов. Флогопит образует субидiomорфные, реже ксеноморфные таблитчатые зерна, как правило, в ассоциации с сульфидами, часто образуя ореолы минерализации вокруг сульфидных капель. Эти особенности аналогичны характеристикам пород из эндоконтакта Йоко-Довыренского массива (Кислов, 1998; Ariskin et al., 2016, 2018б, в).

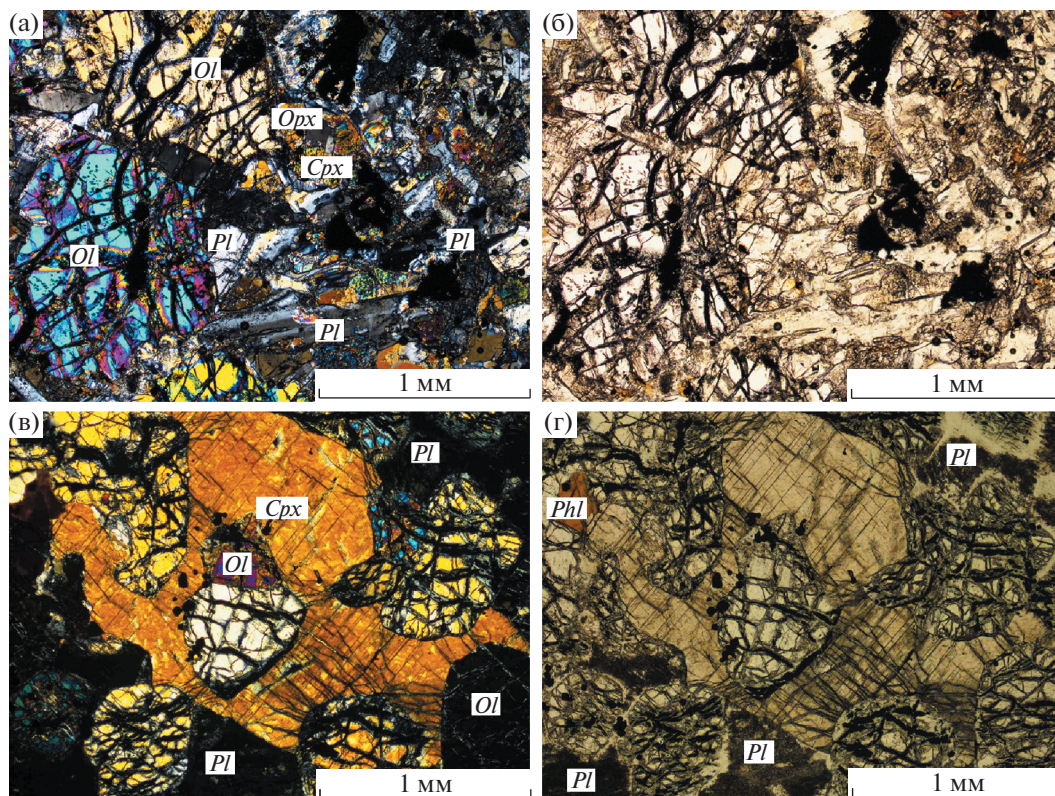
**Оливиновый габбронорит.** Порода имеет сходный минеральный состав и текстурно-структурные характеристики. Различия касаются соотношений минералов в шлифе, количества сульфидов, степени измененности, а также размера зерен. В целом — это массивные, среднезернистые породы с пойкилитовой структурой, которая обусловлена наличием крупных ойоккрисстов плагиоклаза и пироксенов, цементирующих разноразмерные зерна оливина ( $Fo_{76-82}$ ) с включениями алюмохромита (рис. 5в, 5г). Количество кумулузного

<sup>1</sup>  $An$  рассчитывался как  $Ca/(Ca + Na + K) \times 100$ .

<sup>2</sup>  $mg\# = Mg/(Mg + Fe_{tot}) \times 100$ .

<sup>3</sup>  $cr\# = Cr/(Cr + Fe_{tot}) \times 100$ .





**Рис. 5.** Микрофотографии пикродолерита DV627-1-2 (а-б) и оливинового габбронорита DV627-1-3. Все фотографии в проходящем свете, слева (а, б) – в скрещенных николях, справа (б, г) – при параллельных николях. (а, б) – Вкрапленник оливина в основной оливин-пироксен-плагноклазовой массе, (в, г) – Кристаллы оливина цементируются плагноклазом и ортопироксеном.

оливина, в сидеронитовых рудах варьирует примерно от 40 до 70%; более низкие содержания характерны для рудоносного горизонта (табл. 1). Среди кристаллов оливина преобладают субидiomорфные зерна размером до 1.5 мм. Близкие к идиоморфным кристаллы нередко соприкасаются гранями, локально образуя участки адкумулятивной структуры с малым количеством интеркумулуса. Плагноклаз представлен лабрадором  $An$  60–68 (20–30%, в сидеронитовых рудах менее 10%) – в виде ксеноморфных зерен размером 0.5–2 мм, выполняющих пространство между зернами кумулюсного оливина. Гиперстен ( $mg\#75–81$ ) присутствует в виде ксеноморфных пойкилитовых зерен размером до 2.5 мм и тонких каёмочек вокруг оливина. Его количество варьирует от 10 до 25% и, за редкими исключениями, примерно вдвое превышает количество клинопироксена. Эти соотношения нарушаются в сидеронитовых рудах, где доля  $Cpx$  снижается до 1–3%, при том что обычные содержания составляют 7–12%. Размер ксеноморфных выделений этого минерала/составляет 1–3 мм, состав, в среднем, отвечает магнезиальности  $mg\#86 \pm 1$ .

Флогопит (0.5–3%) образует субидiomорфные, реже ксеноморфные таблитчатые и удлиненные зерна, неравномерно распределённые по породе, при этом большинство зерен флогопита ассоциируют с сульфидами (около 85 отн. %), а остальные 15 отн. % спорадически распределены по объему. В интеркумулусе присутствуют небольшие (до 0.2–0.3 мм) субидiomорфные и ксеноморфные кристаллы ильменита; их количество не превышает 0.5%. Хромовая шпинель встречается в виде трех разновидностей: во включениях в оливине, в минералах интеркумулуса ( $Pl-Opx-Cpx$ ) и в сульфидах, при отсутствии заметных кристаллографических отличий. Это изометричные кристаллы размером до 0.15 мм, которые преобладают в интеркумулусном пространстве, нередко образуя небольшие скопления и/или цепочки из нескольких зерен. В сульфидах шпинели гораздо крупнее, до 0.5 мм; эти кристаллы часто разбиты трещинами, сцементированными сульфидными минералами. Содержание  $Cr_2O_3$  в шпинели составляет около 30 мас. % при хромистости  $cr\#60–80$  (в среднем 76) и магнезиальности  $mg\#12–15$ .

### Сульфидные минералы

Морфология сульфидов в рудоносных породах разнообразна, варьируя от небольших субмиллиметровых сферических и неправильной формы глобул, до крупных глобулярных сегрегаций, которые локально распадаются на участки сидеронитовой вкрапленности (рис. 4). Такие домены могут достигать 5–10 см в поперечнике и хорошо видны на спиле крупных образцов. В сетчатых рудах они занимают фактически весь объем интеркумулуса (табл. 1). В разделе, посвященном КТ-исследованиям, эти особенности рассмотрены для каждого из 4-х типов сульфидоносных пород. Что касается пород с сульфидными каплями, то последние обычно демонстрируют фазовую расчлененность на более богатую халькопиритом и пентландитом верхнюю часть и обедненную этими минералами нижнюю – существенно пирротин/троилитового состава. Подобные взаимоотношения характерны для многих Cu–Ni-сульфидных месторождений, включая вкрапленные руды Норильского рудного узла (Генкин и др., 1981; Годлевский, 1959; Duran et al., 2017; S.-J. Barnes et al., 2006).

Несмотря на различия по морфологии и пропорциям минералов, ассоциации сульфидов устойчивы, включая пирротин, троилит, пентландит, халькопирит и иногда кубанит. В качестве второстепенных нередко сфалерит и галенит (Качаровская, 1986). Хорошо известно, что перечисленные минералы не кристаллизуются непосредственно из сульфидного расплава, а являются продуктом последовательного распада двух твердых растворов – гексагонального MSS, обогащенного железом и никелем, и кубического ISS, обогащенного медью (Holwell, 2010). На эти структурные соотношения нередко накладывался отжиг сульфидоносных кумулатов по мере остывания магматических тел (Арискин и др., 2020). В результате структуры распада трансформируются в обособленные (иногда с признаками кристаллографических очертаний) зерна сульфидных минералов, так что реконструировать признаки первичных MSS и участки первичных ISS в крупных сульфидных обособлениях становится крайне затруднительно. Тем не менее, нередко это возможно при наблюдениях реликтовых текстурно-структурных особенностей (Спиридонов и др., 2010).

**Пирротин и троилит.** Ассоциация этих минералов присутствует во всех изученных породах в виде характерных змеобразных ламелей распада *Mss* на пирротин (*Po*) и троилит (*Tr*, примерно в равной пропорции), с редкими зернами пентландита I, рис. 6е (Пшеницын и др., 2020). Подобные соотношения установлены также в сульфидах из базальной зоны Йоко-Довыренского массива (Качаровская, 1986) и типоморфны для крупных

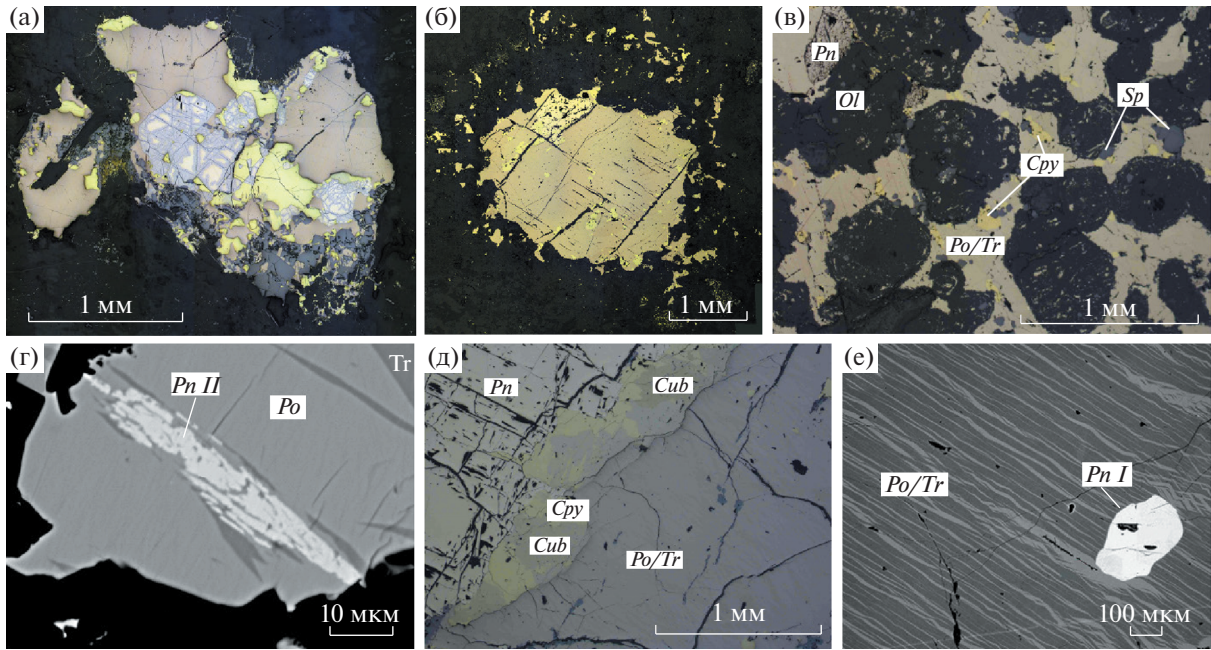
Cu–Ni сульфидных месторождений, включая норильские месторождения Северо-Запада Сибирской платформы (Служеникин и др., 1994; Рябов и др., 2001; Спиридонов и др., 2010). По данным (Taylor et al., 1970; Новиков, 1988) и ряда других исследователей, формирование подобных структур распада связано с субсолидусными превращениями богатого железом MSS при температуре ниже 150°C. Характеристики состава пирротина и троилита для разных образцов приведены в табл. 2.

**Халькопирит и кубанит.** В скоплениях и глобулах сульфидов халькопирит (*Cpy*) не имеет кристаллографических очертаний, формируя ксеноморфные выделения или срастания с пирротинном (рис. 6а–6в). Реже наблюдаются тонкие ламелеобразные выделения *Cpy* в *Po–Tr* матрице. Кубанит (*Cub*) встречается исключительно как продукт распада *Iss* в халькопирите – иногда в виде удлиненных ламелей с неровными краями по границам между пирротинном и пентландитом (рис. 6д). Составы кубанита и халькопирита довольно устойчивы, и отвечают их стехиометрии (табл. 2).

**Пентландит.** Представлен двумя разновидностями, которые типичны для медно-никелевых руд и описаны на многих месторождениях и рудопроявлениях (Генкин и др., 1981; Prichard et al., 2004; Barnes et al., 2006; Vishnevskiy, Cherdantseva, 2016; Duran et al., 2017), включая Йоко-Довыренский массив (Качаровская, 1986). *Pn I* образует субидиоморфные агрегаты размером от 0.1 до 3 мм (рис. 6а, 6б), тогда как *Pn II* представлен пламенивидными ламелями, встречающимися в пирротине (рис. 6г). Такие ламели обычно составляют не более 1% от всего объема пентландита. Отличия между этими разновидностями подчеркиваются их химическим составом (табл. 2). Для *Pn II* характерны заметные вариации содержания Ni (~30–33.5 мас. %) при концентрации Co менее 1 мас. %. Состав *Pn I* более выдержан (31.5–33 мас. % Ni), при этом концентрация Co составляет от 1.5 до 2.6 мас. %.

## РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОВСКОЙ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ

КТ-исследования проведены для 5-ти образцов размером от 3 × 5 до 7 × 10 см, включая пикродолерит с сульфидными каплями (DV627-1-2), образец сульфидоносного *Ol*-габбронорита (DV627-1-3), рудоносный оливиновый габбронорит DV628-1 (как аналог обр. DV628-2) и фрагмент сидеронитовой руды DV107-1 (табл. 1). По результатам обработки изображений, полученных при макросъемке, в каждом из образцов были намечены представительные участки скопления сульфидов для выбуривания дополнительных 10- и 15-мм цилиндров, которые были сняты с разрешением 3 мкм. На основании этой информации по-

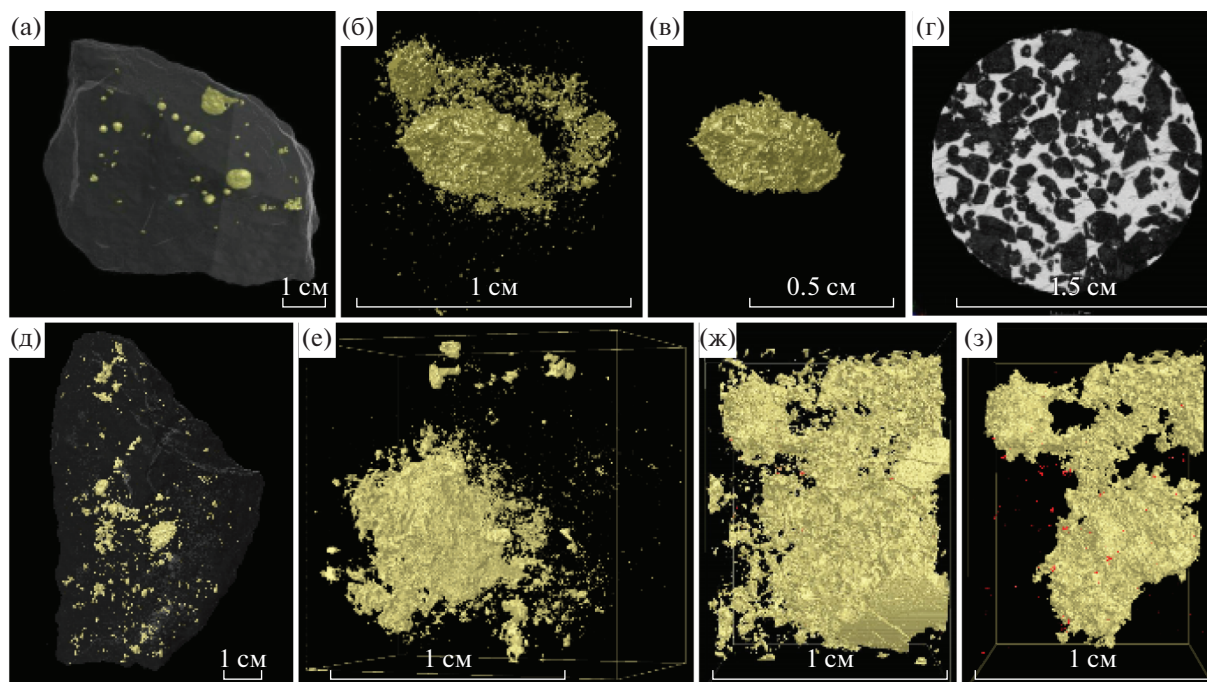


**Рис. 6.** Основные особенности сульфидных ассоциаций в сульфидоносных породах нижней части апофиза DV10. (а) – панорама полиминеральной сульфидной глобулы из обр. DV10-4, (б) – панорама среза глобулы в обр. DV627-1-2 (Пшеницын и др., 2020), (в) – типичный участок сидеронитовой структуры в руде, обогащенный пирротинном, (г) – ламель пентландита II в пирротине, (д) – халькопирит в ассоциации с кубанитом, образовавшиеся при распаде ISS, (е) – пламеневидные ламели пирротина и троилита в ассоциации с пентландитом I.

**Таблица 2.** Пропорции и состав сульфидных минералов в породах апофиза DV10

Образец	Характер минерализации	Пропорции сульфидных фаз (%) и их средний химический состав (мас. %)			
		<i>Po</i> (S, Fe, Ni)	<i>Pn</i> (S, Fe, Co, Ni)	<i>Cpy</i> (S, Fe, Cu)	<i>Cub</i> (S, Fe, Cu)
DV901-2	Мелкие округлые капли	98 (38.8; 60.8; 0.4)	–	2 (34.7; 31.2; 34.1)	–
DV904-1	Редкие капли неправильной формы	90 (37.6; 62.2; 0.2)	7 (33.1; 32.9; 1.2; 32.8)	3 (34.8; 31.1; 34.1)	–
DV909-2	Редкие капли неправильной формы	75 (36.2; 63.5; 0.3)	20 (33.1; 36.4; 0.9; 29.6)	5 (37.6; 31.2; 34.2)	0.1 (35.2; 41.4; 23.4)
DV627-1-3	Крупные капли неправильной формы	80 (37.5; 62.4; 0.1)	11 (33.2; 34.7; 2.5; 29.6)	7 (34.7; 30.9; 34.4)	2 (35.5; 41.3; 23.2)
DV912-5-2	Крупные капли неправильной формы	85 (36.4; 63.5; 0.1)	7 (33.2; 36.4; 2.6; 27.7)	8 (34.9; 30.9; 34.2)	–
DV10-4	Редкие капли неправильной формы	73 (38.1; 61.8; 0.1)	15 (34.1; 35.8; – ; 30.2)	6 (34.5; 30.4; 35.1)	6 (–)
DV628-1	Капельно-сидеронитовая вкрапленность	86 (37.6; 62.2; 0.2)	8 (33.2; 32.2; 3.1 ; 31.5)	6 (34.8; 31.1; 34.1)	–
DV625-1	Сидеронитовая руда	90 (37.4; 62.5; 0.1)	6 (–)	4 (34.9; 30.9; 34.2)	–
DV107-1	Сидеронитовая руда	70 (34.3; 65.6; 0.1)	17 (–)	13 (34.8; 30.7; 34.5)	–
DV627-1-2	Небольшие округлые капли с гало	75 (38.5; 61.1; 0.4)	15 (33.1; 32.4; 2.1; 32.5)	10 (34.7; 30.5; 34.1)	0.1 (35.4; 41.3; 23.3)

Примечание. Пропорции сульфидных минералов для образца DV10-4 оценивались с помощью методов MLA (Ariskin et al., 2016, 2018в), DV107-1 с помощью программы масс-балансового расчета (Коптев-Дворников, Хворов, 2011), а DV627-1-2 – путем подсчета площадей сульфидных минералов в панорамах шлифов.



**Рис. 7.** Трехмерные модели сульфидных фаз из четырех основных типов изученных пород. Силикатные минералы (все вместе) показаны прозрачными – для лучшего восприятия морфологии сульфидных фаз, которые окрашены в золотистый цвет: (а) – макросъемка обр. DV627-1-2; (б) и (в) – результаты мелкомасштабной съемки сульфидной глобулы с галло (б) и без галло (в), специально выбуренной из образца DV627-1-2 (Пшеницын и др., 2020); (г) – плоскостной срез 15 мм зерна сидеронитовой руды DV107-1 (светлое – сульфид), темное – в основном оливин ± следовые количества плагиоклаза и пироксена); (д) – результаты крупномасштабной съемки образца DV627-1-3, (е) – выбуренная из него глобула размером около 10 мм, (ж)–(з) – результаты съемки 15 мм зерна, выбуренного из обр. DV628-1. (ж) – вся сульфидная фаза в образце, (з) – наиболее крупная связанная сегрегация, по сути, три сульфидные глобулы, связанные через открытые поры оливинового кумулата. Небольшие зерна красного цвета на рисунке (з) – предположительно галенит.

строены трехмерные модели распределения сульфидной фазы (без разделения на минералы), а также более редких рентгеноконтрастных фаз, в основном – циркона, бадделейта, торита и галенита (по опыту микрозондовых исследований). В итоге, для сульфидов были рассчитаны их объемные содержания и степень связанности сульфидного вещества, оцененная как доля самого крупного объекта (в %) из всей сульфидной массы (Корост и др., 2019).

**Пикродолерит с глобулярными сульфидами.** Результаты КТ-исследований этого типа пород подробно описаны в (Пшеницын и др., 2020). При

мелкомасштабной съемке обр. DV627-1-2 было выявлено 25 отдельных глобул, размером от 2 до 15 мм (рис. 7а). Расчетное содержание сульфидов в породе составило 0.87 об. %, степень их связанности – 36% (табл. 3).

Последняя оценка отражает тот факт, что большинство глобул мелкого размера, а основная масса сульфидов сконцентрирована в двух крупных изолированных глобулах. Одна из них была тщательно выбурена (10-мм керн) и изучена при высоком разрешении. При этом установлена гетерогенная структура сульфидной “капли”, включающей приплюснутый сфероид и окружа-

**Таблица 3.** Характеристики сульфидоносных и рудоносных пород по результатам КТ-исследований

Образец	Морфология сульфидных сегрегаций	Объемное содержание сульфида, %	Степень связанности, %
DV627-1-2	Изолированные сферические глобулы, окруженные галло	0.87	36
DV627-1-3	Капли неправильной формы, с ассоциирующей интерстициальной сульфидной вкрапленностью	0.72	25
DV628-1	Связанные между собой капли, ассоциирующие с сидеронитовой вкрапленностью	4.8	42
DV107-1	Сидеронитовая руда	19	95

ющее кольцообразное гало из тонкой сульфидной вкрапленности (рис. 7б, 7в). По отношению к общему объему сульфидной сегрегации доля гало составляет ~5%. В дальнейшем, капля была распилена на 11 шлифов и изучена на микрозонде. Это дало возможность рассчитать средневзвешенный химический состав капли, который использован при генетических реконструкциях в статье (Пшеницын и др., 2020).

**Оливиновый габбронорит с сульфидными глобулами.** Представление о морфологии и распределении сульфидов в этих образцах дает рис. 7д. Расчетное содержание сульфидов в образце DV627-1-3 составило 0.72%, степень связанности – 25% (табл. 3). В отличие от пикродолерита, в породах этого типа, помимо капель, присутствует довольно много рассеянных сульфидов в виде ксеноморфных зерен размером 0.5–1 мм или их гнезскоплений. С этим связано пониженное значение связанности сульфидов в образце по сравнению с пикродолеритом. Около крупных глобул начинают проследиваться небольшие участки с обильной субсидеронитовой вкрапленностью (рис. 7д, 7е). Одна из глобул в обр. DV627-1-3 была выбурена и отснята на томографе SkyScan-1172. Оказалось, что данная глобула также окружена множеством мелких сульфидных обособлений (рис. 7д), которые, однако, не формируют отчетливого гало, как в обр. DV627-1-2. Представляются важными отличия в морфологии самой сульфидной глобулы. Она не столь правильной формы и демонстрирует множество крупных апофизов, которые начинают формировать сульфидную сеть, связанную через межзерновое пространство оливиновых кумулатов. Еще одна интересная деталь – топология поверхности этой глобулы. При стереологическом вращении на ней отчетливо проявляются “вмятины”, имеющие форму отрицательных кристаллов, размером до 1 мм. Восстановить их габитус проблематично, но, если опираться на микроскопические наблюдения, можно заключить, что в большинстве случаев это кристаллы оливина, которые обволакиваются (обтекаются) пленочками сульфидов.

**Рудоносный оливиновый габбронорит.** Образцы DV628-1 и DV628-2 представляют породы с частично дезинтегрированными сульфидными глобулами и доменами сидеронитовой структуры. Двухэтапная КТ-съемка на обр. DV628-1 показала, что при общем содержании сульфидов около 5 мас. % (табл. 3) подавляющая часть сульфидного материала сконцентрирована именно в глобулах размером от 3 до 20 мм. Как правило, они имеют приплюснутую форму с неправильными очертаниями и окружены ореолами сульфидной вкрапленности, связанной через межзерновое пространство оливиновых кумулатов. Таким образом, общая связанность сульфидов в образце достигает примерно 40%, а в плоскостных срезах

наблюдаются обширные участки сидеронитовой структуры, где сульфиды практически полностью заполняют пространство интеркумулуса.

Для следующего этапа съемки из этого образца были выбурены два 15-мм керны, которые также были отсняты на томографе SkyScan-1172. Если на полученной модели выделить наиболее крупную по объему сегрегацию, убрав все не связанные с ней сульфиды, то можно увидеть, что все три попавшие в этот керн глобулы связаны между собой через межзерновое пространство оливиновых кумулатов (рис. 7ж, 7з). Таким образом, в отличие от изолированных капель в образцах DV627-1-2 и -1-3, глобулярные сульфиды в этих породах нельзя рассматривать как закрытые системы. Они могут быть связаны друг с другом и с сидеронитовыми доменами.

**Сидеронитовая руда.** Судя по содержаниям серы в образцах DV625-М (11.5% S) и DV107-1 (9.1% S, табл. 1), весовое содержание сульфидов в сидеронитовых рудах составляет примерно 30%. С учетом высокой плотности сульфидных минералов (в среднем около 4.5 г/см<sup>3</sup>) и принимая плотность силикатной (существенно оливиновой) матрицы ~3 г/см<sup>3</sup>, получаем объемную концентрацию сульфидов ~22%. Этой оценке близко содержание сульфидов, рассчитанное по результатам КТ-исследований для обр. DV107-1 – 19 об. % (табл. 3). При таких содержаниях попытки представить на плоскостных проекциях морфологию сульфидных образований приводят к иллюзии полного заполнения объема (Корост и др., 2019). Реальная текстура такой породы видна только при компьютерном вращении трехмерных моделей образца. Тем не менее, представление даже одного локального среза для обр. DV107-1 (рис. 7г) в сочетании с расчетной оценкой связанности сульфидов 95% (табл. 3) показывает, что сидеронитовые руды представляют практически непрерывную сеть взаимосвязанных сульфидов, обволакивающих зерна кумулусного оливина. Такая картина не оставляет сомнений в жидкостной природе исходного сульфидного вещества, которое, очевидно, аккумуляровалось в придонной части силла/апофиза DV10, выдавливая остаточные магматические расплавы из межзернового пространства.

## ГЕОХИМИЯ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Валовые содержания порообразующих оксидов, халькогенов и халькофильных элементов (включая благородные металлы) по разрезу апофиза DV10 приведены в табл. 4. Здесь также приведено два состава под номерами DV625 – с индексами “М” и “I”. Они представляют фракции сидеронитовой руды, которые выпиливались из участков образцов с различным соотношением пир-

ротина и халькопирита (см. пояснения к табл. 1). В случае индекса “Г” сульфидная ассоциация в среднем более медистая (богаче  $C_{py}$ ); индекс “М” характеризует резкое преобладание пирротина/троилита в породе, очевидно представляя протосульфидную жидкость исходного моносульфидного раствора.

Эти данные интересны тем, что указывают на локальную дифференциацию сульфидной массы в масштабе 5–10 см и используются в дальнейшем на серии графиков (рис. 8, 9). В дополнение, в табл. 4 показан состав закаленного пикродолерита DV30-1 с нижнего контакта Йоко-Довыренского массива. Этот образец можно рассматривать в качестве модели высокотемпературных пикритоидных магм, внедрения которых формировали камеру крупного интрузива (Ariskin et al., 2018бв). Эти данные используются для сравнений с составами пород из зоны закалки апофиза DV10 и при обсуждении полученных результатов.

На рис. 8 показаны зависимости концентраций Au, Pt и Pd от содержаний серы и теллура в сульфидоносных породах и рудах апофиза DV10. Графики демонстрируют наличие положительных корреляций благородных металлов от S и Te, указывая на такой же сульфидный контроль распределения этих элементов, который установлен для пород из основания Йоко-Довыренского массива (Ariskin et al., 2018в). Мы акцентируем внимание на этих соотношениях, поскольку они подразумевают взаимосвязь количества сульфидов в породах (пропорционального содержанию серы) с концентрациями высокохалькофильных элементов и теллура – как представителя группы халькогенидов. Интересно, что в минеральном составе довыренских руд платиноиды представлены главным образом в виде теллуридов Pt и Pd, особенно мончеита  $PtTe_2$  и котульскита  $PdTe$ , в то время как золото встречается почти исключительно в виде электрума (Качаровская, 1986; Толстых и др., 2008). Таким образом, взаимные корреляции Au, Pt, Pd и Te на рис. 8 оставляют мало сомнений, что мы фиксируем тренды, которые обусловлены отнюдь не наблюдаемой минералогией благородных металлов, а присутствием в исходной магматической системе фазы-носителя всех этих элементов, в качестве которой выступали протосульфидные расплавы. Положительная корреляция золота и ЭПГ с Te позволяют предполагать устойчивость состава этих исходных сульфидных жидкостей.

#### *Составы протосульфидных расплавов*

В случае благородных металлов и теллура надежную оценку исходных характеристик дает пересчет содержаний этих элементов в породах на 100% сульфидной массы. В литературе предложено несколько способов решения этой задачи

(Barnes, Lightfoot, 2005; Barnes, Ripley, 2016). Мы используем простое выражение:

$$C_i^{Sf} (ppm) = 100C_i^{\text{Порода}} (ppm)/C_{Sf}^{\text{Порода}} (\text{мас.}\%), \quad (1)$$

где  $C_i^{Sf}$  и  $C_i^{\text{Порода}}$  – содержание элемента в сульфидной фазе и породе соответственно,  $C_{Sf}^{\text{Порода}}$  – содержание сульфида в породе (образце), которое рассчитывается как концентрация серы в породе ( $S^{\text{Порода}}$ ), нормированная на постулированную долю S в сульфиде (Ariskin et al., 2018в):

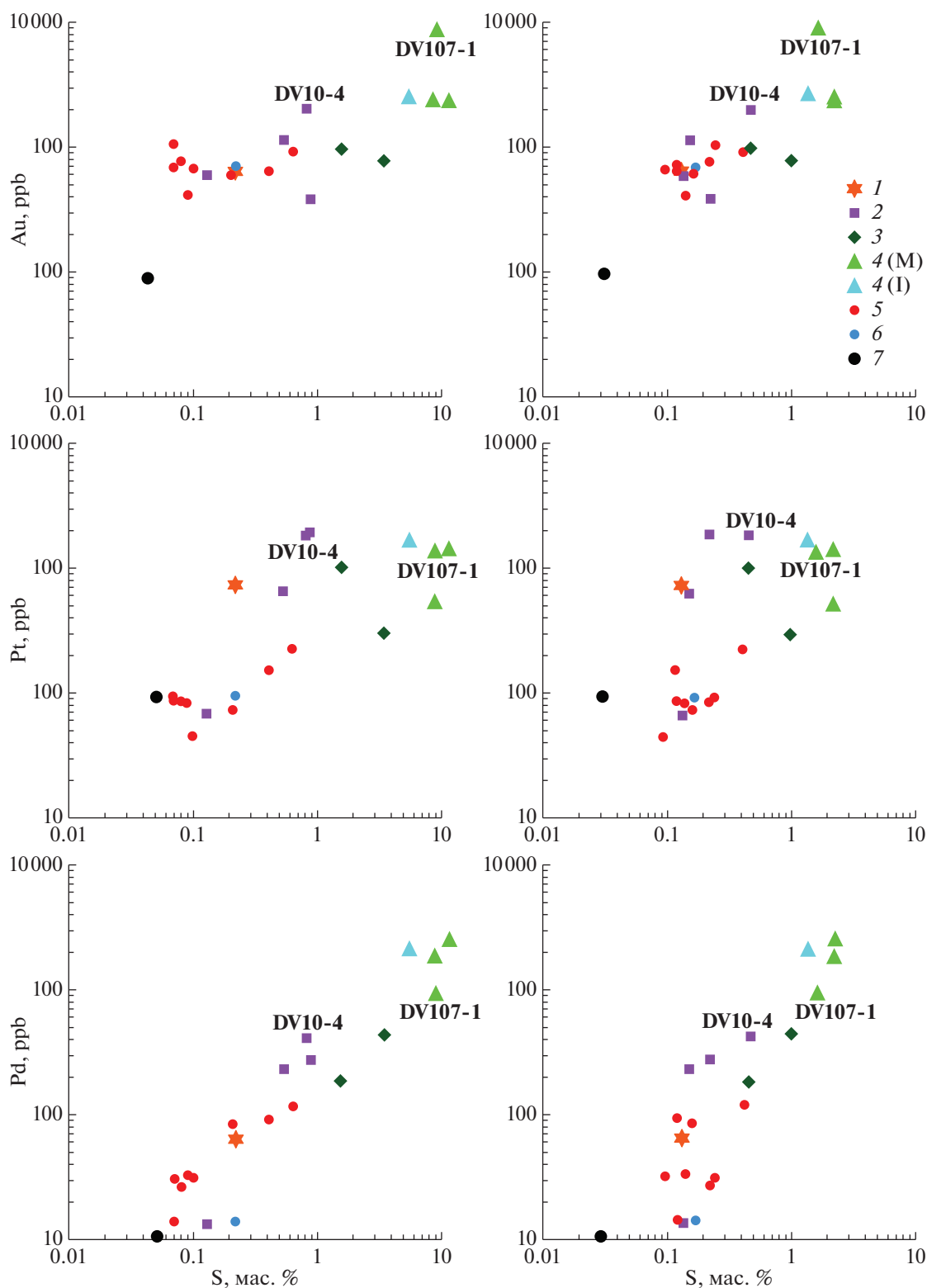
$$C_{Sf}^{\text{Порода}} (\text{мас.}\%) = S^{\text{Порода}} (\text{мас.}\%)/0.355. \quad (2)$$

Отличия в содержаниях серы для стехиометричных халькопирита и пирротина от принятых 35.5% дают погрешность этой оценки от 1.5 до 2.8 отн. %. Подобные отклонения компенсируются многокомпонентностью сульфидных расплавов и логарифмическим характером графиков, которые используются при генетических построениях. Для элементов, которые демонстрируют высокие коэффициенты разделения сульфид–расплав  $>10^4$  (Mungall, Brenan, 2014) и практически полностью сконцентрированы в сульфиде, этот подход можно применять при содержаниях S  $> 0.1$  мас. % ( $\sim 0.3\%$  сульфида) и выше. Из-за присутствия фермических силикатов (прежде всего оливина) метод встречает трудности оценки содержаний Ni, когда пороговое значение количества сульфида в породе должно составлять не менее первых процентов. В случае Cu модельная концентрация в сульфиде более чувствительна к отношению кумулус/интеркумулус – из-за присутствия меди в магматическом расплаве на уровне десятков ppm и выше. Этот эффект важен при реконструкции медистости сульфидов из зон закалки и эндоконтактов, для которых характерны максимальные количества интеркумулуса и концентраций всех несовместимых элементов (Арискин и др., 2009; Ariskin et al., 2018б). В случае оливиновых кумулатов низкой пористости и содержаниях сульфида более  $\sim 0.5\%$  вклад “силикатной меди” в её общее содержание в породе пренебрежимо мал, так что всю медь можно рассматривать как сульфидную.

Эти нюансы важны, поскольку зависимости отношения меди к платиноидам от их концентрации в 100%-сульфиде (чаще всего для Pd) традиционно используются при построении графиков, связывающих средний состав сульфидов с соотношением магматического расплава и несмеси-мой сульфидной жидкости – следуя концепции R-фактора (Campbell, Naldrett, 1979; Арискин и др., 2017). В нашем случае, максимальная переоценка Cu в сульфиде вероятна для закаленного пикродолерита-капельника DV627-1-2, характеризующегося минимальным отношением MgO/Zr, т.е. максимальной пропорцией интеркумулуса (табл. 1). Расчет по формулам (1, 2) для этого образца по

Таблица 4. Составы пород апофиза DV10

Компо- нент	DV901-2	DV904-1	DV922-1	DV908-1	DV907-1	DV913-3	DV909-2	DV915-2	DV926-2	DV628-2	DV625-М	DV625-1	DV107-1	DV10-4	DV627-1-3	DV627-1-1	DV912-5-2	DV627-1-2	DV30-1
	280	270	250	190	180	130	120	110	80	21	13	13	12	11	8.5	8	5	0	
<i>Химический состав, мас. %</i>																			
SiO <sub>2</sub>	63.89	44.93	44.52	41.88	46.93	46.1	43.97	44.97	44.15	42.06	26.9	35.13	31.25	44.05	45.01	45.22	46.66	49.34	50.66
TiO <sub>2</sub>	1.07	0.34	0.3	0.2	0.43	0.44	0.27	0.33	0.28	0.33	0.12	0.2	0.15	0.38	0.4	0.45	0.48	0.57	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.47	8.45	6.53	5.66	8	8.36	5.95	7.27	8.18	7.32	2	4.42	4.13	6.26	7.22	7.62	8.47	10.11	11.67
FeO	5.01	12.18	11.06	12.89	11.13	12.31	11.95	11.89	10.71	15.47	34.15	24.57	26.47	13.87	13.47	13.39	11.79	11.43	9.56
MnO	0.12	0.2	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.2	0.19	0.18	0.1	0.25	0.17	0.21	0.21	0.2	0.19	0.19	0.18
MgO	4.65	26.1	30.72	32.71	25.43	23.98	31.85	28.06	28.95	23.69	22.09	25.43	23.71	28.07	26.14	24.83	23.78	18.85	16.75
CaO	3.2	5.71	4.65	4.01	5.65	6	3.97	5.36	5.77	5.12	1.19	2.72	3.09	4.52	5.07	4.59	6.23	6.68	7.8
Na <sub>2</sub> O	2.78	0.83	0.53	0.61	0.9	1.09	0.67	0.73	0.53	0.39	0.08	0.2	0.36	0.48	0.63	0.71	1.15	1.35	1.53
K <sub>2</sub> O	2.22	0.5	0.41	0.28	0.59	0.65	0.25	0.43	0.34	0.65	0.07	0.26	0.16	0.52	0.54	0.68	0.67	0.84	0.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.07	0.05	0.04	0.09	0.08	0.04	0.05	0.04	0.06	—	—	0.02	0.1	0.07	0.07	0.08	0.09	0.1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26	0.49	0.76	0.64	0.45	0.23	0.66	0.5	0.51	1.04	0.41	0.43	0.43	0.46	0.53	1.2	0.26	0.23	0.23
NiO	0.01	0.13	0.19	0.27	0.14	0.16	0.16	0.13	0.14	0.26	1.4	0.92	0.94	0.27	0.16	0.16	0.1	0.1	0.07
S	0.22	0.07	0.1	0.63	0.08	0.41	0.07	0.09	0.21	3.43	11.5	5.49	9.11	0.82	0.54	0.88	0.13	0.22	0.05
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
п.п.п.	2.26	3.45	4.11	2.54	3.14	2.7	1.64	3.16	6.77	6.01	9.7	6.95	7.42	3.37	3.67	2.33	1.31	1.2	0.99
<i>Халькофильные элементы, включая благородные металлы</i>																			
Cu, ppm	26	38	520	327	101	851	34	215	212	824	3699	13436	6685	1029	676	915	87	355	54.76
Te, ppb	167	240	94	408	217	118	121	139	159	980	2200	1359	1610	460	150	220	134	130	0.03
Zn, ppm	73	90	84	81	81	88	85	91	73	90	99	155	302	116	104	114	84	100	32.8
Co, ppm	39	125	151	197	121	141	151	157	113	147	576	355	458	145	136	123	130	90	38.9
Mo, ppm	<5	1	0	<5	1	<5	<5	<5	<5	—	—	—	0.63	—	—	—	<5	—	0.27
Ag, ppm	0.08	0.03	0.16	0.28	0.02	0.31	0.03	0.55	0.16	—	—	—	1.67	—	—	—	0.06	—	0.11
Au, ppb	7	11	7	9	8	7	7	4	6	8	23	26	87.6	21	12	4	6	7	0.9
Pd, ppb	14	30	31	117	26	92	14	33	83	440	2450	2041	913	412	231	272	13	64	10.5
Pt, ppb	9	9	5	23	9	15	9	8	7	30	139	163	133	185	65	192	7	74	8.7



**Рис. 8.** Концентрации Pd, Pt и Au в зависимости от валового содержания теллура и серы в породах. Составы рудоносных пород и руд: 1 – пикродолериты эндоконтакта с сульфидными глобулами; 2 – оливиновые габбронориты с сульфидными глобулами; 3 – рудоносные оливиновые габбронориты с неправильной формы глобулами, переходящими в домены сидеронитовой вкрапленности; 4 – сидеронитовые руды с матрицей оливиновых габброноритов (М- и I-фракции, см. пояснения в тексте). Остальные обозначения: 5 – породы выше рудного горизонта, отвечающие стратиграфическим уровням 80–270 м от нижнего контакта, 6 – закалочный пикродолерит с верхнего контакта, 7 – пикродолерит DV30-1 с нижнего контакта Йоко-Довыренского массива.



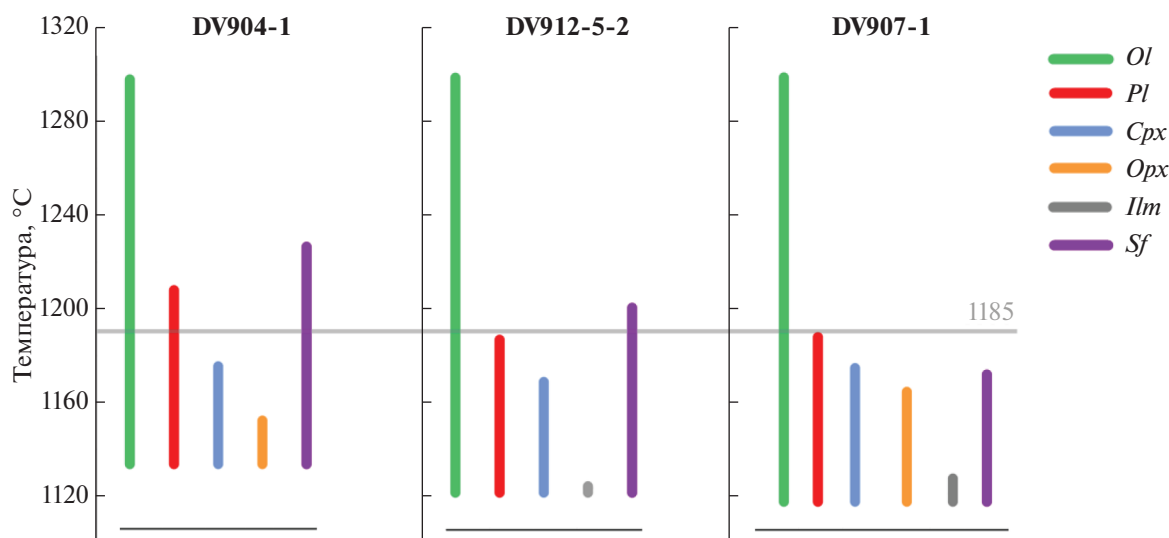


Рис. 9. Траектории равновесной кристаллизации расплавов минерализованных пород. Расчеты по программе КОМАГМАТ-5 в приближении номинально сухих систем при  $P = 1$  атм. и условиях буфера QFM.

данным табл. 4 дает 5.72% Cu в сульфиде, что несколько выше оценки 5.10%, полученной для средневзвешенного состава сульфидной капли в этом образце по результатам минералогического картирования и изучения состава сульфидных минералов на микрозонде (Пшеницын и др., 2020). Аналогичное сравнение для оливинового габбронорита с глобулярными сульфидами (DV10-4) дает полное соответствие – 4.45% (100%-сульфид) и 4.43% (картирование). Эти примеры показывают реалистичность расчетов по формулам (1, 2), при условии, что содержание серы в породе не менялось под действием вторичных процессов (Barnes, Lightfoot, 2005). Результаты расчетов состава 100%-сульфидов для образцов из табл. 4 приведены в табл. 5.

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ**

Если обратиться к табл. 5 и отбросить 4 состава сульфидов с аномально высокой концентрацией (7.4–18.5 мас. %) меди и специально отобранные фракции – DV625 – I, то остальные 14 дают среднее значение концентрации Cu в сульфиде  $3.7 \pm \pm 2.0$  мас. %. Это близко оценке 3.4 мас. % Cu, полученной по результатам термодинамического моделирования силикатно-сульфидной несмесимости в примитивных кумулатах из основания Йокондовыренского массива (Ariskin et al., 2018в). Здесь представляется важной оценка именно среднего, поскольку, допуская посткумулясную эволюцию при кристаллизации сульфидов и возможность пространственного разделения их производных, шансов сохранить неизменным средний состав несмесимых протосульфидных расплавов в конечных кумулатах практически нет (Арискин и др., 2020).

*Эволюция состава протосульфидных расплавов*

Эти рассуждения подкреплены результатами вычислений при помощи программы КОМАГМАТ-5, которые были проведены для образцов DV10-4, DV627-1-1, DV627-1-2, DV627-1-3, DV912-5-2, а также пикродолерита DV30-2 из зо-

Таблица 5. Составы сульфидов в образцах из средней и верхней части апофиза, пересчитанные на 100% сульфидной массы

Образец	Cu, мас. %	содержания, ppm			
		Au	Pt	Pd	Te
DV901-2	0.4	1.1	1.5	2.3	26.9
DV904-1	1.9	5.3	4.7	15.5	121.7
DV922-1	18.5	2.4	1.6	11.1	33.4
DV908-1	1.8	0.5	1.3	6.6	22.9
DV907-1	4.6	3.4	3.8	11.6	96.3
DV909-2	1.7	3.6	4.3	7.1	61.4
DV913-3	7.4	0.6	1.3	7.9	10.2
DV915-2	8.5	1.6	3.3	12.9	54.8
DV926-2	3.6	1.1	1.3	14.1	26.9
DV628-2	0.9	0.1	0.3	4.6	10.1
DV628-1	2.3	0.2	2.4	4.2	10.5
DV625 - M	1.1	0.1	0.4	7.6	6.8
DV625 - I	8.7	0.2	1.1	13.2	8.8
DV107-1	2.6	0.3	0.5	3.6	6.3
DV10-4	4.5	0.9	8	17.9	17.3
DV627-1-3	4.4	0.8	4.3	15.2	9.9
DV627-1-1	3.7	0.2	7.7	10.9	8.9
DV912-5-2	4.9	1.6	1.9	3.6	36.6
DV627-1-2	5.7	1.1	11.9	10.3	20.9
Расчетный сульфид (DV30-2) при 1185°C	<b>4.7</b>	<b>2.9</b>	<b>14.4</b>	<b>25.1</b>	<b>44.3</b>

ны закалки Йоко-Довыренского массива (Арискин и др., 2018). Программа КОМАГМАТ-5 позволяет проводить расчеты от виртуальных температур, отвечающих 100%-расплаву, до высокой степени кристаллизации вблизи полного затвердевания. При этом можно определить момент зарождения первых порций сульфидов в магме или кумулате и моделировать сопряженные изменения количества и состава сульфидной жидкости по мере понижения температуры — одновременно с кристаллизацией породообразующих минералов (Ariskin et al., 2018a). Проследивая эволюцию равновесного состава сульфидной жидкости, мы можем оценить ее микроэлементный состав от первых капель несмешиваемых сульфидов до их агломераций в кумулатах, закристаллизованных на 75–85%. В этом случае финальная точка подобных расчетов представляет сульфидную матрицу, состав которой можно сопоставить со средним составом сульфидов в породе. Это позволяет напрямую проводить сопоставление состава модельных сульфидов с наблюдаемыми — как результат пересчета на 100% сульфидной массы.

Моделирование кристаллизации пород проводилось при помощи программы КОМАГМАТ-5 для номинально сухих условий при давлении 1 атм. и летучести кислорода, отвечающей буферу QFM. Эти параметры близки условиям кристаллизации довыренской магмы, которые оценены независимыми методами ( $P \leq 0.5$ –1 кбар, содержание воды в расплаве  $< 0.5$  мас. %, летучесть кислорода  $\leq$  QFM), (Арискин и др., 2017). Вычисления проводились с шагом 0.5 мол. % до максимальной степени кристаллизации 75–85%. На рис. 9 показаны траектории равновесной кристаллизации расплавов для трех представительных составов пород из табл. 1. Во всех трех случаях порядок кристаллизации силикатов и оксидов при температуре исходной магмы  $T \leq 1280^\circ\text{C}$  (Арискин et al., 2016): оливин  $\rightarrow$  плагиоклаз  $\rightarrow$  высоко-Са пироксен  $\rightarrow$  ортопироксен  $\rightarrow$  ильменит. Эта последовательность согласуется со сменой главных кумулусных ассоциаций довыренских пород (Арискин et al., 2018b). При этом сульфидная жидкость может отделяться как до, так и после плагиоклаза. Стоит отметить, что большинство минерализованных пород апофиза DV10 отвечают случаю образца DV912-5-2 (габбронорит с сульфидными каплями), т.е. выделению сульфидной жидкости раньше или близодновременно с плагиоклазом при температуре не ниже  $1185^\circ\text{C}$ . Это отвечает насыщению исходной магмы сульфидной серой. При этом отдельные образцы демонстрируют небольшую недосыщенность сульфидной серой, когда силикатно-сульфидная несмешиваемость наступает позже начала кристаллизации плагиоклаза, при температуре меньше  $1185^\circ\text{C}$ , например, образец DV907-1 на рис. 9.

Для расчета содержаний теллура и благородных металлов в сульфидной жидкости мы исполь-

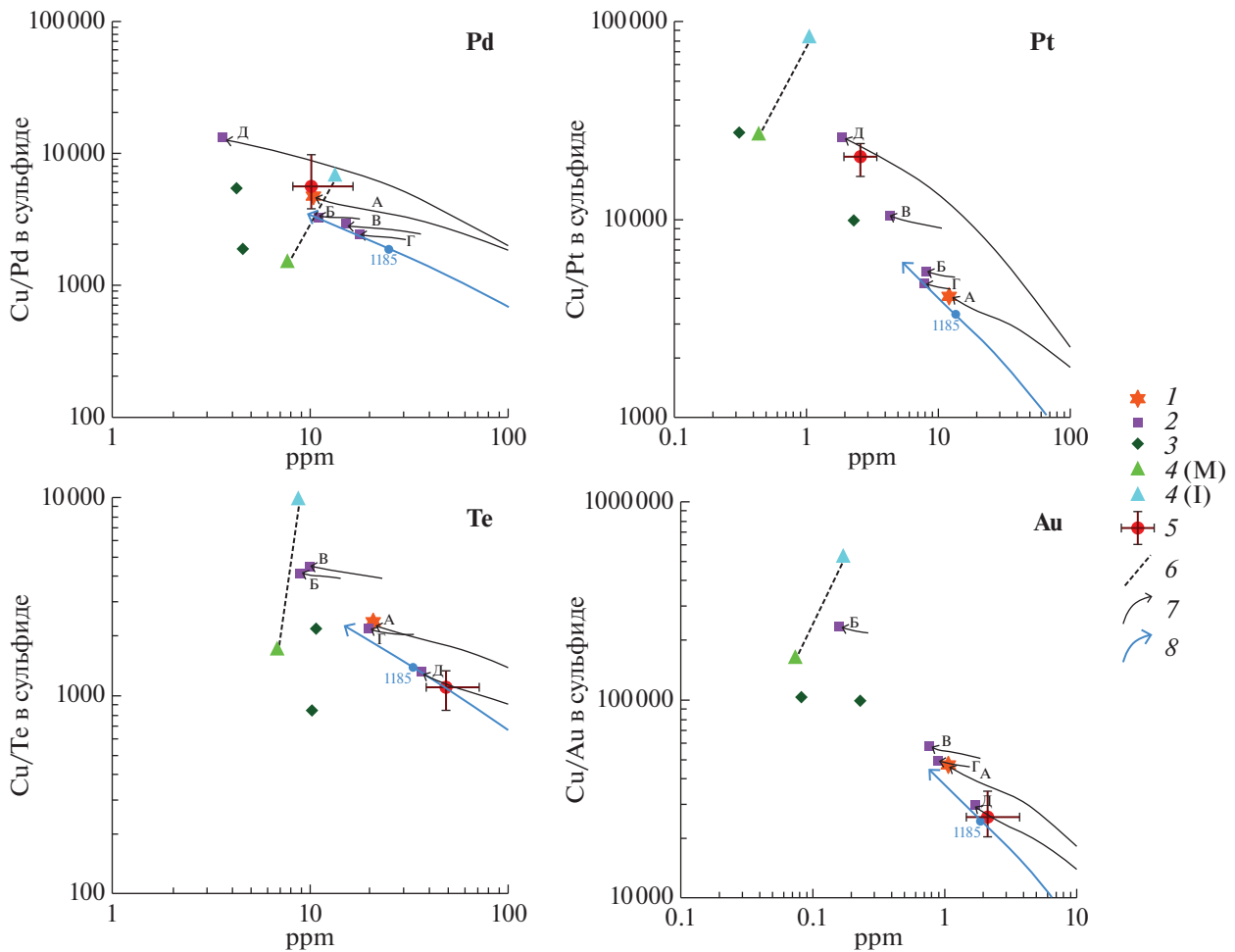
зуем EXCEL-листы с результатами моделирования кристаллизации магм (включающие относительные пропорции породообразующих минералов, сульфида и расплава на каждом шаге вычислений), в которые добавляются данные об исходных содержаниях халькофильных элементов в конкретных образцах, для которых проводится моделирование (включая Те и благородные металлы — Au, Pt, Pd), а также значения коэффициентов разделения<sup>4</sup>

сульфид–расплав  $D_i^{Sf/Melt}$  (Арискин и др., 2018). На рис. 10 показаны ковариации расчетных концентраций Pd, Pt, Те и Au в сульфиде (табл. 5) от отношения концентрации меди к каждому из этих элементов. Использование этого параметра удобно тем, что, оставаясь характеристикой протосульфидного материала, это отношение уже не зависит от содержаний S в породах (т.е. количества сульфидов), что позволяет проводить сопоставления в разной степени минерализованных пород (Campbell, Naldrett, 1979). В отличие от предыдущих графиков, сульфиды из верхней и нижней части апофиза показаны одним средним составом со стандартными отклонениями — для лучшей демонстрации геохимической эволюции сульфидного вещества. Эти соотношения дополнены результатами геохимического моделирования при помощи программы КОМАГМАТ-5 (Арискин et al., 2013, 2018a, в).

На рис. 10 хорошо видно, что траектории эволюции модельных сульфидов приходят к реально наблюдаемым составам 100% — сульфидов в этих образцах. При этом расчеты для образцов DV10-4, DV627-1-1, и DV627-1-3 (короткие траектории) показывают, что состав модельного сульфида изначально близок к реальным составам сульфидов в этих образцах. Подобные расчеты отражают ситуацию, когда исходные кумулаты сильно пересыщены сульфидом (в результате механического накопления), так что КОМАГМАТ-5 сразу “сбрасывает” этот избыточный сульфидный компонент до температуры начала кристаллизации первого силикатного минерала — в данном случае оливина.

Особый интерес представляет траектория модельной кристаллизации образца пикродолерита DV30-2 с нижнего контакта Довырена, который можно рассматривать в качестве аппроксимации первичной магмы и/или примитивных ортокумулатов массива (Арискин и др., 2017). По сравнению с породами апофиза DV10 (где наиболее магнезиальный оливин содержит не более 84% Fo, см. табл. 1) магма типа “DV30-2” отвечает более примитивному составу равновесному с оливином Fo88 (Арискин и др., 2018). Несмотря на это, конечные составы сульфидов, рассчитанные для образцов с глобулярными сульфидами и DV30-2, оказываются близки. Такая согласованность не

<sup>4</sup>  $D_i^{Sf/Melt} = 1000$  (Cu),  $5.36 \times 10^5$  (Pd),  $1.56 \times 10^6$  (Pt),  $1.12 \times 10^5$  (Au) и 9000 (Te).



**Рис. 10.** Концентрации Au, Pt, Pd в 100%-сульфиде в зависимости от отношения Cu к благородным металлам и теллуру. Составы рудоносных пород и руд (1–4) – см. обозначения на рис. 8, остальные: 5 – средний состав пород в стратиграфическом интервале 80–270 м от нижнего контакта (со стандартными отклонениями  $1\sigma$ ), 6 – конноды, соединяющие фракции сидеронитовых руд из образца DV625. Линии эволюции микроэлементного состава модельных сульфидов (по результатам расчетов от начала ликвации до 80–85% кристаллов в протокумуляте): 7 – для образцов А (DV627-1-2), Б (DV627-1-1), В (DV627-1-3), Г (DV10-4) и Д (DV912-5-2); (8) траектория кристаллизации обр. DV30-2 (24.42 вес. % MgO) с нижней зоны закалки массива (Арискин и др., 2018).

случайна, допуская возможность оценки параметров исходной сульфидной жидкости при температуре 1185°C близкой к исходной габроноритовой магне апофиза (Ariskin et al., 2018c). При этой температуре расплав образца DV30-2 содержал около 37.4 мас. % оливина и 0.15 мас. % сульфида.

*Сценарий формирования сульфидной вкрапленности*

С учетом полученных результатов, можно представить следующую последовательность формирования сульфидной минерализации апофиза DV10. В придонную часть Довыренской камеры внедрялась магма, несущая вкрапленники оливина и близкая к насыщению плагиоклазом или уже содержащая небольшое его количество. Эта гетерогенная смесь при температуре около 1185°C была насыщена сульфидной серой, о чем свидетельствуют результаты моделирования для

большинства образцов (см. пояснения к рис. 9). По мере затвердевания этих протокумулясных каш, продукты агломерации высокоплотного сульфидного расплава скапливались в подошве апофиза на нижнем фронте затвердевания, продвигающемся от контакта вглубь субкамеры (Пшеницын и др., 2020). При этом наиболее примитивные сульфидные глобулы были захвачены фронтом затвердевания чуть раньше – на стадии закалки и быстрой кристаллизации у контакта с вмещающими породами.

Стадия накопления основной массы сульфидного вещества связана с прогрессирующей сульфидной ликвацией в объеме субкамеры и по времени совпадала с формированием оливиновых протокумулятов в ее нижней части. Мелкие сульфидные глобулы могли под действием силы тяжести проникать сквозь межзерновое пространство

кумулуса, более крупные агломерации вероятно мигрировали как целое – посредством выдавливания интеркумулусного расплава (Chung, Mungall, 2009). Эти процессы приводили к заполнению межзернового пространства оливина сульфидами, формируя локальные скопления в виде сидеронитовых доменов (рис. 4 и 7). Конечным итогом такого “просачивания” в кумулусе явилось образование зоны сидеронитовых руд, как конечного этапа максимального накопления сульфидного вещества в нижней части камеры. Согласно этой схеме, каплеобразные сульфиды из приконтактных пикродолеритов не могли быть предшественниками или компонентами сидеронитовых доменов. Эти глобулы были законсервированы при относительно быстром затвердевании исходной магмы вблизи контакта. Весьма вероятно, что их формирование обусловлено процессами термального воздействия интрузивного тела на пиритносодержащие толщи вмещающих карбонатно-терригенных пород, которые приводили к образованию  $H_2S$ -содержащих флюидных потоков, проникавших в камеру и способствовавших более ранней ликвации и стабилизации несмешиваемых сульфидов в исходной магме. Это подтверждают высокие значения  $\delta^{34}S$  в сульфидных каплях из пикродолеритов ( $+8.65 \pm 0.34\text{‰}$ ) по сравнению сидеронитовыми и глобулярно-сидеронитовыми рудами ( $2.09 - 2.53\text{‰}$   $\delta^{34}S$ ), (Арискин и др., 2021).

Другое важное наблюдение основано на результатах геохимических исследований состава сульфидных фракций из сидеронитовых руд, которые продемонстрировали неоднородный состав рудных образцов, проявленный в виде участков минерализации в масштабе первых десятков сантиметров, относительно богатых медью, ЭПГ и теллуrom (см. пробы I и M на рис. 8 и 10). Это можно рассматривать как признак миграции с последующей сегрегацией в интеркумулусе позднего прото-ISS сульфидного расплава, образовавшегося в ходе дифференциации исходной сульфидной жидкости на MSS и остаточный расплав в ходе субсолидусной истории остывания рудоносных кумулатов. В случае отсутствия вышеизложенного процесса и кристаллизации позднего сульфидного расплава только *in situ*, подобное неоднородное (в масштабах десятков см) распределение сульфидных фаз в сидеронитовых рудах маловероятно.

## ВЫВОДЫ

1. Полевые исследования рудоносного “силла” DV10 в междуречье руч. Большой и Магнетитовый позволили конкретизировать положение контактов тела и подтвердили, что слагающие его оливиновые габбронориты представляют апофиз, смыкающийся с основанием Йоко-Довыренского массива в срединной части.

2. Впервые отобран представительный разрез апофиза от нижнего до верхнего контакта, вклю-

чая четыре типа Cu–Ni сульфидной минерализации в базальной зоне (снизу вверх): (1) пикродолериты нижнего эндоконтакта с сульфидными глобулами; (2) оливиновые габбронориты с сульфидными глобулами; (3) рудоносные оливиновые габбронориты с неправильной формы глобулами, переходящими в домены сидеронитовой вкрапленности и (4) сидеронитовые (сетчатые) руды в матрице оливиновых габброноритов.

3. Проведены детальные исследования рудоносных габброноритов и сульфидных руд методами рентгеновской компьютерной томографии. При этом установлено увеличение степени связанности сульфидного материала от 25 до 95% – по мере повышения содержания сульфидов в породах. Минимальной связанности отвечают сульфидные капли близ нижнего контакта, в то время как богатые сидеронитовые руды представляют фактически непрерывную сеть взаимосвязанных сульфидов в оливиновых кумулатах. Важным наблюдением является наличие “переходных” типов пород, в которых крупные сульфидные глобулы сопряжены с субсантиметровыми и более крупными доменами сидеронитовой структуры.

4. Установлены прямые корреляции концентраций Au, Pt и Pd в породах с S и Te, которые указывают на общий сульфидный носитель этих элементов, который, вероятно, образовался на магматической стадии – как результат силикатно-сульфидной несмешиваемости в оливиновых протокумулатах.

5. Результаты пересчета концентраций Cu, Au, Pt, Pd и Te в породах на 100%-сульфид позволили установить, что наиболее примитивные и богатые ЭПГ + Au сульфиды отвечают каплям из нижней части апофиза, в то время как сульфиды сидеронитовых руд беднее этими элементами. Эти выводы подкреплены термодинамическим моделированием при помощи программы КОМАГМАТ-5, это позволило подтвердить первичный характер сульфидных капель из зоны эндоконтакта и оценить вероятный состав наиболее примитивного прото-сульфидного расплава для магмы апофиза DV10.

6. Геохимические исследования фракций сульфидов из сидеронитовых руд позволили установить наличие участков, локально обогащенных сульфидами меди – по сравнению с преобладающей матрицей пирротин-троилитового состава. Это указывает на возможность отделения и миграции более медистых дериватов протосульфидной жидкости в интеркумулусном пространстве в масштабе первых десятков сантиметров. Такой вывод дополняет результаты предыдущих исследований сульфидных капель в оливиновых пикродолеритах из нижней закалки апофиза, где возможность подобной миграции сульфидов была установлена в пределах первых мм (Пшеницын и др., 2020).

*Подготовка препаратов для минералогических исследований проводилась в рамках Госзадания ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН.*

Авторы благодарны Э.М. Спиридонову за помощь при полевых работах и консультации касательно минералогических исследований и А.Н. Хомяку за практические рекомендации при реконструкции данных КТ. Изучение 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). Особая признательность рецензентам — М.А. Юдовской (ИГЕМ РАН) и О.А. Луканину (ГЕОХИ РАН) за ценные замечания по содержанию статьи.

Статья подготовлена в ходе реализации проекта, поддержанного грантом Российского Научного Фонда № 16-17-10129.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Кислов Е.В., Николаев Г.С., Орсоев Д.А., Бармина Г.С., Бычков К.А. (2009) Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации. *Геохимия*. (5), 451-480.
- Ariskin A.A., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., Kislov E.V., Nikolaev G.S., Orsoev D.A., Barmina G.S., Vychkov K.A. (2009) The Dovyren intrusive complex: Problems of petrology and Ni sulfide mineralization. *Geochem. Int.* **47**(5), 425-453
- Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. (2013) Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неoproterozoic (Северное Прибайкалье, Россия). *Геохимия*. (11), 955-972.
- Ariskin A.A., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., Kostitsyn Yu.A., Meffre S., Nikolaev G.S., McNeill A.W., Kislov E.V., Orsoev D.A. (2013) Geochronology of the Dovyren intrusive complex, northwestern Baikal area, Russia, in the Neoproterozoic. *Geochem. Int.* **51**(11), 859-875.
- Арискин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С. (2017) Моделирование микроэлементного состава сульфидной жидкости в кристаллизующейся базальтовой магме: развитие концепции R-фактора. *Геохимия*. (5), 453-462.
- Ariskin A.A., Vychkov K.A., Nikolaev G.S. (2017) Modeling of Trace-Element Composition of Sulfide Liquid in a Crystallizing Basalt Magma: Development of the R-Factor Concept. *Geochem. Int.* **55**(5), 465-473.
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М.Л., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Пшеницын И.В., Япаскурт В.О., Соболев С.Н. (2020) Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и ЭПГ-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве. *Геология и геофизика*. **61**(5-6), 748-773.
- Арискин А.А., Николаев Г.С., Данюшевский Л.В., Фиорентини М.Л., Кислов Е.В., Пшеницын И.В. (2018) Геохимические свидетельства фракционирования платиноидов иридиевой группы на ранних стадиях дифференциации довыренских магм. *Геология и геофизика*. **59**(5), 573-588.
- Арискин А.А., Пшеницын И.В., Дубинина Е.О., Авдеев А.С., Коссова С.А., Соболев С.Н. (2021) Изотопный состав серы в плагиоперидотитах рудоносного апофиза Йоко-Довыренского интрузива в Северном Прибайкалье. *Петрология*. **29**(6), 569-587.
- Бабуриин Л.М. (1964) Геологическое строение и металлоносность Довыренского базит-гипербазитового массива. Окончательный отчет о результатах поисково-разведочных работ Байкальской комплексной партии за 1960-63 гг. Улан-Удэ, Бурятское геологическое управление, 429 с.
- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. (1981) Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 234 с.
- Годлевский М.Н. (1959) Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 89 с.
- Качаровская Л.Н. (1986) Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 20 с.
- Кислов Е.В. (1998) Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. Бурятского научного центра, 265 с.
- Конников Э.Г. (1986) Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 127 с.
- Коптев-Дворников Е.В., Хворов Д.М. (2011) Оценка пропорций кристаллизации и равновесности закалочных экспериментов в системах базитового состава. *Геохимия*. (1), 16-34.
- Koptev-Dvornikov E.V., Khvorov D.M. (2011) Estimation of crystallization proportions and the equilibrium/disequilibrium of quench experiments in the basite systems. *Geochem. Int.* **49**(1), 13-30.
- Корост Д.В., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Хомяк А.Н. (2019) Рентгеновская компьютерная томография как метод реконструкции 3D-характеристик рассеянных сульфидов и шпинелида в плагиодунитах Йоко-Довыренского интрузива. *Петрология*. **27**(4), 401-419.
- Кубракова И.В., Набиуллина С.Н., Тютюнник О.А. (2020) Определение ЭПГ и золота в геохимических объектах: опыт использования спектрометрических методов. *Геохимия*. **65**(4). 338-342.
- Kubrakova I.V., Nabiullina S.N., Tyutyunnik O.A. (2020) Au and PGE determination in geochemical materials: experience in applying spectrometric techniques. *Geochem. Int.* **58**(4), 377-390.
- Лихачев А.П. (2006) Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. Москва: Эслан. 496 с.
- Новиков Г.В. (1988) Пирротины: кристаллическая и магнитная структура, фазовые превращения. М.: Наука, 185 с.
- Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Э.Г. Канакин С.В., Бадмащыренова Р.А., Хромова Е.А. (2018) Габбро-перидотитовые силлы верхнерифейского Довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия). *Геология и геофизика*. **59**(5), 589-605.
- Пшеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Корост Д.В., Япаскурт В.О., Соболев С.Н. (2020) Морфология, минералогия и состав сульфидных капель в пикродолеритах из придонных апофиз Йоко-Довыренского расслоенного интрузива. *Петрология*. **28**(3), 280-297.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. (2011) Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель. Т. 1 (Петрология траппов, 2-е изд.), 407 с.
- Спиридонов Э.М. (2010) Рудно-магматические системы Норильского рудного поля. *Геология и геофизика*. **51**(9), 1356-1378.

- Спиридонов Э.М., Орсов Д.А., Арискин А.А., Кислов Е.В., Коротаева Н.Н., Николаев Г.С., Япаскерт В.О. (2019) Hg- и Cd-содержащие минералы Pd, Pt, Au, Ag сульфидоносных базитов и гипербазитов Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья. *Геохимия*. **64**(1), 43-58.
- Spiridonov E.M., Orsoev D.A., Ariskin A.A., Nikolaev G.S., Kislov E.V., Korotaeva N.N., Yapaskurt V.O. (2019) Hg- and Cd-Bearing Pd, Pt, Au, and Ag Minerals in Sulfide-Bearing Mafic and Ultramafic Rocks of the Yoko-Dovyren Intrusion in the Baikalides of the Northern Baikal Area. *Geochem. Int.* **57**(1), 42-55.
- Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. (1994) Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузивах. *Геология рудных месторождений*. **36**(3), 195-217.
- Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. (2008) *Благороднометалльная минерализация в расчлененных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы*. Новосибирск: Параллель, 193 с.
- Радко В.А. (1991) Модель динамической дифференциации интрузивных траппов Сибирской платформы. *Геология и Геофизика*. (11), 19-27.
- Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A., McNeill A.W., Barmina G.S., Nikolaev G.S. (2013) Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt. *Econom. Geol.* **108**(8), 1983-2003.
- Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V., Nikolaev G.S., Fiorentini M., Gilbert S., Goemann K., Malyshev A. (2016) Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunites based on quantitative sulfide mineralogy. *Min. Deposit.* **51**(8), 993-1011.
- Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. (2018a) The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates. *J. Petr.* **59**(2), 283-298.
- Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill A., Kostitsyn Yu., Goemann K., Feig S., Malyshev A. (2018b) The Dovyren 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*. **302**, 242-262.
- Ariskin A.A., Nikolaev G.S., Danyushevsky L.V., Fiorentini M., Kislov E.V., Pshenitsyn I.V. (2018b) Genetic interpretation of the distribution of PGE and chalcogens in sulfide-mineralized rocks from the Yoko-Dovyren layered intrusion. *Geochem. Int.* **56**(13), 1322-1340.
- Baker D.R., Moretti R. (2011) Modeling the solubility of sulfur in magmas: a 50-year old geochemical challenge. *Rev. in Min. and Geochem.* **73**, 167-213.
- Barnes S.-J., Lightfoot P.C. (2005) Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents. In Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. and Richards, J.P. (eds.) *Econom. Geol.* 100th Anniversary Volume, 179-213.
- Barnes S.-J., Cruden A.R., Arndt N., Saumur B.M. (2016) The mineral system approach applied to magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits. *Ore Geol. Rev.* **76**(94), 296-316.
- Barnes S.-J., Ripley E.M. (2016) Highly siderophile and strongly chalcophile elements in magmatic ore deposits. *Rev. in Min. and Geochem.* **81**(1), 725-774.
- Barnes S.J., Mungall J.E., Le Vaillant M., Godel B., Leshner M.C., Holwell D., Peter C. Lightfoot P.C., Krivolutsкая N., Wei B. (2017) Sulfide-silicate textures in magmatic Ni-Cu-PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores. *Americ. Mineralogist*. **102**(3), 473-506.
- Barnes S.J., Le Vaillant M., Godel B., Leshner C.M. (2019) Droplets and bubbles: solidification of sulphide-rich vapour-saturated orthocumulates in the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-PGE ore-bearing intrusions. *J. Petrol.* **60**(2), 1-31.
- Campbell I.H., Naldrett A.J. (1979) The influence of silicate:sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Econ. Geol.* **74**(6), 1503-1506.
- Chung H.-Y., Mungall J.E. (2009) Physical constraints on the migration of immiscible fluids through partially molten silicates, with special reference to magmatic sulfide ores. *Earth Planet. Sci. Lett.* **286**(1-2), 14-22.
- Duran C.J., Barnes S.-J., Пелье Р., Kudrna Прагек М., Zientek M.L., Пагй Р. (2007) Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Noril'sk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia). *Ore Geol. Rev.* **90**, 326-351.
- Fortin M.-A., Riddle J., Desjardins-Langlais Y., Baker D.R. (2015) The effect of water on the sulfur concentration at sulfide saturation (SCSS) in natural melts. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. **160**, 100-116.
- Holwell D.A., McDonald I. (2010) A review of the behavior of platinum group elements within natural magmatic sulfide ore systems. The importance of semimetals in governing partitioning behavior. *Plat. Met. Rev.* **54**(1), 26-36.
- Kiseeva E.S., Wood B.J. (2015) The effects of composition and temperature on chalcophile and lithophile element partitioning into magmatic sulphides. *Earth Planet. Sci. Lett.* **424**, 280-294.
- Krivolutskaya N.A. (2016) *Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk Area*. Springer Cham Heidelberg New York Dordrecht London.
- Maier W.D. (2005) Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria. *J. African Earth Sci.* **41**(3), 165-191.
- Mungall J.E., Brenan J.M. (2014) Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **125**, 265-289.
- Naldrett A.J. (2004) *Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration*. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag, 727.
- Prichard H.M., Hutchinson D., Fisher P.C. (2004) Petrology and Crystallization History of Multiphase Sulfide Droplets in a Mafic Dike from Uruguay: Implications for the Origin of Cu-Ni-PGE Sulfide Deposits. *Econom. Geol.* **99**(2), 365-376.
- Ripley E.M., Li C. (2013) Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-(PGE) ore genesis?. *Econom. Geol.* **108**(1), 45-58.
- Taylor L.A., Finger L.W. (1970) Structural refinement and composition of mackinawite. *Carn. Inst. Washington Geophysic. Lab. Annual Rep.* **69**, 318-322.
- Vishnevskiy A.V., Cherdantseva M.V. (2016) Merenskyite and other precious metal minerals in sulfide blebs from the Rudny ultramafic-mafic intrusion, northwest Mongolia. *Canad. Mineral.* **54**(2), 519-535.
- Wang Z., Jin Z., Mungall J.E., Xiao X. (2020) Transport of coexisting Ni-Cu sulfide liquid and silicate melt in partially molten peridotite. *Earth Planet Sci Lett.* **536**, 116-162.