

---

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

*На правах  
рукописи*

**Пшеницын Иван Владимирович**

**Петрология, геохимия и природа  
сульфидной минерализации в Йоко-  
Довыренском расслоенном массиве**

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических  
наук

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук, доцент

Арискин Алексей Алексеевич

Москва – 2021

## Оглавление

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	4
<b>1. ДОВЫРЕНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС</b> .....	18
1.1 Основы региональной геологии .....	18
1.2 Геотектоническое положение .....	19
1.3 Возраст Йоко-Довыренского массива .....	24
1.4 Строение и сульфидная минерализация Йоко-Довыренского массива .....	25
1.5 Строение и рудоносность габброперидотитовых силлов/апофиз .....	27
<b>2. DV10 - РУДОНОСНЫЙ АПОФИЗ И МЕТОДЫ ЕГО ИССЛЕДОВАНИЙ</b> .....	30
2.1 Особенности апофиза DV10 .....	31
2.2 Отбор и положение образцов .....	31
2.3 Методы исследований .....	34
2.3.1 Аналитические исследования пород.....	35
2.3.2 Микрозондовые исследования состава минералов .....	36
2.3.3 Рентгеновская компьютерная микротомография (КТ) .....	36
2.3.4. Определение изотопного состава серы .....	39
2.3.5. Крупномасштабное элементное картирование образцов .....	40
<b>3. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ СУЛЬФИДОНОСНЫХ ПОРОД АПОФИЗА DV10</b> .....	41
3.1. Положение и систематика сульфидно-минерализованных пород .....	41
3.2. Петрография пород рудоносного горизонта .....	43
3.3. Ассоциации сульфидных минералов .....	45
3.4. Содержания главных металлов (Fe-Ni-Cu-Co) в сульфидных каплях .....	52
<b>4. КТ-ИССЛЕДОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ПОРОД</b> .....	56
4.1. КТ-характеристика 4-х типов минерализованных пород .....	57
<b>5. БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПРИМИТИВНЫХ СУЛЬФИДОВ</b> .....	61
5.1. Геохимия ЭПГ, золота и теллура в сульфидоносных породах .....	61
5.2. Аппроксимации состава протосульфидных расплавов .....	64
<b>6. ИСХОДНАЯ МАГМА И ЭВОЛЮЦИЯ ПРОТОСУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ</b> .....	71
6.1. Составы довыренских магм и силикатно-сульфидная несмесимость .....	71
6.2. Эволюция состава несмесимых протосульфидных расплавов .....	78
<b>7. ИЗУЧЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ</b> .....	82
7.1. Результаты измерений .....	82

7.2. Массбалансовые расчеты смешения источников серы .....	84
7.3. Изотопный обмен посредством газовой фазы .....	87
<b>8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	<b>89</b>
8.1. Эволюция поздних сульфидных жидкостей при кристаллизационной дифференциации сульфида .....	90
8.2. Сценарий формирования сульфидной вкрапленности .....	94
8.3. Выводы .....	95
Список Литературы .....	99
Приложение .....	107

## Введение

При решении проблем образования Cu-Ni-ЭПГ сульфидных месторождений, связанных с крупными расслоенными ультрамафит-мафитовыми комплексами, главное внимание уделяется двум основным вопросам: (1) источник серы для рудного вещества и параметры исходной магмы, (2) физические механизмы образования рудных залежей. При этом важно именно совместное рассмотрение этих аспектов рудообразования, т.к. различные схемы переноса и отложения сульфидов зависят от условий силикатно-сульфидной несмесимости, как фактора зарождения протосульфидных жидкостей (Радько, 1991; Naldrett, 2004, 2011; Maier, 2005; Лихачев, 2006; Chung, Mungall, 2009; Спиридонов, 2010; Ripley, Li, 2013; Krivolutskaya, 2016; Barnes J.S. et al., 2017, 2019).

Важное значение реконструкциям зарождения и эволюции сульфидной жидкости придается в связи с тем, что 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 или контаминированных магм и их производных. Соответственно, поведение этих элементов контролируется сульфидной фазой, которая является их главным концентратом, а начало сульфидной ликвации можно рассматривать как “отправную точку” рудообразующих процессов (Naldrett, 2004; Maier, 2005; Лихачев, 2006; Barnes S.-J. et al., 2016).

Большой опыт накоплен в области экспериментального и термодинамического моделирования условий силикатно-сульфидной несмесимости (Baker, Moretti, 2011; Ariskin et al., 2013, 2018a; Fortin et al., 2015; Kiseeva, Wood, 2013, 2015). Менее определенным является вопрос о конкретном составе исходной протосульфидной жидкости на стадии зарождения и ее последующей эволюции. При высоких содержаниях сульфидов хорошей аппроксимацией является средний состав рудного компонента в пересчете на 100% сульфидной массы (Barnes S.-J., Lightfoot, 2005; Арискин и др., 2018). Однако, из-за присутствия фемических силикатов и Fe-Ti оксидов, этот подход встречает трудности оценки концентрации железа в сульфиде даже для богатых руд, содержащих до 15-20% сульфидов. В случае Ni пороговое значение смещается до первых процентов, а модельная концентрация меди при более низких содержаниях сульфидов чувствительна к отношению кумулус/интеркумуляус. Между тем, именно зоны малосульфидной минерализации характеризуются максимальными концентрациями ЭПГ, а в случае минерализации примитивных пород несут информацию о составе протосульфидных жидкостей (Ariskin et al., 2016). При этом в работах (Ariskin et al., 2018bc; Арискин и др., 2020) показано, что

наиболее эффективный подход к оценке состава сульфидного прекурсора заключается в сочетании метода расчета “100%-сульфида” с термодинамическим моделированием эволюции сульфидной жидкости в кристаллизирующихся кумулатах.

Однако, подобные подходы и методы исследований не дают ответа на вопрос о конкретных механизмах сегрегации, накопления и транспортировки сульфидной жидкости в магмах и кумулатах. Возможность и эффективность такого рода транспортных явлений была продемонстрирована в экспериментальных работах по поровой миграции сульфидов, в сочетании с анализом механизмов микроглобулярного и макросегрегационного осаждения конденсированных сульфидов в гетерогенной матрице (Mungall, Su, 2005; Chang, Mungall, 2009). Они показали, что эффективность массопереноса и накопления сульфидов в породах зависит от проницаемости кумулатов на стадии их кристаллизации и в посткумулусных процессах, вплоть до полного затвердевания пород (Mungall, 2002). Учитывая низкую степень смачиваемости сульфидной жидкостью силикатных минералов, которая затрудняет перемещение сульфидных сегрегаций размером более интеркумулусных пор, высокая плотность сульфида относительно силикатных минералов приводит к локальной гидродинамической неустойчивости сульфидных глобул, способных к инфильтрации через поровое пространство кумулусных каш, заполненных межзерновым расплавом (Chang, Mungall, 2009). В последние годы для расшифровки процессов динамики сульфидной жидкости применяют методы рентгеновской компьютерной томографии (КТ), применительно к магматическим породам (Barnes J.S. et al., 2017, 2019). Методы компьютерной томографии дают возможность идентификации и количественного анализа сульфидно-силикатных структур (Baker et al., 2012; Pearce et al., 2017). Основой подобных исследований является предположение о том, что миграция сульфидных расплавов в оливиновых кумулатах, должна быть “записана” в текстурах, морфологии и объемном распределении сульфидных фаз в породах.

Такое разделение на динамический и физико-химический аспекты рудообразования предполагает взаимосвязь динамики магм с процессами миграции несмесимых сульфидов в кристаллизирующихся кумулатах. В обоих случаях ключевым является оценка параметров магмы (в первую очередь ее температура) при начале силикатно-сульфидной несмесимости. Температура сульфидной ликвации является определяющим фактором раннего или же позднего появления в магмах первых сульфидных капелек.

В данной работе, помимо петрографических и минералогических исследований, для расшифровки условий формирования сульфидной минерализации в нижней части Йоко-

Довыренского массива был применен также геохимический и морфоструктурный анализ. Первый заключался в расчете среднего сульфида различными методами, ЭВМ-моделировании эволюции состава сульфидной жидкости, и интерпретации отношений халькогенов и PGE в породах. Морфоструктурный анализ заключался в обработке и интерпретации данных компьютерной томографии. Такое комплексное изучение пород позволило оценить физико-химические параметры сульфидно-силикатных систем на различных этапах рудообразования, и установить их связь со стадиями миграции и накопления сульфидной жидкости в оливиновых кумулатах.

Возможность построения модели зарождения и эволюции сульфидного вещества появилась не только благодаря сочетанию классических методов петрологии с КТ-исследованиями и геохимическим моделированием, но и была бы невозможна без уникальных особенностей Йоко-Довыренского расслоенного интрузива, в котором полная обнаженность от нижнего до верхнего контакта сочетается с присутствием практически всех известных типов магматической Cu-Ni минерализации: от массивных руд в нижней части до малосульфидных ЭПГ - «риффов» в средней и верхних частях интрузива.

Объектом нашего интереса являются генетически родственные интрузивные тела, подстилающие главный массив и описанные как габброперидотитовые силлы (Кислов, 1998; Орсов и др., 2018). При этом для некоторых из них прослеживается область сочленения с основанием Довырена, вероятно представляющим неоднородные по составу нижние части магматической камеры, что дает основание рассматривать их в качестве апофизов.

Исследования, приведенные в данной работе посвящены изучению одного из таких тел – апофизу DV10. Его уникальной особенностью является пространственная ассоциация глобулярной и сидеронитовой сульфидной вкрапленности в придонной части этого 300-метрового тела оливиновых габброноритов. Наличие переходных разновидностей сульфидной минерализации, относительно слабая степень вторичного изменения габброноритов, а также возможность опробования этого рудоносного тела от нижнего до верхнего контакта, делает апофиз DV10 крайне удачным объектом для установления условий формирования сульфидной минерализации и рудообразования в нижних частях ультрамафит-мафитовых комплексов, с возможностью реконструкции эволюции сульфидного вещества от ранних несмесимых сульфидных глобулей до богатых руд.

***Актуальность представленной работы.*** Йоко-Довыренский расслоенный перидотит-дунит-троктолит-габброноритовый массив расположен в Северном Прибайкалье, в 60 км от

оз. Байкал, в складчатом обрамлении южной части Сибирского кратона. Уникальной особенностью этого рудоносного интрузива является присутствие практически всех известных типов магматической Cu-Ni минерализации: от вкрапленных и массивных сульфидных руд в нижней части плутона до малосульфидных благороднометалльных «риффов» в его средней и верхних частях. Йоко-Довыренский массив практически полностью обнажен от нижнего до верхнего контакта (Конников, 1986; Кислов, 1998). С учетом распространенности свежих и малоизмененных разновидностей основных и ультраосновных пород мы подчеркиваем генетическое значение этого массива как объекта, исследования которого открывают новые возможности для построения моделей зарождения и эволюции сульфидно-силикатных систем, которые приводят к формированию Cu-Ni-ЭПГ месторождений.

*Главной целью* работы является построение петрологической модели формирования сульфидной минерализации в нижней части Йоко-Довыренского массива, для которой характерно наличие придонных силлов/апофизов габбро-перидотитового состава с различными типами вкрапленного оруденения. Данная работа посвящена детальному изучению одного из таких тел – апофиза DV10.

*Конкретными задачами* в рамках работы являются:

Построение геологической схемы придонного рудоносного апофиза DV10 в центральной части Йоко-Довыренского массива, с акцентом на его соотношения с основным интрузивом и особенности пространственного распределения различных типов сульфидоносных пород.

Формирование базы данных о минералого-петрографических и геохимических особенностях пород, слагающих данное рудоносное тело.

Интерпретация полученных данных с учетом результатов рентгеновской компьютерной томографии, включая построение 3D-моделей распределения сульфидов в породах, оценок степени их связанности и общего содержания.

Генетический анализ ковариационных диаграмм, основанных на расчетах составов примитивных сульфидов для меди, ЭПГ, золота и теллура.

Термодинамическое моделирование кристаллизации пород апофиза и эволюции состава сульфидной жидкости, сформировавшей различные типы минерализации. Оценка параметров исходной магмы апофиза и примитивной сульфидной жидкости.

Установление источника сульфидной серы на основе изотопных анализов  $\delta^{34}\text{S}$  в породах рудоносного апофиза DV10.

**Фактический материал, подходы и методы исследований.** В настоящей работе генетические подходы развиваются на основе новых данных о строении рудоносного апофиза, текстурных особенностях вкрапленных и сидеронитовых руд, морфологии и составе сульфидных сегрегаций. Было изучено 25 образцов горных пород, для 18 из них определены содержания главных петрогенных компонентов методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) по схеме NSAM ВИМС 439-РС на вакуумном спектрометре последовательного действия (Axios mAX Advanced производства PANalytical, Нидерланды) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев), и концентрации благородных металлов и халькогенов, измеренные в лаборатории геохимии и аналитической химии благородных металлов ГЕОХИ РАН (аналитик О.А. Тютюнник). Выполнено более 500 электронно-зондовых анализов минералов в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитики В.О. Япаскурт и Н.Н. Коротаяева) на электронном микроскопе JSM-6480LV, оснащенный энергодисперсионным спектрометром X-Max-N50 (Oxford Instruments, Великобритания). На кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ проведена макро-КТ-съемка 7 образцов на томографе PCT-180, с последующей съемкой пяти выбуренных мини-кернов на томографе SkyScan-1172 с разрешением 2-3 мкм (оператор А.Н. Хомяк). Минералого-геохимическая информация дополнена расчетами автора в программе КОМАГМАТ-5. Изотопный состав серы изучен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) в микрофракциях сульфидов Е.О. Дубининой и С.А. Коссовой.

**Научная новизна работы.** Впервые проведено комплексное исследование рудоносных пород придонного апофиза в центральной части Йоко-Довыренского массива, сочетающее традиционные методы исследования вещества (петрография, геохимия и минералогия пород) с современными методами рентгеновской компьютерной томографии и возможностями ЭВМ-моделирования процессов кристаллизации сульфидонасыщенных магматических систем. По результатам полевых наблюдений и петрографических исследований установлено, что породы в основании апофиза DV10 можно разделить на четыре типа: (1) пикродолериты эндоконтакта с сульфидными каплями; (2) оливиновые габбронориты с сульфидными глобулами; (3) рудоносные оливиновые габбронориты с глобулами неправильной формы, переходящими в домены сидеронитовой вкрапленности и (4) сидеронитовые руды с матрицей оливиновых габброноритов. Установлено, что изученные рудоносные породы демонстрируют морфоструктурный тренд зависимости объемного содержания сульфидов от их степени связанности в интеркумулясе. Сделан и обоснован

вывод, что различные типы минерализации отражают этапы сегрегации и перколяции сульфидной жидкости в поровом пространстве оливиновых кумулатов. Продемонстрировано, что положительные корреляции концентраций Au, Pt и Pd с S и Te в рудоносных породах указывают на общий сульфидный носитель этих элементов, образованный на магматической стадии – как результат силикатно-сульфидной несмесимости при кристаллизации протокумулясных систем. При этом установлены закономерные вариации состава сульфидов для главных типов сульфидсодержащих пород, которые указывают на последовательную геохимическую эволюцию сульфидного вещества - от микрокапель и глобулярных образований до сидеронитовых руд. Впервые продемонстрированы контрастные вариации изотопного состава серы в сульфидах вдоль вертикального разреза рудоносного апофиза. Максимальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  ( $\delta^{34}\text{S}$  от +6 до +12‰) установлены для пород базального горизонта мощностью около 10 м; для залегающих выше сидеронитовых и глобулярных руд, а также для убого-минерализованных оливиновых габброноритов они не превышают +2.5‰. Показано, что обогащение сульфидов из приконтактных пород апофиза DV10 тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$  нельзя объяснить контаминацией магмы веществом вмещающих пород. Как альтернатива этому, предложен механизм частичной контаминации сульфидонасыщенной магмы  $\text{H}_2\text{S}$ -содержащим флюидом, образовавшимся при термическом разложении пирита из вмещающих толщ. Геохимическое исследование фракций сульфидов из сидеронитовых руд и оценка химического состава сульфидных капель в пикродолеритах указывают на возможность отделения и миграции поздних богатых медью продуктов кристаллизации протосульфидной жидкости (прекурсоров “промежуточных твердых растворов” - ISS) в интеркумулясе кристаллизующихся пород - в масштабах от первых миллиметров до первых десятков сантиметров.

***Практический аспект проведенных исследований.*** Комплексы магматических пород основного и ультраосновного состава являются важнейшим ресурсом Ni, Cu, Pt, Pd и других цветных и благородных металлов. Поведение этих элементов обычно контролируется сульфидной фазой, которая является их главным концентратом. Построенная автором работы петрологическая модель формирования сульфидной минерализации может помочь при разведке магматических медно-никелевых руд. Например, в случае обнаружения сульфидных капель в придонных частях ультрамафит-мафитовых комплексов, используя предложенную автором модель, станет проще оценить возможность нахождения связанных с глобулярными сульфидами более богатых сидеронитовых и вкрапленных сульфидных руд.

### ***Защищаемые положения:***

1. Силл DV10, слабо дифференцированное пластовое интрузивное тело состава оливинового габбронорита, представляет собой апофиз от базальных плагиоперидотитов Йоко-Довыренского массива и содержит в своей нижней части четыре типа сульфидной минерализации. Рудоносные породы демонстрируют зависимость объемного содержания и морфологии сульфидных сегрегаций от степени их связанности в интеркумулусе. Выделенные типы минерализации отражают последовательные этапы перколяции и накопления сульфидной жидкости в поровом пространстве оливиновых кумулатов.

2. Положительные корреляции концентраций Au, Pt, Pd с содержаниями S и Te в рудоносных породах указывают на общий сульфидный носитель этих элементов, образованный на магматической стадии – как результат силикатно-сульфидной несмесимости при кристаллизации протокумулусных систем. Закономерные вариации состава сульфидов из четырех главных типов пород указывают на последовательную геохимическую эволюцию сульфидного вещества – от микрокапель и глобулярных образований до сидеронитовых руд.

3. Обогащение сульфидов из приконтактных пород апофиза DV10 тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$  не могло произойти при аддитивной контаминации магмы веществом пиритоносных вмещающих пород. Наблюдаемые изотопные характеристики являются результатом взаимодействия сульфидонасыщенной магмы с  $\text{H}_2\text{S}$ -содержащим флюидом, образовавшимся при дегидратации черных сланцев и термическом разложении пирита в зоне экзоконтакта.

4. На постсолидусном этапе формирования пород рудоносного апофиза происходили отделение поздних богатых медью продуктов кристаллизации протосульфидной жидкости (прекурсоров “промежуточных твердых растворов” - ISS) и их миграция в интеркумулусе кристаллизующихся пород – в масштабах от первых мм до первых десятков сантиметров.

**Апробация работы.** Полученные результаты были представлены на 15 конференциях: «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» (Гремячинск, Россия, 2017); XVIII Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Москва, 2017); Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ, Москва: в 2017, 2019, 2020 и 2021 гг.), «13<sup>th</sup> International Platinum Symposium» (Polokwane, South Africa, 2018); Пятая Международная научная конференция «Практическая микротомография» (Москва, 2018); «Ломоносовские чтения» (МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва) в 2018, 2020 и 2021

гг., «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» (Иркутск-Сахюрта, Россия, 2019); «Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи» (Москва, 2019); «Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований» (Москва, 2020), «Рудоносность базит-гипербазитовых интрузивов и перспективы выявления новых месторождений» (Петрозаводск, 2021).

По теме диссертации опубликовано 29 печатных работ, 7 из которых в изданиях, рекомендованных АК МГУ.

**По теме диссертации опубликованы следующие статьи:**

Арискин А.А., Пшеницын И.В., Дубинина Е.О., Коссова С.А., Соболев С.Н. (2021) Изотопный состав серы в оливиновых габброноритах рудоносного апофиза Йоко-Довыренского интрузива в Северном Прибайкалье. *Петрология* 29 (6), 569-587. DOI: 10.31857/S0869590321060029

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. DOI: 10.31857/S0869590320030061

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. DOI: 10.15372/GiG2019185

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* (4), 401-419. DOI: 10.31857/S0869-5903274401-419

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* (5) 573-588. DOI: 10.15372/GiG20180501

Ariskin A.A., Nikolaev G.S., Danyushevsky L.V., Fiorentini M., Kislov E.V., Pshenitsyn I.V. (2018) Genetic interpretation of the distribution of PGE and chalcogens in sulfide-mineralized rocks from the Yoko-Dovyren layered intrusion. *Geochemistry International*. 56(13) 1322-1340. DOI: 10.1134/S0016702918130025

Спирidonov Э.М., Арискин А.А., Кислов Е.В., Коротаева Н.Н., Николаев Г.С., Пшеницын И.В., Япаскурт В.О. (2018) Лаурит и иридий осмий из плагиоклазовых лерцолитов Йоко-Довыренского гипербазит-базитового интрузива (Северное Прибайкалье). *Геология рудных месторождений* 60(3) 241-250. DOI: 10.7868/S0016777018030024

**По теме диссертации опубликовано 22 тезиса докладов:**

Соболев С.Н., Арискин А.А., Бухарев А.Ю., Тарквини С., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Шкурский Б.Б. (2020). CSD оливина в дунитовой зоне Йоко-Довырена: связь с геохимией и динамикой компакция кристаллической каши. *Материалы XII Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2020, 11-15 сентября 2020 г.)*, ИВиС ДВО РАН Петропавловск-Камчатский, том 1, , с. 54-54

Пшеницын И.В., Арискин А.А., Корост Д.В., Хомяк А.Н., Рязанцев К.М. (2020). Морфологические и структурные особенности анортозитов из зоны малосульфидной ЭПГ-минерализации в Йоко-Довыренском массиве. *Тезисы докладов Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии* Москва, 14–15 апреля 2020 г, ГЕОХИ РАН Москва, том 1, с. 96.

Арискин А.А., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Кислов Е.В. (2020) Физико-химическая природа концентрирования ЭПГ в сульфидоносных породах расслоенных интрузивов (на примере Йоко-Довыренского массива). *Материалы XII Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2020, 11-15 сентября 2020 г.)*, ИВиС ДВО РАН Петропавловск-Камчатский, том 1, с. 11-11

Арискин А.А., Пшеницын И.В., Фиорентини М.Л., Кислов Е.В., Николаев Г.С. (2020) Хемостратиграфия и причины различного концентрирования ЭПГ в породах Йоко-Довыренского массива. *Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований*. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН, Москва, том 1, с. 693-696

Пшеницын И.В., Арискин А.А., Корост Д.В., Кубракова И.В., Хомяк А.Н. (2020) Эволюция несмесимой сульфидной жидкости в придонной части Йоко-Довыренского массива. *Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований*. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН, Москва, том 1, с. 199-201.

Пшеницын И.В., Арискин А.А., Корост Д.В., Кубракова И.В., Хомяк А.Н. (2020) Эволюция сульфидных расплавов в нижней части Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия). *Материалы XII Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2020, 11-15 сентября 2020 г.)*, ИВиС ДВО РАН Петропавловск-Камчатский, том 1, с. 45-45.

Пшеницын И.В., Арискин А.А., Корост Д.В., Хомяк А.Н., Николаев Г.С., Кубракова И.В., Тютюнник О.А., Соболев С.Н. (2019) Структурно-геохимическая эволюция сульфидов в породах подошвы Йоко-Довыренского расслоенного массива. *Материалы VI Всероссийской с международным участием конференции “Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал (Сахюрта, 16-20 сентября 2019 г.)”*, Иркутск, том 1, с. 239-243.

Пшеницын И.В., Арискин А.А., Корост Д.В., Хомяк А.Н., Кубракова И.В., Тютюнник О.А. (2019) Структурно-геохимическая эволюция сульфидов в породах подошвы Йоко-Довыренского расслоенного массива. *Материалы Всероссийской конференции “Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: Новые рубежи”*, посвященной 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика Д.С. Коржинского, ИГЕМ РАН Москва, том 1, с. 168-170.

Пшеницын И.В., Арискин А.А., Корост Д.В., Хомяк А.Н., Кубракова И.В., Тютюнник О.А. (2019) Структурно-геохимические свидетельства эволюции сульфидных фаз из придонной части Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия). *Тезисы докладов Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2019)*, ГЕОХИ РАН Москва, том 1, с. 66-67.

Арискин А.А., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Бармина Г.С., Соболев С.Н. (2019) Физико-химические аспекты формирования и эволюции протосульфидных расплавов как прекурсоров ЭПГ-минерализации довыренских пород. *Материалы VI Всероссийской с международным участием конференции “Ультрамафит-мафитовые*

комплексы: геология, строение, рудный потенциал (Сахюрта, 16-20 сентября 2019 г.)”, Иркутск, том 1, с. 12-17.

Арискин А.А., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Кубракова И.В., Тютюнник О.А. (2019) Эволюция сульфидных расплавов при дифференциации довыренских магм. Тезисы докладов Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2019), ГЕОХИ РАН Москва, том 1, с. 7-8.

Pshenitsyn I.V., Ariskin A.A., Nikolaev G.S., Korost D.V., Yapakurt V.O., Khomyak A.N., Ryazantsev K.M., (2018) 3D-morphology, structure, and composition of sulfide drops in olivine gabbro-norite from the Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia). *Abstracts of 13th International Platinum Symposium* (30 June – 6 July, Polokwane, South Africa), Polokwane, South Africa, том 1, с. 156-157.

Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Fiorentini M., Pshenitsyn I.V., Nikolaev G.S., Kislov E.V. (2018) Pre-sulfide and spinel-controlled fractionation of IPGE recorded in most primitive olivine cumulates from the Yoko-Dovyren layered intrusion. *Abstracts of 13th International Platinum Symposium* (30 June – 6 July, Polokwane, South Africa), Polokwane, South Africa, том 1, с. 1-2.

Ariskin A.A., Barmina G.S., Bychkov K.A., Kislov E.V., Korost D.V., Nikolaev G.S., Pshenitsyn I.V., Sobolev S.N. (2018) The Dovyren intrusion: structure, formation and history of sulfide saturation of parental magmas. *The problems of magmatic and metamorphic petrology, geodynamics and genesis of diamonds* (Abstracts of International Conference dedicated to the 110th anniversary of Acad. V.S. Sobolev), СО РАН Новосибирск, том 1, с. 88.

Ariskin A.A., Spiridonov E.M., Nikolaev G.S., Danyushevsky L.V., Fiorentini M.L., Kislov E.V., Pshenitsyn I.V. (2018) Sulphide controlled fractionation of PGE at post-cumulus crystallization of primitive olivine cumulate piles from the Yoko-Dovyren layered intrusion. *Proceedings of XXXIV International Conference "Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits"*, Miass, Russia, том 1, с. 12-14.

Пшеницын И.В., Корост Д.В., Арискин А.А., Япаскерт В.О., Соболев С.Н., Хомяк А.Н., Рязанцев К.М. (2017) Исследования сульфидоносных пород Йоко-Довыренского

расслоенного массива методами компьютерной томографии. *Материалы XVIII международной конференции "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле"*, с. 240-243.

Корост Д.В., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Япаскурт В.О., Соболев С.Н., Хомяк А.Н., Рязанцев К.М. (2017) Компьютерная томография как инструмент исследований платинометаллических анортозитов Йоко-Довыренского расслоенного массива. *Материалы V Международной конференции "Ультрамафит-мафит овые комплексы: геология, строение, рудный потенциал"* (Гремячинск, 2-6 сентября 2017 г.), Бурятский Госуниверситет Улан-Удэ, том 1, с. 162-165.

Кислов Е.В., Арискин А.А., Спиридонов Э.М., Николаев Г.С., Коротаева Н.Н., Пшеницын И.В., Малышев А.В., Япаскурт В.О. (2017) Минералы благородных металлов малосульфидных проявлений Йоко-Довыренского расслоенного интрузива (Северное Прибайкалье). *Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества "200 лет РМО"*, СПб, том 1, с. 236-237.

Пшеницын И.В., Арискин А.А., Спиридонов Э.М., Корост Д.В., Николаев Г.С. (2017) Морфология и состав сульфидных капель в оливиновых габбро-норитах Йоко-Довыренского массива. *Тезисы докладов Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2017)*, ГЕОХИ РАН, том 1, с. 99-99.

Пшеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С., Корост Д.В., Япаскурт В.О., Хомяк А.Н., Рязанцев К.М. (2017) Морфология, строение и состав сульфидных капель в оливиновых габброноритах Йоко-Довыренского массива. *Материалы V Международной конференции "Ультрамафит-мафит овые комплексы: геология, строение, рудный потенциал"* (Гремячинск, 2-6 сентября 2017 г.), Бурятский Госуниверситет Улан-Удэ, том 1, с. 223-225.

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М.Л., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Бармина Г.С. (2017) Поведение платиноидов иридиевой группы и родия на ранних стадиях дифференциации довыренских магм. *Материалы V Международной конференции "Ультрамафит-мафит овые комплексы: геология, строение, рудный потенциал"* (Гремячинск, 2-6 сентября 2017 г.), Бурятский Госуниверситет Улан-Удэ, том 1, с. 14-18.

Спиридонов Э.М., Арискин А.А., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Коротаева Н.Н., Путинцева Е.В., Николаев Г.С., Пшеницын И.В., Япаскерт В.О. (2017) Три генетических типа минералов благородных металлов в плагиоклазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья. *Материалы V Международной конференции “Ультрамафит-мафит овые комплексы: геология, строение, рудный потенциал* (Гремячинск, 2-6 сентября 2017 г.), Бурятский Государственный Университет Улан-Удэ, том 1, с. 277-279.

**Личный вклад автора** состоит в непосредственном участии в работах трех полевых сезонов на Йоко-Довыренском массиве, в ходе которых автором была отобрана представительная коллекция рудоносных образцов из апофиза DV10, а также установлены границы этого тела и его пространственные соотношения с основным интрузивом. Автор подготавливал образцы для аналитических, петрографических и КТ-исследований. Автором были самостоятельно проведены петрографические исследования пород, проведена обработка данных, полученных при электронно-зондовом анализе минералов, обработаны и проинтерпретированы результаты геохимических анализов, результаты КТ-съемок, а также проведено термодинамическое моделирование в программе КОМАГМАТ-5.

**Структура и объём работы.** Диссертационная работа изложена на 146 страницах, содержит 8 таблиц и 34 рисунка, состоит из Введения, 8 глав и списка литературы, включающего 78 источников, и Приложения объемом 40 страниц.

**Благодарности.** Автор благодарит своего научного руководителя проф. А.А. Арискина за интересную постановку задач, поддержку и помощь при написании работы. Особая признательность – проф. Э.М. Спиридонову (кафедра минералогии МГУ) за бесценный опыт при полевых работах и обучение методам минералогических исследований рудоносных пород. Автор высоко ценит помощь Д.В. Короста и А.Н. Хомяка (кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ) и их практические рекомендации при обработке данных КТ-исследований. За помощь при проведении аналитических исследований автор благодарит В.О. Япаскурта и Н.Н. Коротаеву (лаборатория локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии МГУ), И.В. Кубракову и О.А. Тютюнник (лаб. геохимии и аналитической химии благородных металлов ГЕОХИ РАН) и А.И. Якушева (лаб. анализа минерального вещества ИГЕМ РАН). Крайне важны данные по изотопному составу серы, полученные в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН Е.О.

Дубининой и С.А. Коссовой. Искренняя признательность – Г.С. Николаеву (ГЕОХИ РАН), Е.В. Кислову (ГИН СО РАН) и С.Н. Соболеву (МГУ - ГЕОХИ РАН) за дружескую помощь в полевых работах на Йоко-Довыренском массиве и всех этапах выполнения работы. Автор благодарит коллективы кафедры петрологии и вулканологии МГУ и лаборатории термодинамики и математического моделирования природных процессов ГЕОХИ РАН за постоянное внимание и поддержку.

# 1. Довыренский интрузивный комплекс

## 1.1. Основы региональной геологии

Йоко-Довыренский массив расположен в Северном Прибайкалье в 60 км к северо-востоку от побережья оз. Байкал и пос. Нижнеангарск. Геоморфологически интрузив выражен хребтом (голец Довырен и голец Йоко), вытянутым на северо-восток  $40^{\circ}$ – $50^{\circ}$ , с абсолютными отметками 1600 – 2150 м, который разделяет бассейны рек Тья, Ондоко и Олокита.

Основное интрузивное тело (которое в литературе часто называют просто «Довырен») в средней части имеет размеры 26х3.5км, а по геофизическим данным прослеживается на глубину более 4.5 км (Кислов, 1998). Интрузив залегает субсогласно с вмещающими породами рамы, и опрокинут почти на  $90^{\circ}$  относительно первичного залегания. Это дает возможность непрерывно опробовать массив от нижнего до верхнего контакта. Для массива характерна контрастная фазовая (модальная) расслоенность: от плагиоперидотитов и дунитов в нижней его части, к троктолитам в средней, и оливиновым и пижонитовым габбро в верхней части массива. Это крупное интрузивное тело входит в состав Довыренского интрузивного комплекса, который включает в себя, помимо основного интрузива, подстилающие силлы и дайки основного и ультраосновного составов, похожие тела габброидов встречаются и выше верхнего контакта интрузива (Конников 1986; Кислов, 1998). При этом Довырен и вулканы Сыннырского рифта рассматриваются как единая вулcano-плутоническая формация (Арискин, 2013, 2015).

В массиве выделяются различные типы сульфидной минерализации: от вкрапленных и массивных руд Байкальского месторождения в нижней части массива, до малосульфидных «риффов» с благороднометальной спецификой в средней и верхних частях интрузива (Кислов, 1998; Конников, 1986). Месторождение относится к сульфидному медно-никелевому (магматическому) геолого-промышленному типу. Для зоны малосульфидной минерализации были оценены прогнозные ресурсы платины и палладия по категории Р2. По данным геофизического моделирования глубина залегания нижней кромки массива 6-8 км, и, по-видимому, массив не имеет корней и под ним отсутствует гранитно-метаморфический слой. Это значительно повышает его перспективы на поиски медно-никелевых руд на глубине (Нефедьев, 2005).

## 1.2. Геотектоническое положение

Северо-восточное Прибайкалье является частью Байкальской складчатой области в пределах восточно-среднеазиатского складчатого пояса (Парфенов и др., 2003), которое включает внешний пояс Байкало-Патомской зоны на южной окраине Сибирского кратона и Байкало-Муйский пояс на восточной окраине протерозойской Круго-Сибирской складчатой области (рис.1). Рифейские блоки Байкало-Патомского пояса включают несколько крупных впадин (Патомская, Олоkitско-Бодайбинская зоны) и зон поднятия (мамская зона) (Конников, 1986; Рыцк, 2007). Формирование Олоkitско-Бодайбинского прогиба происходило в протерозое, в пределах Байкало-Патомского палеобассейна на границе Сибирского кратона и Байкало-Муйской энсиматической дуги. (Кислов, 1998).

Йоко-Довыренский массив располагается в Сынныро-Патомской рифтогенной области, которая относится к области задугового спрединга. Она находится между “миогеосинклинальной” Байкало-Патомской и “офиолитовой” Байкало-Муйской зонами (рис. 1), и возникла на коллизионном этапе развития региона (Кислов 1998). Соотношения интрузивных тел довыренского комплекса и вулканитов Сыннырского рифта позволяют предполагать сопряженность формирования этой вулканоплутонической ассоциации как результат магматической деятельности, которая венчала эволюцию ю.-з. части Олоkitско-Бодайбинского прогиба в позднем рифее (Конников, 1986; Рыцк, 2007). Геодинамические реконструкции связывают формирование Олоkitского прогиба с эволюцией Байкало-Патомского палеобассейна, существовавшего в протерозое между окраиной Сибирского кратона и Байкало-Муйской энсиматической островной дугой.

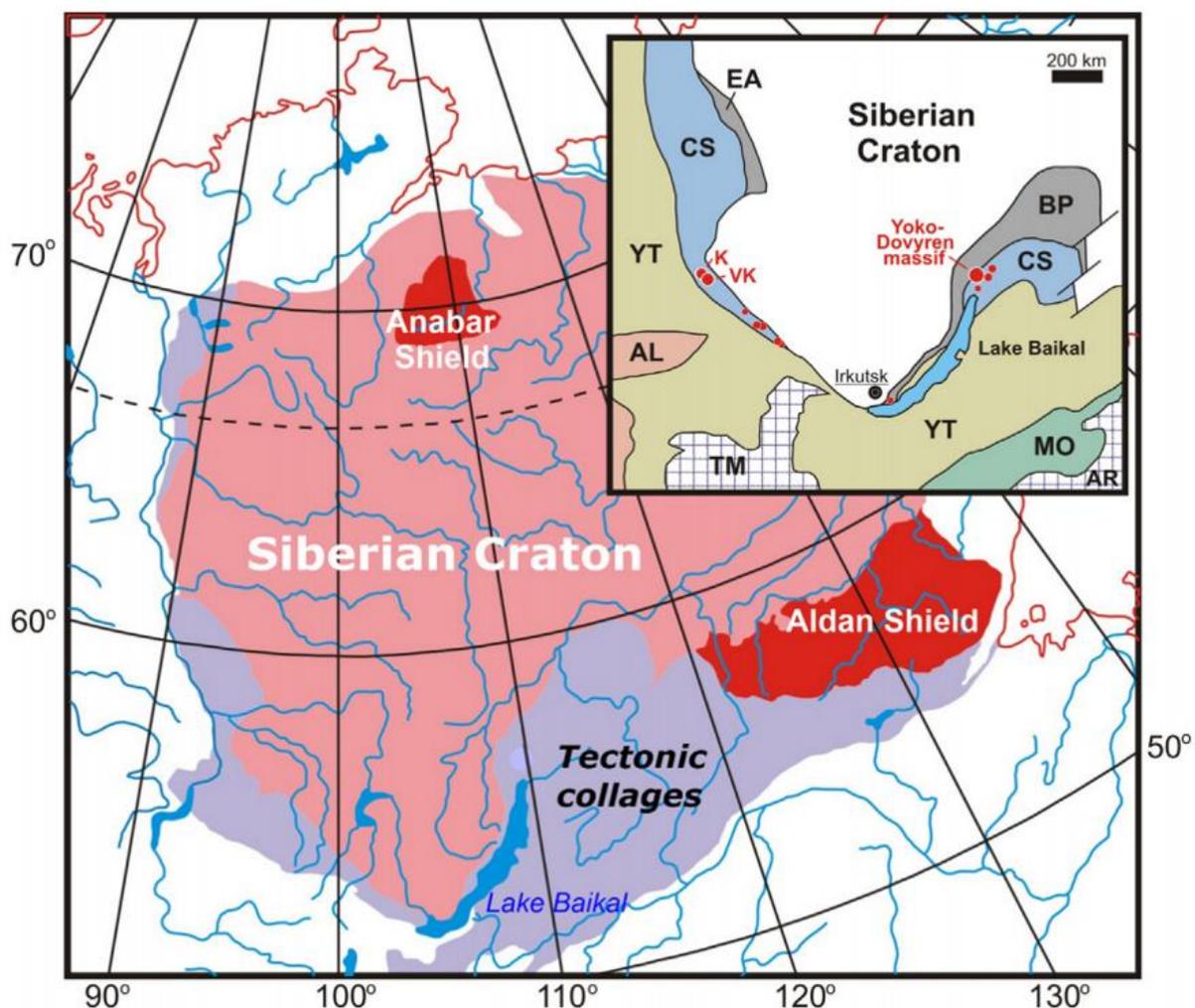


Рисунок 1. Основные тектонические особенности Сибирского кратона и его южной окраины (Парфенов и др. 2010).

BP - внешний Байкало-Патомский складчатый пояс, EA – Восточно-Ангарский складчатый пояс. Тектонические коллажи: CS - Круго-Сибирский (Pz), YT Енисейско-Забайкальский (V-O<sub>1</sub>), AL - Алтай (V-O), MO Монголо-Охотский (D-J<sub>2</sub>). Поздний протерозойский и кембрийский супертеррейны: AR - Аргун-Идермегский, TM - Тувино-Монгольский. Позднепротерозойские интрузии южной окраины Сибирского кратона (Восточно-Сибирская металлогеническая провинция) показаны красными кругами и включают: К - Кингаш, VK - Верхний Кингаш, YDM - Йоко-Довыренский массив и другие мелкие мафит-ультрамафитовые тела.

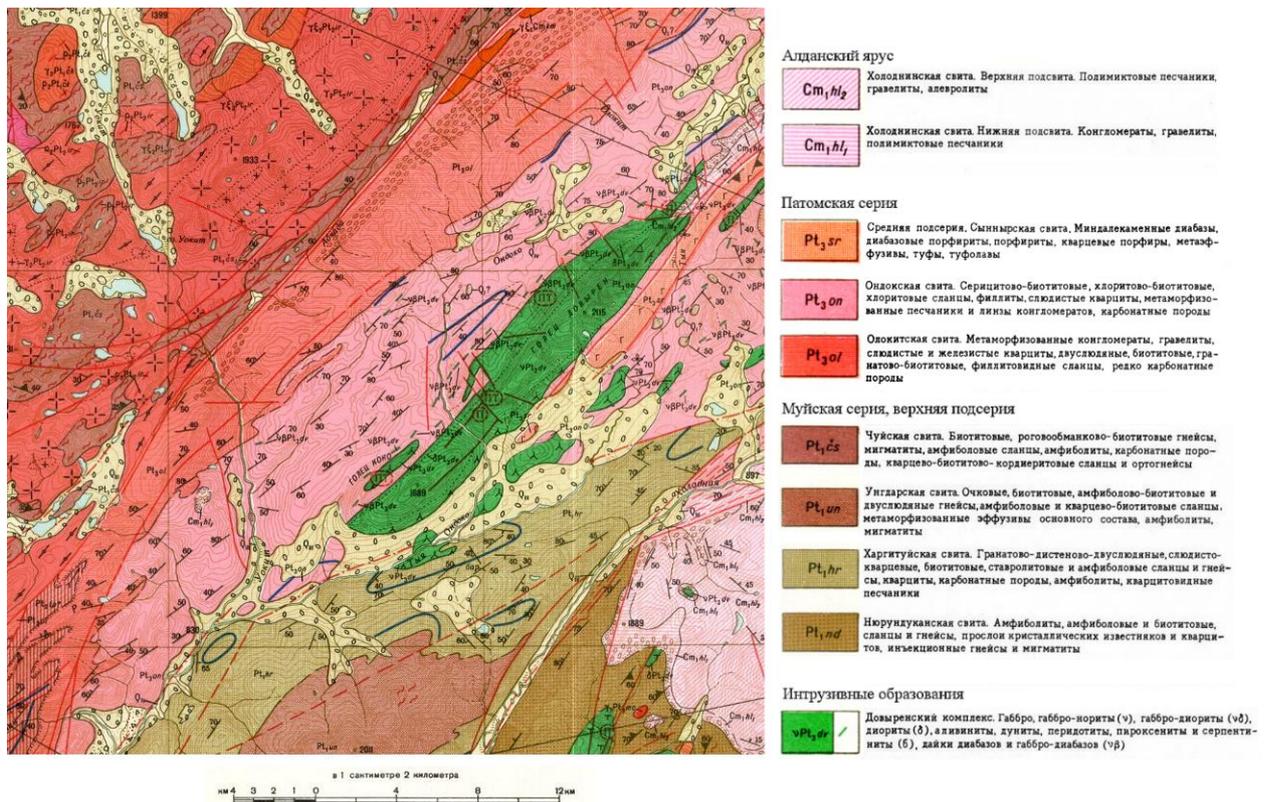


Рисунок. 2. Фрагмент геологической карты СССР О-49-XXXII. (Дедюхин, Рейф, 1965).

**Олокильский прогиб** имеет с синклинное строение, в нем прослеживаются вулканогенно-карбонатно-терригенные толщи мощностью 5 - 7 км в пределах которых непосредственно располагается Йоко-Довыренский расслоенный массив. В составе олокильского комплекса преобладают мелкозернистые терригенные отложения, включающие пачки турбидитов, углеродисто-карбонатных сланцев, карбонатных пород и вулканитов. Базальный горизонт его разреза представлен высокоглиноземистыми сланцами, мономинеральными кварцитами и платобазальтами. Структура Олокильской зоны представляет линейную систему крупных складок, ограниченную мощными тектоническими швами. Формирование главных складчатых структур сопровождалось региональным зональным метаморфизмом на рубеже 0,6 – 0,55 млрд лет. Конгломераты и песчаники нижнего кембрия перекрывают олокильский комплекс (рис. 3) с резким угловым несогласием и содержат гальку всех подстилающих пород.

Стратиграфия олокильского комплекса довольно сложна и разные исследователи выделяют в ней различные стратиграфические единицы. Так, например, Рыцк с коллегами (Рыцк и др. 2002) в пределах комплекса выделяют тыйскую, ондокскую и иньяптукскую подсерии. Вулканиты ондокской подсерии образуют поворотную и верхнетыйскую толщ и сопровождаются силлами и дайками габбро-диабазов, объединенных в верхнетыйский

интрузивный комплекс. При этом габброноритовые sillы и Довыренский расслоенный плутон располагаются в пределах ондокской подсерии, с ним же ассоциируют базальтоиды и субвулканические калиевые метариолиты иньяптукской толщи. Ондокская подсерия залегает на толще metabазальтов мощностью 100 – 150 м и ортоамфиболитов тыйской подсерии.

Схожей стратиграфии придерживается Цыганков (Цыганков, 2002), выделяя при этом несколько свит. По его мнению, Йоко-Довыренский плутон непосредственно вмещают алевролиты, углисто-глинистые сланцы, кварциты и доломиты, ондокской свиты. При этом выше залегают вулканы иньяптукской и сыннырской свит. Иньяптукская свита представлена шаровыми лавами пикрит базальтов и базальтов, которые ассоциированы с субвулканическими телами трахидацитов и риолитов, обнажающимися в районе водораздела Байкальского (верховья р. Тья) и Ленского (р. Олокит) бассейнов. Базальты, андезитобазальты и андезиты сыннырской свиты слагают водораздельную часть Сыннырского хребта и горный массив Иньяптук. Выше по разрезу залегают поздневендские-раннекембрийские конгломераты холодненской свиты, для которых установлено налегание на выветрелые породы Йоко-Довыренского интрузива.

Несмотря на наличие приведенных выше более современных исследований, полезно рассмотреть стратиграфическое положение Довыренского интрузива по Дедюхину и Рейфу, на основе геологической карты СССР О-49-XXXII (рис. 2). Она может дать наглядное представление о положении Довырена в пределах олокитского прогиба, тем более, что до сих пор данная геологическая карта является наиболее подробной для данного региона.

В соответствии с рис. 2 и 3, в районе олокитского прогиба выделяются четыре свиты (снизу вверх): олокитская, ондокская, сыннырская, холоднинская. Олокитская свита слагает оба крыла олокитского синклинория, в ее составе преобладают карбонатно-терригенные породы, конгломераты, гравелиты, кварциты, сланцы и карбонатные породы. Позднепротерозойский возраст устанавливался на основании несогласного (углового и стратиграфического) налегания на породы тепторгинской серии среднего протерозоя. Ондокская свита, залегающая согласно на олокитской свите, выделяется в виде двух полос северо-восточного простирания на крыльях олокитского синклинория, сливаясь в верховьях р. Тии и Холодной (замковая часть синклинория). Породы ондокской свиты представлены серицитово-биотитовыми, хлоритовыми сланцами, филлитами, слюдяными кварцитами, метаморфизованными песчаниками и конгломератами, реже карбонатными породами. Эти две свиты объединяются в нижнюю подсерию Патомской серии (рис. 3). К средней подсерии относится сыннырская свита (существенно эффузивная), которая располагается в осевой

части синклиория и с угловым несогласием перекрывает отложения ондокской свиты. Она сложена диабазовыми порфиритами, мендалекаменными диабазами, метаэффузивами, туфами и туфолавами. Эти толщи перекрываются холоднинской свитой (нижней и верхней подсвитами), которые сложены конгломератами, гравелитами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами (рис. 3).

Однозначно сказать о положении Довыренского массива в пределах этих свит затруднительно. Это связано с тем, что на западе он залегает на ондокской свите, а на востоке граничит с отложениями ондокской, сыннырской и холоднинской (с-в замыкание массива) свит (рис. 2). Условное положение интрузива на стратиграфической колонке для карты О-49-XXXII показано на рисунке 3.

Подгруппа Система	Отдел	Индекс	Мощность м	Характеристика пород
ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ	НИЖНИЙ	Cm <sub>1</sub> hl <sub>2</sub>	425	Холоднинская свита. Верхняя подсвита. Полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты
		Cm <sub>1</sub> hl <sub>2</sub>	200	Холоднинская свита. Нижняя подсвита. Конгломераты гравелиты, полимиктовые песчаники
	СРЕДНИЙ	Pt <sub>3</sub> sr	1000	<p>Сыннырская свита. Миндалекаменные диабазы, диабазовые порфириты, порфириты, кварцевые порфиры, метаэффузивы, туфы, туфолавы</p>
		Pt <sub>3</sub> dv		
		Pt <sub>3</sub> on	2000	<p>Ондокская свита. Серицитово-биотитовые, хлоритово-биотитовые, хлоритовые сланцы, филлиты, слюдяные кварциты, метаморфизованные песчаники и линзы конгломератов, карбонатные породы</p>
?		Взаимоотношения не ясны		
СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ		Pt <sub>2</sub> tp?	1000	Теплогинская серия Слюдяные кварциты, кварцитовидные песчаники, кварцево-сланцевые, углисто-сланцевые, кварцевые, дистен- и гранатсодержащие сланцы, гнейсы, амфиболиты, карбонатные породы

Рисунок 3. Стратиграфическая колонка для юго-восточной части территории листа арты О-49-XXXII. По (Дедюхин, Рейф, 1965), с дополнениями (положение Довырена) автора диссертации. Условные обозначения см. на рис. 2.

По поводу рифтогенной природы олокитского комплекса нет противоречивых точек зрения. По мнению (Рыцк и др., 2002) его формирование определялось процессами деструкции раннедокембрийской континентальной коры Сибирского кратона. А широкое развитие среди вулканитов высококремнеземистых базальтов и присутствие комагматичных им расслоенных интрузивов (в.т.ч. Йоко-Довыренского) позволяет рассматривать Олокитскую зону как крупнейшую зону рифейского внутриплитного континентального магматизма с экстремальными Nd-изотопными характеристиками в Байкальской складчатой области. По мнению Цыганкова (Цыганков, 2002), вулканогенный комплекс иняптукской и сыннырской свит также сформировался в рифтогенной обстановке, при этом Йоко-Довыренский расслоенный плутон рассматривается как гипабиссальная фация этих вулканитов, образуя единую позднерифейскую Сыннырскую вулканоплутоническую структуру. Это подтверждается как оценками возраста, а так и геохимическими особенностями вулканитов сыннырской и иняптукской свит, в частности, низко-титанистых базальтов. Эти данные свидетельствуют в пользу синхронности иняптукско-сыннырской фазы вулканизма и интрузивных процессов, которые сопровождали раскрытие Сыннырского рифта в неопротерозое и привели к образованию Довыренского плутона, сопутствующих субвулканических тел и перекрывающей вулканической последовательности (Арискин, 2015). Это делает возможным рассмотрение Довыренского массива в качестве промежуточной магматической камеры.

### **1.3. Возраст Йоко-Довыренского массива**

Первые оценки возраста массива были даны Неймарком и Кисловым в 1989 году: (Неймарк и др., 1989):  $700 \pm 35$  млн. лет, (Sm-Nd метод), (Кислов и др., 1989):  $740.0 \pm 55$ , (Rb-Sr метод). Наиболее достоверные оценки возраста интрузива и ассоциирующих вулканитов были произведены Арискиным с соавторами в 2013 (Арискин и др., 2013) году: возраст довыренского интрузивного комплекса ( $728.4 \pm 3.4$  млн лет) и кислых вулканитов, ассоциирующих с высоко-Ti базальтами иняптукской свиты ( $722 \pm 7$  млн лет), был оценен по данным U-Pb цирконометрии (метод LA-ICP-MS). Первая оценка получена в результате исследований 99 зерен циркона из интрузивных габброноритов, субвулканических пород (силлы и диабазы) и альбитового роговика из нижнего контактового ореола Йоко-Довыренского массива. Вторая — представляет популяцию 17 зерен циркона из кислых

метаморфиров и туфов, подстилающих и перекрывающих высоко-Ti базальты иньятукской свиты. Также в 2016 году была проведена оценка возраста ( $724.7 \pm 2.5$  млн лет) баддалеита (U-Pb метод) из пегматоидного габбронорита, отобранного в верхней частимассива (Ernst et al., 2016).

#### 1.4. Строение и сульфидная минерализация Йоко-Довыренского массива

Строение интрузива по простиранию неоднородно: центральная (более мощная) часть массива более ультрамафическая (за счет зоны дунитов), чем юго-западная и северо-восточная периферии массива, которые сложены, преимущественно, основными породами (рис. 4). Главная зона опробования находится в центральной части массива (участок Центральный). Здесь вскрывается контакт массива и породы нижней приконтактной зоны (включая горизонт плагиоклазовых лерцолитов) (Арискин, 2009). Вышележащие зоны отвечают последовательной смене минералов кумулуса:

Дуниты (Ol + Chr) – троктолиты (Ol + Pl + Chr) – оливиновое габбро (Pl + Ol + Crx) – габбронориты (Pl + Ol + Crx ± Орх)

Плагиоклазовые лерцолиты мощностью от 160 до 270 м залегают непосредственно на закалочных приконтактных пикродолеритах (1-2 м) и предваряют расслоенную серию массива. Основные кумулюсные минералы представлены ассоциацией Ol + Pl + Crx, в интерстициях развиты Орх, Vt, Amph. По химическому составу плагиоперидотиты близки средневзвешенному составу массива, в них залегает основная часть ЭПГ-содержащих медно-никелевых руд.

##### Расслоенная серия:

**Плагиодуниты**<sup>1</sup> мощностью до 100 м. Породы состоят, преимущественно (70 - 90%) из оливина (Fo 84-87), на 10 - 12% из плагиоклаза (An 76-67), присутствуют в незначительном количестве клино- и ортопироксен, флогопит. Встречаются интерстициальные сульфиды.

**Дуниты** мощностью до 870 м. Начинается с 50 м чередования слоёв плагиодунитов, верлитов и дунитов мощностью по 1-2 м. Выше залегают дунитовые мезо- и адкумуляты, на 80 - 97% сложенные оливином (Fo 86-89), и хромшпинелидом, присутствуют плагиоклаз и клинопироксен (Mg# 90). Максимальная магнезиальность оливина (Fo 92-98) отмечается в верхах дунитовой толщи вблизи апокарбонатных скарнов.

---

<sup>1</sup> Формально плагиодуниты еще не относятся к расслоенной серии, это скорее промежуточные породы между нижней приконтактной зоной и собственно расслоенной серией.

В центральной части интрузива, в верхней части дунитовой зоны отмечаются многочисленные апокарбонатные ксенолиты. Они имеют размер до 150 м в поперечнике и представлены интенсивно метаморфизованными породами брусит-серпентинового, брусититового, шпинель-форстеритового, мелилитового состава (Кислов, 1998).

Со скарнами связана редкая эндемичная минерализация голубого диопсида (виолана), а также редкого минерала довыренита (Kadiyski et al., 2008). Встречается убогая сульфидная минерализация.

**Ритмичное чередование плагиодунитов и троктолитов мощностью до 560 м.** Чередующиеся породы отличаются содержанием лекократовых (плагиоклаз) и меланократовых (оливин) минералов. Расслоенность не строгая, наблюдаются многочисленные синегентические нарушения. Главные минералы – оливин (Fo 87) и плагиоклаз в соотношениях от 19:1 до 0:1. Количество интерстициального пироксена обычно не превышает 2-3%

**Ритмичное чередование троктолитов и оливиновых габбро мощностью 430 м.** Начинается с горизонта плагиоверлитов, характеризуется снижением количества оливина при возрастании клинопироксена. Характерны линзы и прожилки анортозитов.

**Оливиновые габбро мощностью 580 м.** Эта зона более однородна по составу, иногда проявлены ритмически полосчатые горизонты мощностью в первые десятки метров. От нижележащих пород отличается разим сокращением оливина (Fo 80-75) и появлением кумулюсного авгита. Структура пород габбровая, габбро-офитовая.

Характерной особенностью этой зоны является наличие шпиров габбро-пегматитов и анортозитовых шпиров в нижней её части. С этими объектами связана рассеянная малосульфидная минерализация, обогащенная благородными металлами. Эту зону также называют главным платиновым рифом Довырена.

**Габбронориты и оливиновые габбронориты мощностью до 600 м.** отличается от предыдущей большим количеством бронзита, которые присутствуют в породе в виде крупных ойкокритов. Минералы кумулуса – оливин (Fo <74), плагиоклаз (An 60-50), клино – и ортопироксен.

**Кварцевые габбро и гранофировые габбронориты мощностью 250-230 м** завершают разрез интрузива. По своему химизму и фазовому составу эти породы аналогичны силлам и дайкам, секущим плагиоперидотиты подошвы массива. Некоторыми авторами они

рассматриваются как результат отдельных инъекций магмы, аналогичных по составу приподошевым силлам (Конников, 1986; Орсов и др., 2018).

### 1.5. Строение и рудоносность габброперидотитовых силлов/апофиз

По результатам геологоразведочных работ на Довыренской площади, проведенных в середине 80-х годов А.Г. Крапивиным и А.Г. Степиным с коллегами, силлы плагиоперидотитов с дайками ассоциирующих габброидов были картированы 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 plutона. 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., 2018bc). Это дает основания рассматривать подобные “силлы” как ответвления или апофизы в зоне внедрения довыренских магм с более глубоких уровней.

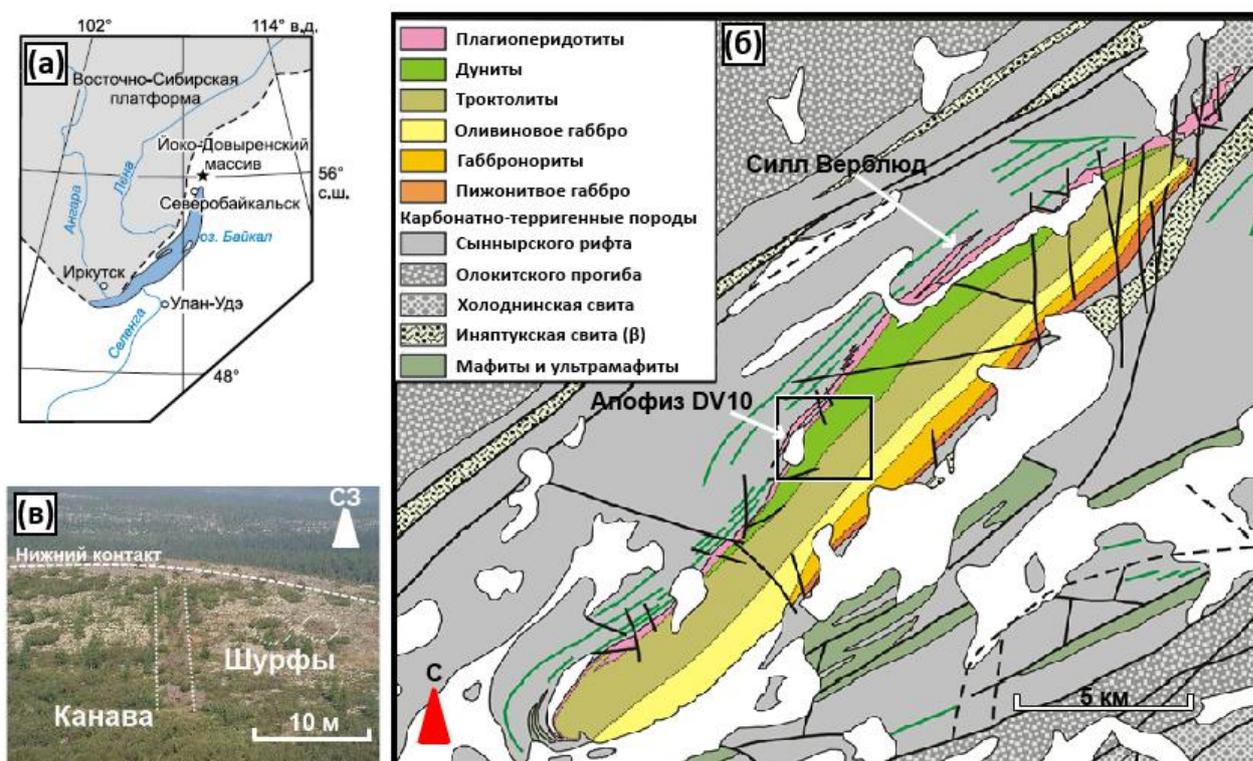


Рисунок 4. Схема геологического строения Йоко-Довыренского массива с положением главных участков богатой сульфидной минерализации и руд в подстилающих габброперидотитах – по данным (Бабурин, 1964; Орсов и др., 2018) с дополнениями.

(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 силла/апофиза DV10.

Эта срединная зона массива, включающая силлы и апофизы, охватывает междуречье ручьев Большой и Центральный, разрезающих основание интрузива и подстилающие породы вкрест генерального простирания структуры (рис. 4). Детальное описание геологического положения и особенности минералогии пород, слагающих силлы, представлены в работе Орсова с коллегами (Орсов и др., 2018). Мощность таких тел достигает 250-300 метров, при этом наиболее мощные силлы дифференцированы от плагиолецитов до оливиновых габброноритов. Как и Йоко-Довыренский интрузив, ассоциирующие с ним силлы имеют крутое падение и залегают согласно с вмещающими терригенно-карбонатными породами сыннырского рифта (рис. 4б). Некоторые силлы по простиранию расщепляются и местами от них отходят апофизы (Орсов и др., 2018).

Интерес к габбропериодитам, 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 рудопоявления на участках Рыбачий, Большой, Центральный и Озерный (фактически вдоль всего простирания 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., 2018c) и сидеронитовые руды окружены ареолами богатой и рассеянной сульфидной вкрапленности, подчеркивая генетическую связь процессов рудообразования и минерализации вмещающих пород.

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., 2018b; Пшеницын и др., 2020). По данным (Арискин и др., 2013), U-Pb 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 абсолютному возрасту безоливиновых габброноритов из прикровельной части Йоко-Довыренского массива  $730 \pm 6$  млн. лет, (СКВО=1.7, n=33), что указывает на синхронность формирования габбропериодитовых 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 с долеритовой основной массой и слабо выраженной порфирированностью – за счет присутствия относительно крупных и субизометричных зерен кумулюсного оливина. По структуре и составу эти породы близки пикродолеритам с закаленного контакта Йокко-Довыренского массива, см. рис. 1 в приложении. 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 они сменяются 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 Верблюд заключается в приуроченности наиболее магнезиальных пород к верхней части разреза, что нетипично для интрузивных тел мафит-ультрамафитового состава.

## 2. DV10 - РУДОНОСНЫЙ АПОФИЗ И МЕТОДЫ ЕГО ИССЛЕДОВАНИЙ

### 2.1. Особенности апофиза DV10

Интересно, что схожая с силлом Верблюд картина строения характерна также для рудоносного интрузивного тела DV10, расположенного юго-западнее руч. Большого и являющегося главным объектом изучения в данной работе (рис. 4-6). На рис. 5а показана его пространственная конфигурация, в СВ направлении смыкающегося с плагиоклазовыми лерцолитами из базальной зоны Йоко-Довыренского массива. Название этого тела дано по положению одного из профилей опробования 2006 г. – вдоль канавы, вскрывающей часть стратиграфического разреза на расстоянии около 70 м, см. рис. 4 в (Пшеницын и др., 2020). Мы называем это тело именно *апофиз*, а не силл, т.к. по результатам картирования А.Г. Крапивина и А.Г. Степина (в представлении (Орсоев и др., 2018) на рисунке 4) показана область сочленения этого тела с главным интрузивом в районе руч. Большой. Характерное сужение тела на этом участке нами также удалось проследить в и ходе полевых работ в 2019 году. Верхний контакт позиционирован по выходам ороговикованных алевролитов.

Важной особенностью апофиза DV10 является присутствие богатых сульфидных руд, установленных в области максимального раздува тела и варьирующих от вкрапленных до сидеронитовых. Это наиболее крупная (мощностью до 4 м) рудная залежь на участке Большой. Отдельно стоит отметить 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, напр. (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, см. обзор в (Кислов, 1998). На поверхности эта зона вскрыта шурфами и канавами (рис. 4в), где распространены приконтактные габбронориты и пикродолериты, включающие округлые сульфидные глобулы размером от первых мм до 15 мм (Пшеницын и др., 2020).

## 2.2. 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 глобулами, 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. Максимальной мощности около 300 м оно достигает в центральной части, а в СВ направлении сужается до первых десятков метров (рис. 5). 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).

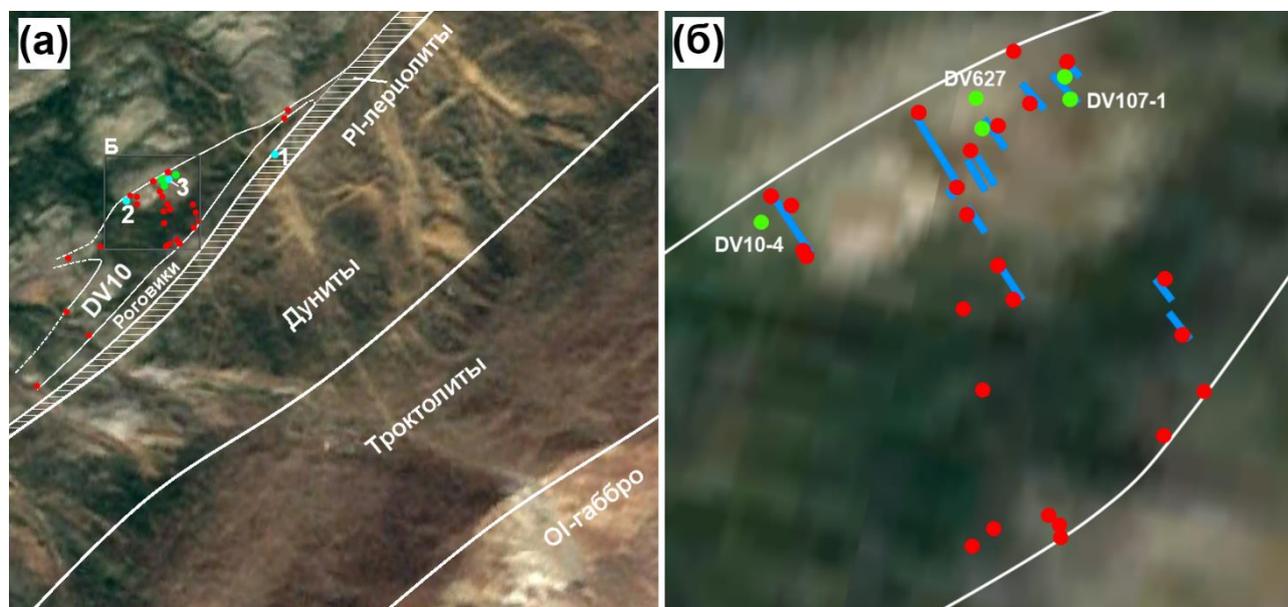


Рисунок 5. Схематическое строение массива и границы апофиза DV10, построенные по результатам полевых работ 2019 года.

Сплошными линиями проведены границы апофиза между точками опробования, пунктиром – экстраполяция от последней точки, где были отобраны образцы. (а) – апофиз относительно массива, (б) – более детальное строение с точками опробования (красные – 2019 год, зеленые – 2016 и ранее) и положением разведочных канав (голубые линии). Точки на рисунке А соответствуют: 1 – DV30-1; 2 – DV10-4; 3 – DV107-1

Перед тем, как давать дальнейшую характеристику минерализованных образцов, необходимо сделать важное замечание: в контексте данной работы, вслед за терминологией зарубежных коллег (Barnes J.S. et al. 2017, 2019), мы называем небольшие сегрегации сульфидов с правильной округлой формой – *каплями*, а субизометричные скопления с более неправильной морфологией – *глобулами*.

При опробовании 2016 г. главное внимание уделялось разнообразию типов минерализации и поиску пород с сульфидными каплями в базальной зоне. Результаты изучения одного из таких образцов – приконтактового пикродолерита DV627-1-2 – представлены в работе (Пшеницын и др., 2020). В полевой сезон 2019 г. была поставлена задача более детального картирования границ этого рудоносного объекта, включая конкретизацию пространственных взаимоотношений между разными типами минерализованных пород и построение стратиграфического разреза в месте максимального раздува – от нижнего до верхнего контакта (рис. 5б). В итоге представлен вертикальный (в первичном залегании) разрез апофиза мощностью ~280 м (табл. 1). Основой стратиграфии явились GPS-привязки образцов 2019 г., отобранных из коренных выходов (красные точки на рис. 5). Относительное положение образцов 2016 г., несистемно отобранных вблизи нижнего контакта (зеленые точки на рис. 5), оценивалось с учетом их структуры и весового отношения MgO/Zr (табл. 1) в сравнении с геохимическими характеристиками пород 2019 г.

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

№	Образец	h, м	Порода	CIPW, масс. %		Составы минералов, мол. %		Mg ----- Zr	S, масс. %	Cu, ppm
				OI	PI	Fo (OI)	An (PI)			
1	DV901-2	280	Роговик	-	61.3	-	63.1 ± 2.3	177	0.22	26
2	DV904-1	270	OI-габбро- норит	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 OI-	32.6	23.9	80.6 ± 3.2	60.2 ± 15.6	4157	3.43	824

			габбронорит							
11	DV625-M	13	Сидеронит. Руда*	36.8	6.4	81.7 ± 0.9	65.6 ± 7.4	20080	11.50	3699
12	DV625-I	13	Сидеронит. Руда*	53.4	14.0	81.6 ± 0.2	66.4 ± 5.9	9080	5.49	13436
13	DV107-1	12	Сидеронит. Руда*	34.1	8.4	80.9 ± 0.5	60.6 ± 4.1	18240	9.11	6685
14	DV10-4	11	Ol-габбро- норит **	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	Пикро- долерит**	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 аншлифов образцов: индекс “Г” относится к фракциям с повышенным отношением  $\text{Cu}/\text{Po}$ , “М” – с пониженным (условно “Mss”).

\*\* Присутствуют сульфидные капли. Здесь и в дальнейшем образцы отбора 2019 года (серия 19DV9XX) приводятся просто как DV9XX, пробы 2016 года (16DV6XX) – также без цифры в начале номера. Средний состав плагиоклаза рассчитывался из выборки, в которую не входили анализы с An ниже 50 номера.

Этот подход основан на известных закономерностях строения нижних приконтактовых зон мафит-ультрамафитовых интрузивов, для которых характерно увеличение количества оливина от контакта вглубь камеры – на фоне комплементарного 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 пористости приконтактовых кумулятов. Результатам этих реконструкций является строение приконтактной зоны силла DV10, показанное на рис. 6.

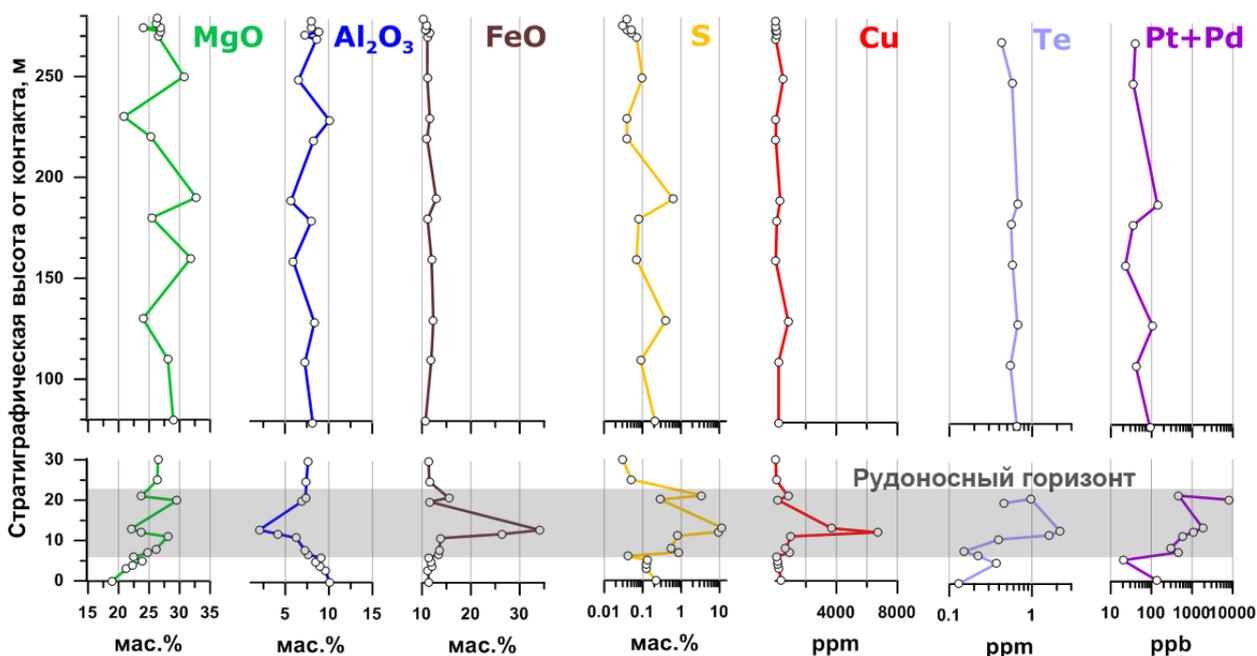


Рисунок 6. Вариации состава пород по стратиграфическому разрезу силла-апофиза DV10.

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.

### 2.3. Методы исследований

В сульфидоносных породах из тела DV10 были определены содержания петрогенных и примесных элементов (в т.ч. благородных металлов и халькогенов), изучены составы породообразующих минералов и сульфидных фаз. Эти работы дополнены структурно-морфологическим изучением пород при помощи методов рентгеновской компьютерной томографии – см. методические основы в (Корост и др., 2019). Петрографическое описание и съемка микрофотографий проводились на оптических микроскопах Altami MET 1C и CARL ZEISS AXIO LAB.A1. Для расчета объемных соотношений сульфидных минералов и среднего состава сульфидов в образцах проводилась дополнительная обработка изображений с использованием программ Kolor Autopano Giga 4.2 и Adobe Photoshop CS2.

### 2.3.1 Аналитические исследования пород

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 гидролитического разложения проб в царской водке, а концентрации Ir, Ru, Rh, Pt и Pd – методом ICP-MS в продуктах пробирной экстракции. 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). Исходные растворы получены после разложения проб смесью концентрированных кислот HF и HNO<sub>3</sub> при нагревании до 120°C; для Au, Pt и Pd проводилось дополнительное сорбционное концентрирование на сорбенте ПОЛИОРГС IV. Определение Au, Pt и Pd проводили из полученной суспензии методом ЭТААС (атомно-абсорбционная спектрометрия с электротермической атомизацией) с использованием Solaar MQZ (Thermo Electron Corp., США) при длинах волн 242,8; 265,9; 247,6 нм, соответственно. Те определен в растворах методом ЭТААС с модификатором – 1% Ni(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> при длине волны 214,3 нм; остальные элементы – методами ИСП-АЭС (атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) на приборе Iris Intrepid II XDL (Thermo Electron Corp., США) и ЭТААС (в случае Ag, Sn, Cd и Sb). В качестве стандарта использовался образец “ICP-MS-68B solution” (части А и В) с исходной концентрацией 100 мг/л фирмы High-Purity Standards.

### 2.3.2. Микронзондовые исследования состава минералов

Проведены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова на электронном микроскопе JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенный 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. %.

### 2.3.3. Рентгеновская компьютерная микротомография (КТ)

Помимо описания использованных при КТ-исследованиях приборов, хотелось бы кратко изложить теоретические основы данного метода. Главным его преимуществом является возможность изучения горных пород и руд без их разрушения. КТ позволяет определить структурные соотношения различных рентгеноконтрастных фаз (минералов), построить 3D-модели их распределения в объеме образца. В контексте изучения пород с сульфидными глобулами, обычная экстраполяция 2D-информации на объемный “образ” породы может приводить к существенным искажениям относительно реальных 3D-структур и распределений за счет вариаций форм и размеров конкретных сульфидных сегрегаций и их скоплений. КТ-исследования позволяют минимизировать эти неопределенности путем использования образцов разного размера и в вариациях разрешения от первых сотен до нескольких микрон. Эти различия определяют специфику рентгеновской макро- и микротомографии, использующийся в настоящей работе.

При изучении пород рудоносного апофиза, КТ позволила 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), с целью реализации упомянутой выше макро- и микротомографии. При этом учитывалось, что объективная оценка качества и необходимости использования конкретного рентгеновского томографа должна опираться не столько на технические параметры прибора, но, прежде всего, – на особенности объекта исследований в условиях конкретного эксперимента. Это

связано с тем, что главные параметры съемок, как правило, недостижимы в своих экстремумах одновременно. С одной стороны, наиболее высокое разрешение на уровне первых микрон требует длительных съемок даже для малых фрагментов пород, поэтому такая детализация практически невозможна для крупных образцов. С другой стороны, текстурные особенности крупных образцов целесообразнее изучать с использованием более быстродействующих систем относительно низкого разрешения (сотни микрон). Исходя из этой логики, 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. Проведенные на этом приборе съемки включали от 1000 до 2500 плоскостных срезов для каждого образца, из которых с помощью пакета программ компании SkyScan (DataViewer, CTAn, CTVol, CTVOx) производился пересчет набора полученных рентгенограмм в серии плотностных сечений, отображающих внутреннюю структуру объекта (Корост и др., 2019).

Основными частями компьютерного томографа являются источник рентгеновских лучей, образец, через который проходят испускаемые лучи, и детектор, измеряющий уровень излучения, непоглощенного объектом (рис. 7). Каждое отдельное 2D-изображение, отвечающее интенсивности рентгеновского излучения после прохождения через породу, называется теневой проекцией (Корост и др., 2019). В основе компьютерной томографии лежит получение множества таких проекций с различных углов съемки. Большинство современных томографов являются приборами третьего поколения. В них образец помещается в поле обзора детектора, а теневые проекции получаются в результате съемки при пошаговом вращении образца вокруг своей оси. При этом при каждом повороте фиксируется отдельная теневая проекция. Яркость, в виде различных градаций серого, на теневой проекции (рис. 8, слева) отражает ослабление рентгеновского излучения, за счет эффектов рассеивания и поглощения сигнала (рентгеновская абсорбция), прошедшего через образец. Ослабление сигнала зависит от плотности и состава вещества, из которого состоит изучаемый объект. Описывается этот эффект законом Ламберта–Бера, определяющим ослабление монохроматического пучка света при распространении его в поглощающей среде (Rontgen, 1989):

$$I_{(x)} = I_0 e^{(-\mu x)}$$

где  $I_0$  – начальная интенсивность рентгеновского излучения,  $x$  – толщина слоя вещества, через которое проходит излучение,  $\mu$  – показатель поглощения среды.

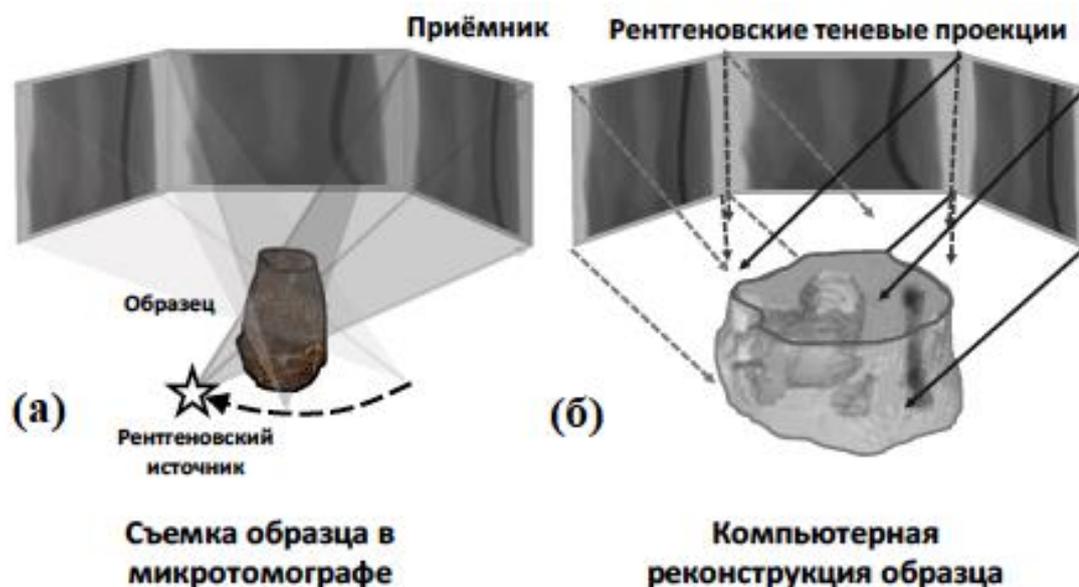


Рисунок 7. Схема съемки и реконструкции данных КТ.

(а) Съемка в микротомографе, при неподвижном положении образца породы, каждый поворот рентгеновского источника формирует отдельную теневую проекцию. (б) Реконструкция результатов съемки путем наложения множества рентгеновских теневых проекций.

Каждая из теневых проекций, полученных в результате съемки образца, имеет точную пространственную привязку. Это позволяет провести восстановление (или реконструкцию) данных, которая сводится к пересчету серии полученных рентгенограмм (рис. 8, слева) в набор плотностных рентгеновских сечений, отображающих внутреннюю структуру объекта (рис. 7; рис. 8, справа). Фактически, это математическая операция преобразования исходных рентгенограмм в двумерные плотностные рентгеновские срезы. Наиболее распространенный алгоритм реконструкции – обратное проецирование с фильтрацией, когда изначальный массив данных подвергается операции конволюции. При этом интенсивность излучения на исходных рентгенограммах переводится в КТ-плотность (в форме распределения оттенков серого на срезах), разрешение которой зависит от используемой компьютерной системы, а

каждая теневая проекция последовательно накладывается на сетку координат в соответствии с ее положением при съемке (рис. 7) (Корост и др., 2019).

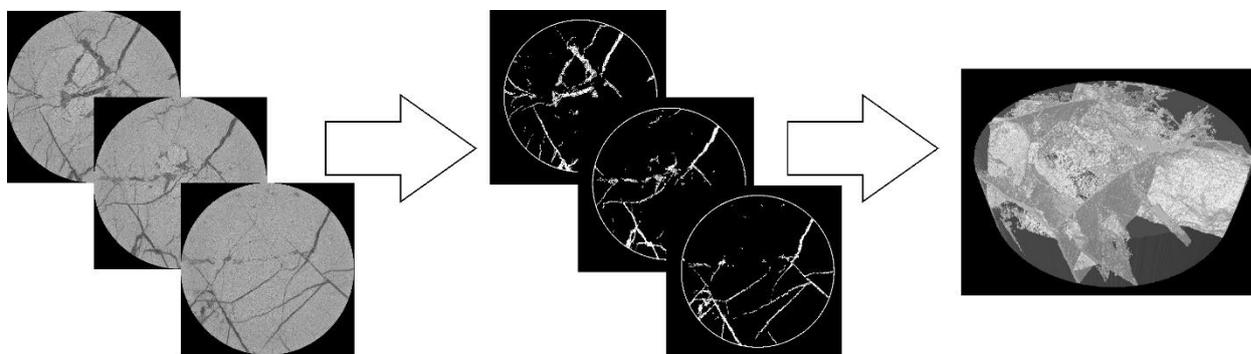


Рисунок 8. Схема получения трехмерных моделей отдельных рентгеноконтрастных компонентов породы.

#### 2.3.4. Определение 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: DV920-1, DV903-3 DV908-1, DV629-1-2, DV628-2, DV107-1, DV10-4, DV627-1-3, DV928-1, DV627-1-2.

Большинство сульфидных фаз представлено смесью пирротина и троилита. Полученные навески содержали 30–50 мкг в пересчете на чистую серу; в двух случаях пришлось ограничиться меньшим количеством вещества – 8 мкг (обр. DV908-1) и 23 мкг (обр. DV928-1). Для проведения изотопного анализа серы навески сульфидных минералов были конвертированы в  $\text{SO}_2$  с помощью элементного анализатора FlashEA HT 1112 при  $1020^\circ\text{C}$  в реакторе, заполненном  $\text{CuO}$  и  $\text{WO}_3$ . Образцы и стандарты в оловянных капсулах последовательно помещались в реактор с помощью автосэмплера. Изотопный состав серы в газе  $\text{SO}_2$  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  $\pm 0.2\%$  (Арискин и др., 2021)

### 2.3.5. Крупномасштабное элементное картирование образцов

Картирование крупных (от 3 до 7 см) образцов проводилось на микрозонде-микроскопе РАМ 30-м методом локального рентгенофлуоресцентного элементного микроанализа. Принцип действия этого прибора основан на регистрации интенсивности вторичного рентгеновского излучения образца, возбуждаемого излучением рентгеновской трубки. В качестве источника рентгеновского излучения используется микрофокусная рентгеновская трубка, материал анода - молибден.

На изучаемый образец направляется рентгеновское излучение, сфокусированное в пятно (зонд) диаметром от 50 мкм до 1 мм. Спектр рентгеновской флуоресценции регистрируется энергодисперсионным детектором. Отдельный канал измеряет интенсивность рентгеновского излучения, проходящего через образец. Сканирование поверхности исследуемого образца производится путем перемещения в горизонтальной плоскости объекта, укрепленного на предметном столе, измерительная система, при этом, остается неподвижной. Горизонтальное перемещение предметного стола возможно по двум осям в пределах  $\pm 75$  мм, измерительная система может перемещаться вертикально в пределах 50 мм.

### **3. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ СУЛЬФИДОНОСНЫХ ПОРОД АПОФИЗА DV10**

#### **3.1. Положение и систематика сульфидно-минерализованных 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) капельками или изолированными вкраплениями сульфидов, и только в нижней части тела, в интервале 10-20 метров от контакта (табл. 1, рис. 6), наблюдаются богатые сетчатые руды с сидеронитовой вкрапленностью, при содержаниях серы около 12 мас. % (или до ~35% сульфидного материала). 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. 4в). По микро- и макроскопическим наблюдениям, было установлено, что переходные по содержанию сульфидов вкрапленные руды представляют оливиновые габбронориты с доменами сидеронитовой структуры и участками глобулярной сульфидной минерализации (рис. 9в). По мере удаления от наиболее богатых руд относительное количество и размер подобных доменов сокращаются при одновременном понижении размера и количества глобул. При этом глобулярная минерализация габброноритов сохраняется вдоль нижнего контакта тела DV10, приобретая в зоне закалки облик пикродолеритов со сферическими сульфидными образованиями (рис. 7а). По данным КТ-исследований они 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 силла DV10 вблизи руч. Центральный (рис. 5-6), 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 базальной зоны апофиза DV10, дополненные в дальнейшем результатами КТ-исследований, позволяет конкретизировать

параметры минерализации разных типов, которые обсуждаются в дальнейшем при реконструкциях состава протосульфидных расплавов.

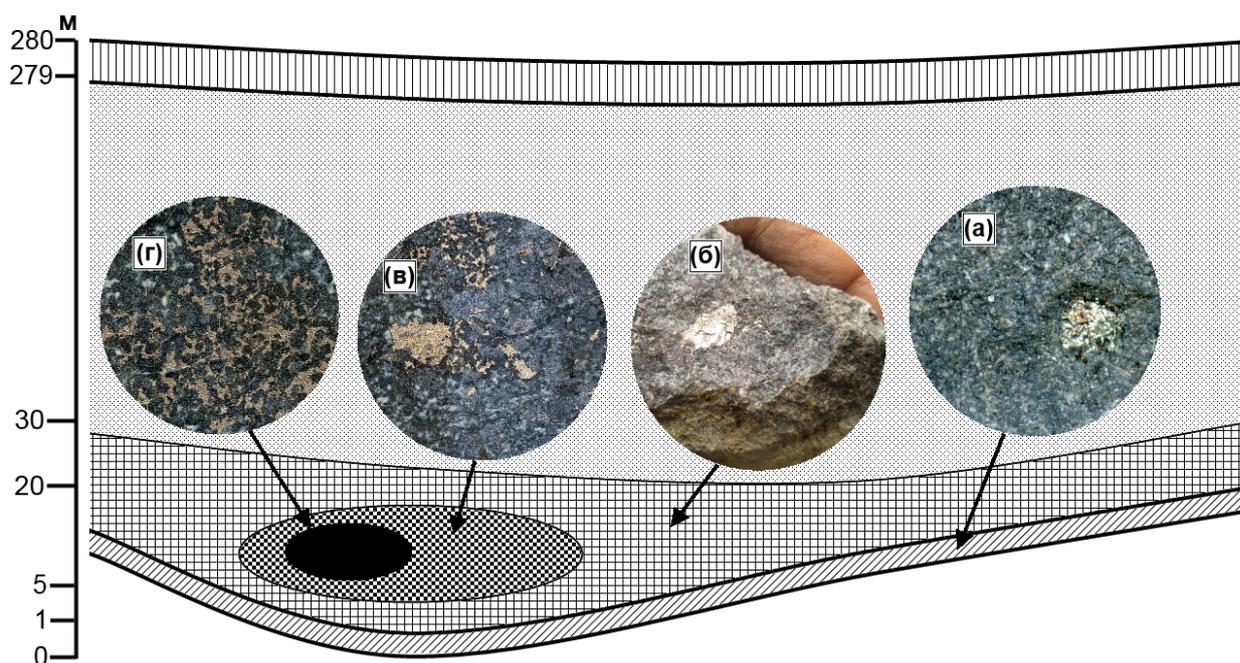


Рисунок 9. Схематичное представление типов сульфидной минерализации по разрезу раздува силла-апофиза DV10.

Для наглядности вертикальный и горизонтальный масштабы искажены: (а) – капли из закалочных пикродолеритов с нижнего контакта, (б) – крупные глобулы в оливиновых габброноритах из базальных горизонтов, (в) – габбронориты с глобулярно-сидеронитовой вкрапленностью, (г) – сидеронитовые руды.

Соответственно схеме, показанной на рис. 9, сульфидоносные породы в основании силла можно разделить на четыре типа:

- (1) пикродолериты эндоконтакта с сульфидными каплями (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 с матрицей оливиновых габброноритов (DV107-1, DV625).

### 3.2. Петрография пород рудоносного горизонта

Составы породообразующих силикатов в рудоносных породах варьируют незначительно (табл. 1), поэтому ниже приводится описание пикродолеритов и общих характеристик оливиновых габброноритов. Фотографии пород, а также подробное описание шлифов и аншлифов приведено в Приложении.

**Пикродолериты.** Петрография закалочных пикродолеритов с сульфидными каплями представлена в статье (Пшеницын и др., 2020). Это массивные породы порфирированной структуры и офитовой основной массой (рис. 10аб). Порфирированный облик обусловлен наличием крупных (около 1.5 мм) вкрапленников оливина (Fo75, по объему ~14%). Офитовый характер основной массы проявлен в виде многочисленных мелких лейст андезина и лабрадора (в среднем около An53, ~52%), удлинённых кристаллов авгита (mg#78, 15%) и гиперстена (mg#74, 10%). Второстепенный минерал – флогопит (mg#80, примерно 2.5%); акцессорные минералы – хромшпинель (ст#67, ~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 ареолы минерализации вокруг сульфидных капель (рис. 3 в приложении). Эти особенности аналогичны характеристикам пород из эндоконтакта Йоко-Довыренского массива (см. рис. 1 в приложении) (Кислов, 1998; Ariskin et al., 2016, 2018bc).

**Оливиновые габбронориты.** Эти породы имеют сходный минеральный состав и текстурно-структурные характеристики. Различия касаются соотношений минералов в шлифе, количества сульфидов, степени изменённости, а также размера зерен. В целом - это массивные, среднезернистые породы с пойкилитовой структурой, которая обусловлена наличием крупных ойкокрисов плагиоклаза и пироксенов, цементирующих разновразмерные зерна оливина (Fo76-82) с включениями алюмохромита (рис. 10вг). Количество кумулюсного 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 адкумулюсной структуры с малым количеством интеркумулуса. Плагиоклаз 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 каёмок 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 Срх снижается до 1-3%, при том что обычные содержания составляют 7-12%. Размер ксеноморфных выделений это минерала составляет 1-3 мм, а состав заметно более магнизальный – в среднем  $86\pm 1$ .

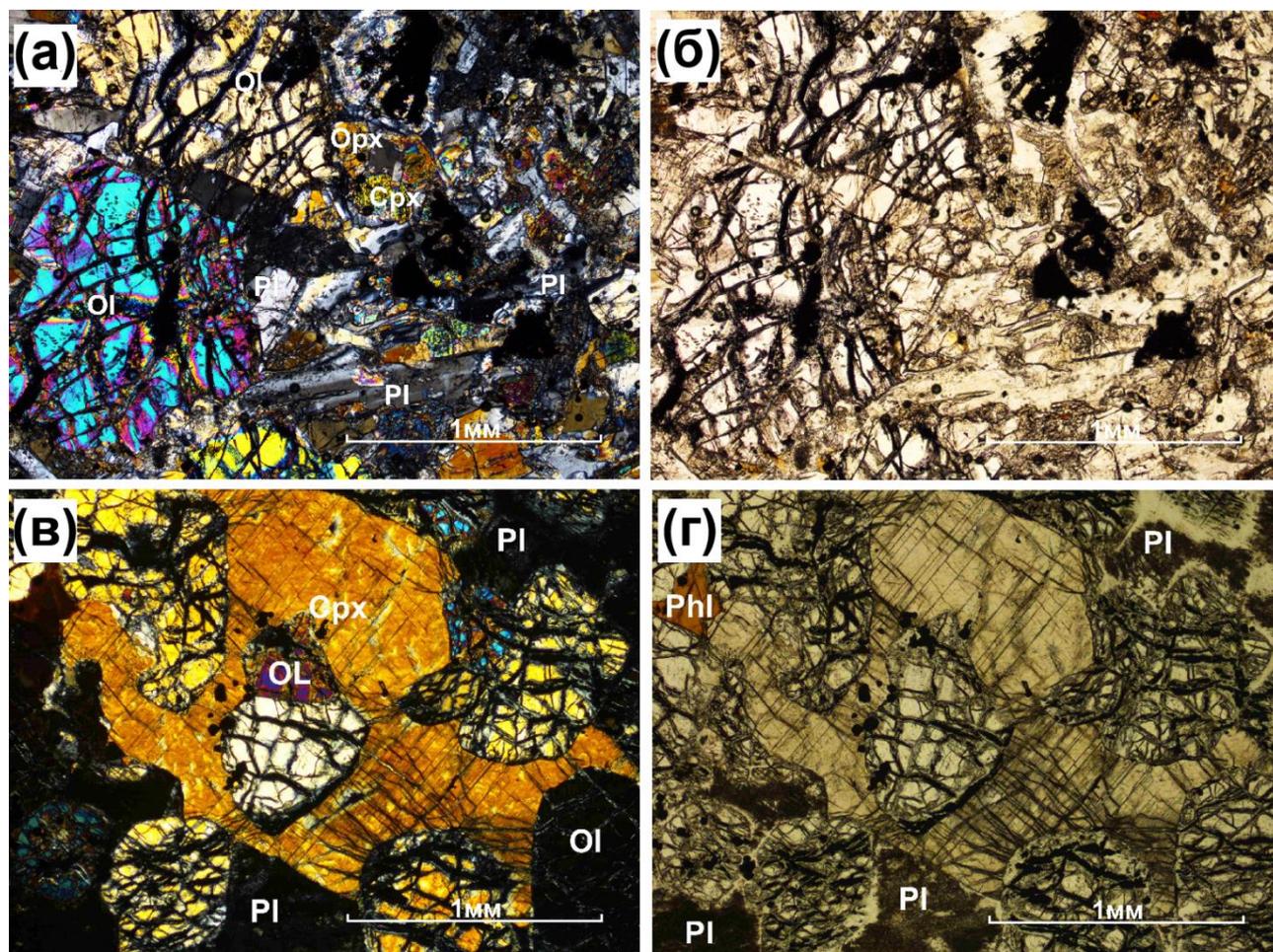


Рисунок 10. Микрофотографии пикродолерита DV627-1-2 (а-б) и оливинового габбронорита DV627-1-3 при скрещенных николях (слева) и параллельных (справа).

(а) - Вкрапленник оливина в основной оливин-пироксен-плагиоклазовой массе, (б) – тот же участок, (в) – кристаллы оливина цементируются плагиоклазом и ортопироксеном, (г) – Тот же участок

Флогопит (0.5 - 3%) образует субидiomорфные, реже ксеноморфные таблитчатые и удлиненные зерна, неравномерно распределённые по породе, при этом большинство зерен флогопита ассоциируют с сульфидами (рис. 11, 12) (около 85 отн.%), а остальные 15% 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-Orх-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, достигая размеров 0.5 мм; эти кристаллы часто разбиты трещинами, сцементированными сульфидными минералами. Содержание  $Cr_2O_3$  в шпинели варьирует около 30 мас.% при хромистости cr#60-80 (в среднем 76) и магнезиальности mg#12-15.

### 3.3. Ассоциации сульфидных минералов

Морфология сульфидов в рудоносных породах разнообразна и включает ассоциации, варьирующие от небольших субмиллиметровых капель и неправильной формы глобул, до крупных глобулярных сегрегаций, которые локально распадаются на участки сидеронитовой вкрапленности (Рис. 9). Такие домены могут достигать 5-10 см в поперечнике и хорошо видны в текстурных образцах. В сетчатых рудах они занимают фактически весь объем породы, указывая на выдавливание из габброноритовых протокумулатов не только порового расплава, но также первичного оливина (табл. 1). В главе 4, посвященной КТ-исследованиям, эти особенности рассмотрены для каждого из выделенных типов. Дополнительные иллюстрации взаимоотношений сульфидных минералов приведены на рис. 17 – 20 в приложении.

Что касается пород с сульфидными каплями, то последние обычно демонстрируют фазовую расслоенность на более богатую халькопиритом и пентландитом верхнюю часть и обедненную этими минералами нижнюю (рис. 16 в приложении) – существенно пирротин/троилитового состава. Подобные взаимоотношения характерны для многих Cu-Ni-сульфидных месторождений, включая вкрапленные руды Норильского рудного узла (Генкин и др., 1981; Duran et al., 2017; Barnes J.S. et al., 2006; Patten et al., 2012). Наши исследования, впрочем, говорят о возможности не только пространственного разделения сульфидного материала внутри глобуль, но и указывают на возможность локальной миграции поздних медистых дивариатов во вмещающие породы (рис. 11). Подробно это обсуждается в подглаве 8.1. «Эволюция поздних сульфидных жидкостей при кристаллизационной дифференциации сульфида», посвященной отдельному рассмотрению вопроса эволюции сульфидного вещества при его кристаллизационной дифференциации.

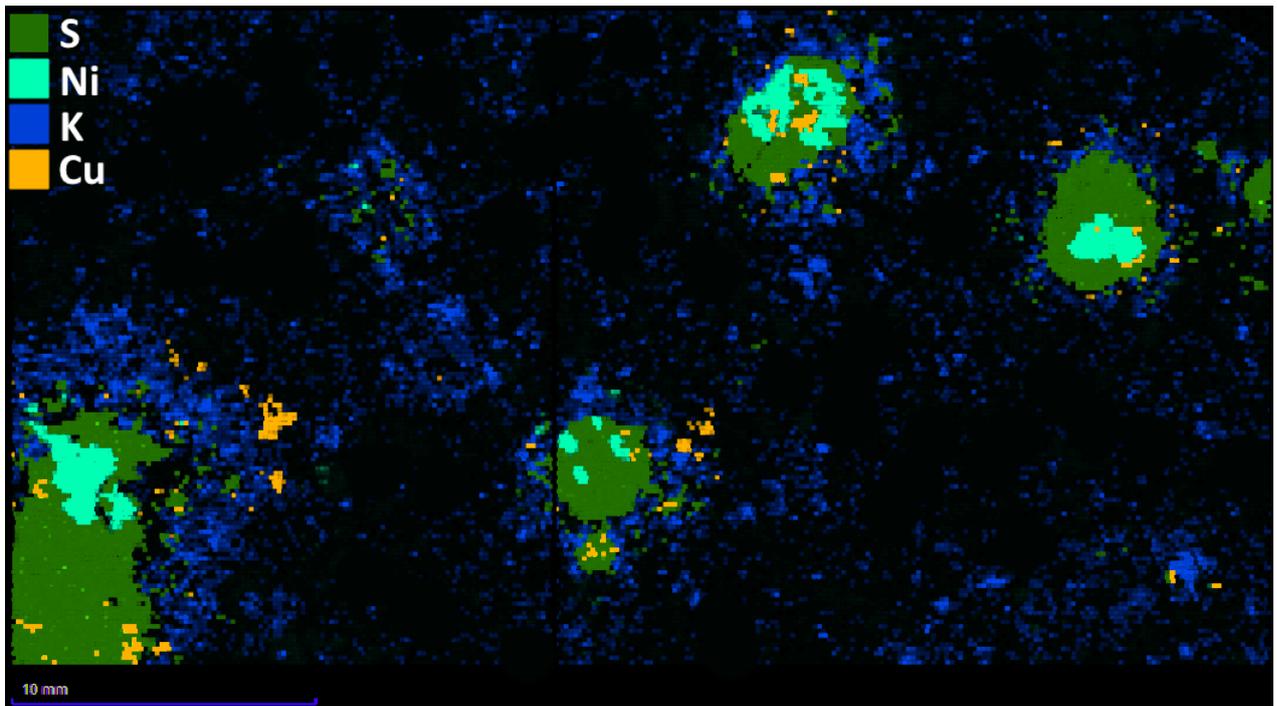


Рисунок 11. Элементная карта площадки сечения пикродолерита-капельника, обр. DV627-1-2, размером 20×40 мм.

Съемка проведена на микрозонде-микроскопе РАМ 30-μ методом локального рентгенофлуоресцентного элементного микроанализа. Цветом выделены области максимальных содержаний серы, никеля, меди и калия, который используется как маркер флогопита. Хорошо видны ареолы флогопита вокруг сульфидных капель, а также распространение зерен халькопирита вне сульфидных глобул.

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 накладывается 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, напр. (Спиридонов и др., 2010). Ниже они представлены кратко – для каждого сульфидного минерала.

**Пирротин и троилит.** Ассоциация этих минералов присутствует во всех изученных породах и проявляется в виде характерных змееобразных ламелей распада MSS на пирротин (Po) и троилит (Tr), примерно в равной пропорции, с редкими зернами пентландита I, см. рис. 13е (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 Северо-Запад 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.

С целью наглядного сравнения различий в пропорциях сульфидных минералов в разных типах минерализованных пород, на рис. 12 приводятся элементная карта двух участков (3.5x3.5 см участок слева и 4x3 см справа) в образце DV628-2. Фиолетовый цвет маркирует области распространения пирротина/троилита. Если сравнить эти распределения с рис. 11 (карта для пикродолерита с сульфидными каплями), то очевидно явное преобладание пирротина/троилита в образце DV628-2, который относится ко второму типу минерализованных пород (рудноносные оливиновые габбронориты с неправильной формы глобулами, переходящими в домены сидеронитовой вкрапленности).

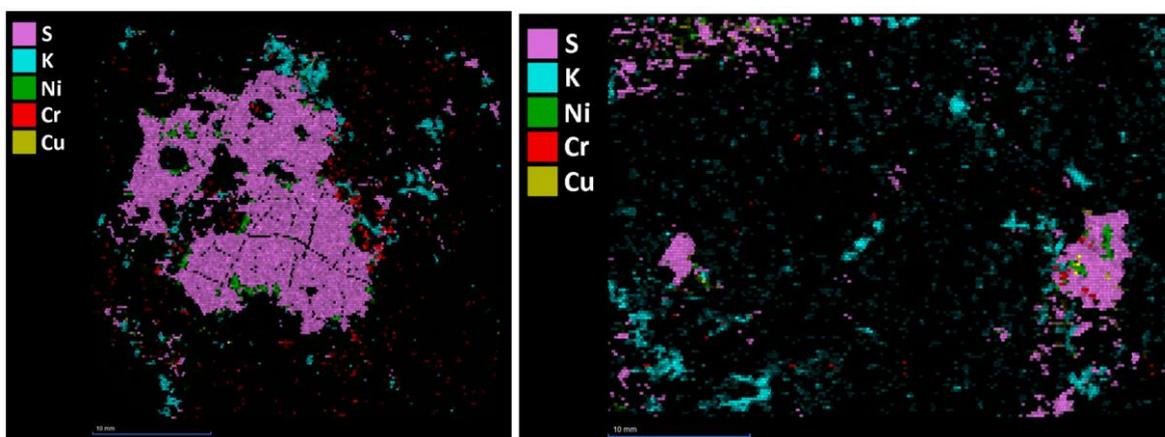


Рисунок 12. Элементные карты распределения S, K, Ni, Cr и Cu для двух участков образца DV628-2

**Халькопирит и кубанит.** В скоплениях и каплях сульфидов халькопирит (Cpy) не имеет кристаллографических очертаний, формируя ксеноморфные выделения или сростания с пирротином (рис. 13а-в). 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 или пластин с неровными краями по границам между пирротином и пентландитом (рис. 13д). Составы кубанита и халькопирита довольно устойчивы, и отвечают их стехиометрии (табл. 2).

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

Образец	Характер минерализации	Пропорции сульфидных фаз (%) и их средний химический состав (мас.%)			
		<b>Po</b> (S, Fe, Ni)	<b>Pn</b> (S, Fe, Co, Ni)	<b>Cpy</b> (S, Fe, Cu)	<b>Cub</b> (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, 2018c), DV107-1 с помощью программы масс-балансового расчета (Коптев-Дворников, Хворов, 2011), а DV627-1-2 – путем подсчета площадей сульфидных минералов в панорамах шлифов.

**Пентландит** представлен двумя разновидностями, которые типичны для медно-никелевых руд и описаны на многих месторождениях и рудопроявлениях (Prichard et al., 2004; Barnes S-J et al., 2005; Vishnevskiy, Cherdantseva, 2016; Duran et al., 2017), включая

Йоко-Довыренский массив (Качаровская, 1986). Pn I образует субидiomорфные агрегаты размером от 0.1 до 3 мм (рис. 13аб), тогда как Pn II представлен пламенеvidными ламелями, встречающимися в пирротине (рис. 8г). Такие ламели обычно составляют не более 1% от всего объема пентландита. Отличия между этими разновидностями подчеркиваются их химическим составом (табл. 2). Для Pn II характерен заметный размах вариаций по содержанию 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.%.

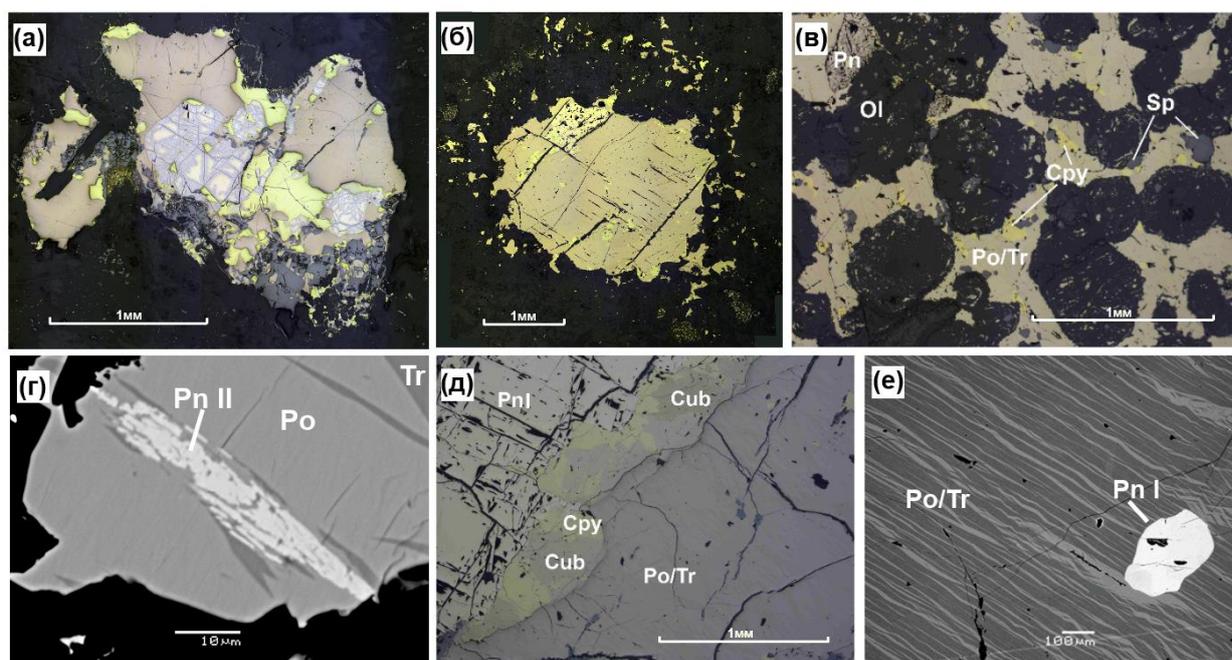


Рисунок 13. Основные особенности сульфидных ассоциаций в сульфидоносных породах нижней части апофиза DV10.

(а) – панорама полиминеральной сульфидной капли из обр. DV10-4, (б) – панорама среза капли в обр. DV627-1-2 (Пшницын 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) – пламенеvidные ламели пирротина и троилита в ассоциации с пентландитом I.

Если нанести все анализы изученных зерен пентландита из различных типов минерализованных пород на треугольную диаграмму  $Ni_9S_8 - Co_9S_8 - Fe_9S_8$  (рис. 14), то можно заметить определенные закономерности: пентландиты из сульфидных капель и глобул (минерализованные породы типа 1 и 2, образцы DV627-1-1, -2, -3) образуют довольно локальный кластер составов, с примерно равным железо-никелевым отношением, но относительно широкими содержаниями кобальта. Это можно объяснить

наличием анализов пентландита II, который практически не был встречен в глобулярно-сидеронитовых (тип 3) и сидеронитовых рудах (тип 4). Тренд обогащения никелистой компонентой пентландитов из сидеронитовых руд можно интерпретировать как свидетельство переуравновешивания сульфидной жидкости с кумулятивным оливином, которая, по всей видимости, мигрировала через поровое пространство кумулатов. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в главе 4, посвященной КТ-исследованиям.

Данных, для однозначной интерпретации составов пентландита в породах с глобулярно-сидеронитовой структурой недостаточно, однако, похоже, что они занимают промежуточное положение между сидеронитовыми рудами и каплями из зоны закалки.

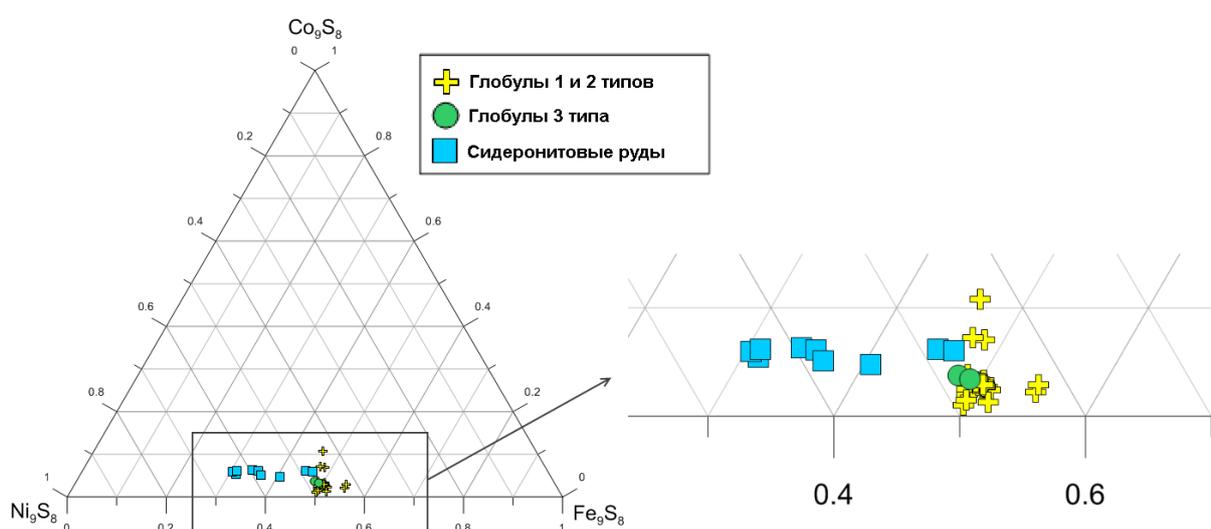


Рисунок 14. Составы пентландитов из основных типов изученных пород на треугольной диаграмме  $\text{Ni}_9\text{S}_8 - \text{Co}_9\text{S}_8 - \text{Fe}_9\text{S}_8$

**Минералы элементов платиновой группы** встречаются во всех изученных типах пород, однако наибольшее их количество было найдено в мелких сульфидных глобулах и ассоциирующей с ними сульфидной вкрапленности (тип 1 и 2). Основной минерал - майченерит ( $\text{PdBiTe}$ ), также встречаются фазы с существенной долей сурьмы, которые можно отнести к висмостебнидам палладия, однако, из-за их небольшого размера и сложной фазовой ассоциации в пределах отдельных зерен, восстановить их стехиометрию не удалось. Также был встречен единичный кристалл сперрилита. Зерна майченерита были обнаружены в сульфидных глобулах из пикродолеритов (1 тип) и оливиновых габброноритов (2 тип), висмостебниды палладия и сперрилит – в крупных глобулах в габброноритах (3 тип). Эти минералы встречаются в основном внутри основных

сульфидных фаз в объеме глобул (рис. 15а), или на их краях на границе с силикатными минералами (рис. 15б), реже на некотором удалении от сульфида в силикатной матрице (рис. 15г). При этом не наблюдается корреляции между размером или составом зерен и их пространственным положением (край сульфидной глобулы или центр). Большинство минералов ЭПГ имеют изотмеричную форму без четких кристаллографических очертаний, их размер варьирует от первых микрон, до первых десятков микрон.

Типичным аксессуарным минералами для всех типов пород также являются галенит, сфалерит и алтаит.

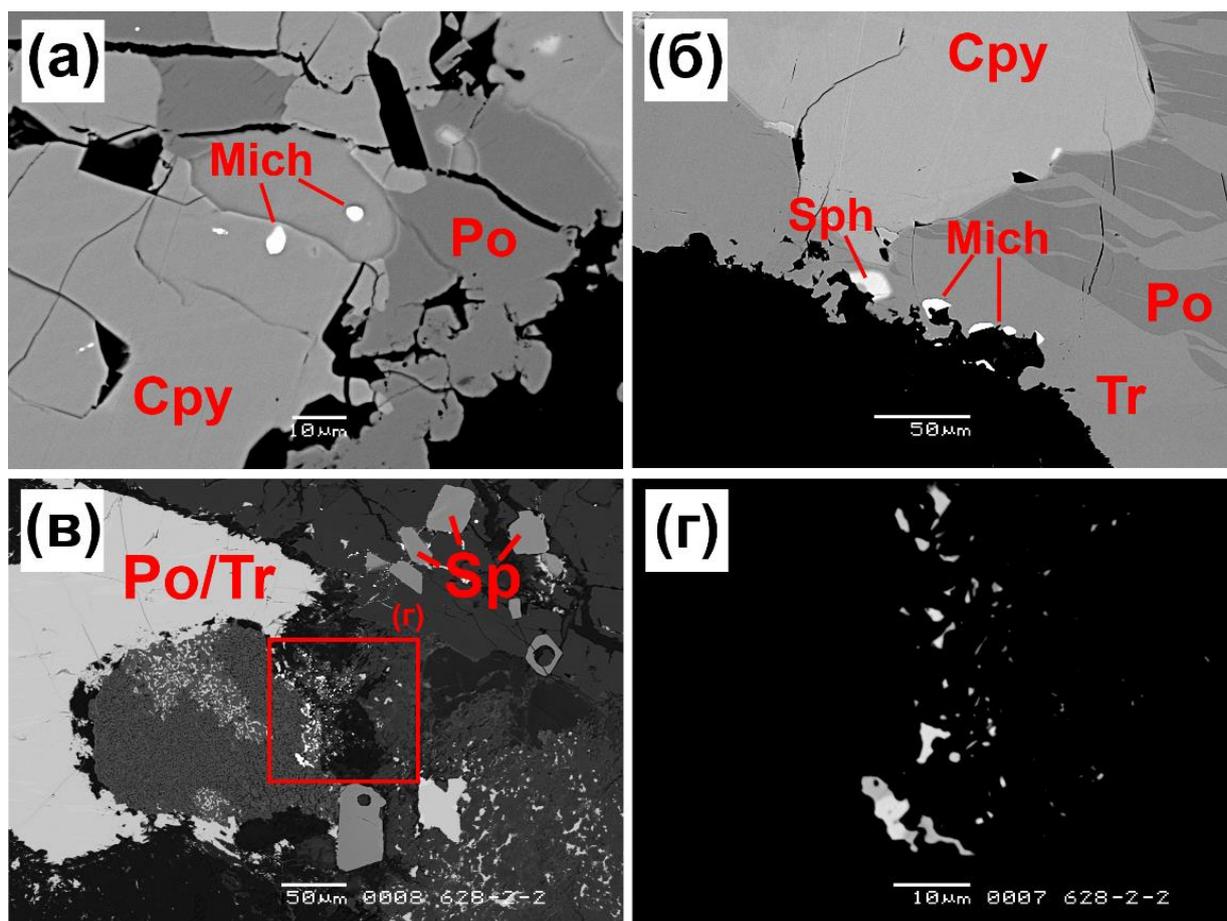


Рисунок. 15. Примеры благороднометалльных фаз в минерализованных породах. Фото в отраженных электронах.

(а) – зерна майченерита внутри сульфидной глобулы из образца DV627-1-2, (б) – группа кристаллов майченерита на границе сульфида и силикатов (тот же образец), (в) – общий вид расположения группы кристаллов висмостебнидов палладия в образе DV628-2 (пример нахождения вне сульфидной матрицы), (г) – крупный план скопления зерен МПГ.

Таким образом, по результатам детальных минералогических исследований, мы наблюдаем систематическое снижение пропорции минералов, образовавшихся из ISS, относительно пропорции продуктов распада MSS, при переходе от пород первого и второго

типа (сульфидные капли), к породам третьего и четвертого типа (сидеронитовые и глобулярно-сидеронитовые руды). Можно также констатировать, что выделенные типы минерализованных пород, имеют и отличительные минералогические особенности, постепенно переходящие от одного типа к другому. Это проявляется в пропорциях сульфидных минералов: снижается доля халькопирита и кубанита при повышении доли пирротина/троилита (табл. 2), уменьшается количество МПГ (при переходе от 1 типа к 4), меняется средний состав пентландита (рис. 14).

Такие наблюдения позволяют предполагать единую эволюционную историю сульфидной минерализации в нижней части апофиза DV10, особенности которой проясняются при детальном рассмотрении геохимических особенностей сульфидоносных пород.

### **3.4 Содержания главных металлов (Fe-Ni-Cu-Co) в сульфидных каплях**

Оценка состава протосульфидных и производных жидкостей играет важную роль при рассмотрении эволюционных процессов концентрирования и переноса ЭПГ и других благородных металлов в магматических системах (Naldrett, 2004). Для решения этой задачи в сульфидной петрологии обычно используются методы пересчета валовых содержаний ЭПГ в породах на 100% сульфидной массы. Этот подход предполагает отсутствие значительного привноса или выноса сульфидного вещества после его кристаллизации. В связи с возможностью миграции поздних сульфидных дивариатов от исходных участков накопления первичного сульфида в ходе последовательной его кристаллизацией (Kullerud et al., 1969; Ebel, Tsujimura & Kitakaze, 2004; Синякова, Косяков, 2012; Синякова и др., 2017), встает проблема, связанная с выбором представительного объема сульфидных сегрегаций, который можно использовать для аппроксимации состава исходной сульфидной жидкости.

В ходе решения данной проблемы нами были получены важные данные о закономерностях и масштабах миграции поздних сульфидных расплавов. На Йоко-Довыренском массиве такие изучения проводятся впервые.

Началом этих исследований послужило обнаружение при помощи КТ сферических капель в закалочных пикродолеритах из нижнего контакта апофиза в 2016 году (Пшеницын и др., 2020). При первичной съемке породы было установлено, что практически весь сульфид сконцентрирован в небольших каплях, при этом количество рассеянных по матрице интерстициальных сульфидов незначительно (подробнее об особенностях морфологии

сульфидов будет изложено в главе 4). Учитывая закалочную структуру породы и морфологию сульфидных сегрегаций, мы предположили, что средний валовый химический состав этих капель может отражать состав исходного сульфидного расплава в магме, которая сформировала апофиз DV10. Для решения этой задачи из образца была выбурена одна из наиболее крупных капель диаметром около 7 мм. Ее детальное строение характеризуется наличием гало из тонкой сульфидной вкрапленности, которое окружает основной приплюснутый сфероид. Затем, используя точную локализацию капли в миникерне, он был распилен на 11 тонких пластин толщиной порядка 0.7 мм (рис. 16).



Рисунок 16. Фотография 11 пластин, на которые был распилен миникерн (диаметром 15 мм) с сульфидной каплей из образца DV627-1-2 после выбуривания из закалочного пикродолерита по результатам крупномасштабной КТ-съемки.

Из этих препаратов было изготовлено 7 шашек, представляющих строение капли на разных уровнях. Для каждого препарата была сделана панорамная фотография всего среза в отраженном свете. Затем, используя алгоритмы программы Adobe Photoshop, на каждой панораме подсчитывались площади халькопирита, пирротина/троилита и пентландита. Используя средние химические составы каждой фазы по данным микрозондового элементного картирования и рассчитанные площадные соотношения (рис. 17а), эти данные пересчитывались на соотношения S, Fe, Ni, Co и Cu в сульфиде для каждого из срезов.

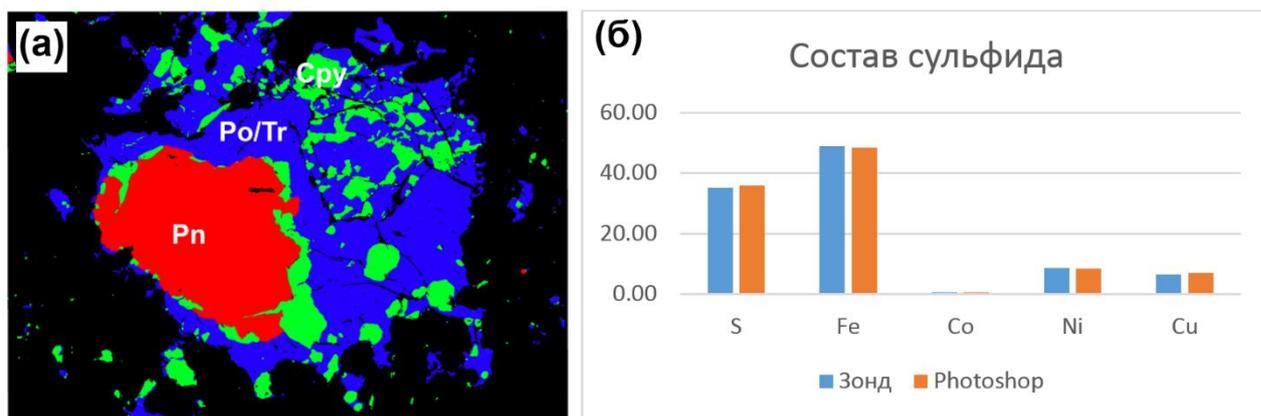


Рисунок 17. (а) - пример обработки панорамы одной из капель в Adobe Photoshop. (б) – сравнение такого подсчета с данными по площадному микрозондовому анализу той же области

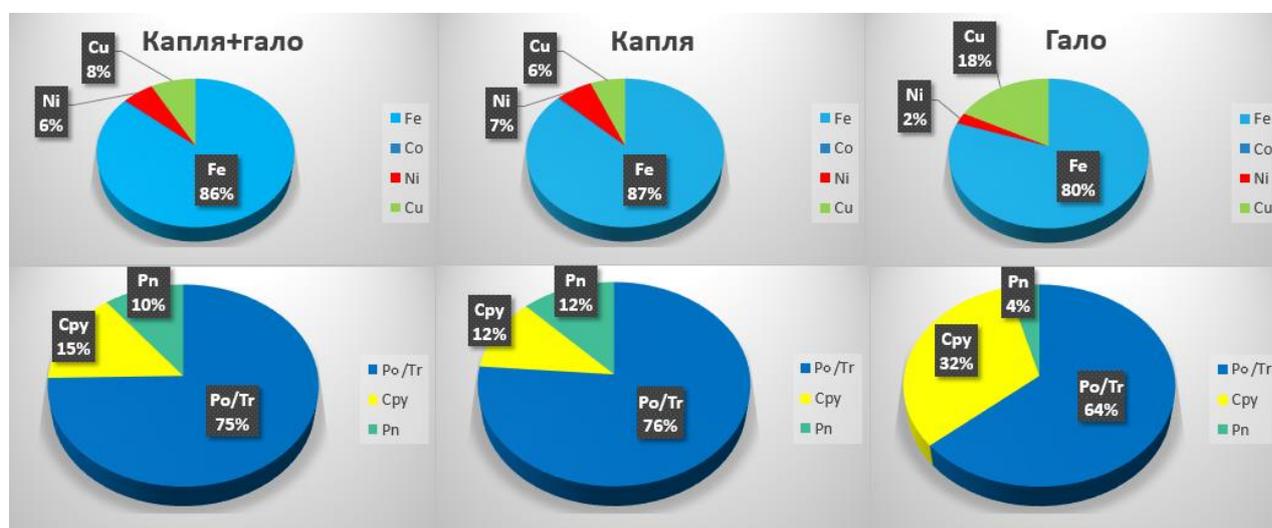


Рисунок. 18. Химический и минеральный состав сульфидной глобулы, центральной капли и гало. Содержания Fe, Ni и Cu нормированы на сумму основных металлов в сульфидном веществе

Наличие семи представительных сечений позволило достаточно достоверно оценить состав всей капли. Для оценки достоверности этого метода было проведено сравнение с точечным элементным картированием той же площади на электронном микроскопе. При пересчете обоих оценок на элементный состав сульфида их разница не превысила 1 мас.% для S, Fe, Ni и Cu. В случае Co эта разница оказалась почти в полтора раза выше, вероятно, за счет его малых концентраций в сульфидных минералах (рис. 17б). При этом отдельно рассчитывались отношения для гало и для капли. На всех срезах наблюдались

систематические отличия в их составе: гало более богато медью и беднее никелем. Итоговые валовые значения по всем срезам показаны в табл. 3 и на рис. 18.

Таблица 3. Валовый состав сульфидных образований и средние составы сульфидных фаз в пикродолерите, обр. DV627-1-2

Сульфидные образования	Средневзвешенный состав по семи срезам для основных металлов и серы, мас.%					Средний минеральный состав		
	S	Fe	Co	Ni	Cu	<i>Po/Tr</i>	<i>Pn</i>	<i>Cpy</i>
Капля-сфероид	36.7	54.9	0.2	4.1	3.9	76.5	11.6	11.9
Сульфидное гало	36.6	50.8	0.1	1.5	11.1	63.6	4.3	32.1
сфероид + гало	36.7	54.4	0.2	3.6	5.1	75.3	14.2	10.5

Учитывая небольшие размеры сульфидной капли (около 7-8 мм в диаметре), оценка её валового состава на основе пересчета площадей минералов на химический состав по 7 срезам на разных уровнях глобулы может рассматриваться как репрезентативная. При этом была дана оценка состава как для основного сфероида (36.7 мас.% S, 54.9 Fe, 0.2 Co, 4.1 Ni, 3.9 Cu), так и для окружающего его гало из тонкой сульфидной вкрапленности (36.6 мас.% S, 50.8 Fe, 0.1 Co, 1.5 Ni, 11.1 Cu). Эти данные могут рассматриваться, во-первых, как независимая оценка состава ранней сульфидной жидкости в апофизе DV10, а во-вторых, как свидетельство отделения поздней более медистой жидкости при кристаллизации сульфидного расплава, на что указывает различие в составе основного сфероида и окружающего гало. Последнее - важный момент, который в дальнейшем (подраздел 8.1. «Эволюция поздних сульфидных жидкостей при кристаллизационной дифференциации сульфида») дополнен результатами изучения сидеронитовых руд, и в итоге станет существенным звеном в представленной модели эволюции протосульфидных расплавов, сформировавших минерализацию апофиза.

#### 4. КТ-ИССЛЕДОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ПОРОД

Исследования методами рентгеновской компьютерной томографии были проведены для 5-ти образцов размером от 3x5 до 7x10 см, включая пикродолерит с сульфидными каплями (DV627-1-2), образец сульфидоносного оливинового габбронорита (DV627-1-3), рудоносный оливиновый габбронорит DV628-1 (как аналог обр. DV628-2) и фрагмент сидеронитовой руды DV107-1. По результатам обработки изображений, полученных при макросъёмке на томографе РКТ-180, в каждом из образцов были намечены представительные участки скопления сульфидов для выбуривания дополнительных 10- и 15-мм цилиндров. Этот миникерн изучен при помощи томографа SkyScan-1172, на котором получены стеки рентгеновских данных с высоким разрешением около 3 мкм. На основании этой информации построены трехмерные модели распределения сульфидной фазы (без разделения на минералы), а также более редких рентгеноконтрастных фаз, в основном – циркона, бадделеита, торита и галенита, определенных на микрозонде. В итоге, для сульфидов были рассчитаны их объемные содержания и степень связанности сульфидного вещества (табл. 4), оцененная как доля самого крупного объекта (в %) из всей сульфидной массы (Корост и др., 2019).

Дополнительные иллюстрации приведены на рис. 21 – 28 в приложении.

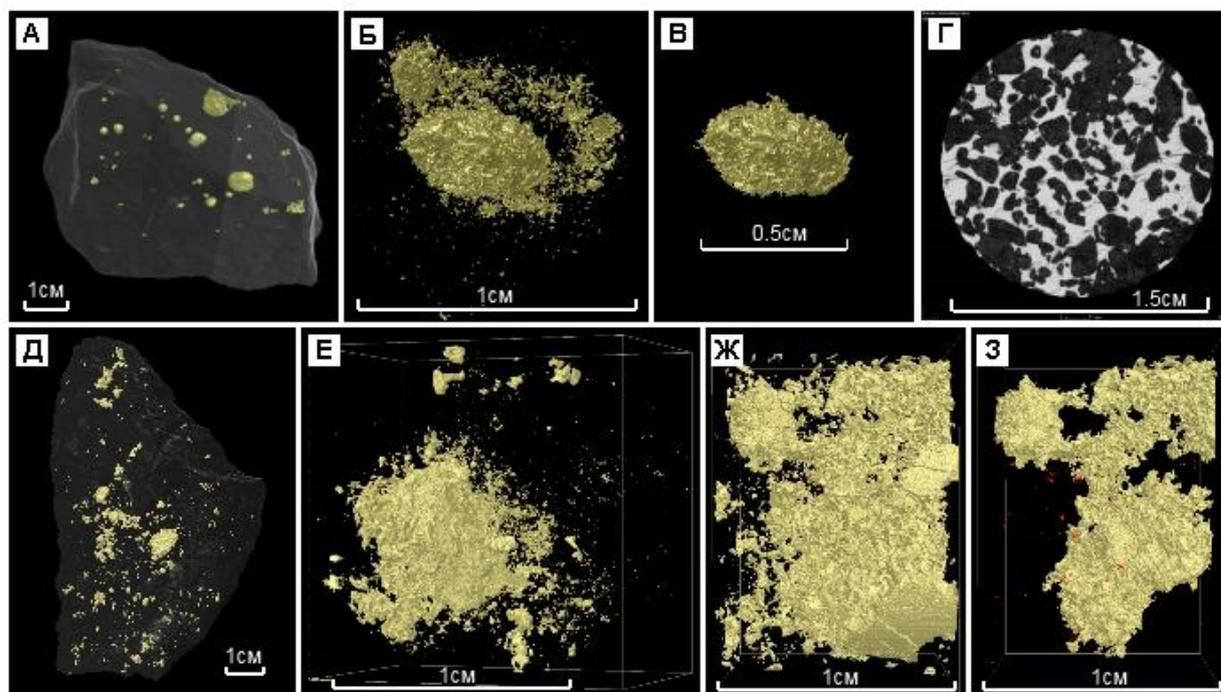


Рисунок. 19. Трехмерные модели сульфидных фаз из четырех основных типов изученных пород.

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 капли с гало (Б) и без гало (В), специально выбуренной из образца DV627-1-2 (Пшеницын и др., 2020); Г – плоскостной срез 15-мм керна 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 капля размером около 10 мм, Ж – З – результаты съемки 15мм керна, выбуренного из обр. DV628-1. Ж – вся сульфидная фаза в образце, З – наиболее крупная связанная сегрегация, по-сути, три сульфидные капли, связанные через открытые поры оливинового кумулата. Небольшие зерна красного цвета на рисунке З – предположительно галенит

#### 4.1. КТ-характеристика 4 типов минерализованных пород

*Пикродолерит с каплями.* При мелкомасштабной съемке обр. DV627-1-2 было выявлено 25 отдельных капель, размером от 2 до 15 мм (Пшеницын и др., 2020), рис. 19А. Расчетное содержание сульфидов в породе составило 0.87 об. %, степень их связанности – 36% (табл. 4). Последняя оценка отражает тот факт, что большинство капелек мелкого размера, а основная масса сульфидов сконцентрирована в двух крупных изолированных глобулах. Одна из них была тщательно выбурена (15-мм керн) и изучена при высоком разрешении (см. раздел 3.4). В её морфологии отчетливо выделяется основной приплюснутый сфероид, имеющий размеры 8x7x4.5 мм и неровную поверхность, осложненную микроапофизами, а также окружающим его кольцеобразным гало из тонкой сульфидной вкрапленности (рис. 19Б,В). В пределах гало также выделяется более мелкая капля размером около 2 мм. При этом гало и миникапля не связаны через поровое пространство, что позволило выделить и визуализировать их отдельно друг от друга. По результатам расчетов гало составляет примерно 5 % от объема основной капли-сфероида.

В дальнейшем, капля была распилена на 11 шлифов и изучена на микрозонде, результаты изучения этих сечений позволили рассчитать средневзвешенный химический состав капли (см. главу 3).

*Оливиновые габбронориты с сульфидными каплями.* Представление о морфологии и распределении сульфидов в этих образцах дает рис. 19Д. Расчетное содержание сульфидов в образце DV627-1-3 составило 0.72%, степень связанности – 25 % (табл. 4). В отличии от

пикродолерита в породах этого типа, помимо капель, довольно много рассеянных сульфидов в виде ксеноморфных зерен размером 0.5-1 мм или их гнезд-скоплений. С этим связано пониженное значение связанности сульфидов в образце по сравнению с пикродолеритом. Около крупных капель начинают проследиваться небольшие участки с обильной сидеронитовой вкрапленности (рис. 19Д,Е). Одна из капель в обр. DV627-1-3 была выбурена и отснята на томографе SkyScan-1172. Оказалось, что данная капля также окружена множеством мелких сульфидных обособлений (рис. 19Д), 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 довольно крупных ответвлений, которые начинают формировать сульфидную сеть, связанную через поровое 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 подавляющем случае 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. 4) 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 кумулюсного оливина. Таким образом, общая связанность сульфидов в образце достигает примерно 40%, а в плоскостных срезах наблюдаются обширные участки сидеронитовых структур, где сульфиды практически полностью заполняют пространство интеркумулуса.

Для следующего этапа съемки из этого образца были выбурены два 15-мм керна, 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 поровое пространство оливиновых кумулатов (рис. 19 Ж-3). 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.

Таблица 4. 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 гало	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

*Сидеронитовая руда.* Судя по содержаниям серы в образцах DV625-2 (11.5% S) и DV107-1 (9.1% S, табл. 1), общее количество сульфидов в сидеронитовых рудах составляет примерно 30 мас.%. 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. 4). 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. 19Г) в сочетании с расчетной оценкой связанности сульфидов 95% (табл. 4) показывает, что сидеронитовые руды представляют практически непрерывную сеть взаимосвязанных сульфидов, обволакивающих зерна кумулюсного оливина. Такая картина не оставляет сомнений в жидкостной природе исходного сульфидного вещества, которое, очевидно, аккумулировалось в придонной части силла/апофиза DV10, выдавливая остаточные магматические расплавы, заполнявшие поровое пространство.

Таким образом, по результатам двухэтапных КТ-исследований каждого образца удалось: (1) закрепить выводы о наличии 4-х основных типов сульфидной минерализации в породах нижней части апофиза за счет установления характерных особенностей 3D-морфологии сульфидов для каждого типа, (2) сделать возможным детальное

минералогическое изучение сульфидной капли из пикродолерита, которая была точно выбурена по результатам макросъемки, а также установить её необычную гетерогенную морфологию с основным сфероидом и окружающим гало, (3) по результатам визуализации характера распределения сульфидной фазы в объеме образцов, оценки объемного содержания сульфида и его связанности – установить наличие тренда среди выделенных типов пород (рис. 20), который вероятно отражает определенные этапы сегрегации сульфидной жидкости и ее в поровом пространстве оливиновых кумулатов, слагающих базальную зону апофиза.

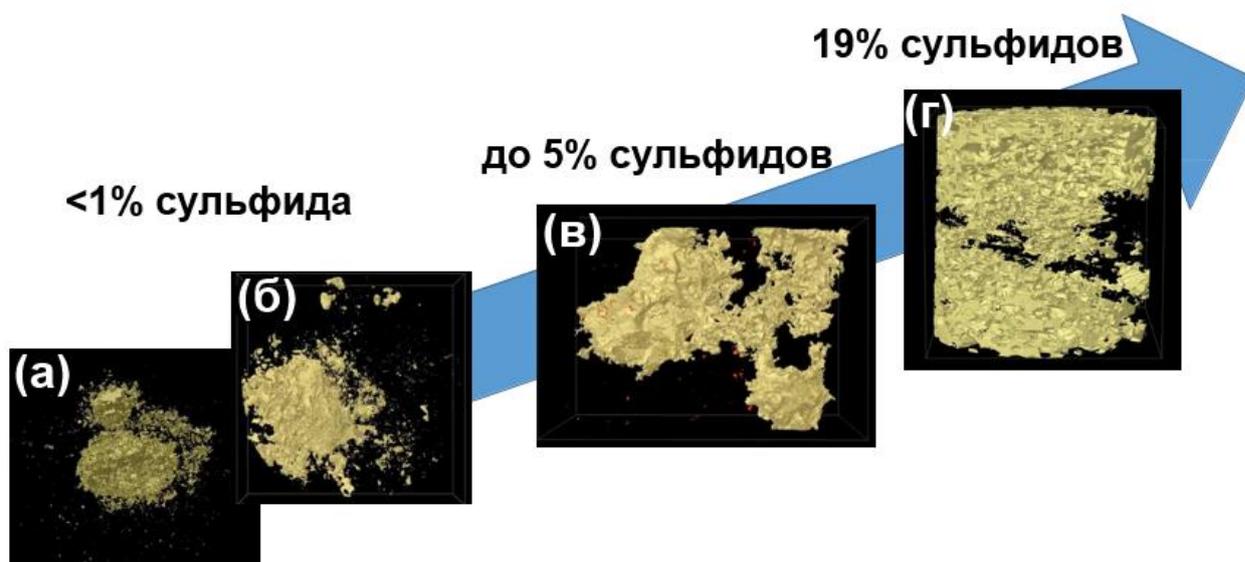


Рисунок. 20. Последовательные изменения в морфологии изученных минерализованных пород.

(а) – сульфидная капля из пикродолерита, (б) – капля из оливинового габбронорита, (в) – три сообщающиеся сульфидные глобулы из оливинового габбронорита, (г) – сульфидный каркас сидеронитовой руды.

## 5. БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПРИМИТИВНЫХ СУЛЬФИДОВ

### 5.1. Геохимия ЭПГ, золота и теллура в сульфидоносных породах

Валовые содержания породообразующих оксидов, халькогенов и халькофильных элементов (включая благородные металлы) по разрезу апофиза DV10 приведены в табл. 5 и показаны на рис. 21. Особого внимания здесь заслуживают два состава под номерами DV625 – с индексами “М” и “Г”. Они представляют фракции сидеронитовой руды, которые выпиливались из участков образцов с различным соотношением пирротина и халькопирита (см. пояснения к табл. 1). В случае индекса “Г” сульфидная ассоциация в среднем более медистая (богаче Сру); индекс “М” характеризует резкое преобладание пирротина/троилита в породе, очевидно представляя протосульфидную жидкость исходного моносульфидного твёрдого раствора. Эти данные интересны тем, что указывают на локальную дифференциацию сульфидной массы в масштабе 5-10 см и используются в дальнейшем на серии генетических графиков (рис. 28). Более подробно это обсуждается в подглаве 8.1., посвященной отдельному рассмотрению вопроса эволюции сульфидного вещества при его кристаллизационной дифференциации.

На рис. 21 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., 2018c). 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. 21 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. Прямые корреляции золота и платиноидов от Te позволяют предполагать устойчивость состава этих исходных сульфидных жидкостей.

Таблица 5. Составы пород апофиза DV10

Обр.	DV901-2	DV904-1	DV922-1	DV908-1	DV907-1	DV913-3	DV909-2	DV915-2	DV926-2	DV628-2	DV625-M	DV625-I	DV107-1	DV10-4	DV627-1-3	DV627-1-1	DV912-5-2	DV627-1-2	DV30-1
<i>h</i> , м	280	270	250	190	180	130	120	110	80	21	13	13	12	11	8.5	8	5	0	
<i>Химический состав, масс. %</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

*Примечание.* В таблице дан состав закаленного пикродолерита DV30-1 с нижнего контакта Йоко-Довыренского массива. Этот образец можно рассматривать в качестве модели высокотемпературных пикритоидных магм, импульсы которых формировали камеру крупного интрузива (Ariskin et al., 2018bc). Эти данные используются для сравнений с составами пород из зоны закалки апофиза DV10 и при обсуждении полученных результатов.

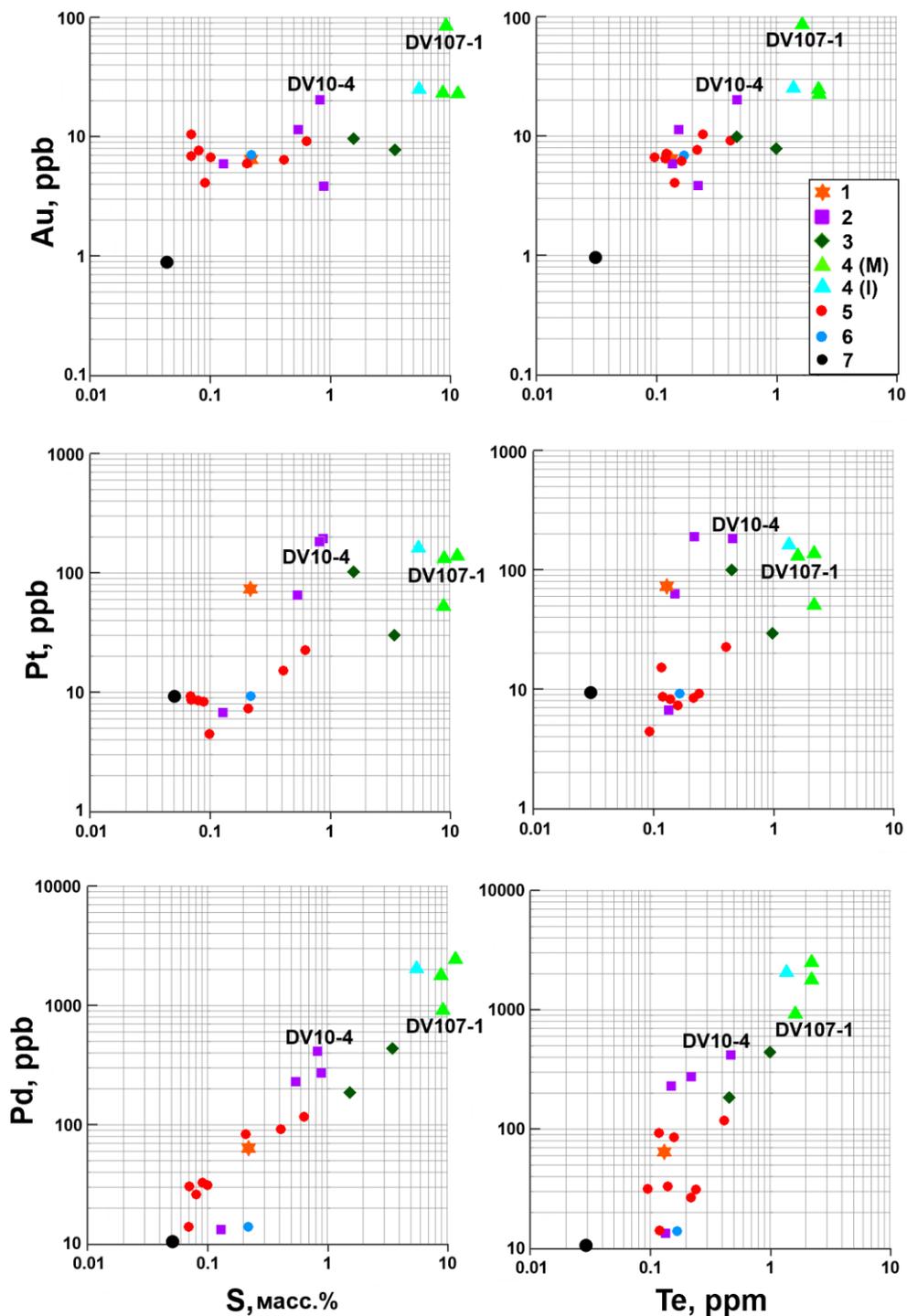


Рисунок 21. Концентрации Pd, Pt и Au в зависимости от валового содержания теллура и серы в породах.

Составы рудоносных пород и руд: 1 – пикродолериты эндоконтакта с сульфидными каплями; 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 (M- 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.

## 5.2. Аппроксимации состава протосульфидных расплавов.

В случае благородных металлов и теллура надежный прогноз исходных характеристик дает пересчет содержаний этих элементов в породах на 100% сульфидной массы. В литературе предложено несколько способов решения этой задачи (Barnes S.-J., Lightfoot, 2005; Barnes S.-J., Ripley, 2016). Мы используем простое выражение (Ariskin et al., 2018c):

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

где содержание сульфида в образце рассчитывается как концентрация серы в породе, нормированная на постулированную долю S в сульфиде (Ariskin et al., 2018c):

$$C_{Sf}^{Порода} (мас.%) = S^{Порода} (мас.%) / 0,355 \quad (2)$$

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.% (~0.3% сульфида) и выше. Из-за присутствия фемических 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., 2018b). В случае оливиновых кумулатов низкой пористости и содержаниях сульфида более ~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 генетических графиков, связывающих средний состав сульфидов с соотношением магматического расплава и несмешиваемой 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. максимальным количеством интеркумулуса (табл. 1). Расчет по формулам (1,2) для этого образца по данным табл. 5 дает 5.72% Cu в сульфиде, что несколько выше оценки 5.10%, полученной для средневзвешенного состава сульфидной капли (см. раздел 3.4 «Fe-Ni-Cu-Co сульфидных капель») в этом образце по результатам минералогического картирования и изучения состава сульфидных минералов на микрозонде (Пшеницын и др., 2020). Аналогичное сравнение для оливинового габбронорита с каплями (DV10-4) дает полное соответствие – 4.45% (100%-сульфид) и 4.43% (элементное картирование).

Небольшое завышение содержания меди в пикродолеритах хорошо демонстрирует рисунок 22. Синей и красной точкой на графике отношений Cu к S показаны содержания этих элементов в среднем сульфиде для капель в пикродолеритах (DV627-1-2) и оливиновых габброноритах (DV10-4) соответственно. От них проведены траектории виртуальных эквивалентных значений Cu/S при постепенном снижении содержания серы. В результате на рисунке мы можем видеть различия в виртуальном содержании меди в сульфиде, оцененном методом минералогического картирования (см. подраздел 3.4.) и реальными содержаниями меди и серы в породе, полученные при химическом анализе. Также для сравнения на график были нанесены по две точки для реально измеренных содержаний Cu и S в образцах, полученные в двух разных лабораториях. Как уже было отмечено, завышение содержания меди при расчете 100%-сульфида по результатам хим. анализа, относительно оценки методом картирования, демонстрируют сульфиды из пикродолеритов, при этом чуть больший «отскок» характерен для оценки содержаний меди методом ИСП-АЭС (лаборатория ГЕОХИ), относительно XRF (ИГЕМ). Обе же оценки для оливинового

кумулята DV10-4 хорошо сходится с результатами картирования, и точки реальных значений Cu/S в породе лежат на траектории «закартированного» сульфида.

Таким образом можно говорить о реалистичности расчетов по формулам (1,2), при условии, что содержание серы в породе не менялось под действием вторичных процессов (Barnes S.-J., Lightfoot, 2005). Результаты расчетов состава 100%-сульфидов для образцов из табл. 5 приведены в табл. 6.

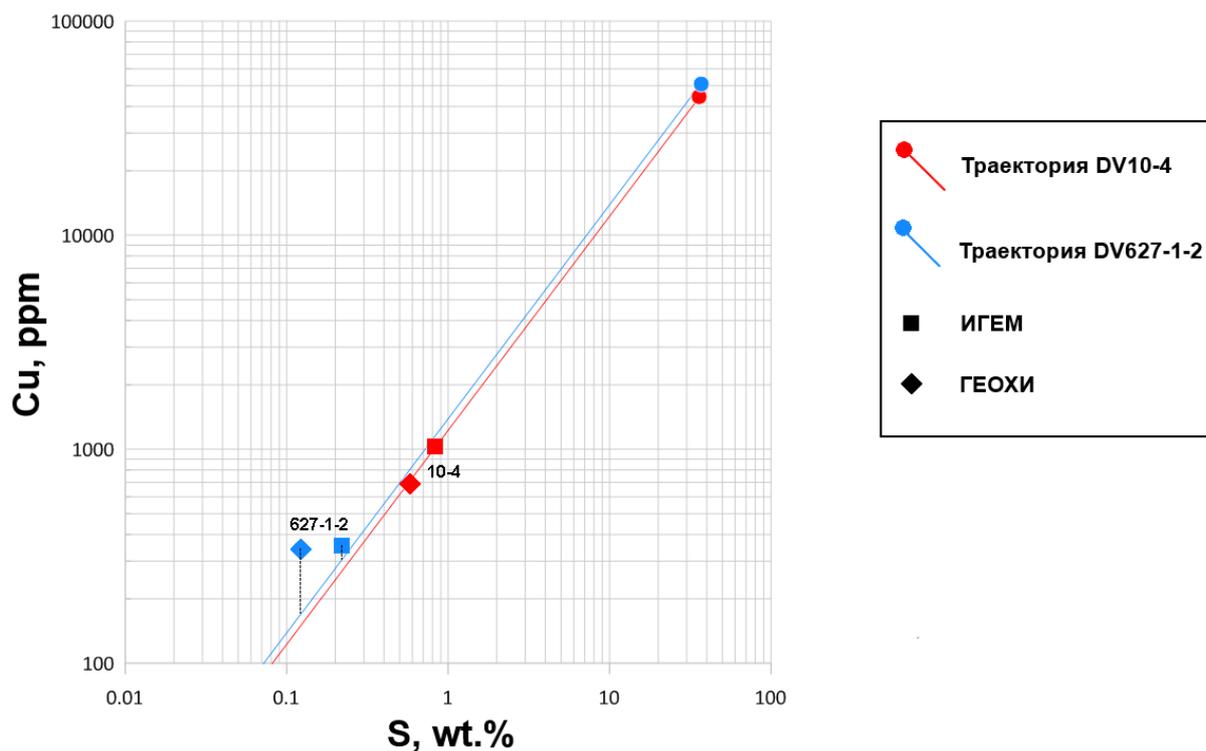


Рисунок 22. Оценка вклада «интеркумулусной меди» при расчете 100%-сульфида по результатам химического анализа породы.

Красным цветом помечены данные для образца DV10-4 (оливиновый кумулат), синим - для образца DV627-1-2 (пикродолерит). Кругками показаны оценки среднего состава сульфида по результатам минералогического картирования, отходящая от них траектория обеднения серой отвечает эквивалентным содержаниям меди в каждый момент. Квадратами показаны результаты XRF анализа в лаборатории ИГЕМ, ромбиками - ИСП-АЭС (ГЕОХИ).

Таблица 6. Составы сульфидов в образцах из средней и верхней части апофиза, пересчитанные на 100% сульфидной массы

100%- сульфид	Cu, масс.%	Благородные металлы и теллур, ppm			
		Au	Pt	Pd	Te
<b>DV901-2</b>	0.4	1.1	1.5	2.3	26.9
<b>DV904-1</b>	1.9	5.3	4.7	15.5	121.7
<b>DV922-1*</b>	18.5	2.4	1.6	11.1	33.4
<b>DV908-1</b>	1.8	0.5	1.3	6.6	22.9
<b>DV907-1</b>	4.6	3.4	3.8	11.6	96.3
<b>DV909-2</b>	1.7	3.6	4.3	7.1	61.4
<b>DV913-3*</b>	7.4	0.6	1.3	7.9	10.2
<b>DV915-2*</b>	8.5	1.6	3.3	12.9	54.8
<b>DV926-2</b>	3.6	1.1	1.3	14.1	26.9
<b>DV628-2</b>	0.9	0.1	0.3	4.6	10.1
<b>DV628-1</b>	2.3	0.2	2.4	4.2	10.5
<b>DV625-2 (M)</b>	1.1	0.1	0.4	7.6	6.8
<b>DV625-2 (I)*</b>	8.7	0.2	1.1	13.2	8.8
<b>DV107-1</b>	2.6	0.3	0.5	3.6	6.3
<b>DV10-4</b>	4.5	0.9	8	17.9	17.3
<b>DV627-1-3</b>	4.4	0.8	4.3	15.2	9.9
<b>DV627-1-1</b>	3.7	0.2	7.7	10.9	8.9
<b>DV912-5-2</b>	4.9	1.6	1.9	3.6	36.6
<b>DV627-1-2</b>	5.7	1.1	11.9	10.3	20.9
<b>Среднее по всем образцам</b>	<b>4.7</b>	<b>1.4</b>	<b>3.3</b>	<b>9.8</b>	<b>32.2</b>
<b>Расчетный сульфид</b>	<b>4.7</b>	<b>2.9</b>	<b>14.4</b>	<b>25.1</b>	<b>44.3</b>

*Примечание.* \* помечены образцы с аномально высокой серой, которые были отброшены при расчете среднего.

Об устойчивости этих характеристик говорит распределение составов 100%-сульфидов (Cu, Te, ЭПГ) по разрезу апофиза DV10 (рис. 23). В контексте того, что данный рисунок повторяет структуру графиков на рис. 6, интересно их сравнение с акцентом на конфигурацию трендов содержания различных элементов по разрезу данного тела.

На графиках пунктиром показаны средние значения для каждого элемента из таблицы 6. 100%-сульфиды из средней и верхней части апофиза (280 – 120 м) демонстрируют довольно компактный интервал составов без значительных отскоков. Такой характер распределения в целом схож с кривыми содержания петрогенных оксидов для этого же интервала (рис. 6). На рисунке 23 более всего выделяется схожий для всех элементов характер обеднения ЭПГ в верхней части апофиза. Это связано с наличием нескольких не совсем обычных образцов в этой части разреза: это верхний закалочный пикродолерит (DV901-2), имеющий признаки контаминации вмещающими породами (см. табл. 1 и 5), стратиграфически следующий за ним оливиновый габбронорит DV904-1 с явно повышенным содержанием Au, Pt, Pd и Te в 100% сульфиде, и оливиновый габбронорит DV922-1 с аномально высоким содержанием меди при небольшом количестве серы в породе.

Нижние 20 метров разреза в области раздува апофиза в его средней части имеют наиболее интересное строение - с точки зрения наличия различных типов сульфидной минерализации при их близкой пространственной ассоциации. В отличие от распределения содержания металлов в сульфидах из образцов верхов и середины тела, в нижней части можно выделить закономерную асимметрию, которая связана с тем, что придонные глобулярные сульфиды богаче ЭПГ и Te, относительно 100%-сульфидов сидеронитовых и глобулярно-сидеронитовых руд, находящихся чуть выше по разрезу (рис. 23). Данное наблюдение является крайне важным для дальнейшего обсуждения ковариационных диаграмм и итоговых генетических выводов.

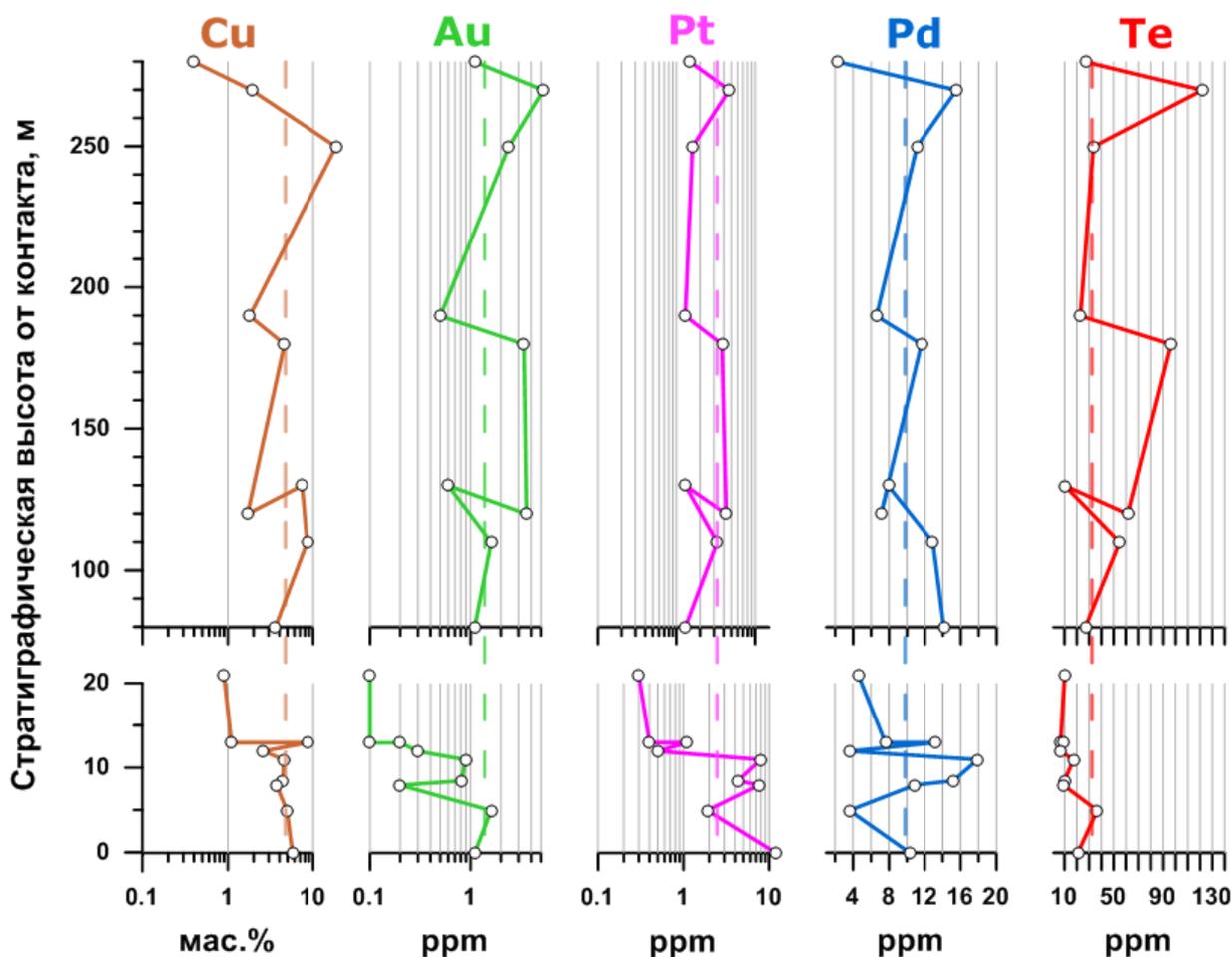


Рисунок 23. Вариации рассчитанных составов протосульфидных расплавов по стратиграфическому разрезу силла-апофиза DV10.

Графики построены по результатам расчетов по уравнениям (1,2) на основании данных табл. 5. Средняя оценка для каждого элемента показана пунктиром.

Если обратиться к табл. 6 и отбросить 3 состава сульфидов с аномально высокой концентрацией (7.4-18.5 %) меди и специально отобранные фракции – DV625 - I, то остальные 14 дают среднее значение концентрации Cu в сульфиде  $3.7 \pm 2.0\%$ . Это близко оценке 3.4 мас.% Cu, полученной по результатам термодинамического моделирования силикатно-сульфидной несмесимости в примитивных кумулатах из основания Йоко-Довыренского массива (Ariskin et al., 2018c). 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).

Таким образом, можно сформулировать два главных вывода по этой главе:

(1) на графиках зависимости концентраций ЭПГ и теллура от содержания серы в изученных породах, установлен сульфидный контроль распределения Au, Pt, Pd и Te при формировании минерализации придонного апофиза Йоко-Довыренского массива;

(2) впервые оценен средний состав сульфидной массы в отношении благородных металлов для минерализованных пород в данном апофизе. Конкретные содержания элементов при усреднении всего разреза: Cu - 4.7 вес.% ( $\sigma$  – 2.7), Au – 1.4 ppm ( $\sigma$  – 1.1), Pt – 3.3 ppm ( $\sigma$  – 2.3), Pd – 9.8 ppm ( $\sigma$  – 3.9), Te - 32.2 ppm ( $\sigma$  – 22.9). При этом установлено, что сульфидные капли в закалочных пикродолеритах и придонных оливиновых габброноритах обогащены этими металлами относительно рассчитанного среднего, а сидеронитовые руды – напротив, обеднены. Подобные различия проявляются наиболее контрастно именно для нижних 20 метров рудоносного апофиза.

## 6. ИСХОДНАЯ МАГМА И ЭВОЛЮЦИЯ ПРОТОСУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ

Генетическое значение полученных оценок приобретает особый смысл в свете данных об условиях кристаллизации материнских магм Довыренского интрузивного комплекса и истории их насыщения сульфидной фазой.

### 6.1. Составы довыренских магм и силикатно-сульфидная несмесимость

Опираясь на петрологические реконструкции, Арискиным с коллегами было обосновано существование двух главных типов магм, сформировавших придонные породы Довыренской камеры (Ariskin et al., 2018a). Температура магмы, сформировавшей наиболее примитивные кумулаты в центральной части массива, с оливином Fo88 оценивается в ~ 1290°C, в то время как для пород по периферии массива – с оливином Fo86-87 – ниже 1240°C. При этом оказалось, что если провести такой тренд для пород апофиза DV10, то он будет отвечать еще более низкотемпературным кумулатам, которые образуют тренд «Fo85-84» (~1180°C) (рис 24, слева). Таким образом, по геохимическим данным и составу оливина, породы габброперидотитовых силлов являются более “продвинутыми” по линии кристаллизационной эволюции, нежели приконтактные породы массива (Ariskin et al., 2018a). При этом термодинамические расчеты указывают на недосыщенность наиболее высокотемпературных (1290-1250°C) магм сульфидной серой и задержке сульфидной ликвации (Ariskin et al., 2018c). Такие условия отвечают расплавам в равновесии с оливином ~Fo87-88 (рис. 24 слева). При более позднем выделении сульфидных жидкостей в интеркумулусе масштабы их миграции ограничены; это проявляется в виде убого-рассеянной минерализации, сформировавшейся на посткумулусной стадии. Такой сценарий характерен для участка Большой-Центральный, с убогой минерализацией в зоне плагиодунитов – на стратиграфическом уровне 180-300 м от нижнего контакта (Ariskin et al., 2018c). В случае же более продвинутых магм, представляющих магматические расплавы в равновесии с оливином Fo84-85, выделение, сегрегация и перераспределение несмесимых сульфидов могли проявиться уже на ранних стадиях формирования последовательности кумулатов (Ariskin et al., 2018c). Эти наблюдения представляются важными для последующей интерпретации природы сульфидного вещества в подстилающем массив апофизе DV10, породы которого, как видно из рисунка 24, отвечают относительно поздним продуктам дифференциации довыренских магм в равновесии с оливином Fo84-85.

При этом нормативные составы пород апофиза ложатся на тренд оливинового контроля для пород нижней части Йоко-Довыренского массива, и занимают в нем промежуточное

положение между бедными оливином пикродолеритами из зоны закалки и плагиодунитами переходными к дунитам в центральной части массива (рис. 24, справа).

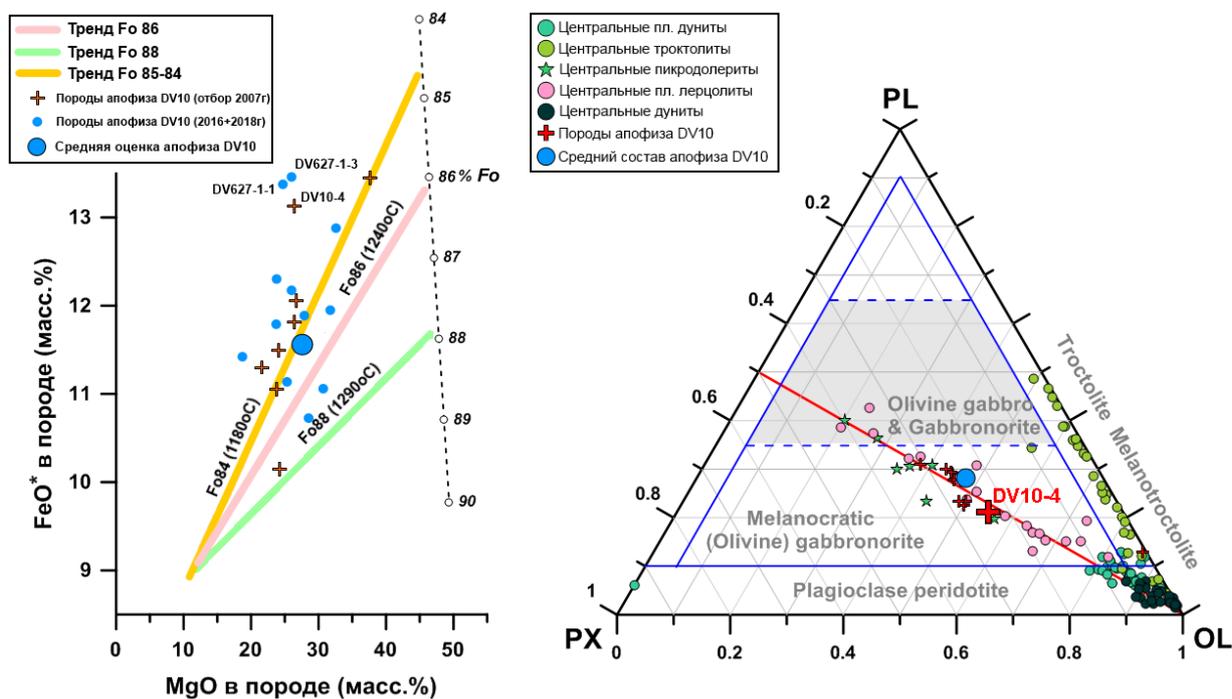


Рисунок 24. Линии оливинового контроля для базальных пород Довырена и оливиновых габброноритов апофиза DV10.

Слева - тренды FeO-MgO, указывающие на существование двух главных типов довыренских магм с исходными температурами в диапазоне  $\sim 1290-1240^{\circ}\text{C}$ , а также тренд апофиза DV10, отражающий более продвинутый характер магмы, сформировавший придонное данное тело (образцы DV10-4, DV627-1-1 и DV627-1-3 обогащены FeO за счет повышенного содержания сульфида; пробы глобулярно-сидеронитовых (DV628-2) и сидеронитовых руд (DV625-M,I и DV107-1) не учитывались по причине слишком большого вклада сульфидного железа. Справа – породы апофиза DV10 на диаграмме Px-Pl-Ol (на основе нормативного состава). Все они попадают в поле оливиновых габброноритов с различным содержанием оливина. Красными крестиками на обоих рисунках показаны породы тела DV10. Крупным голубым кружком на обоих графиках показаны средние значения для разреза апофиза из таблицы 7.

При оценке условий зарождения и эволюции ранних порций сульфидных жидкостей ключевыми являются характеристики исходной магмы, которая сформировала данное рудоносное тело и была источником благородных металлов и халькогенидов. Для решения этой задачи использовали метод геохимической термометрии, позволяющий

реконструировать параметры прекурсоров кумулатов (исходной расплавно-кристаллической смеси), в приближении термодинамического равновесия между минералами кумулуса и интеркумулусным расплавом (Арискин, Бармина, 2000). Возможность применения этого метода обоснована для группы пород, отличающихся пропорциями кумулусных минералов, но не их исходными составами. Полагая, что все они образовались из фаз одной и той же исходной ассоциации, при равновесной кристаллизации этих пород линии эволюции остаточных расплавов должны пересечься на диаграммах состав-температура для всех компонентов. Таким образом, область сгущения модельных траекторий можно рассматривать в качестве диапазона состава исходной магмы, а также приблизительно оценить ее температуру. Если обратиться к табл. 1 и рис. 6, то хорошо заметны достаточно широкие вариации в фазовом составе изученных пород, отобранных от нижнего до верхнего контакта апофиза. Таким образом, наши данные позволяют применить метод геохимической термометрии для оценки параметров исходной магмы.

Для термометрических расчетов были взяты 24 образца, включая богатые (до 11 мас.% серы) сульфидные руды. 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), см. (Арискин и др., 2017). Вычисления проводились с шагом 0.5 мол.% до максимальной степени кристаллизации 75-85%.

На рис. 25 показаны траектории равновесной кристаллизации расплавов для трех представительных пород из табл. 1. Во всех трех случаях порядок кристаллизации силикатов и оксидов при температуре исходной магмы  $T \leq 1280^\circ\text{C}$  (Ariskin et al., 2016): оливин  $\rightarrow$  плагиоклаз  $\rightarrow$  высоко-Са пироксен  $\rightarrow$  ортопироксен  $\rightarrow$  ильменит. Эта последовательность согласуется со сменой главных кумулусных ассоциаций довыренских пород (Ariskin et al., 2018b). При этом сульфид выделяется в образцах как до, так и после появления плагиоклаза. Стоит отметить, что большинство минерализованных пород апофиза DV10 отвечают случаю образца DV912-5-2 (габбронорит с сульфидными каплями), т.е. случаю выделения 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 слабую недосыщенность серой, когда сульфид выделяется позже плагиоклаза, при температуре ниже  $1185^\circ\text{C}$ , например, образец DV907-1 на рис. 25. Порядок кристаллизации всех изученных пород приведен на рис. 29 в приложении.

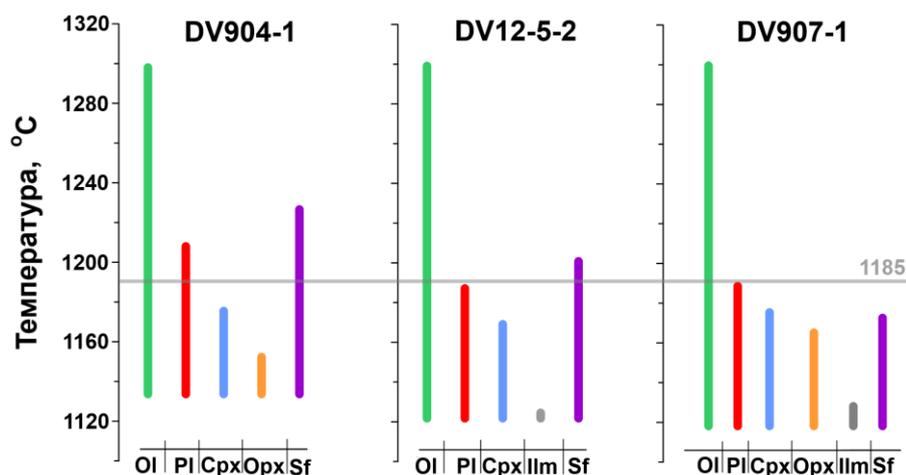


Рис. 25. Траектории равновесной кристаллизации расплавов минерализованных пород. Расчеты по программе КОМАГМАТ-5 в приближении номинально сухих систем при  $P = 1$  атм. и условиях буфера QFM.

Результаты геохимической термометрии приведены на рис. 26 и 27. Как видно на графиках, расчетные траектории сходятся в компактную область составов, отвечающую температуре около  $1185^{\circ}\text{C}$ . Такое схождение расчётных траекторий свидетельствует о том, что практически все образцы представляли собой смесь исходного расплава и ассоциации кристаллов оливина и плагиоклаза, в условиях близких насыщению клинопироксеном.

Средний состав исходной силикатной жидкости, рассчитанной как средневзвешанное для всех пород при температуре  $1185^{\circ}\text{C}$ , приведен в таблице 7. Он оказался близок к расчетному составу примитивной магмы, из которой кристаллизовались пикродолериты с нижнего и верхнего контакта апофиза. Этот факт дает основание рассматривать закалочную фацию эндоконтакта в качестве аппроксимации исходной магмы, сформировавшей данное тело. Данное наблюдение является важным в связи с наличием в этих породах сульфидных капель. Учитывая вывод о насыщенности исходной магмы сульфидом (см. выше), можно допустить, что капли в породах близ нижнего контакта действительно представляют порции первичных сульфидных жидкостей как продукт силикатно-сульфидной несмесимости. Очевидно, что эти капли образовались при затвердевании пород апофиза DV10 и были законсервированы в контактовых пикродолеритах. Как будет показано далее, их формирование также связано с процессами термального воздействия интрузивного тела на пиритоносные толщи вмещающих карбонатно-терригенных пород, которые приводили к образованию  $\text{H}_2\text{S}$ -содержащих флюидных потоков, проникавших в камеру и способствовавших более ранней ликвации и стабилизации несмесимых сульфидов в исходной магме. Это подтверждают данные по изотопному составу серы, рассмотренные в разделе главе 7, посвященной изотопии серы (Арискин и др., 2021).

Результаты расчетов показывают, что исходная магма при температуре 1185°C была несколько недосыщена относительно ортопироксена. Этот минерал начинает кристаллизоваться при температурах ниже 1175°C (рис. 25 и табл. 7). Это хорошо согласуется со структурными особенностями оливиновых габброноритов, в которых ортопироксен представлен в виде пойкилитовых зерен (см. рис. 10).

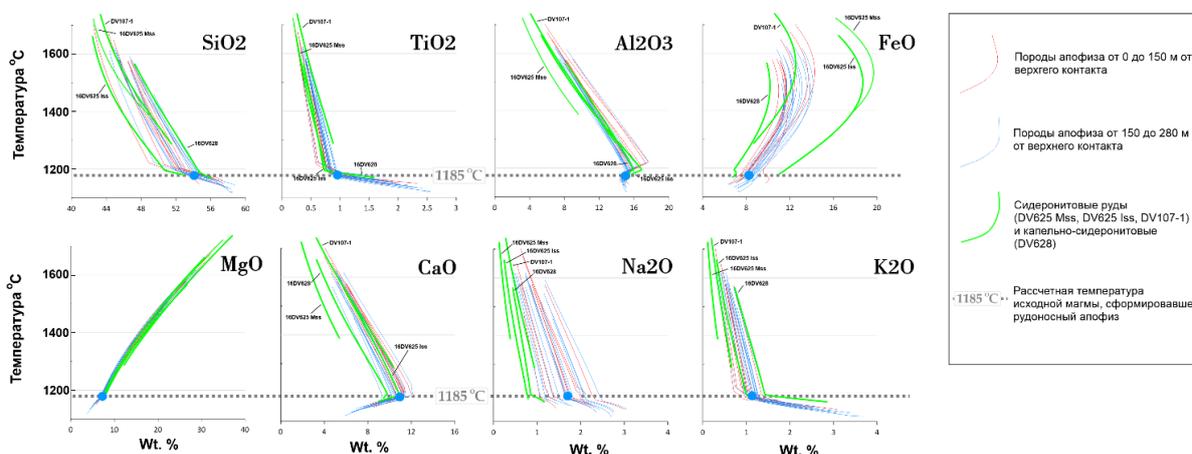


Рисунок 26. Линии температурной эволюции состава расплавов, рассчитанные по результатам моделирования равновесной кристаллизации пород апофиза DV10.

Вычисления проводились при помощи программы КОМАГМАТ-5 (вер. 5.2, [comagmat.web.ru/apps-comagmat](http://comagmat.web.ru/apps-comagmat)). Наиболее компактное сгущение траекторий для большинства компонентов отвечает температуре около 1185°C. Зелеными линиями показаны результаты для сидеронитовых и капельно-сидеронитовых руд, красными – для пород верхней части апофиза, синими – нижней. Синими кружками показаны оценки для среднего состава исходного расплава из табл. 7.

Таблица 7. Состав исходной магмы апофиза, оцененный методом геохимической термометрии

Компонент	Средневзвешанный состав апофиза DV10	Исходный расплав (n = 24)	Закалочный пикродолерит массива (DV30-1)	Нижний пикродолерит апофиза (DV928-1)	Верхний пикродолерит апофиза (DV921-2)	Компонент	Исходный расплав (n = 24)
Состав расплава при 1185оС, wt. %						Состав расплава при 1175оС, wt. %	
SiO2	45.34	53.80	54.74	54.29	54.35	SiO2	54.87 (0.75)
TiO2	0.35	0.94	0.73	0.83	0.81	TiO2	1.09 (0.16)
Al2O3	7.63	15.11	15.27	15.44	14.92	Al2O3	14.85 (0.21)
FeO	11.52	8.28	7.83	8.45	7.64	FeO	7.06 (1.61)
MnO	0.19	0.16	0.16	0.16	0.15	MnO	0.16 (0.01)
MgO	27.45	7.56	7.26	7.27	7.65	MgO	6.99 (0.16)
CaO	5.38	10.92	10.44	10.17	11.26	CaO	10.19 (0.48)
Na2O	0.77	1.70	2.07	1.77	1.76	Na2O	1.76 (0.37)
K2O	0.46	1.15	1.18	1.27	1.15	K2O	1.43 (0.25)
P2O5	0.06	0.16	0.16	0.15	0.14	P2O5	0.19 (0.04)
NiO	0.15	0.012	0.013	0.01	0.016	NiO	0.008 (0.004)
Фазовый состав исходной магмы (мас.%)						Фазовый состав магмы при 1175оС	
Расплав		38.9	71.1	61.7	44.42	Расплав	38.7
Ol		54.9 (Fo83.6)	27.5 (Fo83.8)	38.8 (Fo82.8)	50.7 (Fo84.7)	Ol	50.5 (Fo82.6+-0.9)
Pl		5.2 (An80.01)	1.39 (An76.8)	0.28 (An79.2)	4.35 (An79.5)	Pl	6.22 (An78.3 +-3.2)
Cpx		0.48 (En50.6Fs6.6)	-	-	0.49 (En50.2Fs6.6)	Cpx	2.38 (En50.5 Fs5.5)
Cpx (#mg)		88.5 (0.45)	-	-	88.3	Cpx (#mg)	87.6 (0.53)
Opx		-	-	-	-	Opx	1.19
F		61.1	28.9	38.3	55.58	F	61.3
SCSS(wt%)		0.085	0.068	0.082	0.066	SCSS(wt%)	0.082 (0.016)

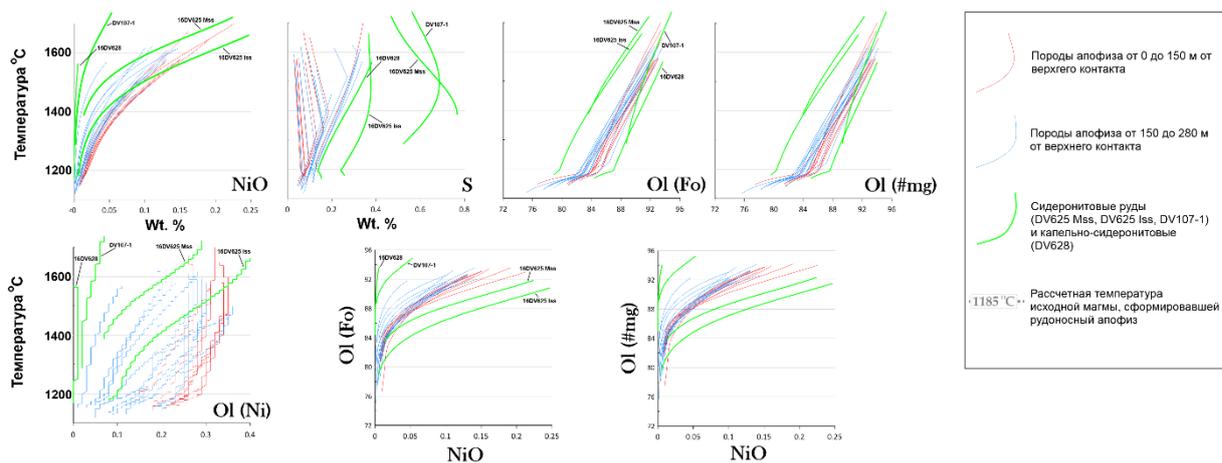


Рисунок 27. Линии температурной эволюции содержаний NiO и серы в модельных расплавах и вариации состава оливина при равновесной кристаллизации пород апофиза DV10. Условные обозначения см. рис. 26.

Особенностью моделирования траекторий кристаллизации образцов с высокими содержаниями сульфида является тот факт, что расчеты начала ликвации (появления сульфидной фазы) отвечают виртуальным температурам, не имеющим физического смысла. Сульфид в таком случае, зачастую, является первой кристаллизующейся фазой в системе. Столь сильное “пересыщение” модельным сульфидом отражает высокую степень аккумуляции в породах – как результат сегрегации и механического накопления из некоторого объема. Таким образом, КОМАГМАТ-5 сразу “сбрасывает” этот избыточный сульфидный компонент до температуры начала (или даже раньше) кристаллизации первого силикатного минерала – в данном случае оливина.

Для наглядности на рис. 26 и 27 расчетные тренды сидеронитовых и глобулярно-сидеронитовых руд показаны зеленым цветом, причем здесь приводятся две отдельных оценки для “MSS” и “ISS” фракций сидеронитовых руд. Как видно, практически на всех графиках линии эволюции для богатых сульфидом пород заметно отклоняются от остальных траекторий. Эти отличия обусловлены неустойчивостью решения и трудностью сохранения баланса масс на высоких содержаниях сульфидов, тем более, что в программе КОМАГМАТ-5 сульфидное железо представлено как условный и дополнительный к силикатному компонент ‘FeO’. Несмотря на эти программные особенности расчёта подобных пород (особенно на высоких степенях кристаллизации), интересно отметить, что более крутой наклон модельных линий на графиках NiO – T и Ol(Ni) – T, по всей видимости, отражает процесс переуравновешивания сульфидного расплава с кумулюсным оливином и обеднения последнего никелем. Эти результаты косвенно согласуются с данными компьютерной томографии. Для относительно богатых сульфидом сидеронитовых и глобулярно-

сидеронитовых руд характерна повышенная (в отличие от изолированных капель) степень связанности (табл. 4), что свидетельствует о процессах накопления и перколяции сульфидного расплава через оливинный кумулус. Такая «проточная система» может способствовать эффективному обмену Fe и Ni между сульфидной жидкостью и матрицей кумулусных зерен оливина (Barnes J.S. et al., 2019), экстрагируя из него значительную часть первичного никеля. Мы допускаем, что сильно обогащенный никелем состав пентландита из сидеронитовых руд (рис. 14) также несет признаки процессов переуравновешивания сульфида с оливинными кумулатами.

Наличие информации о параметрах исходной магмы (в особенности ее температуры) и оценка вероятного состава протосульфидных расплавов по результатам геохимических исследований (глава 5) позволяют ставить задачу реконструкции микроэлементной эволюции сульфидных жидкостей по мере прогрессирующей силикатно-сульфидной несмесимости.

## **6.2. Эволюция состава несмесимых протосульфидных расплавов.**

В действительности, эта возможность предусмотрена в программе КОМАГМАТ-5 при наличии данных о содержаниях благородных металлов, теллура и других халькофильных элементов в модельных системах (т.е. минерализованных и рудоносных породах, табл. 5), см. (Арискин и др., 2017). Для последующего анализа мы выбрали результаты расчетов для образцов DV10-4, DV627-1-1, DV627-1-2, DV627-1-3, DV912-5-2, а также пикродолерита DV30-2 из зоны закалки Йоко-Довыренского массива (Арискин и др., 2018). Программа КОМАГМАТ-5 позволяет проводить расчеты от виртуальных температур, отвечающих 100%-плавлению породы, до высокой степени кристаллизации модельных систем вблизи полного затвердевания. При этом определяется не только момент зарождения первых порций сульфидов в магме или протокумуляте, но моделируются и сопряженные изменения количества и состава сульфидной жидкости по мере понижения температуры – одновременно с кристаллизацией породообразующих минералов (Ariskin et al., 2018a). Прослеживая эволюцию равновесного состава сульфидной жидкости, мы можем оценить ее микроэлементный состав от первых капель несмесимых сульфидов до их агломераций в кумулатах, закристаллизованных на 75-85%. В этом случае финальная точка подобных расчётов 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.

Для расчета содержаний теллура и благородных металлов в сульфидной жидкости для образцов апофиза DV10 были использованы EXCEL-листы с результатами моделирования кристаллизации оливиновых кумулатов (включающие относительные пропорции породообразующих минералов, сульфида и расплава на каждом шаге вычислений), в которые добавляются данные об исходных содержаниях халькофильных элементов (включая Те и благородные металлы – Au, Pt, Pd) а также значения коэффициентов разделения<sup>2</sup> сульфид – расплав  $D_i^{Sf/Melt}$  (Арискин и др. 2018с). На рис. 28 показаны ковариации расчетных концентраций Pd, Pt, Те и Au в сульфиде (табл. 6) от отношения концентрации меди к каждому из этих элементов. Использование этого параметра удобно тем, что, оставаясь характеристикой протосульфидного материала, оно 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 с барами стандартных отклонений – для лучшей демонстрации характера геохимической эволюции сульфидной жидкости.

На рис. 28 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 программа показывает начало выделения сульфида в момент начала расчета при максимальной температуре.

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” характеризует более примитивный прекурсор равновесный с оливином Fo88 (Арискин и др., 2018). Несмотря на это, конечные составы сульфидов, рассчитанные для образцов-капельников и DV30-2 оказываются близки. В этой связи оказывается непротиворечивой

---

<sup>2</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) (Арискин и др. 2018с).

оценка состава исходной сульфидной жидкости по образцу DV30-2. На рис. 28 на тренде эволюции образца DV30-2 серой точкой с отметкой 1185°C показан состав исходной сульфидной жидкости (табл. 6).

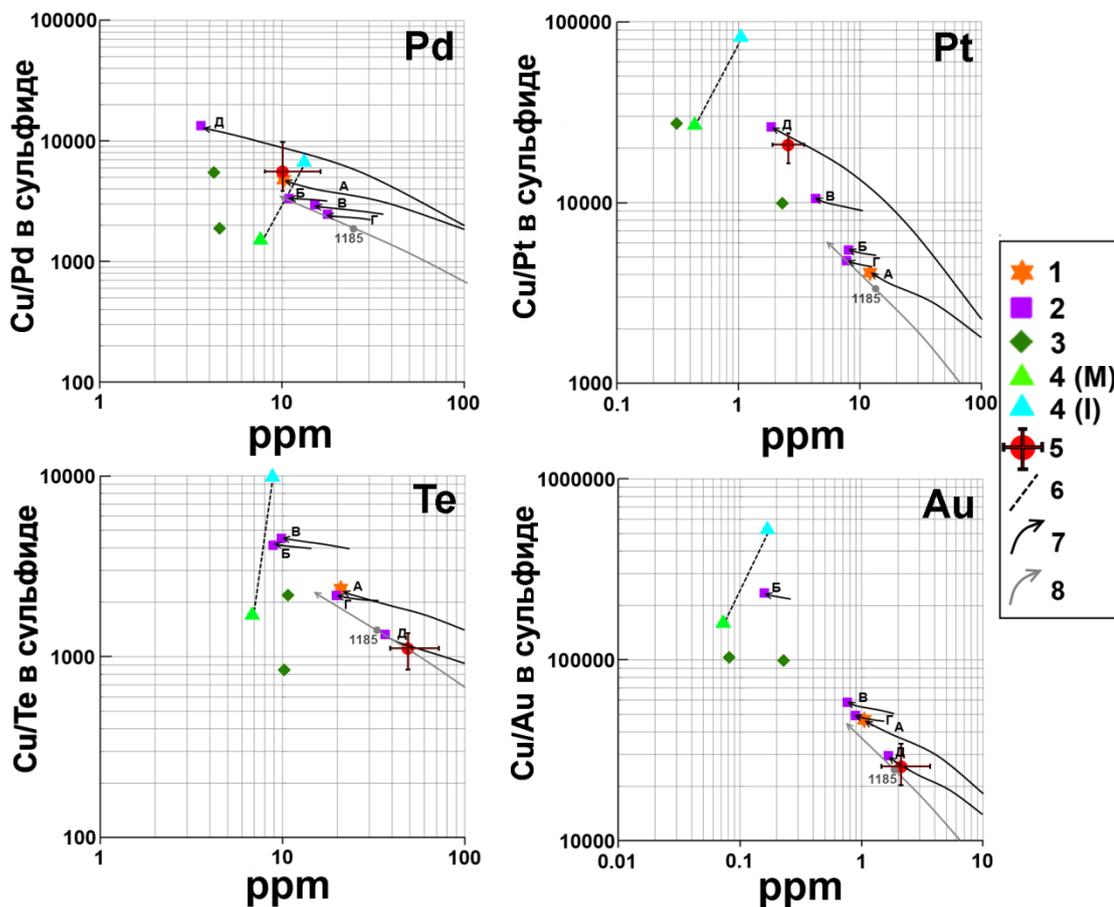


Рисунок 28. Концентрации Au, Pt, Pd в 100%-сульфиде в зависимости от отношения Cu к благородным металлам и теллуру.

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 протокумулате): 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).

Таким образом, в результате проведенных геохимических исследований удалось установить, что:

(1) исходная магма, сформировавшая рудоносный апофиз DV10 в момент внедрения имела температуру около 1185оС, была насыщена сульфидной серой (SCSS = 0.085 мас.%), содержала 54.9 масс. % кристаллов оливина Fo83.6 и 5.2 % плагиоклаза состава An80, при этом близка к насыщению клинопироксеном (не более 0.5%) и ортопироксеном;

(2) фигуративные точки состава пород на графиках отношений Cu/PGE – PGE говорит о том, что наиболее «примитивные», богатые благородными металлами сульфиды отвечают сульфидным каплям и глобулям из закалочных пикродолеритов (тип 1) и оливиновых габброноритов (тип 2); тренд обеднения сульфида ЭПГ продолжают глобулярно-сидеронитовые руды (тип 3) и завершают сидеронитовые руды (тип 4). Это подтверждает наш вывод о примитивном характере сульфидов в разных типах пород по результатам их пересчета на 100% сульфидной массы (см. главу 5) и, одновременно, свидетельствует о наличии явного геохимического тренда от ранних сульфидных капель к сидеронитовым рудам. Траектории эволюции модельного сульфида, рассчитанные для каждого образца, приходят в точки реальных составов 100%-сульфидов, что говорит в пользу того, что наблюдаемые закономерности распределения ЭПГ в породах и рудах соответствуют процессу ортомагматического сульфидного рудообразования, согласно коэффициентам распределения сульфид – силикатный расплав, без значительного привноса или выноса компонентов. Из рисунка 28 можно также сделать вывод, что выбор образца DV30-2 в качестве аппроксимации «примитивного» сульфидного тренда, отвечающего обогащенным ЭПГ сульфидным каплям и глобулам (см. раздел 5.2. Аппроксимации состава протосульфидных расплавов) вполне обоснован и не противоречит результатам геохимического моделирования.

## 7. Изучение изотопного состава серы

### 7.1. Результаты измерений

Изотопный состав серы изучен в микрофракциях локальным отбором сульфидного вещества с помощью алмазной иглы с поверхности аншлифов или фрагментов пород. Всего изучено 10 образцов методом CF-IRMS масс-спектрометре DELTA V (табл. 2 в приложении).

Помимо минерализованных пород из рудоносного горизонта в нижней части апофиза, которым посвящено основное внимание в данной работе, были также проанализированы образы DV920-1 (аналог DV901-2 (см. табл. 1), оливинные габбронориты из верхней части тела - DV903-3, DV908-1, а также образец лейкогаббро DV629-1-2. Результаты измерений показаны на рис. 29 и в таблице 2 в приложении. На рисунке заметно явное обогащение тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$  сульфидов из нижней части апофиза. Четыре наиболее придонных образца отвечают значениям  $\delta^{34}\text{S}$  от +6 до +12‰. В сульфидах из сидеронитовых и глобулярно-сидеронитовых руд изотопный состав серы не демонстрирует значимого обогащения – величины  $\delta^{34}\text{S}$  варьируют в интервале +2.1...+2.5‰. Выше по разрезу содержание серы в породах редко превышает 0.1 мас.%, а значения величины  $\delta^{34}\text{S}$  снижаются до +1‰ и даже до отрицательного значения на верхнем контакте апофиза (рис. 29).

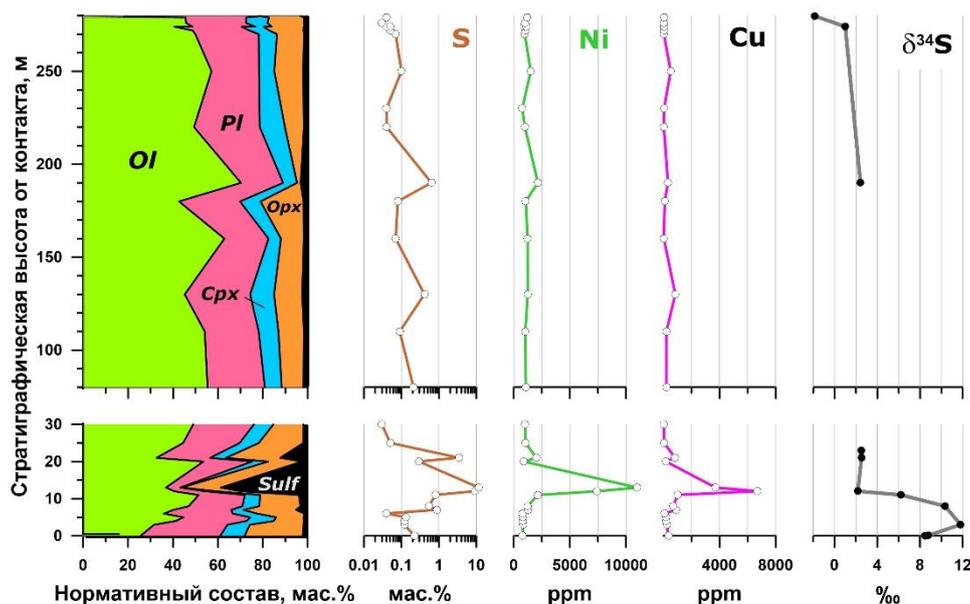


Рисунок 29. Вариации нормативного состава пород, содержаний S, Ni, Cu и изотопного состава серы по стратиграфическому разрезу апофиза DV10 (Арискин и др., 2021).

Ключевым вопросом является источник серы для рудоносного горизонта, который характеризуется, с одной стороны, наличием пород с глобулярными сульфидами из приконтактной части апофиза, которые, при небольших содержаниях серы имеют максимальные значения  $\delta^{34}\text{S}$ , а с другой стороны – наличием более богатых руд, для которых значения  $\delta^{34}\text{S}$  не превышают +2.5‰.

Если рассматривать механизм аддитивной контаминации основных магм ( $\delta^{34}\text{S}$  (0...+2‰)) с вмещающими породами, можно выделить два основных сценария. Первый предполагает взаимодействие магмы с сульфидами вмещающих толщ, обогащенными тяжелым изотопом серы ( $\delta^{34}\text{S}$  выше примерно +10‰); а второй – с породами, содержащими сульфиды с бимодальным распределением значений  $\delta^{34}\text{S}$  – около +2.5‰ и выше +10‰. Для оценки реалистичности каждого из этих сценариев необходимо оценить изотопные характеристики серы во вмещающих породах.

Данные о вмещающих сульфидоносных породах были получены для четырех образцов (табл. 8). Образцы полосчатых черных сланцев по алевролиту (DV104-2 и DV105-1) были отобраны из толщ, подстилающих срединную часть Йоко-Довыренского массива – на расстоянии 340 и 300 м от нижнего контакта. Также были отобраны образцы кварцевого песчаника DV815-1 в северо-восточном замыкании плутона в 500 м от его нижнего контакта, и слабо минерализованного кварцсодержащего доломита DV842-1 в долине р. Ондоко на расстоянии ~1700 м к северо-западу от нижнего контакта.

Таблица 8. Составы и изотопные характеристики вмещающих пород (Арискин и др., 2021).

Компоненты	DV104-2	DV105-1	DV815-1	DV842-1
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
$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	н.д.	н.д.	9.40± 0.14 (n=2)	2.20

Сульфиды во всех образцах представлены, в основном, пиритом. При этом в обр. DV104-2 и DV105-1 отобрать достаточно чистые фракции сульфидов не удалось. Можно только предположить, что значения  $\delta^{34}\text{S}$  для этих образцов близки +8.0, полученным для пиритиносного алевролита Готовым (Glotov et. al. 1998).

## 7.2. Массбалансовые расчеты смешения источников серы

Классический подход к оценке масштабов контаминации магмы коровым материалом включает использование уравнений, описывающих смешение двух резервуаров (компонентов), применительно к изотопному составу серы они имеют вид (Ripley, Li, 2003):

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{смеси}} = \frac{\delta^{34}\text{S}_{\text{кон}}f_{\text{кон}}C_{\text{кон}}^{\text{S}} + \delta^{34}\text{S}_{\text{маг}}f_{\text{маг}}C_{\text{маг}}^{\text{S}}}{f_{\text{кон}}C_{\text{кон}}^{\text{S}} + f_{\text{маг}}C_{\text{маг}}^{\text{S}}}, \quad (3)$$

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 ассимилированного компонента (контаминанта) и исходной сульфидоносной магмы. В знаменателе этого выражения стоит валовое содержание серы в контаминированной системе (финальной смеси компонентов).

На рис. 30 показаны расчетные линии смешения в системах рудоносная магма–контаминант, где в качестве последнего выбрана условно-вмещающая порода с характеристиками пиритиносного кварцита, обр. DV815-1, содержащего 3.26 мас.% относительно тяжелой серы состава  $\delta^{34}\text{S}_{\text{кон}} = +9.4\text{‰}$  (табл. 8). Объектом моделирования явились четыре образца из апофиза: (1) пикродолерит DV627-1 с сульфидными каплями ( $\delta^{34}\text{S} = +8.65\text{‰}$  при 0.22% S в породе), (2) оливиновый габбронорит DV10-4 с мелкими сульфидными глобулами ( $\delta^{34}\text{S} = +6.2\text{‰}$ , 0.82% S), (3) глобулярно-сидеронитовый оливиновый габбронорит DV628-2 ( $\delta^{34}\text{S} = +2.53\text{‰}$ , 3.43% S) и (4) сидеронитовая руда DV107-1 ( $\delta^{34}\text{S} = +2.09\text{‰}$ , 9.11% S).

Если каждый из выбранных образцов представляет результат смешения, согласно уравнению (3), то неизвестными являются состав одного из компонентов смеси – исходной сульфидоносной магмы (включая  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}}$  и содержание серы  $C_{\text{маг}}^{\text{S}}$ ) и пропорция контаминанта  $f_{\text{кон}}$ , который надо добавить к этому сульфидному прекурсор, чтобы состав продукта смешения совпал с реальной 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. 30а) и  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} = +2$  (рис. 30б). Тогда решение можно найти аналитически, если к уравнению (3) добавить соотношения для оценки валового состава серы:

$$S_{\text{смеси}} = f_{\text{кон}} C_{\text{кон}}^S + f_{\text{маг}} C_{\text{маг}}^S \text{ и } f_{\text{маг}} = 1 - f_{\text{кон}} \quad (4, 5)$$

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. 30а данные получены вторым способом.

В случае  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} = 0$  для сидеронитовой руды мы получаем 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 изначально накоплено из основного объема магмы. Для рудоносного оливинового габбронорита, обр. DV628-2, виртуальное содержание серы в прекурсоре практически совпадает с возможным контаминантом, а в случае пород с сульфидным глобулами, 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. DV10-4) и крайне низким содержанием серы (обр. DV627-1). Решение задачи для сидеронитовой руды требует максимальной пропорции контаминанта около 60%. В случае обр. DV628-2 получается около 30% ассимилированного материала, а для образцов пород DV10-4 и DV627-1 – 17% и 6% соответственно (рис. 30а).

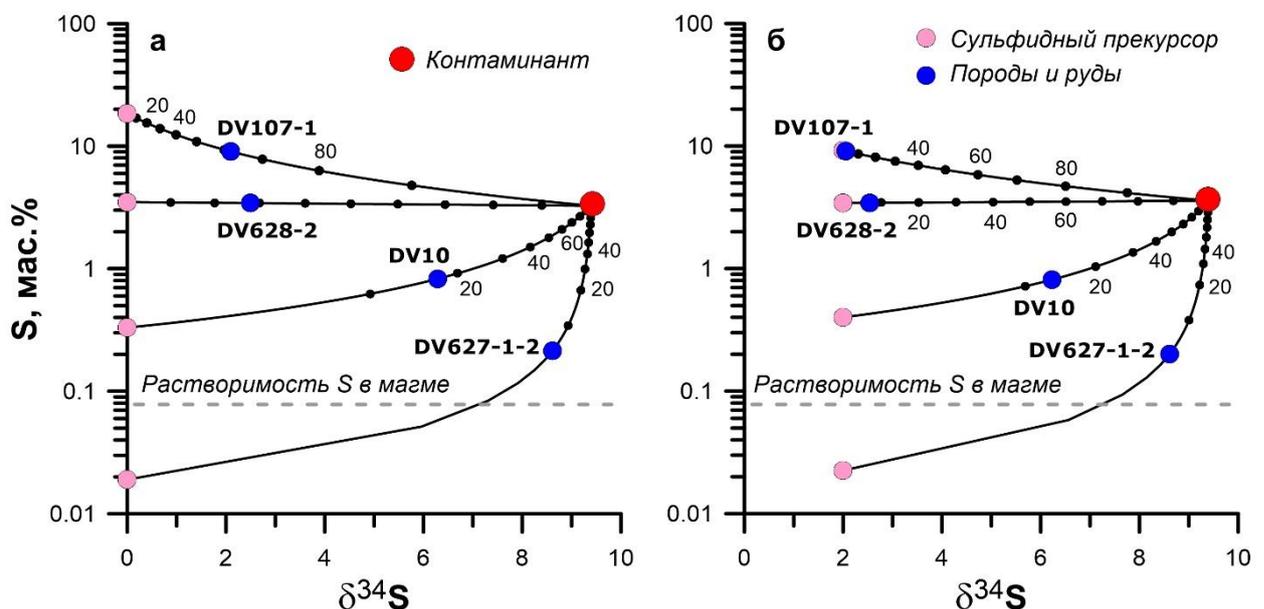


Рис. 30. Расчетные линии контаминации исходных сульфидоносных систем (сульфидных прекурсоров) компонентом с характеристиками пиритоносного кварцита, обр. DV815-1 (табл. 8) (Арискин и др., 2021).

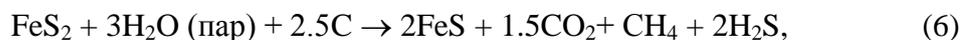
Синие кружки представляют реальные сульфидоносные породы и руды. Цифры вдоль линий смешения характеризуют пропорцию контаминанта. Серый пунктир отвечает растворимости серы в довыренической магме (Ariskin et al., 2016).

Высокие пропорции контаминанта для образцов с высокими содержаниями серы 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 прекурсор пикродолерита, обр. DV627-1 (рис. 30а), 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. 30. Если такую концентрацию принять за исходную (по прежнему полагая  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} = 0$ ), ассимиляция пород того же изотопного состава ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{кон}} = +9.4\%$ ) предсказывает содержание в них серы порядка 0.25 мас.%, но долю контаминанта около 80%. Здесь вновь встает проблема аномально высокой степени контаминации исходной магматической системы. Подобные оценки противоречат результатам термодинамического моделирования (глава 6), которые указывают на то, что породы всего разреза апофиза образовались из более-менее однородной исходной расплавно-кристаллической смеси.

Допуская исходную магму со значением  $\delta^{34}\text{S}_{\text{маг}} = +2$  (близким изотопному составу руд апофиза DV10, табл. 2 в приложении), удастся минимизировать проблему избыточной ассимиляции для богатых сульфидами пород (рис. 30б). Однако она остается для пикродолерита DV627-1, 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 контаминант содержит только 0.45 мас.% S, а степень ассимиляции составляет около 70%. По всей видимости, решение этой проблемы лежит в плоскости геологических наблюдений, показывающих, что наиболее богатые изотопом  $^{34}\text{S}$  сульфиды встречаются именно в зоне эндоконтакта апофиза (рис. 29). Это предполагает важную роль контактовых процессов, которые могли влиять на обмен изотопами серы между магматическим резервуаром и вмещающими породами.

### 7.3. Изотопный обмен посредством газовой фазы

По данным (Кислов, 1998), ореол термического воздействия магм Довырена 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 контактовый 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 (Дулутский 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 плутонов 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.

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.

Приведенная схема требует экстракции из магматического расплава железа в весовой пропорции, примерно вдвое превышающей количество привнесенной серы. Для

пикродолерита, обр. DV627-1, содержащего ~0.2 мас.% S (табл. 1), это эквивалентно обеднению расплава 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%.

Можно сделать вывод, что 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 хорошо подходит для геологических условий формирования минерализации в апофизе DV10, который граничит с углеродсодержащими карбонатно-терригенными породами. Косвенным подтверждением такого переноса является понижение содержаний (вплоть до полного исчезновения) органического углерода в терригенных породах по направлению к контакту с интрузивом (Кислов, 1998).

## 8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований позволили представить взаимосогласованную картину параметров состава исходных довыренических магм, истории их сульфидного насыщения, композиционных характеристик примитивных сульфидных жидкостей и их эволюции по мере прогрессирующей силикатно-сульфидной несмесимости. Этот, по своей сути физико-химический, взгляд на особенности состава несмесимых сульфидов отвечает ортомагматической стадии их зарождения и эволюции при температурах стабильности исходных Fe-Ni-Cu-S растворов и вмещающей матрицы кумулюсных зерен оливина, плагиоклаза и интеркумулюсного расплава. Температуры кристаллизации главных силикатных минералов (Ol→Pl→Срх→Орх) охватывают интервал от температуры исходной магмы (~1185°C) до солидуса кумулюсов, верхний предел которого, очевидно, отвечает модели для сухих систем (~1100-1120°C, рис. 25), а нижний, вероятно составляет 900-1000°C – с учетом присутствия летучих компонентов в остаточных расплавах. Этот интервал (1185-900°C) перекрывается с условиями стабильности моносульфидного твердого раствора (MSS, примерно от 1100°C) и промежуточных сульфидных растворов (ISS, 900-800°C), установленными по результатам экспериментальных исследований сульфидных систем (Kullerud et al., 1969; Tsujimura & Kitakaze, 2004; Синякова, 2017). Это означает, что историю сульфидного вещества в интрузивных породах-кумулятах было бы неверно сводить к рассмотрению только ортомагматической стадии, связанной с историей зарождения и эволюции несмесимых жидкостей в системе силикат-сульфид (Campbell, Naldrett, 1979). Крайне важной представляется независимая история кристаллизации самих сульфидных капель и сегрегаций, продуцирующих образование MSS, ISS и низкотемпературных остаточных сульфидных жидкостей. Эта проблема имеет несколько сторон, включая наблюдаемые структурные и минералогические особенности сульфидов (как конечный результат эволюции протосульфидных систем), геохимические различия MSS и ISS, а также динамический аспект, связанный с возможностью постсолидусного пространственного разделения MSS и ISS-фракций (Арискин и др., 2020). Ниже приводятся некоторые дополнительные соображения по этим вопросам.

## 8.1. Эволюция поздних сульфидных жидкостей при кристаллизации сульфидных систем

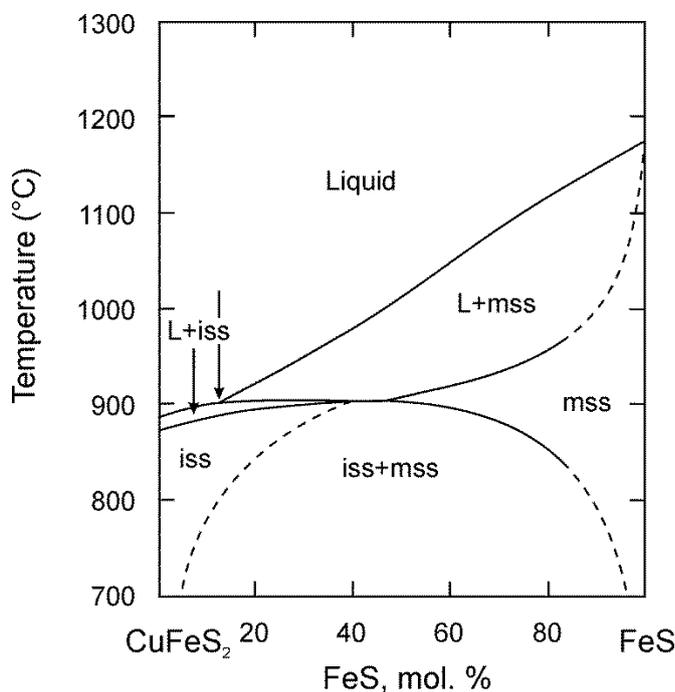


Рис. 31 Псевдобинарная система FeS-CuFeS<sub>2</sub>

(по J.E. Dutrizac (J. E. Dutrizac, 1976) с дополнениями Калугина В.М.)

При обосновании природы магматического сульфидного оруденения привлекается представление о возможности присутствия в силикатных магмах несмешивающейся Fe-Cu-Ni сульфидной жидкости, которая при понижении температуры расслаивается на обогащенные никелем и медью фракции (рис. 31). Сам процесс последовательной кристаллизации сульфидных твёрдых растворов хорошо изучен экспериментально, из опубликованных фрагментов фазовых диаграмм следует, что в начале процесса должен кристаллизоваться моносульфидный твердый раствор MSS [Ni<sub>z</sub>(Fe,Cu)<sub>1-z</sub>]S<sub>1±δ</sub>, из которого возникает пирротин-пентландитовый тип оруденения, а далее – промежуточный твердый раствор ISS (Cu<sub>x</sub>Fe<sub>1+x</sub>)S<sub>2-y</sub>, который при охлаждении распадается на пирротин-пентландит-халькопиритовую ассоциацию, включающую парагенезисы минералов семейства халькопирита, борнит и т.д. (Синякова, 2017).

Приведенные в главе 6 геохимические исследования фракций сульфидов из сидеронитовых руд (рис. 28) позволили установить наличие участков, локально обогащенных сульфидами меди – по сравнению с преобладающей матрицей пирротин-троилитового состава (рис. 32). Эти наблюдения стали возможными благодаря детальному опробованию (шинкованию на пластины) образцов этих руд. Разница между этими

фракциями, отмеченным как «I» (от ISS) и «M» (от MSS) хорошо заметна на рисунке 28, где они соединены канадами.

Наличие контрастных по химическому, а соответственно и минералогическому составу фракций интересно тем, что оно может указывать на возможность отделения и миграции более медистых дериватов протосульфидной жидкости в поровом пространстве кристаллизующихся кумулатов в масштабе первых десятков сантиметров (судя по частоте нахождения обогащенных халькопиритом участков). Подобные процессы миграции и перераспределения сульфидного материала хорошо известны на таких месторождениях как Норильск и Садбери где масштабы этих процессов могут составлять десятки метров (Mungall, 2002; Спиридонов, 2010;). Более того, в недавней работе, посвященной минерализованным троктолитам Йоко-Довырена, Арискин с коллегами привлекают такие механизмы для объяснения бимодального характера минерализации в зоне Конникова в средней части массива на высотах ~1300 и ~1660 м (Арискин и др., 2020).

В случае же отсутствия подобного процесса и кристаллизации обоих сульфидных твёрдых растворов *in situ*, наблюдалась бы ситуация более-менее равномерного распределения продуктов их кристаллизации в объеме сидеронитовых руд.

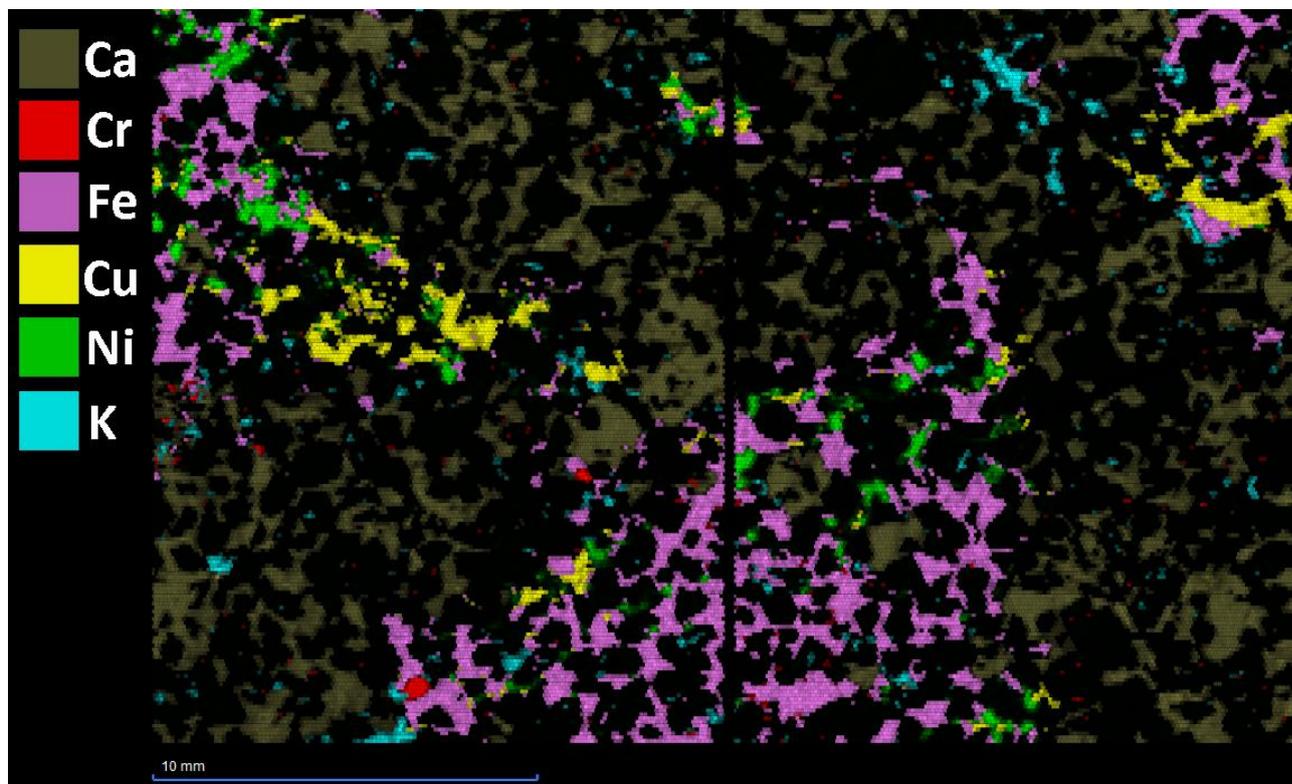


Рисунок 32. Карта распределения элементов в образце сидеронитовой руды (DV107). Обращаем внимание на наличие локальных участков, обогащенных халькопиритом, которые маркируются по содержанию меди (желтая на рисунке).

Такой вывод дополняет предыдущие исследования сульфидных капель в оливиновых пикродолеритах из нижней закалки апофиза, где возможность подобной миграции сульфидов была установлена в пределах первых мм (см. раздел 3.4.), на что указывает состав сульфидного гало вокруг основной капли (Пшеницын и др., 2020).

Для визуализации направленности данного процесса, а также сопоставления с экспериментальными данными, ниже приводится рисунок с двумя фазовыми диаграммами по (Tsujimura & Kitakaze, 2004). На них приведены сечения тройной фазовой диаграммы Cu-S-Fe при 700°C (а) и 900°C (б). Для наглядности поле стабильности промежуточного сульфидного твёрдого раствора (ISS) показано красным, а моносульфидного твердого раствора (MSS) – синим. По аналогии красной точкой показан химический состав более медистого сульфидного гало, а синей точкой – основной, относительно обедненной медью капли. На обоих графиках оцененные составы капли и гало занимают схожие позиции относительно MSS и ISS, при этом состав основного сульфидного сфероидоида близок или совпадает с экспериментальным полем стабильности MSS, а окружающее его гало смещено в сторону поля ISS на обоих сечениях, закономерно сближаясь с ним при 700°C, по мере роста стабильности поля ISS.

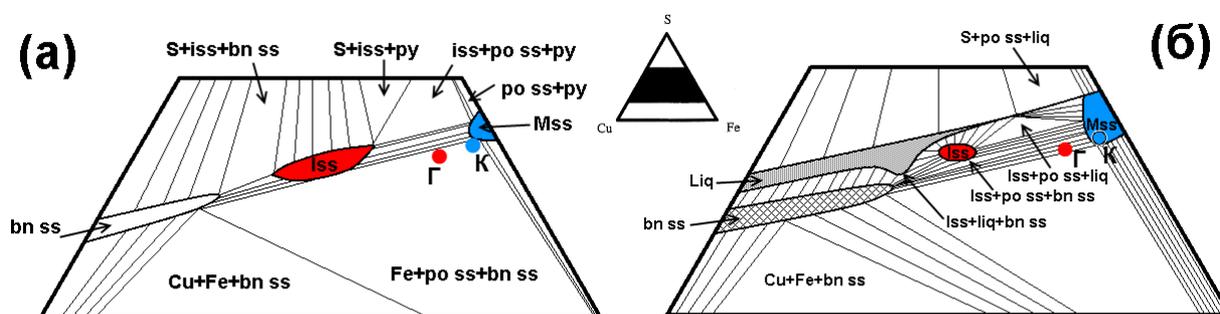


Рисунок 33. Фрагменты фазовых диаграмм в системе Cu-S-Fe при 700°C (а) и 900°C (б) (Tsujimura & Kitakaze, 2004, с дополнениями автора диссертации).

Синей точкой (K) показан средний химический состав сфероидоид из образца DV627-1-2 (табл. 3), красной точкой (Г) - окружающего сульфидного гало, обогащенного медью (табл. 3).

Таким образом, не остается сомнений, что поздняя медистая фракция сульфидов была выдавлена в поровое пространство вмещающей силикатной матрицы, по-видимому, за счет контракционных явлений в затвердевающем оливиновом кумулате при кристаллизации MSS

из протосульфидного расплава (рис. 34). Судя по томографическим и минералогическим наблюдениям, такая миграция не превышала 0.5–0.6 см.

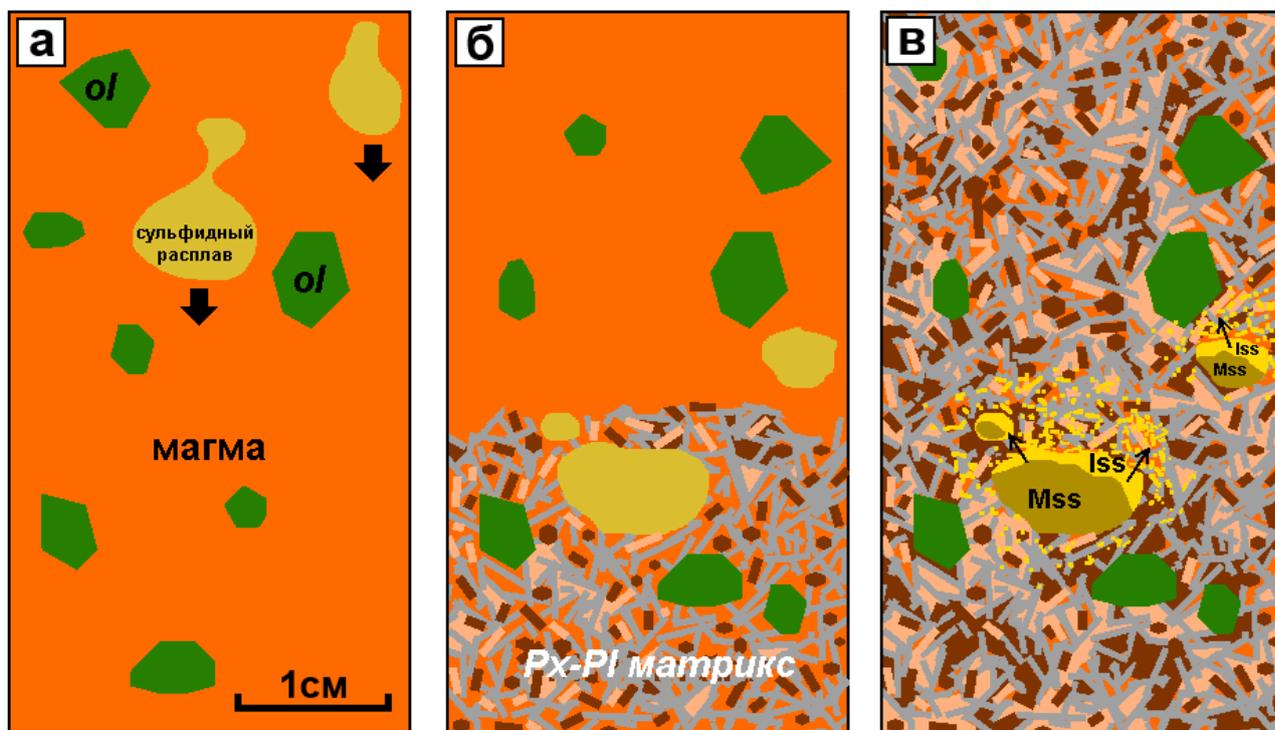


Рисунок 34. Схема формирования сульфидно-силикатных взаимоотношений в пикродолерите с сульфидными каплями (DV627-1-2)

(а) – начальные стадии миграции жидких сульфидных сегрегаций в магме с кристаллами оливина; (б) – захват и консервация сульфидных капель в оливиновой матрице, быстро кристаллизующейся по направлению от контакта магматической камеры; (в) – формирование высокомедистого гало и фазовой минеральной расслоенности в каплях при кристаллизации глобулярных сульфидных обособлений.

## 8.2. Сценарий формирования сульфидной вкрапленности

С учетом полученных результатов, можно представить следующую последовательность формирования сульфидной минерализации апофиза DV10: в приподошвенную часть Довыренской камеры внедрялась магма, несущая 54.9 вес.% вкрапленников оливина Fo83.6, 5.2 вес.% плагиоклаза An80 и близкая к насыщению клинопироксеном. Эта гетерогенная смесь при температуре около 1185°C была насыщена сульфидной серой, о чем свидетельствуют результаты моделирования для большинства образцов (среднее SCSS(wt%) – 0.085). По мере затвердевания этих протокумуляусных 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 (рис. 34).

Стадия накопления основной массы сульфидного вещества связана с прогрессирующей сульфидной ликвацией в объеме субкамеры и по времени совпадала с формированием оливиновых протокумуляусов в ее нижней части. Мелкие сульфидные глобулы могли проникать сквозь поровое пространство кумулула, более крупные аггломерации вероятно мигрировали как целое – посредством выдавливания интеркумуляусного расплава (Chung, Mungall, 2009). Эти процессы приводили к заполнению межзернового пространства оливина сульфидами, формируя локальные скопления в виде сидеронитовых доменов. Конечным итогом такого “просачивания” в кумулуле 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 прекурсорами 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 пиритоносные толщи вмещающих карбонатно-терригенных пород, которые приводили к образованию H<sub>2</sub>S-содержащих флюидных потоков, проникавших в камеру и способствовавших более ранней ликвации и стабилизации несмесимых сульфидов в исходной магме. Это подтверждают высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидных каплях из пикродолеритов (+8.65±0.34‰) по сравнению сидеронитовыми и глобулярно-сидеронитовыми рудами (2.09 - 2.53) (Арискин и др., 2021).

Завершающей стадией эволюции сульфидной жидкости являлся процесс отделения и миграции обогащенных медью сульфидных расплавов - прекурсоров ISS от кристаллизующегося *in situ* MSS на субсолидусном этапе кристаллизации оливиновых кумулатов при температуре ниже 1100°C. В закалочных пикродолеритах этот процесс не превышал 1 см, что проявилось в наличии гало вокруг сульфидных капель, а в сидеронитовых рудах это привело к наличию участков, обогащенных продуктами кристаллизации ISS, что отвечает масштабам миграции медистой жидкости в пределах первых десятков см.

### 8.3. Выводы

1. Полевые исследования рудоносного “силла” 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. При этом был впервые отобран представительный разрез апофиза от нижнего до верхнего контакта, включая четыре типа Cu-Ni сульфидной минерализации в базальной зоне (снизу вверх): (1) пикродолериты нижнего эндоконтакта с сульфидными каплями; (2) оливиновые габбронориты с сульфидными каплями; (3) рудоносные оливиновые габбронориты с неправильной формы глобулами, переходящими в домены сидеронитовой вкрапленности и (4) сидеронитовые руды с матрицей оливиновых габброноритов.

2. По результатам минералогических исследований наблюдается систематическое снижение пропорции минералов, образовавшихся из ISS, относительно пропорции продуктов распада MSS при переходе от пород первого и второго типа (глобулы) к породам третьего и четвертого типа (сидеронитовые руды). Помимо этого, в рамках установленного минералогического тренда, наблюдаются закономерные изменения в составе пентландита из разных типов пород, а также снижение количества МПГ.

3. Впервые представлена оценка среднего химического состава одной из сульфидных капель в пикродолеритах из нижнего эндоконтакта апофиза, обнаруженной и выбуренной по результатам КТ. При этом характеризуется состав основного сфероиды (36.7 мас.% S, 54.9 Fe, 0.2 Co, 4.1 Ni, 3.9 Cu) и окружающего его

гало из тонкой сульфидной вкрапленности (36.6 мас.% S, 50.8 Fe, 0.1 Co, 1.5 Ni, 11.1 Cu). Эти данные могут рассматриваться как независимая оценка состава ранней сульфидной жидкости в апофизе DV10, одновременно указывая на возможность миграции поздней медистой жидкости (как продукта кристаллизации протосульфидного расплава) в пределах первых мм.

4. Проведены детальные двухэтапные исследования рудоносных габброноритов и сульфидных руд методами рентгеновской компьютерной томографии. Это позволило закрепить выводы о наличии 4-х основных типов сульфидной минерализации с характерными особенностями объёмной морфологии сульфидов. При этом установлено увеличение степени связанности сульфидного материала от 25 до 95% - по мере повышения содержания сульфидов в породах. Минимуму отвечают сульфидные капли близ нижнего контакта, в то время как богатые сидеронитовые руды представляют фактически непрерывную сеть 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. Таким образом, удалось установить наличие тренда среди выделенных типов пород, который отражает этапы динамики сульфидной жидкости при ее сегрегации и перколяции в поровом пространстве оливиновых кумулатов.

5. Установлены прямые корреляции концентраций Au, Pt и Pd в породах от серы и теллура, которые указывают на общий сульфидный носитель этих элементов, который, вероятно, образовался на магматической стадии – как результат силикатно-сульфидной несмесимости в оливиновых протокумулятах.

6. Впервые оценен средний микроэлементный состав сульфидной массы в отношении благородных металлов для минерализованных пород рудоносного апофиза. Cu - 4.7 вес.%, Au – 1.4 ppm, Pt – 3.3 ppm, Pd – 9.8 ppm, Te - 32.2 ppm. При этом установлено, что сульфидные капли в закалочных пикродолеритах и придонных оливиновых габброноритах обогащены этими металлами относительно рассчитанного среднего, а сидеронитовые руды – напротив, обеднены.

7. Используя метод геохимической термометрии и программу КОМАГМАТ-5 (Арискин, Бармина, 2000) установлены параметры исходной магмы для апофиза DV10. Ее температура отвечает значениям около 1185°C, при таких параметрах она была насыщена сульфидной серой, и содержала 54.9 вес.% оливина, 5.2 вес.% плагиоклаза, 0.48 вес.% клинопироксена и была близка к появлению на ликвидусе ортопироксена.

8. Данные о распределении составов 100%-сульфидов на графиках отношений Cu/ЭПГ – ЭПГ подтверждают примитивный характер сульфидов в приконтактовых глобулах и относительно обедненных ЭПГ сидеронитовых руд. Это дает основание для проведения геохимического тренда от капель к сидеронитовым рудам, который согласуется с трендом, обоснованным по результатам КТ и по минералогическим наблюдениям.

9. Траектории эволюции модельного сульфида, рассчитанные с помощью программы КОМАГМАТ, приходят в точки реальных составов 100%-сульфидов. Это свидетельствует о том, что закономерности распределения ЭПГ в породах соответствуют процессу ортомагматического сульфидного рудообразования, согласно коэффициентам распределения сульфид-расплав, без значительного привноса или выноса ЭПГ, теллура и серы.

10. В породах рудоносного апофиза 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. Сульфидные капли из пикродолерита демонстрируют узкий диапазон величин  $\delta^{34}\text{S}$  (+8.65±0.34‰, n=5), а сидеронитовые руды характеризуются значениями  $\delta^{34}\text{S}$  в пределах от +2.09 до +2.53‰. Показано, что простые схемы аддитивного смешения изотопно-контрастных резервуаров, отвечающих ювенильному магматическому источнику ( $\delta^{34}\text{S}=0$  и +2‰) и пириту с тяжелой серой ( $\delta^{34}\text{S}=+9.4$ ‰), требуют высокой степени ассимиляции вмещающих пород (до 60–80%), с необходимостью изотопного уравнивания гибридной системы. Такой механизм смешения несовместим с оценкой растворимости сульфидной серы в магме Йоко-Довыренских массива – около 0.08 мас.%. Предложен альтернативный механизм контаминации сульфидонасыщенной магмы, основанный на термическом разложении пирита из вмещающих толщ с образованием контактово-

метаморфического  $\text{H}_2\text{S}$ -содержащего флюида, взаимодействие которого с магматическим расплавом приводит к образованию небольшого количества сульфидов с повышенными значениями  $\delta^{34}\text{S}$ .

**11.** 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 поровом пространстве кристаллизующихся кумулатов в масштабе первых десятков сантиметров. Такой вывод дополняет исследования сульфидных капель в оливиновых пикродолеритах из нижней закалки апофиза, где возможность подобной миграции сульфидов была установлена в пределах первых мм.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. (2000) Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука. 365 с.
2. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Кислов Е.В., Николаев Г.С., Орсов Д.А., Бармина Г.С., Бычков К.А. (2009) Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации. Геохимия. 2. Т. 47. №5. С. 451-480.
3. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. (2013) Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия). Геохимия №11. С. 955-972.
4. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Э.Г. Конников, Маас Р., Костицын Ю.А., Э. Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. (2015) Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника. Геология и геофизика Т. 56 №3, 528-556.
5. Арискин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С. (2017) Моделирование микроэлементного состава сульфидной жидкости в кристаллизующейся базальтовой магме: развитие концепции R-фактора. Геохимия. Т. 55. №5. С. 453-462.
6. 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. Т. 61. № 5-6. С. 748-773.
7. 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. Т. 59. № 5. С. 573-588.
8. Арискин А.А., Пшеницын И.В., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Коссова С.А., С.Н. Соболев С.Н. (2021) Изотопный состав серы в плагиоперидотитах рудоносного апофиза Йоко-Довыренского интрузива в Северном Прибайкалье. Петрология. Т. 29. № 6. С. 569-587.
9. Бабурин 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.

**10.** Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. (1981) Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 234 с.

**11.** Дедюхин, П. Б. Рейф, Ф. Г. (1965) Геологическая карта СССР. масштаб 1:200 000. Серия Бодайбинская. О-49-XXXII. Министерство Геологии СССР

**12.** 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.

**13.** Кислов Е.В. (1998) Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. Бурятского научного центра. 265 с.

**14.** Конников Э.Г. (1986) Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука. 127 с.

**15.** Коптев-Дворников Е.В., Хворов Д.М. (2011) Оценка пропорций кристаллизации и равновесности закалочных экспериментов в системах базитового состава. Геохимия. № 1, С. 16-34.

**16.** 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. № 4, С. 401-419.

**17.** Лихачев А.П. (2006) Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. Москва: Эслан. 496 с.

**18.** Новиков Г.В. (1988) Пирротины: кристаллическая и магнитная структура, фазовые превращения. М.: Наука. 185 с.

**19.** Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Э.Г. Канакин С.В., Бадмацыренова Р.А., Хромова Е.А. (2018) Габбро-перидотитовые силлы верхнерифейского Довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия). Геология и геофизика. Т. 59 № 5. С. 589-605.

**20.** Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. (2001) Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель. Т. 1 (Петрология траппов, 2-е изд.). 407 с.

**21.** Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. (2002) Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные. Геотектоника. № 1. С. 29-41.

22. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. (2007) Тектономагматическая эволюция и происхождение континентальной коры Байкало-Муйского пояса. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск. ИЗК СО РАН. Вып. 5. Т. 2. С. 49-51.
23. Синякова Е.Ф., Косяков В.И. (2012) Поведение примесей благородных металлов при фракционной кристаллизации Cu-Fe-Ni-сульфидных расплавов, содержащих As и Co. Геология и геофизика. Т. 53. № 9. С. 1126–1153.
24. Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Борисенко А.С. (2017) Влияние примесей As, Bi, Te на поведение платиновых металлов при фракционной кристаллизации сульфидной магмы. Докл. АН. Т. 477. № 4. С. 470–474.
25. Спиридонов Э.М. (2010) Рудно-магматические системы Норильского рудного поля. Геология и геофизика. Т.51. С. 1356-1378.
26. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. (1994) Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузивах. Геология рудн. месторождений. Т. 36. № 3. С. 195—217.
27. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. (2008) Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель. 193 с.
28. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Буматов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томур- тогоо О., Янь Х. (2003) Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии. Тихоокеанская геология, т. 22, № 6, с. 7—41.
29. Пшеницын И.В., Аriskин 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. Т. 28. № 3. С. 280-297.
30. Радько В.А. (1991) Модель динамической дифференциации интрузивных траппов Сибирской платформы // Геология и Геофизика. № 11. С. 19-27.
31. Цыганков А. А. (2002) Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии: Дис. д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.04: Улан-Удэ, 370 с.

- 32.** 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. *Economic Geology*. V. 108. No 8. P. 1983-2003.
- 33.** 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. *Mineralium Deposita*. V. 51. P. 993-1011.
- 34.** 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. *Journal of Petrology*. V. 59. No 2. P. 283-298.
- 35.** 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*. V. 302-303. P. 242-262.
- 36.** Ariskin A.A., Nikolaev G.S., Danyushevsky L.V., Fiorentini M., Kislov E.V., Pshenitsyn I.V. (2018c) Genetic interpretation of the distribution of PGE and chalcogens in sulfide-mineralized rocks from the Yoko-Dovyren layered intrusion. *Geochemistry International*. V. 56. No 13. P. 1322-1340.
- 37.** Baker D.R., Moretti R. (2011) Modeling the solubility of sulfur in magmas: a 50-year old geochemical challenge. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. V. 73. P. 167-213.
- 38.** Baker D.R., Mancini L., Polacci M., et al. (2012) An introduction to the application of X-ray microtomography to the three-dimensional study of igneous rocks. *Lithos*. V. 148. P. 262-276.
- 39.** 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.) *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. V. 179-213.
- 40.** Barnes S.-J., Cox R., Zientek M. (2006) Platinum-group element, Gold, Silver and Base Metal distribution in compositionally zoned sulfide droplets from the Medvezky Creek Mine, Noril'sk, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 152. P. 187-200.
- 41.** 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 Geology Reviews*. V. 76. P. 296-316.

42. Barnes S.-J. and Ripley E. M. (2016) Highly siderophile and strongly chalcophile elements in magmatic ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. V.81, P.725–774.
43. 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 Geology Reviews*. V. 76. P. 296-316.
44. Barnes S.J, Cox R.A, Zientek M.L (2006) Platinum-group element, gold, silver and base metal distribution in compositionally zoned sulfide droplets from the Medvezky Creek Mine, Noril'sk, Russia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* V. 152 (2), P. 187-200
45. Barnes J.S., Mungall J.E., Le Vaillant M., Godel B., Leshner M.C, Holwell D., Peter C. Lightfoot P.C., Krivolutskaya N., Wei B. (2017) Sulfide-silicate textures in magmatic Ni-Cu-PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores. *American Mineralogist*. V.102. P. 473–506.
46. Barnes J.S., Le Vaillant, M., Godel, B., and 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.*, V. 60, P. 1–31.
47. Campbell I.H., Naldrett A.J. (1979) The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Economic Geology*. V.74 (6), P. 1503-1506.
48. 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 and Planetary Science Letters*. V. 286. P. 14-22.
49. Duran C.J., Barnes S.-J., Pleše P., Kudrna Prašek M., Zientek M.L., Pagé P. (2007) Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Noril'sk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia). *Ore Geology Reviews*. V. 90. P. 326-351.
50. Dutrizac J. E. (1976) Reactions in cubanite and chalcopyrite. *The Canadian Mineralogist*, 14, 172-181.
51. Ebel D.S., Naldrett A.J. (1996) Fractional crystallization of sulfide ore liquids at high temperature. *Economic Geology*. V. 91. P. 607–621.
52. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nat. Geosci.* 9:464–469.
53. 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V.160. P. 100-116.

- 54.** Glotov A.I., Kislov E.V., Orsoev D.A., Podlipskii M.Y., Pertseva A.P. & Zyuzin V.I. (1998): Geochemistry of sulfur isotopes in various types of sulfide metallization of the Yoko-Dovyren massif (North Transbaikalia). *Geologiya i geofizika*, 39, 2, 228-233.
- 55.** 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. *Platinum Metals Reviews*. V. 54. P.26-36.
- 56.** Kadiyski, M., Armbruster, T., Galuskin, E.V., Pertsev, N.N., Zadov, A.E., Galuskina, I.O., Wrzalik, R., Dzierzanowski, P. and Kislov, E. V. (2008): The modular structure of dovyrenite,  $\text{Ca}_6\text{Zr}[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH})_4$ : Alternate stacking of tobermorite and rosenbuschite-like units. *American Mineralogist*, 93, 456-462.
- 57.** Kiseeva E.S., and Wood B.J. (2013) A simple model for chalcophile element partitioning between sulphide and silicate liquids with geochemical applications. *Earth and Planetary Science Letters*, 383, 68-81.
- 58.** Kiseeva E.S., Wood B.J. (2015) The effects of composition and temperature on chalcophile and lithophile element partitioning into magmatic sulphides. *Earth and Planetary Science Letters*. V.424. P.280-294.
- 59.** Krivolutskaya N.A. (2016) Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk Area. Springer Cham Heidelberg New York Dordrecht London.
- 60.** Kullerud G., Yund R.A., Moh G.H. (1969) Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S and Fe-Ni-S systems. *Economic Geology Monograph*. V. 4. P. 323–343.
- 61.** Maier W.D. (2005) Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria. *Journal of African Earth Sciences*. V. 41, P. 165-191.
- 62.** Mungall J.E. (2002) Late-stage sulfide liquid mobility in the Main Mass of the Sudbury Igneous Complex: Examples from the Victor Deep, McCreedy East, and Trillabelle deposits. *Economic Geology*. V. 97. P. 1563-1576.
- 63.** 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*. V. 125. P. 265–289.
- 64.** Mungall J.E., Su Shanguo (2005) Interfacial tension between magmatic sulfide and silicate liquids: constraints on kinetics of sulfide liquation and sulfide migration through silicate rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 234,135-149.
- 65.** Naldrett A.J. (2004) Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag, 727 p.

66. Naldrett, A.J. (2011) Fundamentals of magmatic sulfide deposits. In C. Li, and E.M. Ripley, Ed., *Magmatic Ni-Cu and PGE deposits: geology, geochemistry and genesis: reviews in economic geology*, volume 17. Society of Economic Geologists, Denver., 1-50.
67. Patten, C., Barnes, S.-J., Mathez, E. A. & Jenner, F. E. (2013) Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and silicate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets. *Chem. Geol.* 358, 170–188
68. Pearce M.A., Godel B.M., Fisher L.A., et al. (2017) Microscale data to macroscale processes: a review of microcharacterization applied to mineral systems. Eds. Gessner K., Blenkinsop T.G., Sorjonen-Ward P. *Characterization of Ore-Forming Systems from Geological, Geochemical and Geophysical Studies*. Geological Society London. Special Publications. V. 453.
69. Poulson S.R., Ohmoto H. (1989) Devolatilization equilibria in graphite-pyrite-pyrrhotite bearing pelites with application to magma-pelite interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 101. P. 418-425.
70. 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. *Economic Geology* V. 99, pp. 365–376.
71. Rontgen W. (1898). *Uber eine neue Art von Strahlen (Concerning a new type of radiation)*. *Ann Phys Chem New Series* 64, 1-37.
72. Ripley E.M. (1981) Sulfur isotopic studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*. V. 76. P. 610-620.
73. Ripley E.M., Li C. (2013) Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-(PGE) ore genesis? *Economic Geology*. V. 108. P. 45-58.
74. Taylor L.A, Finger L.W. (1970) Structural refinement and composition of mackinawite. *Carnegie Institution of Washington Geophysical Laboratory Annual Report*. V.69. P. 318–322.
75. Tomkins A.G. (2010) Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. P. 3246–3259.
76. Tsujimura T., Kitakaze A. (2004) New phase relations in the Cu–Fe–S system at 800°C; constraint of fractional crystallization of a sulfide liquid. *N. Jb. Mineral. Mh.* V.10. P. 433–444.
77. Vishnevskiy A.V., Cherdantseva M.V. (2016) Merenskyite and other precious metal minerals in sulfide blebs from the Rudniy ultramafic-mafic intrusion, northwest Mongolia. *Canad. Mineral.* V. 54. P. 519–535.

**78.** 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 and Planetary Science Letters*. V. 536. P. 116-162.

## Приложение

Таблица 1. Средние составы минералов оливинового габбронорита с сульфидными глобулами (DV10-4), пикродолерита из зоны закали (DV30-1) и сидеронитовой руды (DV107-1)

<b>DV107-1</b>												
<b>Min.</b>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Total
<b>OI</b>	38.82	-	-	17.89	0.30	42.44	0.04	-	-	0.01	0.11	99.61
<b>PI</b>	52.69	-	30.45	0.31	-	0.01	12.54	4.49	0.13	-	-	100.62
<b>Cpx</b>	52.21	0.60	2.71	5.01	0.21	17.24	20.93	0.28	0.00	0.73	0.02	99.93
<b>Opx</b>	55.20	0.19	0.70	10.80	0.31	31.30	0.91	0.03	0.01	0.11	0.01	99.57
<b>Phl</b>	38.61	4.15	14.62	6.58	0.06	21.15	0.03	0.83	8.94	0.88	0.05	95.91
<b>Sp</b>	-	2.00	11.22	44.56	1.19	5.33	0.24	-	-	35.41	0.09	100.03
<b>Sp (Bsf)</b>	-	3.59	6.27	59.40	1.32	2.78	0.01	-	-	28.05	0.02	101.44
<b>DV30-1</b>												
<b>OI</b>	39.78	-	-	15.81	0.27	44.23	0.09	-	-	0.11	0.32	100.62
<b>PI</b>	55.43	-	28.84	0.29	-	-	10.74	5.51	0.23	-	-	101.06
<b>Cpx</b>	52.78	0.63	1.60	7.42	0.23	15.54	22.36	0.26	-	0.05	0.03	100.91
<b>Opx</b>	54.97	0.30	1.17	15.35	0.37	27.49	1.31	0.01	0.01	0.19	0.05	101.22
<b>Phl</b>	38.47	4.50	15.50	8.01	0.03	19.43	-	0.18	9.71	0.80	0.14	96.78
<b>Sp</b>	-	2.28	12.07	45.95	0.38	2.88	0.02	0.02	0.01	38.22	0.14	101.99
<b>DV10-4</b>												
<b>OI</b>	38.76	-	-	18.50	0.30	41.71	0.09	-	-	0.01	0.22	99.59
<b>PI</b>	51.78	-	30.48	0.24	-	0.03	12.70	4.26	0.08	-	-	99.58
<b>Cpx</b>	52.79	0.67	2.20	6.14	0.18	17.81	19.88	0.27	0.01	0.59	0.01	100.58
<b>Opx</b>	56.10	0.04	0.72	12.97	0.30	29.59	0.80	0.02	0.01	0.02	0.10	100.66
<b>Phl</b>	38.54	4.33	15.06	7.30	0.05	20.29	0.03	0.50	9.33	0.84	0.09	96.34
<b>Sp</b>	0.39	2.43	8.90	39.23	0.58	2.53	0.01	0.05	0.01	40.61	0.11	94.84

Таблица 2. Стратиграфическое положение и изотопные характеристики  $\delta^{34}\text{S}$  изученных пород апофиза DV10. (Арискин и др. 2021)

Номер образец	$h$ , м	Порода	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
19DV920-1	279.7	Контактовый пикродолерит	-1.86
19DV903-3	274	<i>Ol</i> -габбронорит	1.00
19DV908-1	190	–	2.42
16DV629-1-2	23	Рудоносное лейкогаббро (дайка)	$2.50 \pm 0.17$ ( $n=3$ )
16DV628-2	21	Рудоносный оливинный габбронорит	$2.53 \pm 0.15$ ( $n=3$ )
07DV107-1	12	Сидеронитовая руда	2.09
DV10-4	11	<i>Ol</i> -габбронорит **	6.20
16DV627-1-3	8	<i>Ol</i> -габбронорит **	$10.33 \pm 0.42$ ( $n=3$ )
19DV928-1	3	Пикродолерит**	11.80
16DV627-1-2		Пикро-	$8.76 \pm 0.25$
(срез капли 1)	0.1	долерит**	( $n=2$ )
16DV627-1-2		Пикро-	$8.48 \pm 0.35$
(срез капли 2)	0.1	долерит**	( $n=3$ )

Примечание. н.д. – нет данных.

## Петрографическая характеристика основных изученных пород

### Шлиф DV30-1. Оливиновый пикродолерит

Порода массивная, полнокристаллическая, неравномернозернистая, средне-мелкозернистая. Структура порфировидная, с офитовой основной массой. Порфировидность определяется наличием крупных кристаллов оливина (с включениями алюмохромита). Офитовый характер основной массы проявлен в виде удлиненных кристаллов пироксенов и лейст плагиоклаза, которые зачастую формируют радиально-лучистые агрегаты. Порода полиминеральная, породообразующие минералы: оливин, плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен. Вторичные агрегаты соссюрит, серпентин. Второстепенный минерал - флогопит, акцессорные минералы – хромшпинель.

Минерал	Размеры зерен	Форма зерен	% содержание	Вторичные изменения
Оливин	0.5 – 2.5 мм	Субидиоморфные, изометричные,	10	Слабая серпентинизация
Плагиоклаз	0.2 - 2 мм	Субидиоморфные, удлиненные	52	слабо соссюритизирован
Ортопироксен	0.2 – 1 мм	Ксеноморфные, субидиоморфные, призматические	10	-
Клинопироксен	0.1 – 1 мм	Ксеноморфные, субидиоморфные, призматические	15	-
Флогопит	0.05 – 0.5 мм	Ксеноморфные, реже субидиоморфные таблитчатые	2.5	-
Хромшпинель	0.05 - 0.1 мм	Идиоморфные, изометричные	0.5	-
Ильменит				

**Оливин.** Формирует довольно крупные порфировидные кристаллы, размером около 1.5 мм, с отклонениями от 0,5 до 2.5 мм. Оливин разбит радиальными трещинами спайности по которым развивается серпентин и магнетит. В основном зерна изометричные или слабо вытянутые. Имеет тенденцию образовывать гломеропорфировые сростки из 2-5 кристаллов. У минерала высокий рельеф, максимальная интерференционная окраска до фиолетовой 2 порядка.

**Плагиоклаз.** Представлен субидиоморфными удлиненными кристаллами с соотношением длины и ширины от 5:1 до 10:1. Длина зерен плагиоклаза около 1 мм с

отклонениями от 0,2 до 2 мм. Плагноклаз в породе довольно свежий, видны трещины спайности в одном направлении. Довольно часто образует радиально-лучистые агрегаты. У минерала низкий рельеф, максимальная интерференционная окраска светло-серая 1 порядка. В большинстве кристаллов наблюдаются полисинтетические двойники.

**Ортопироксен.** Представлен субидиоморфными и ксеноморфными удлинёнными кристаллами с соотношением длины и ширины 4-5:1, иногда 2-3:1. Длина зерен около 0.7 мм с отклонениями от 0,2 до 1 мм. Пойкилитовых соотношений между плагноклазом и ортопироксеном не наблюдается. Формирует вытянутые субидиоморфные кристаллы, а также встречается в виде ксеноморфных кристаллов в интерстициях между зернами плагноклаза. Ортопироксен слабо окрашен в серовато-розовые оттенки, максимальная интерференционная окраска желтая 1 порядка, погасание прямое.

**Клинопироксен.** Образует удлинённые кристаллы с соотношением длины и ширины 3-5:1, длина зерен около 0.7 мм с отклонениями от 0,1 до 1 мм. Занимает то же структурное положение, что и ортопироксен. Максимальная интерференционная окраска синяя 2 порядка. Погасание косое под углом 39°

**Флогопит.** Образует субидиоморфные и ксеноморфные таблитчатые зерна, реже образует небольшие пойкилитовые кристаллы, включающие в себя плагноклаз. Плеохроирует от бледно-желтого до темно-коричневого, имеет совершенную спайность в одном направлении, интерференционные окраски до розовой 3 порядка. Погасание прямое, искристое.

**Хромшпинель.** Образует изометричные кристаллы до 0.1 мм. Практически все зерна встречаются внутри вкрапленников оливина.

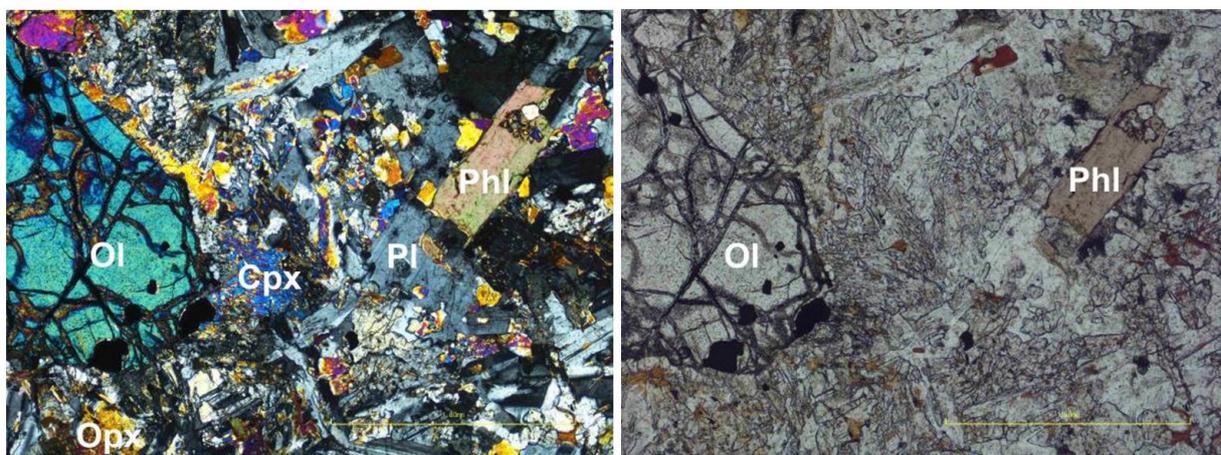


Рис. 1. Петрографические особенности образца DV30-1. Слева - Вкрапленник оливина в основной пироксен-плагноклазовой массе, николи X, увеличение 5х. Справа – тот же участок, николи //.

## Шлиф DV627-1-2. Оливиновый пикродолерит

Порода массивная, полнокристаллическая, неравнозернистая, средне-мелкозернистая. Структура порфировидная, с офитовой основной массой. Порфировидность определяется наличием крупных зерен оливина (с включениями алюмохромита). Офитовый характер основной массы проявлен в виде удлиненных кристаллов пироксенов и лейст плагиоклаза.

Порода полиминеральная, породообразующие минералы: оливин, плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен. Вторичные агрегаты соссюрит, серпентин. Второстепенный минерал - флогопит, акцессорные минералы – хромшпинель, магнетит и сульфиды. Сульфиды представлены округлыми изолированными каплями до 10 мм и тонкой вкрапленностью, приуроченной к этим каплям.

Минерал	Размеры зерен	Форма зерен	% содержание	Вторичные изменения
Оливин	0.5 – 2 мм	Ксеноморфные Субидиоморфные, изометричные	10	Слабо серпентинизиро ван
Плагиоклаз	0.2 - 1.5 мм	Субидиоморфные, удлиненные	52	слабо соссюритизирова н
Ортопироксен	0.2 – 2 мм	Ксеноморфные, Субидиоморфные, призматические	10	-
Клинопироксен	0.1 – 1.5 мм	Ксеноморфные, Субидиоморфные, призматические	15	-
Флогопит	0.05 – 1 мм	Ксенооморфные, субидиоморфные таблитчатые	2.5	-
Хромшпинелид	0.05 - 0.1 мм	Идиоморфные, изометричные	0.5	-
Сульфиды	-	-	5	Магнетитизаци я пирротина

**Оливин.** Образует крупные вкрапленники около 1.5 мм с отклонениями от 0,5 до 2 мм. Оливин разбит радиальными трещинами спайности по которым развивается серпентин и магнетит. Кристаллографические очертания кристаллов прослеживаются слабо, в основном зерна изометричные или слабо вытянутые. У минерала высокий рельеф, максимальная интерференционная окраска до фиолетовой 2 порядка.

**Плагиоклаз.** Представлен субидiomорфными удлиненными кристаллами с соотношением длины и ширины 5:1, иногда 3:1. Длина зерен плагиоклаза около 1 мм с отклонениями от 0,2 до 1.5 мм. Плагиоклаз в породе довольно свежий, видны трещины спайности в одном направлении. У минерала низкий рельеф, максимальная интерференционная окраска светло-серая 1 порядка. В большинстве зерен наблюдаются полисинтетические двойники.

**Ортопироксен.** Представлен субидiomорфными и ксеноморфными удлиненными кристаллами с соотношением длины и ширины 5-6:1, иногда 2-3:1. Длина зерен около 1 мм с отклонениями от 0,2 до 2 мм. Пойкилитовых соотношений между плагиоклазом и ортопироксеном не обнаружено. Ортопироксен слабо окрашен в серовато-розовые оттенки, максимальная интерференционная окраска оранжевая 1 порядка, погасание прямое.

**Клинопироксен.** Более распространен в породе, чем ортопироксен. Образует удлиненные кристаллы с соотношением длины и ширины 4-5:1, длина зерен около 1 мм с отклонениями от 0,1 до 1.5 мм. Занимает то же структурное положение, что и ортопироксен. Максимальная интерференционная окраска фиолетовая 2 порядка. Рельеф высокий, положительный. Погасание косое под углом  $38^\circ$

**Флогопит.** Образует субидiomорфные и ксеноморфные таблитчатые зерна, неравномерно распределенные по породе, при этом большинство кристаллов флогопита ассоциируют с сульфидами, часто образуя ареолы минерализации вокруг сульфидных капель. Плеохроирует от бесцветного до коричневого, имеет совершенную спайность в одном направлении, интерференционные окраски до розовой 3 порядка. Погасание прямое, искристое.

**Хромшпинель.** Формирует изометричные кристаллы до 0.1 мм. Практически все кристаллы встречаются внутри оливина, очень редко в основной массе. Имеют тенденцию образовывать скопления из нескольких (вплоть до десятка) зерен.

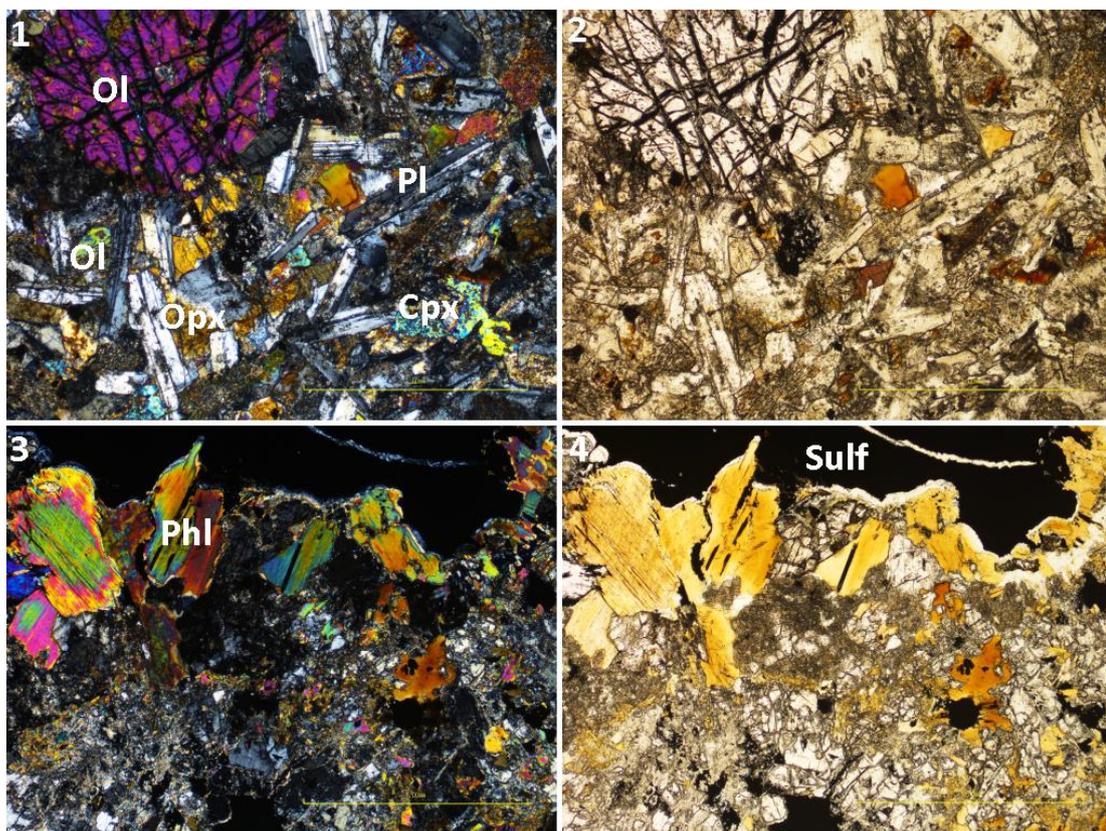


Рис.2. Петрографические особенности образца DV627-1-2

1 - Вкрапленник оливина в основной пироксен-плагиоклазовой массе, николи X, увеличение 5х. 2 – Тот же участок, николи //. 3 – Флогопитизация на границе с сульфидом, николи X, увеличение 5х. 4 - Тот же участок, николи //.

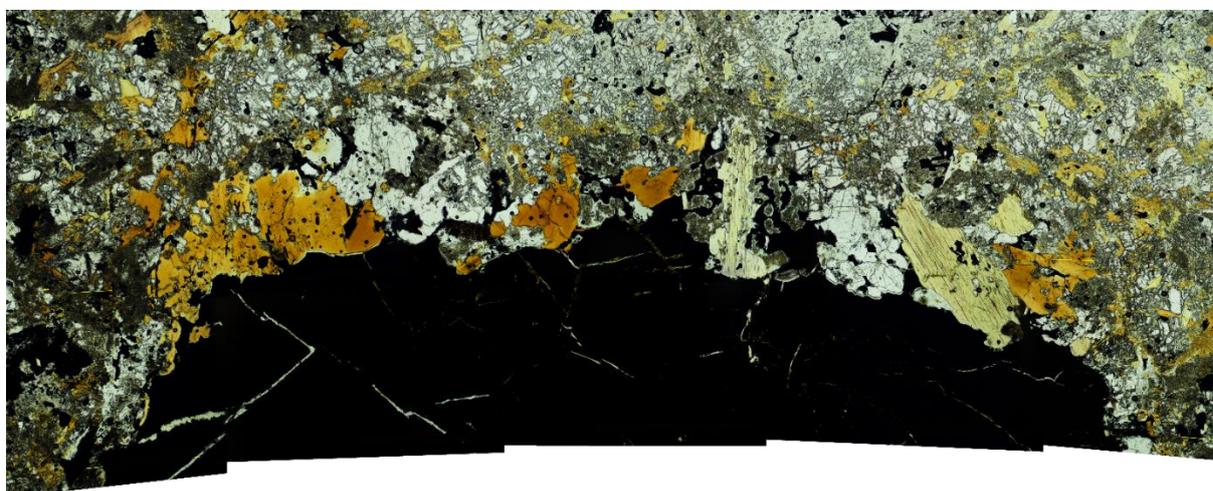


Рис.3. Флогопитовая «шапка» в верхней части сульфидной капли из образца DV627-1-2.

Сульфидные фазы представлены пятью основными минералами: пирротинном, троилитом, пентландитом, халькопиритом и кубанитом. Они слагают изолированные капли размером от 2 до 10 мм, а также мелкую вкрапленность, которая формирует периферийное окружение (далее - гало) капель.

**Пирротин/троилит.** Эти две фазы встречаются в совместной ассоциации, которая представлена змееобразными выделениями троилита и пирротина примерно в равных пропорциях. В отраженном свете пирротин имеет кремовый, а троилит – светло-кремовый оттенок. Оба минерала анизотропны. Редко встречаются участки замещения пирротина магнетитом.

**Халькопирит.** В шлифах светло-желтый, слабо анизотропный. Формирует ксеноморфные выделения без кристаллографических очертаний с плавными краями. В сульфидных обособлениях распространен повсеместно, но, в основном, приурочен к верхам сульфидных капель и гало.

**Кубанит.** Встречается в халькопирите в виде удлиненных ламелей с неровными краями. Хорошо диагностируется в скрещенных николях по сильному двуотражению. Встречается, преимущественно, в халькопирите из верхних участков капель и в гало.

**Пентландит.** Представлен двумя разновидностями: Пентландит I представлен ксеноморфными и субидиоморфными агрегатами размером до 3мм. В шлифе светло-бежевый, изотропный, хорошо диагностируется по треугольным кавернам выкрашивания и высокому рельефу. Встречается, в основном, в верхних частях капель с халькопиритом, а также по периферии сульфидных обособлений, тяготеет к краям сульфидов. Пентландит II представлен пламенивидными ламеллями. Почти всегда приурочен к границам с халькопиритом, трещинам и границам двойников в пирротине. Встречается в низах и центральных частях капель, вне зон развития пентландита I.

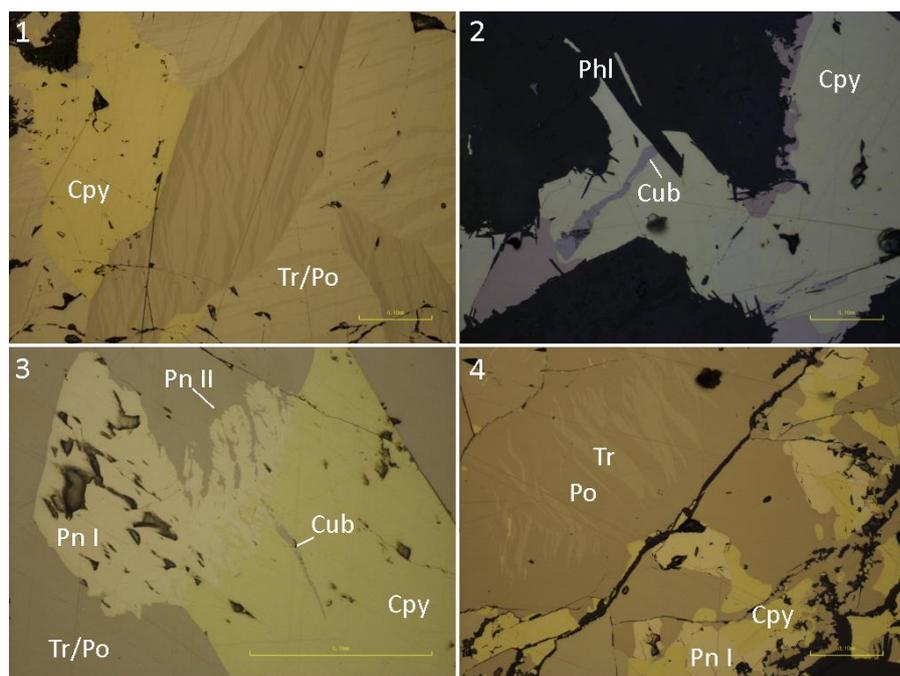


Рис. 4. Сульфиды из образца DV627-1-2

1 – Двойники полиморфных переходов в троилит-пирротиновой матрице, 20х. 2 – Халькопирит с ламелями кубанита на границе с силикатами. 3 – Две разновидности пентландита на границе с халькопиритом (+ кубанит), в пирротине. 50х. 4 – Ассоциация троилита, пирротина, пентландита I и халькопирита, увеличение 20х

#### **Шлиф DV10-4.** Оливиновый мелагаббронорит

Порода массивная, полнокристаллическая, неравномернозернистая, мелко-среднезернистая. Структура кумулятивная (орто-мезокумулат), пойкилитовая. Пойкилитовость определяется наличием крупных кристаллов пироксенов и плагиоклаза, которые включают в себя кристаллы оливина различного размера (с включениями хромшпинели).

Порода полиминеральная, породообразующие минералы:

Кумулятивные: оливин.

Интеркумулусные: плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен.

Вторичные агрегаты: серпентин, магнетит. Второстепенный минерал - флогопит, аксессуарные минералы – хромшпинель I (в оливине), хромшпинель II (в интеркумулусе), магнетит и сульфиды.

Минерал	Размеры зерен	Форма зерен	% содержание	Вторичные изменения
Оливин	0.05 – 1.2 мм	Субидиоморфные, идиоморфные изометричные	45	Серпентинизация
Плагиоклаз	0.1 – 0.5 мм	Ксеноморфные, призматические	10	-
Ортопироксен	0.2 – 4 мм	Ксеноморфные	30	-
Клинопироксен	0.2 – 3мм	Ксеноморфные	10	-
Флогопит	0.05 – 0.5 мм	Ксеноморфные, субидиоморфные таблитчатые	2	-
Хромшпинель I	0.05 - 0.1 мм	Идиоморфные, изометричные	0.2	-
Хромшпинель II	0.05 - 0.1 мм	Идиоморфные, изометричные	0.3	-
Сульфиды	до 7 мм	Мелкие капли и неправильные вкрапления	3	Магнетитизация пирротина

**Оливин.** Зерна оливина формируют кумулятивную структуру породы, образует суб- и идиоморфные кристаллы около 1 мм с отклонениями от 0,05 до 1.2 мм. Оливин разбит радиальными трещинами спайности, по которым развивается серпентин и магнетит. Зерна преимущественно изометричные, нередко с явными кристаллографическими очертаниями. В местах скопления оливина на контактах между зернами наблюдаются углы сочленения кристаллов в  $120^\circ$ . Максимальная интерференционная окраска минерала до фиолетовой 2 порядка. В зонах сульфидизации оливин практически нацело замещен серпентином с серо-синими интерференционными окрасками. Внутри таких измененных зерен наблюдается тонкая магнетит-сульфидная вкрапленность.

**Плагиоклаз.** Представлен ксеноморфным зернами с размерами около 0.5 мм с отклонениями от 0,2 до 1 мм. Плагиоклаз в породе довольно свежий, видны трещины спайности в одном направлении. Сосюритизация проявлена слабо. В шлифе плагиоклаз образует интерстиции между кристаллами оливина и пироксенов, реже образует небольшие пойкилитовые кристаллы, цементирующие оливин. Максимальная интерференционная окраска светло-серая 1 порядка, практически во всех зернах наблюдаются полисинтетические двойники.

**Ортопироксен.** Представлен ксеноморфными зернами размером около 2.5 мм с отклонениями от 0,2 до 4 мм. Образует крупные пойкилитовые кристаллы, которые цементируют оливин и флогопит. Максимальная интерференционная окраска желтая 1 порядка.

**Клинопироксен.** Представлен ксеноморфными зернами размером около 1 мм с отклонениями от 0,2 до 3 мм. Занимает то же структурное положение, что и ортопироксен, но встречается значительно реже. Максимальная интерференционная окраска синяя 2 порядка.

Границы между зернами пироксенов и плагиоклаза зачастую неровные, плавные, сглаженные, что может говорить о начальных процессах перекристаллизации породы вследствие отжига.

**Флогопит.** Образует субидиоморфные и ксеноморфные таблитчатые зерна, неравномерно распределённые по породе, при этом большинство кристаллов флогопита ассоциируют с сульфидами (около 80%), остальные 20% более-менее равномерно распределены по породе. Плеохроирует от бесцветного до коричневого, интерференционные окраски до зеленой 3 порядка.

**Хромшпинель.** Встречаются шпинелиды двух разновидностей: во включениях в оливине и в интеркумулусе. При этом различия между ними проявляются в химическом составе, а петрографически они практически неотличимы, наблюдаются лишь вариации в размере кристаллов. Поэтому для данной породы приводится обобщенное описание для этих двух типов.

Хромшпинелиды образуют изометричные кристаллы до 0.1 мм в оливине и до 0.2 мм в интеркумулусных минералах и сульфидах. В отраженном свете серые, изотропные. Имеют тенденцию образовывать скопления и «строчки» из нескольких зерен.

Сульфидные фазы представлены четырьмя основными минералами: пирротином, троилитом пентландитом, халькопиритом. Они слагают небольшие капли неправильной формы размером от 0.6 до 3 мм, а также рассеянную сульфидную вкрапленность, как пространственно приуроченную к каплям, так и встречающуюся на удалении от них. Границы сульфидных вкраплений обычно неровные, пронизаны множеством тонких иголок вторичного амфибола

**Пирротин/троилит.** Пирротин является доминирующей сульфидной фазой в образце. В отличие от большинства других образцов. В отраженном свете пирротин имеет кремовый оттенок, а троилит – светло-кремовый, оба минерала слабо анизотропны. Встречаются участки замещения пирротина магнетитом, в основном вдоль трещин, и на краях сульфидных обособлений.

**Халькопирит.** В шлифах светло-желтый, изотропный. Формирует ксеноморфные выделения без кристаллографических очертаний с плавными краями. Нередко наблюдаются тонкие прожилки и вкрапленность халькопирита, отходящая от сульфидных обособлений во вмещающие силикаты. Иногда халькопирит цементирует раздробленные кристаллы флогопита по их спайности.

**Пентландит.** Представлен двумя разновидностями: Пентландит I представлен ксеноморфными с субидиоморфными зернами размером до 0.7 мм. В шлифе светло-бежевый, изотропный, хорошо диагностируется по треугольным кавернам выкрашивания и высокому рельефу. Пентландит II представлен пламеневидными ламеллями с неровными краями. Приурочен к границам с халькопиритом, трещинам, границам зерен пирротина. Встречается в низах и центральных частях капель, вне зон развития пентландита I.

### Шлиф DV627-1-3. Оливиновый мелагаббронорит

Порода массивная, полнокристаллическая, неравномернозернистая, среднезернистая. Структура кумулятивная (ортокумулат), пойкилитовая. Структура породы определяется наличием крупных кристаллов пироксенов и плагиоклаза, которые включают в себя кумулюсные кристаллы оливина различного размера (с включениями хромшпинели). В целом, порода похожа на образец DV10-4.

Порода полиминеральная, породообразующие минералы:

Кумулятивные: оливин.

Интеркумулюсные: плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен.

Вторичные агрегаты: серпентин, магнетит. Второстепенный минерал - флогопит, аксессуарные минералы – хромшпинель I (в оливине), хромшпинель II (в интеркумулусе), магнетит и сульфиды.

Минерал	Размеры зерен	Форма зерен	% содержание	Вторичные изменения
Оливин	0.2 – 2 мм	Субидiomорфные, идиоморфные изометричные	37	Серпентинизация
Плагиоклаз	0.4 – 3.5 мм	Ксеноморфные, удлиненные	20	Сосюритизация
Ортопироксен	0.3 – 4 мм	Ксеноморфные	25	-
Клинопироксен	0.2 – 3 мм	Ксеноморфные, удлиненные	15	-
Флогопит	0.1 – 0.7 мм	Субидiomорфные ксеноморфные, таблитчатые	1	-
Хромшпинель I	0.05 - 0.1 мм	Идиоморфные, изометричные	0.2	-
Хромшпинель II	0.05 - 0.1 мм	Идиоморфные, изометричные	0.3	-
Сульфиды	до 1.5 мм	Редкая вкрапленность неправильной формы	1.5	Магнетитизация пирротина

**Оливин.** Формирует кумулятивную структуру породы. Оливин образует суб- и идиоморфные кристаллы около 1 мм с отклонениями от 0,2 до 2 мм. Разбит трещинами спайности, по которым развивается серпентин и магнетит. Зерна преимущественно изометричные, реже слабо удлиненные, нередко с явными кристаллографическими

очертаниями. Максимальная интерференционная окраска минерала до фиолетовой 2 порядка. В отличие от образца DV10-4, здесь зерна оливина редко соприкасаются между собой гранями.

**Плагиоклаз.** Представлен ксеноморфным зернами с размерами около 2 мм с отклонениями от 0,4 до 3,5 мм. Плагиоклаз в породе довольно свежий, видны трещины спайности в одном направлении. В шлифе образует довольно крупные вытянутые пойкилитовые кристаллы, цементирующие оливин, реже флогопит. Максимальная интерференционная окраска светло-серая 1 порядка, практически во всех зернах наблюдаются полисинтетические двойники.

**Ортопироксен.** Представлен ксеноморфными зернами размером около 2,5 мм с отклонениями от 0,3 до 4 мм. Образует крупные пойкилитовые кристаллы, которые цементируют оливин и изредка флогопит. Максимальная интерференционная окраска бледно-желтая 1 порядка.

**Клинопироксен.** Представлен ксеноморфными зернами размером около 2 мм с отклонениями от 0,2 до 3 мм. Наряду с ортопироксеном образует пойкилитовые кристаллы. Максимальная интерференционная окраска фиолетовая 2 порядка. Иногда в клинопироксене наблюдается двойникование по карлсбадскому закону.

Очень часто наблюдается обрастание клинопироксена каймами ортопироксена, а также их взаимные прорастания (чаще ортопироксен в клинопироксене, реже – наоборот).

**Флогопит.** Образует субидiomорфные, реже ксеноморфные таблитчатые и удлиненные зерна, неравномерно распределённые по породе, при этом большинство зерен флогопита ассоциируют с сульфидами (около 85%), остальные 15% не ассоциируют с ними и более-менее равномерно распределены по породе. Плеохроирует от бесцветного до коричневого, интерференционные окраски до сине-зеленой 3 порядка. Часто образует сростки из нескольких кристаллов.

**Хромшпинель.** Встречаются двух разновидностей: во включениях в оливине и в интеркумулусе. Хромшпинели образуют изометричные кристаллы до 0,1 мм в оливинах и до 0,15 мм в интеркумулусных минералах. В отраженном свете серые, изотропные. Интеркумулусные шпинелиды часто образуют скопления и строчки из нескольких зерен.

Сульфидные фазы представлены четырьмя минералами: пирротином, троилитом, пентландитом, халькопиритом. Они слагают небольшие (до 1.5 мм) включения неправильной формы.

**Пирротин/троилит.** Представлены стандартными для этих пород троилит-пирротиновыми структурами распада, однако пирротин преобладает над троилитом.

**Халькопирит.** Формирует ксеноморфные выделения без кристаллографических очертаний с плавными краями. Нередко наблюдаются тонкие прожилки и вкрапленность халькопирита, отходящая от сульфидных обособлений во вмещающие силикаты.

**Пентландит.** В шлифе светло-бежевый, изотропный, хорошо диагностируется по треугольным кавернам выкрашивания и высокому рельефу.

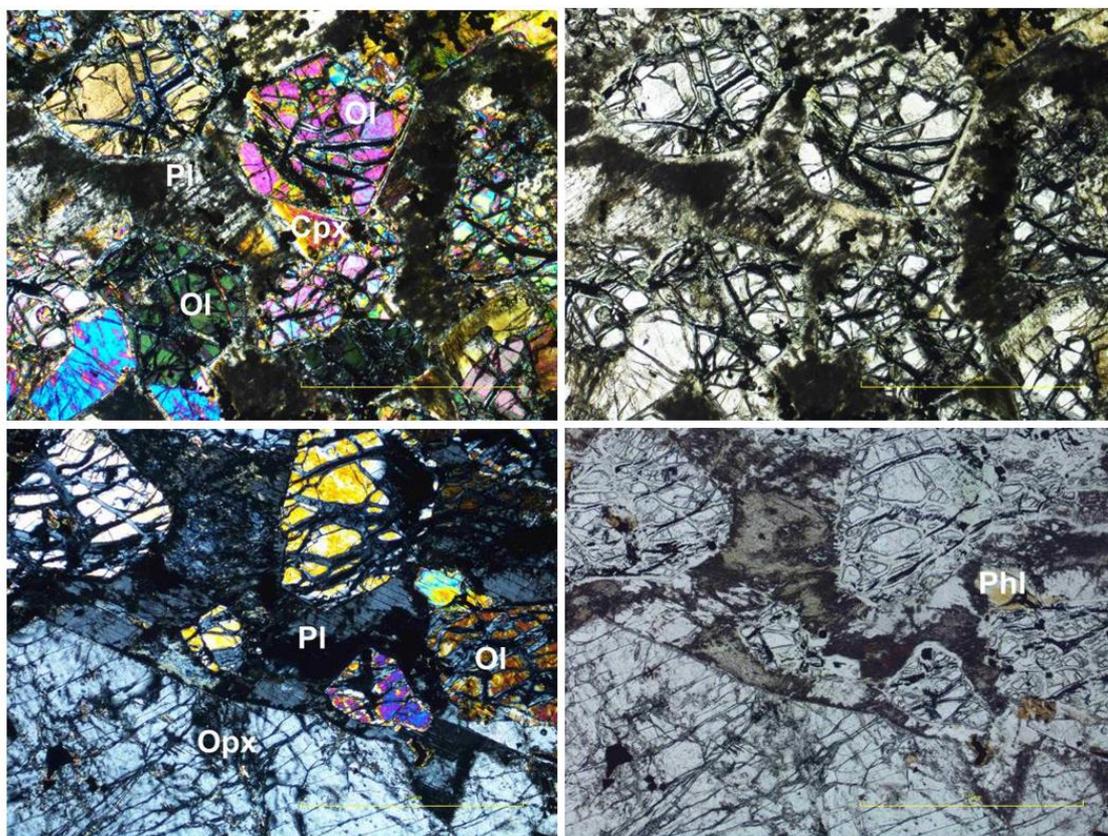


Рис. 5. 1 – Обр. DV627-1-3. Кристаллы оливина цементируются плагиоклазом и клинопироксеном, николи X, увеличение 5x. 2 – Тот же участок, николи //. 3 – Обр. DV 10-4. Граница двух крупных пойкилокристов плагиоклаза и ортопироксена, николи X, увеличение 5x. 4 - Тот же участок, николи //.

#### **Шлиф DV628-2-3. Оливиновый мелагаббронорит**

Порода массивная, полнокристаллическая, неравномернoзернистая, крупно-среднезернистая. Структура кумулятивная (ортокумулат), пойкилитовая. Структура породы

определяется наличием крупных кристаллов пироксенов и плагиоклаза, которые включают в себя кумулузные кристаллы оливина различного размера (с включениями хромита).

Порода полиминеральная, породообразующие минералы: оливин, плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен. Вторичные агрегаты: серпентин, брусит, магнетит, пелитизация плагиоклаза, карбонат, куммингтонит, амфибол, тальк. Второстепенный минерал - флогопит, акцессорные минералы – хромшпинель I (в оливине), хромшпинель II (в интеркумулусе), хромшпинель III (в сульфиде), ильменит и сульфиды.

Минерал	Размеры зерен (для сульфидов – вкраплений)	Форма зерен	% содержан ие	Вторичные изменения
Оливин	0.2 – 1.8 мм	Субидиоморфные, идиоморфные изометричные	32	Серпентиниза ция, бруситизация
Плагиоклаз	1 – 3 мм	Ксеноморфные, удлиненные	13	Частичная пелитизация
Ортопироксен	1 – 5 мм	Ксеноморфные, таблитчатые	34	Флогопитиза ция, куммингтони зация
Клинопироксен	0.5 – 3 мм	Ксеноморфные, удлиненные, таблитчатые	10	Флогопитиза ция
Флогопит	0.2 – 3 мм	Субидиоморфные ксеноморфные, таблитчатые	6	-
Хромшпинель I	0.01 - 0.05 мм	Идиоморфные, изометричные	0.1	-
Хромшпинель II	0.01 - 0.05 мм	Идиоморфные, изометричные	0.2	-
Хромшпинель III	0.1 - 0.25 мм	Идиоморфные, изометричные	0.1	-
Ильменит	0.05 - 0.1 мм	Гипидиоморфные, ксеноморфные	0.1	-
Сульфиды	до 1.5 мм	Редкая вкрапленность неправильной формы	5	Слабая магнититизац ия

**Оливин.** образует суб- и идиоморфные кристаллы около 1 мм с отклонениями от 0,2 до 1.8 мм. Зерна преимущественно изометричные, нередко с явными кристаллографическими очертаниями. Максимальная интерференционная окраска минерала до фиолетовой 2 порядка. Оливин в различной степени спрпентинизирован,

вплоть до полного замещения антигоритом вблизи сульфидов. Иногда по слабо серпентинизированному оливину развивается брусит.

**Плагиоклаз.** Представлен ксеноморфным зернами с размерами около 2 мм с отклонениями от 1 до 3 мм. Плагиоклаз в породе довольно свежий, видны трещины спайности в одном направлении. Образует крупные пойкилитовые кристаллы, цементирующие оливин. Максимальная интерференционная окраска светло-серая 1 порядка, практически во всех зернах наблюдаются полисинтетические двойники. Частично пелитизирован.

**Ортопироксен.** Представлен ксеноморфными, реже таблитчатыми зернами размером около 3 мм с отклонениями от 1 до 5 мм. Образует крупные пойкилитовые кристаллы, которые цементируют кристаллы оливина. Замещается прожилками куммингтонита. Широко развита флогопитизация, при этом флогопит развивается в виде удлинённых параллельно спайности пироксена зерен, которые имеют одинаковую кристаллографическую ориентировку и гаснут в кристаллах пироксена одновременно. Максимальная интерференционная окраска ортопироксена светло - серая 1 порядка.

**Клинопироксен.** Представлен ксеноморфными зернами размером около 2 мм с отклонениями от 0,5 до 3 мм. Наряду с ортопироксеном образует пойкилитовы кристаллы, но меньших размеров, и более вытянутой формы. В нем, также как и в ортопироксене, проявлена флогопитизация. Максимальная интерференционная окраска фиолетовая 2 порядка.

**Флогопит.** Помимо замещения пироксенов, образует довольно крупные (до 3 мм) субидiomорфные, таблитчатые и удлинённые зерна, реже ксеноморфные, вплоть до пойкилитовых кристаллы. Большинство зерен флогопита приурочены к сульфидами, но также распространены и вдали от них. Плеохроирует от бесцветного до коричневого, интерференционные окраски до сине-зеленой 3 порядка, но встречаются также и аномальные – темно-бурые.

**Хромшпинель.** Встречаются трех разновидностей: во включениях в оливине, в интеркумулусе, и в сульфидах. Хромшпинелиды I и II представлены изометричными кристаллами до 0.05 мм в оливинах и в интеркумулусных минералах. Интеркумулусные шпинелиды часто образуют скопления, вплоть до десятков зерен. Хромшпинелиды III типа развиты внутри и вблизи сульфидов. Они также формируют идиоморфные кристаллы, часто разбитые трещинами, которые цементируются пирротинном. Размер таких кристаллов может достигать 0.25 мм.

Сульфидные фазы представлены четырьмя основными минералами: пирротином, троилитом, пентландитом и халькопиритом. Они слагают глобулы размером от 3 до 6 мм и локальные области сидеронитовой вкрапленности, которые, зачастую, пространственно ассоциируют с глобулами и могут являться их непосредственной частью (апофизом). В количественном соотношении резко доминирует пирротин/троилит, реже встречаются халькопирит и пентландит, примерно в равных пропорциях.

**Пирротин/троилит.** Эти две фазы встречаются в совместной ассоциации, которая представлена змееобразными выделениями троилита и пирротина, при этом их соотношения в структурах распада – 1/3. В отраженном свете пирротин имеет кремовый, а троилит – светло-кремовый оттенок. Оба этих минерала анизотропны.

**Халькопирит.** Формирует ксеноморфные выделения без кристаллографических очертаний с плавными краями. Часто наблюдаются двойники полиморфных переходов из кубического и тетрагональный халькопирит, которые диагностируются по своей анизотропии в скрещенных николях. Халькопирит встречается, в основном, в ассоциации с пентландитом, и тяготеет к краям сульфидных глобул.

**Пентландит.** Представлен ксеноморфными с субидиоморфными зернистыми агрегатами размером до 1 мм (в глобулах) и до 0.3 мм (в сидеронитовых участках). В шлифе светло-бежевый, изотропный, хорошо диагностируется по треугольным кавернам выкрашивания и высокому рельефу. Почти все зерна пентландита замещены виоларитом, только в центральных частях крупных зерен можно встретить реликты неизмененного пентландита. Ассоциирует с халькопиритом и пространственно приурочен, в основном, к краям сульфидных глобул.

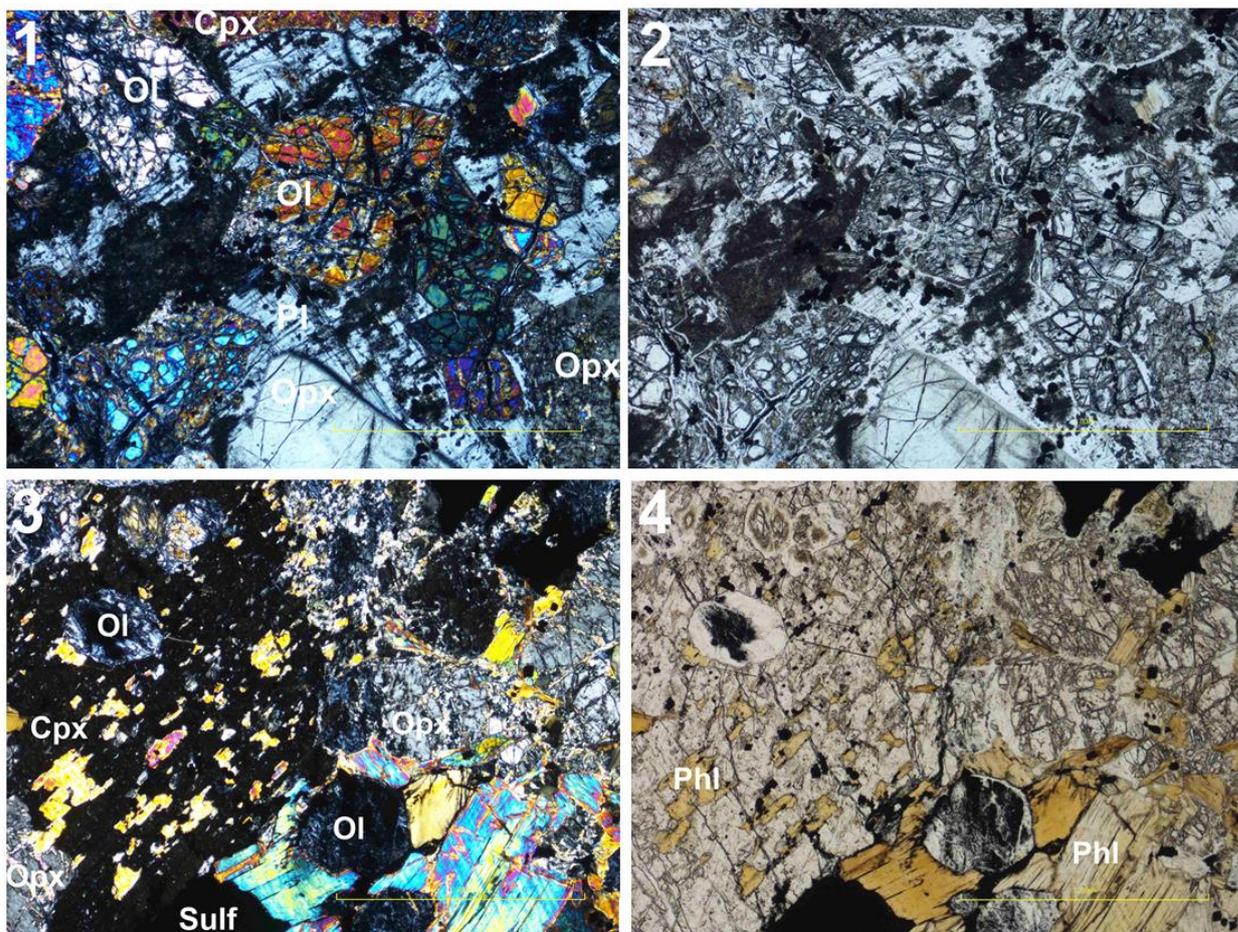


Рис. 6. 1 – Обр. DV628-2-2. Кристаллы оливина цементируются плагиоклазом и ортопироксеном, николи X, увеличение 5х. 2 – Тот же участок, николи //. 3 – Обр. DV628-2-2. Замещение клинопироксена флогопитом, ортопироксена куммингтонитом, + крупные кристаллы флогопита рядом с сульфидом, николи X, увеличение 5х. 4 - Тот же участок, николи //.

### Шлиф DV107-1-1 Сидеронитовая руда в оливиновом габбронорите

Порода массивная, полнокристаллическая, неравномерnozернистая, средnezернистая. Структура кумулятивная (ортокумулат), пойкилитовая. Структура породы определяется наличием крупных ойкокрстов пироксенов и плагиоклаза, которые включают кумулузные кристаллы оливина с включениями хромшпинелидов. Сидеронитовые участки породы сложены сульфидом, заполняющим интеркумулузное пространство между кристаллами оливина.

Порода полиминеральная, породообразующие минералы:

Кумулятивные: оливин.

Интеркумулусные: плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен.

Вторичные агрегаты: серпентин, магнетит. Второстепенный минерал - флогопит, аксессуарные минералы – хромшпинель I (в оливине), хромшпинель II (в сульфиде), магнетит и сульфиды.

Минерал	Размеры зерен	Форма зерен	% содержание	Вторичные изменения
Оливин	0.3 – 2 мм	Субидиоморфные, изометричные	44	серпентинизация
Плагиоклаз	-	Ксеноморфные	17	Полностью пилитизирован
Ортопироксен	0.1 – 4.5 мм	Ксеноморфные	13	-
Клинопироксен	0.5 – 2 мм	Ксеноморфные, редко субидиоморфные удлиненные	9	-
Флогопит	0.05 – 1 мм	Ксеноморфные, реже субидиоморфные таблитчатые	2	-
Хромшпинелид	0.05 – 1 мм	Идиоморфные, изометричные	0.5	-
Сульфиды	-	Ксеноморфные	15	Магнетитизация пирротина

**Оливин.** Формирует кумулятивную структуру породы. Образует суб- и идиоморфные кристаллы около 1 мм с отклонениями от 0,3 до 2 мм. Разбит радиальными трещинами спайности, по которым развивается серпентин и магнетит. В сидеронитовых участках вторичные изменения оливина проявлены сильнее. Зерна преимущественно изометричные, реже слабо удлиненные, нередко с явными кристаллографическими очертаниями, однако, края кристаллов обычно закругленные, плавные. Максимальная интерференционная окраска минерала до фиолетовой 2 порядка.

**Плагиоклаз.** Представлен ксеноморфными зернами, наряду с пироксенами, заполняющими межзерновое пространство между кристаллами оливина. Из-за обильной пилитизации точные размеры зерен, двойникование и прочие оптические свойства установить невозможно. В параллельных николях такой пилитизированный плагиоклаз диагностируются по очень высокому рельефу, из-за которого собственная окраска минерала не проявляется.

**Ортопироксен.** Представлен субидiomорфными и ксеноморфными кристаллами с длиной зерен около 2 мм, с отклонениями от 1 до 4.5 мм. Образует крупные пойкилитовые кристаллы, которые заполняют пространство между кристаллами оливина. Максимальная интерференционная окраска бледно-желтая 1 порядка.

**Клинопироксен.** Представлен ксеноморфными зернами размером около 1 мм, с отклонениями от 0,5 до 2 мм. Наряду с ортопироксеном образует пойкилитовые кристаллы. Максимальная интерференционная окраска фиолетовая 2 порядка.

**Флогопит.** Образует ксеноморфные, в основном пойкилитовые зерна размером до 1 мм. Большинство кристаллов ассоциируют с сульфидами и встречаются на границах участков сидеронитовых структур. Плеохроирует от бледно-желтого до темно-коричневого, имеет совершенную спайность в одном направлении, интерференционные окраски до зеленой 3 порядка. Погасание прямое, искристое.

**Хромшпинель.** Образует изометричные кристаллы до 0.1 мм. Большинство встречается внутри оливина, реже в основной массе. Имеет тенденцию образовывать скопления кристаллов. Хромшпинель второй генерации в сульфидах встречается лишь в единичных случаях.

Сульфидные фазы представлены четырьмя основными минералами: пирротином, троилитом, пентландитом и халькопиритом. Они формируют сидеронитовую структуры породы, выполняя межзерновое пространство между кристаллами кумулюсного оливина. Такая сидеронитовая структура заполняет примерно 40% интеркумулюсного пространства в шлифе, остальные 60% выполнены плагиоклазом и пироксенами.

В количественном соотношении доминирует пирротин/троилит, халькопирит и пентландит довольно часто встречаются в совместной ассоциации и формируют участки, в которых соотношение пирротин/халькопирит/пентландит соответствует, примерно, 4/3/1

**Пирротин/троилит.** Эти две фазы представлены стандартными для этих пород структурами распада MSS (троилит + пирротин), при этом соотношения троилита и пирротина в структурах распада – 1/2. Морфология ламелей троилита, тем не менее, несколько отличается от таковой в образцах-капельниках: они имеют меньшую длину, и редко образуют однонаправленные группы ламелей, как в других образцах. Двойников полиморфных переходов не встречается.

**Халькопирит.** Формирует ксеноморфные выделения без кристаллографических очертаний с плавными краями. Часто наблюдаются двойники полиморфных переходов из

кубического в тетрагональный халькопирит, которые, однако, также не прямолинейные, а плавные. Довольно часто халькопирит встречается в ассоциации с пентландитом.

**Пентландит.** Представлен ксеноморфными с субидиоморфными зернистыми агрегатами размером до 0.5 мм. В шлифе светло-бежевый, изотропный, хорошо диагностируется по треугольным кавернам выкрашивания и высокому рельефу. Почти все зерна пентландита замещены виоларитом, участки незамещенного пентландита встречаются очень редко.

#### **Аншлиф DV107-1-2** Сидеронитовая руда в оливиновом габбронорите

Порода полностью аналогична образцу шлифа DV107-1-2. Это оливиновый габбронорит с участками сидеронитовой структуры, где сульфиды выполняют межзерновое пространство между кристаллами кумулюсного оливина. Такая сидеронитовая структура заполняет примерно 35% интеркумулюсного пространства в шлифе, остальные 65% выполнены плагиоклазом и пироксенами.

Сульфидные фазы представлены четырьмя основными минералами: пирротином, троилитом, пентландитом, халькопиритом, но также был встречен и кубанит.

В количественном соотношении доминирует пирротин/троилит, халькопирит и пентландит довольно часто встречаются в совместной ассоциации и формируют участки, в которых соотношение пирротин/халькопирит/пентландит соответствует, примерно, 2/3/1. В этих же участках сильно проявлена магнититизация пирротина.

Оливин из сидеронитовых участков обычно серпентинизирован сильнее, чем оливин окруженный интуркумулюсными силикатами.

**Пирротин/троилит.** Эти две фазы представлены стандартными для этих пород структурами распада MSS (троилит + пирротин), при этом соотношения троилита и пирротина в структурах распада ~ 1/1.5-2. Морфология ламелей троилита, тем не менее, несколько отличается от таковой в образцах-капельниках: они имеют меньшую длину, и редко образуют однонаправленные группы ламелей. В участках, богатых халькопиритом, пирротин часто замещается магнетитом.

**Халькопирит.** Формирует ксеноморфные выделения, обычно с плавными краями. Халькопирит слабо анизотропен, в нем хорошо проявлены двойники полиморфных переходов из кубического в тетрагональный халькопирит. Довольно часто он встречается в пространственной ассоциации с пентландитом. Также, наряду с магнетитом, развит в поздних трещинах в силикатах, иногда проявлен в трещинах спайности во флогопите.

**Пентландит.** Представлен ксеноморфными агрегатами размером до 0.3 мм. В шлифе светло-бежевый, изотропный, хорошо диагностируется по треугольным кавернам выкрашивания и высокому рельефу. Почти все зерна пентландита замещены виоларитом, участки незамещенного пентландита встречаются очень редко.

**Кубанит.** Встречается довольно редко, в участках, обогащенных халькопиритом. Представлен тонкими удлиненными ламелями. Хорошо диагностируется по сильной анизотропии.

**Хромшпинель.** Представлен двумя генерациями:

Хромшпинелид I – небольшие (до 0.05 мм) изометричные кристаллы, встречающиеся, в основном, как включения в оливине, реже в интеркумулусе. Обычно образует кластеры из 3-7 кристаллов.

Хромшпинелид II – более крупные (до 0.8 мм) кристаллы, встречающиеся в сульфидах. Они часто разбиты трещинами, которые цементируют пирротин или халькопирит. Обычно имеют более неправильную, без четких граней, форму, в отличие от хромита первой генерации.

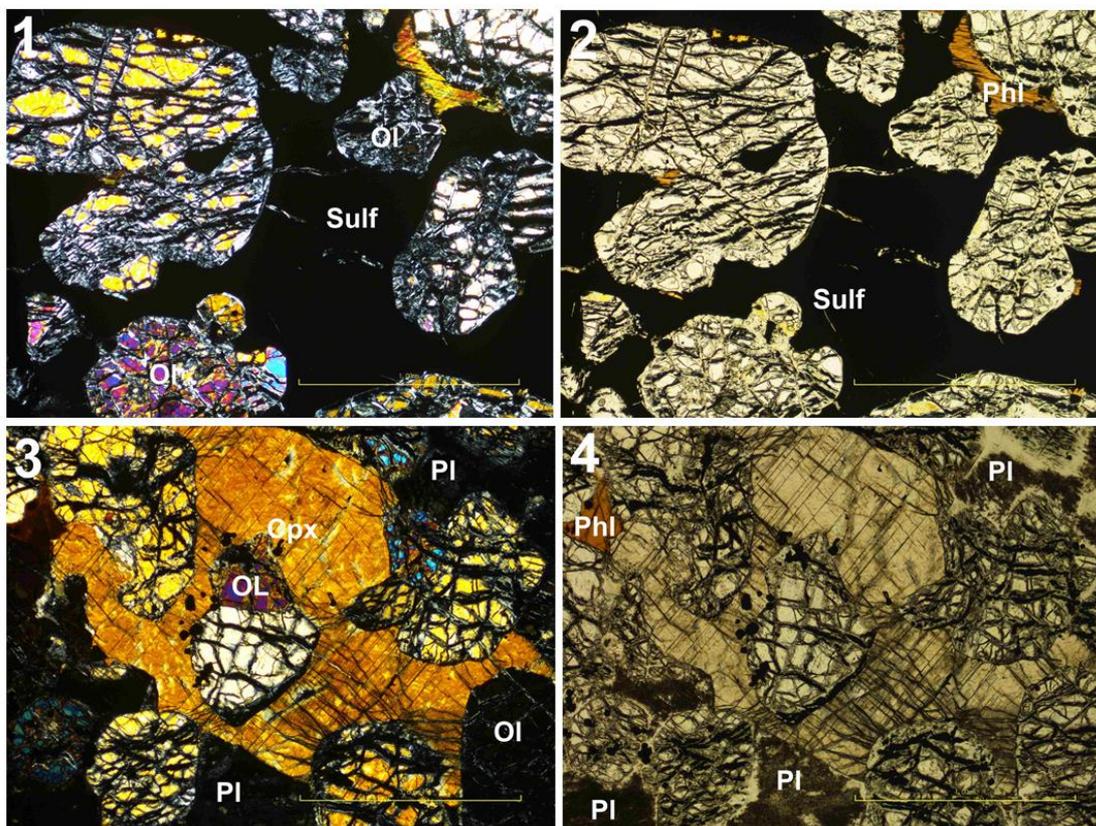


Рис. 7. Обр DV107-1. 1 - Кристаллы оливина цементируются сульфидом, николи X, увеличение 5х. 2 – Тот же участок, николи //. 3 – Кристаллы оливина цементируются клинопироксеном и пелитизированным плагиоклазом, николи X, увеличение 5х. 4 - Тот же участок, николи //.

### Фотографии представительных штучных образцов



Рис 8. Оливиновый пикродолерит с сульфидными каплями (DV627-1-2). Размер образца 10х5 см



Рис 9. Штуфной образец пикродолерита-капельника (DV627-1-2). Размер образца 7x5 см



Рис 10. Образец оливинового мелагаббронорита с сульфидными глобулями (DV627-1-1). Размер образца 8x5 см



Рис 11. Оливиновый мелагаббронорит с сульфидными глобулями (DV627-1-3)



Рис. 12. Приполированный штуч образец оливинового мелагаббронорита с сульфидными глобулами и зачатками сидеронитовой вкрапленности (DV628-1)

Размер образца около 30x10 см

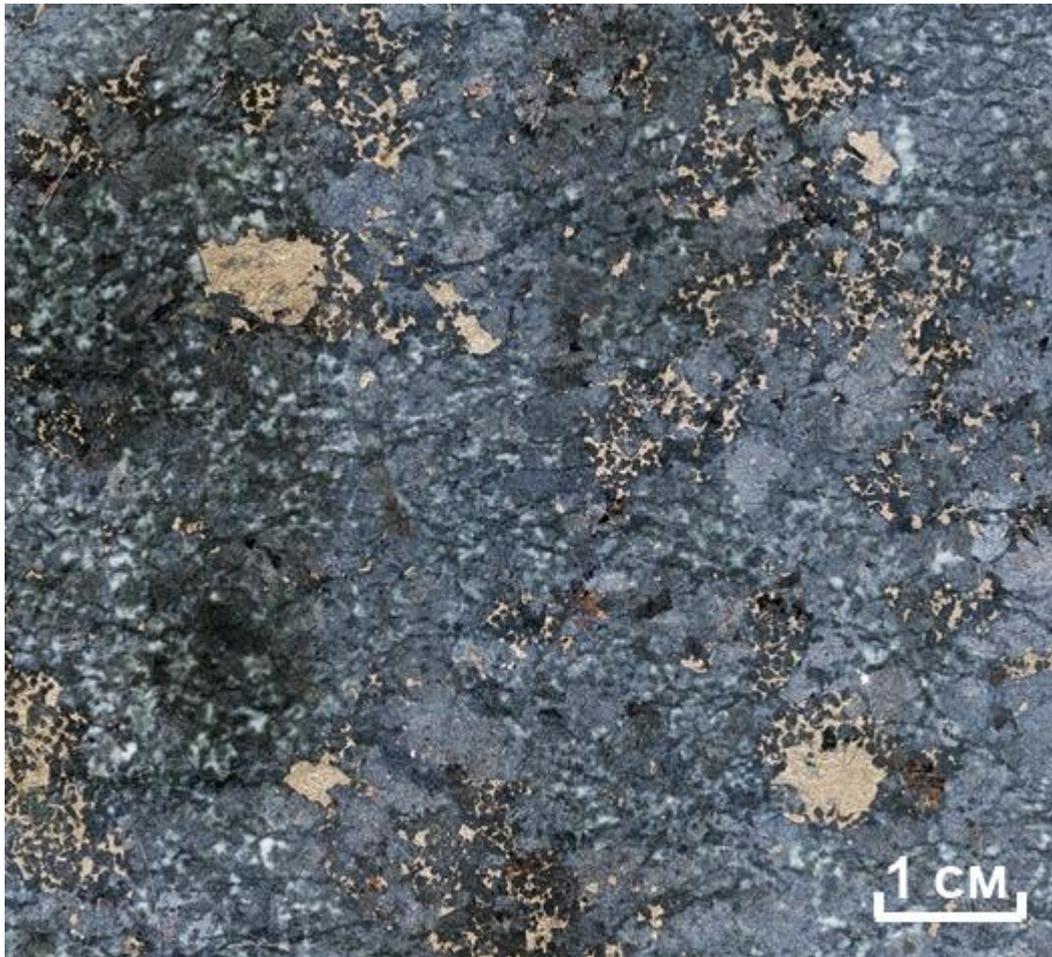


Рис. 13. Приполированный шлиф образца оливинового мелагаббронорита с сульфидными глобулами и зачатками сидеритовой вкрапленности DV628-1 (детальный участок рис. 12.)



Рис.14. Приполированный штуф сидеритовой руды (DV625-1). Ширина образца около 25 см.

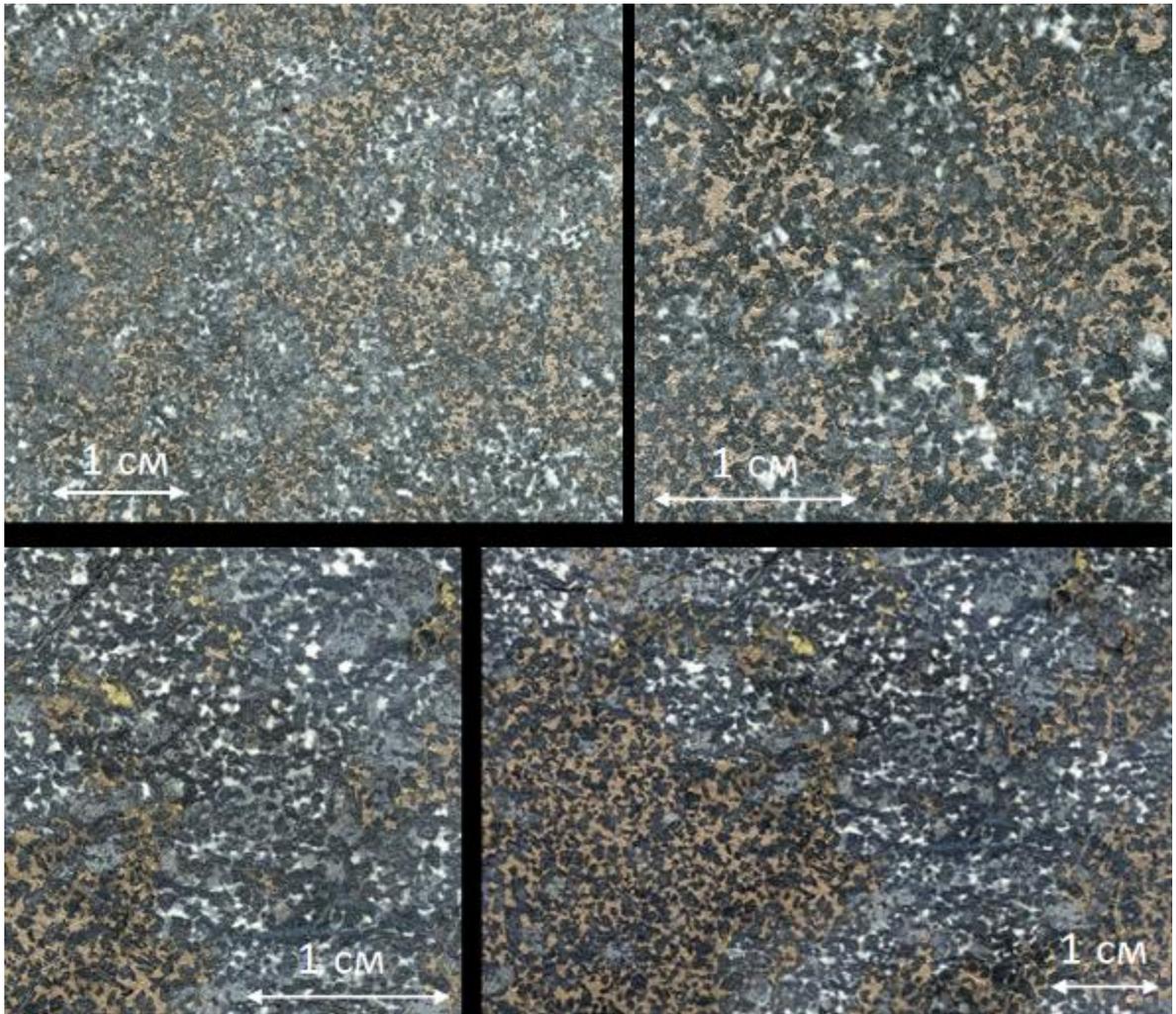


Рис.15. Детальные участки сидеритовой руды из образца DV625-1.

## Микрофотографии сульфидных минералов

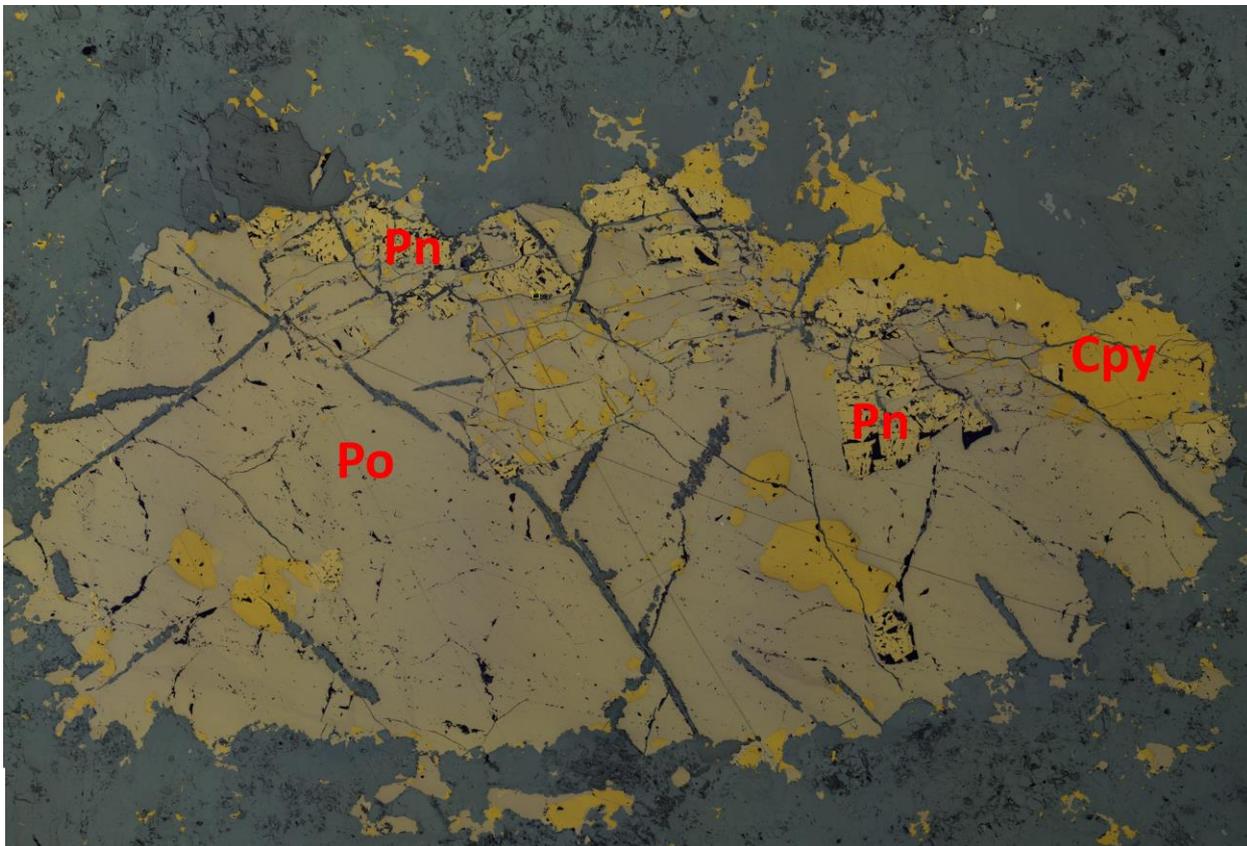


Рис 16. Панорама одного из среза капли из образца DV627-1-2. Отраженный свет.

Ширина поля зрения – 8 мм



Рис. 17. Панорама шлифа DV627-1-3 (оливиновый мелагаббронорит)

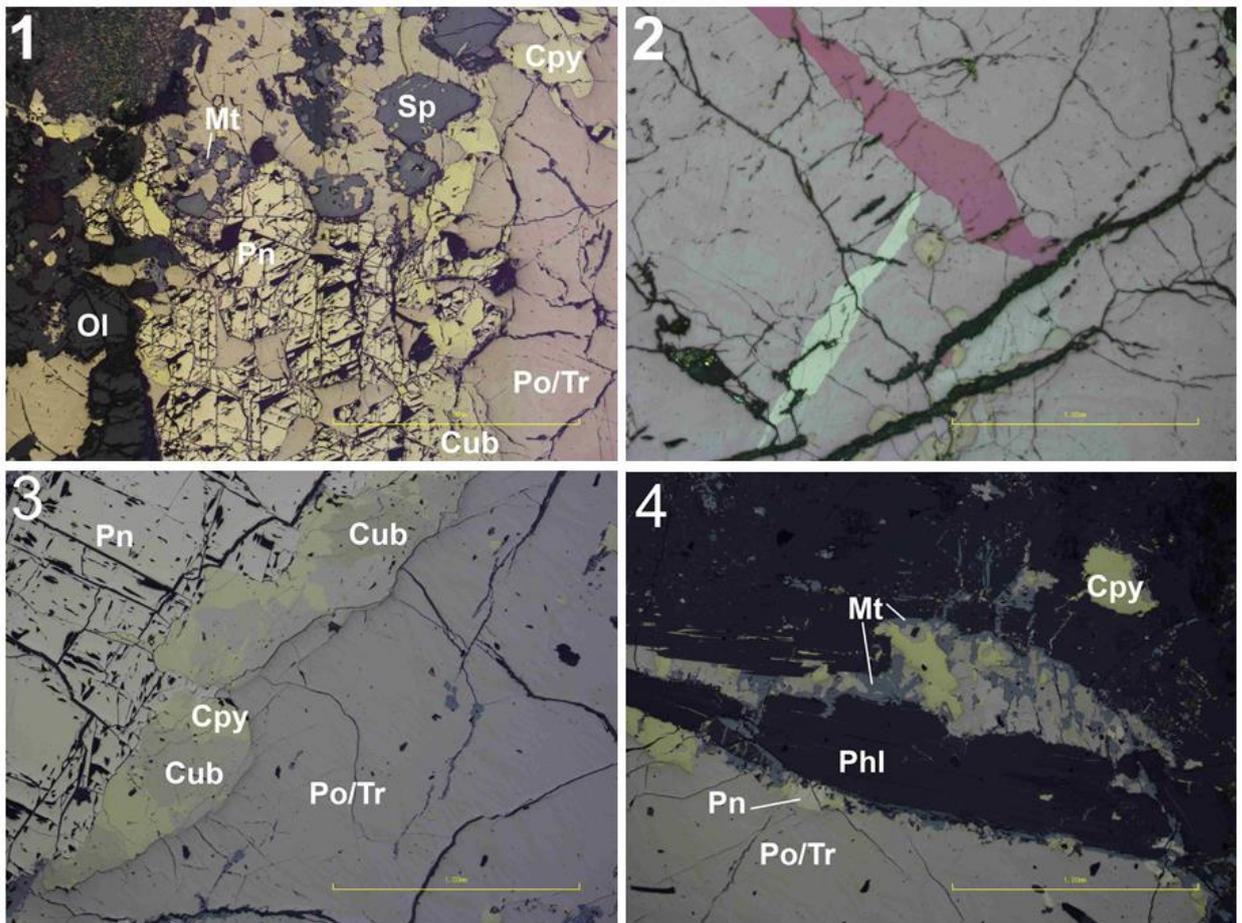


Рис. 18. Сульфиды в образце DV627-1-3. 1 – Ассоциация пентландита I, пирротина/троилита, халькопирита и кубанита. + крупные зерна алюмохромита III. 2 – Двойники полиморфных переходов в пирротине (николи X). 3 - Ассоциация пентландита I, пирротина/троилита, халькопирита с выделениями кубанита. 4 – Кристалл флогопита внутри сульфидов, видно замещение пирротина магнетитом.

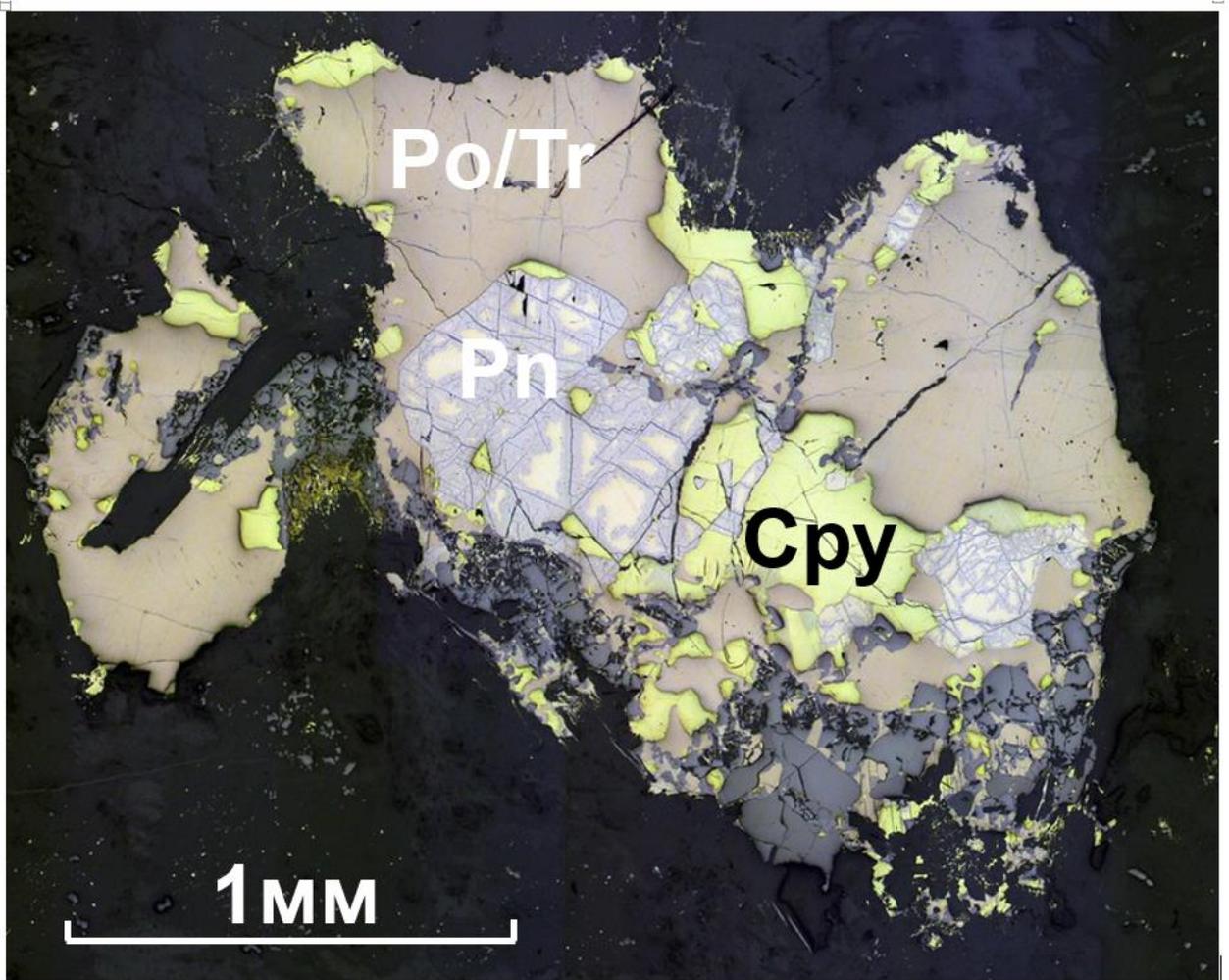


Рис. 19. Сульфидная глобула из образца оливинового мелагаббронорита (DV10-4)

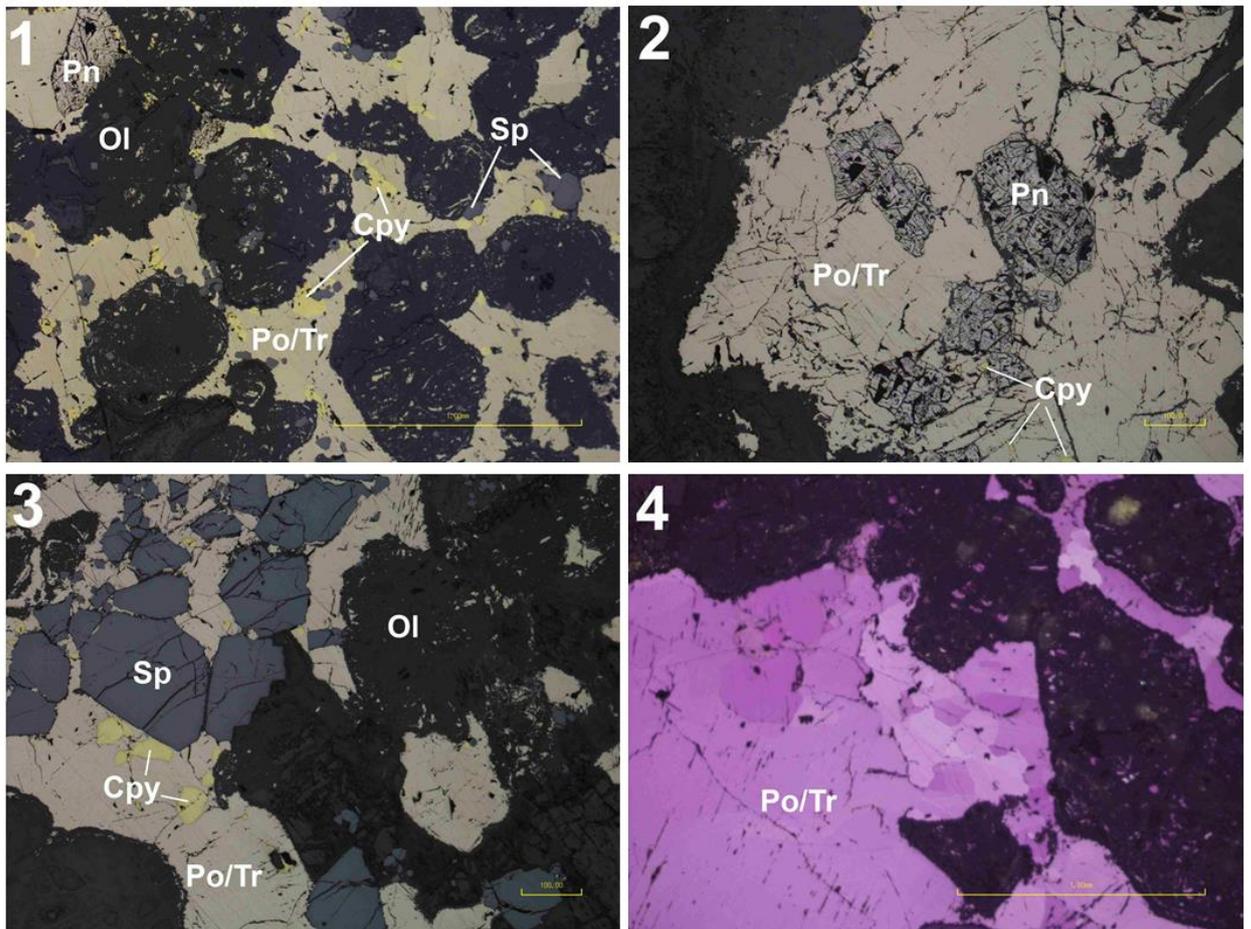


Рис. 20. Сульфиды из оливинового габбронорита с сульфидными глобулами и зачатками сидеронитовой вкрапленности (DV628-1). 1 – Оливин, пропитанный сульфидом и цементирующийся им. 2 – Зерна замещенного виоларитом пентландита в пирротин-троилитовом матриксе. 3 – Хромшпинель III в сульфиде. 4 – Пирротин на границе сульфидной глобулы.

Дополнительные изображения 3D-моделей минерализованных пород, полученных при помощи метода КТ.

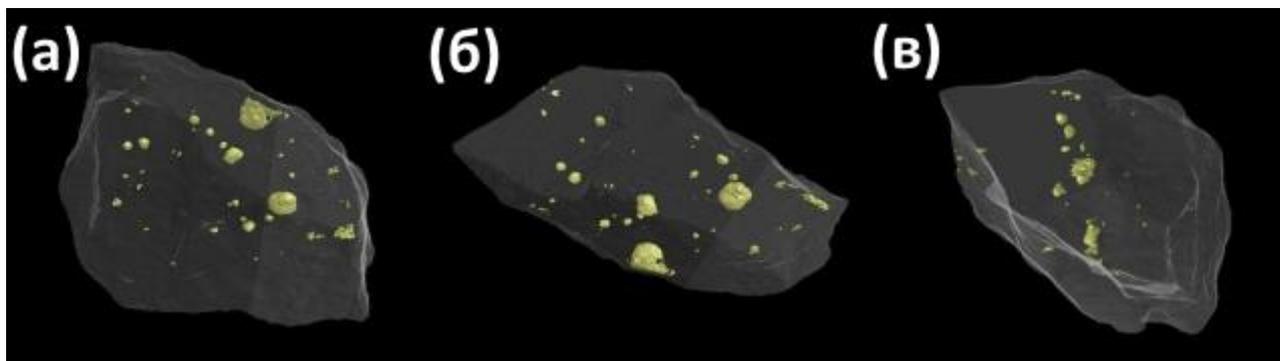


Рис. 21. Результаты КТ-съемки пикродолерита-капельника, обр. DV627-1-2, в трех разных проекциях.

Минералы силикатной матрицы показаны полупрозрачными в темно-серых тонах, сульфиды – золотистым цветом.

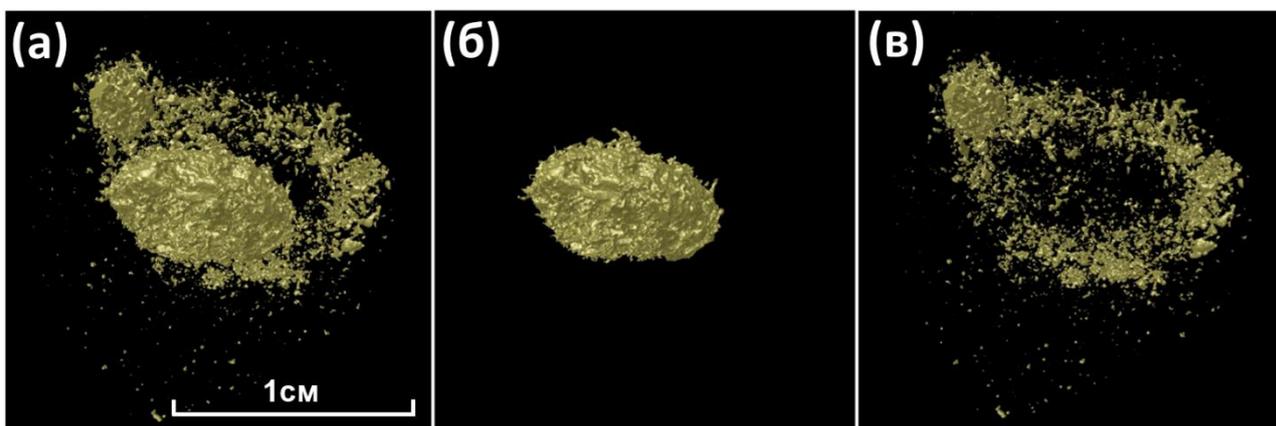


Рис. 22. Пространственная структура крупной сульфидной капли по результатам КТ-съемки 10 мм керна, выбуренного из пикродолерита-капельника, обр. DV627-1-2. (а) – основная капля-сфероид + сульфидное гало; (б) – только сфероид, (в) – строение сульфидного гало с мелкой каплей.

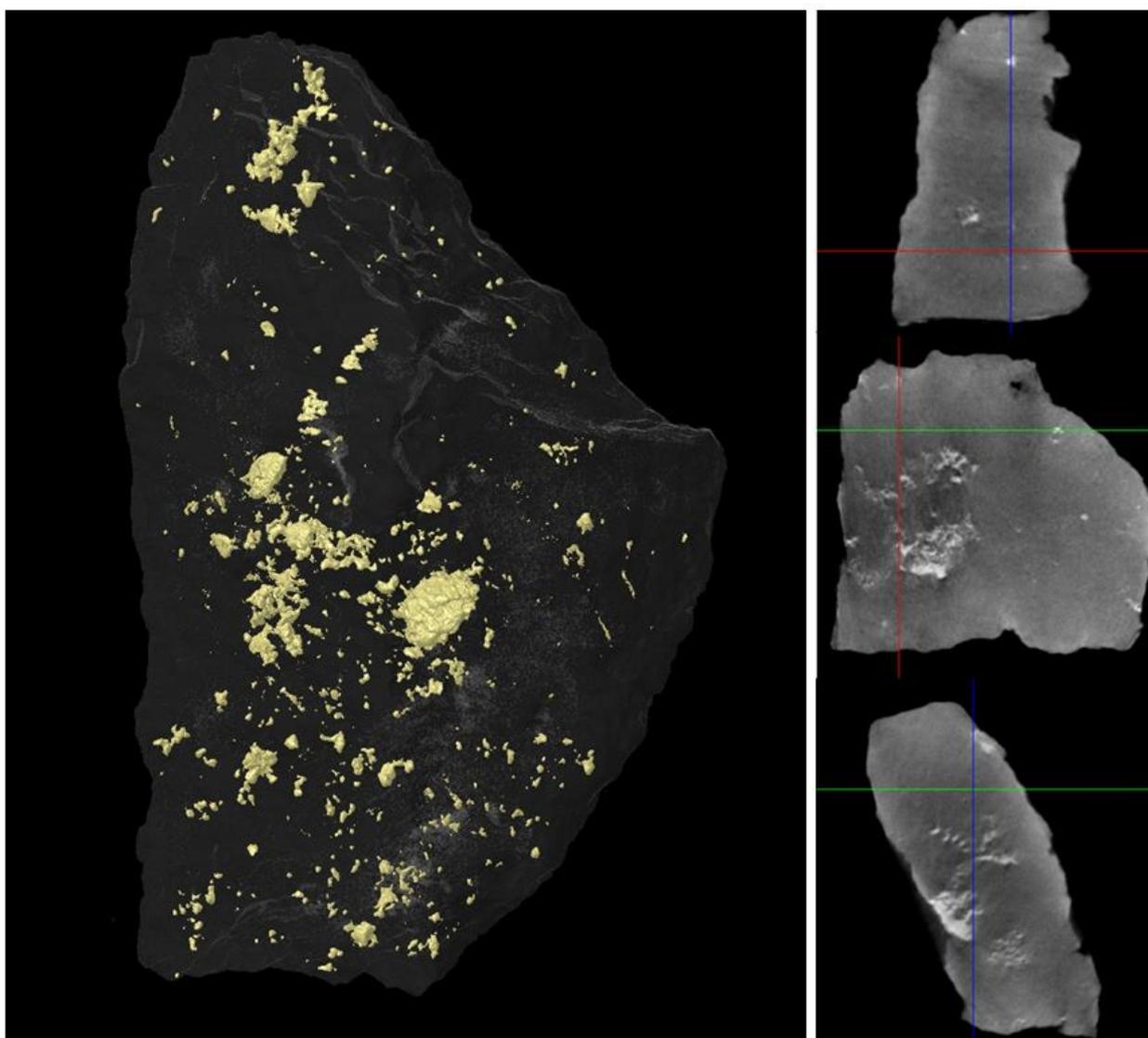


Рис.23. Результаты съемки образца DV627-1-3 и DV627-1-1. Слева – 3D –реконструкция образца DV627-1-3, справа – сечения образца DV627-1-1 в различных плоскостях

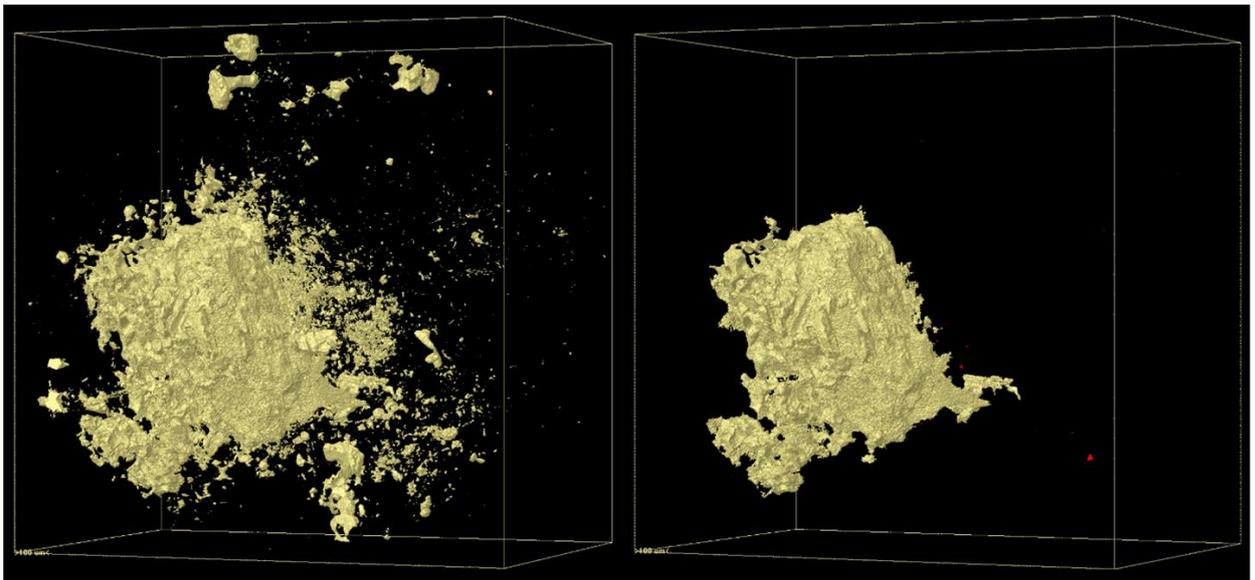


Рис.24. Результаты КТ-съемки выбуренного 15 мм керна из оливинового габбронорита с сульфидными глобулами (DV627-1-3). Слева – капля + несвязанная с ней сульфидная вкрапленность. Слева – капля отдельно.

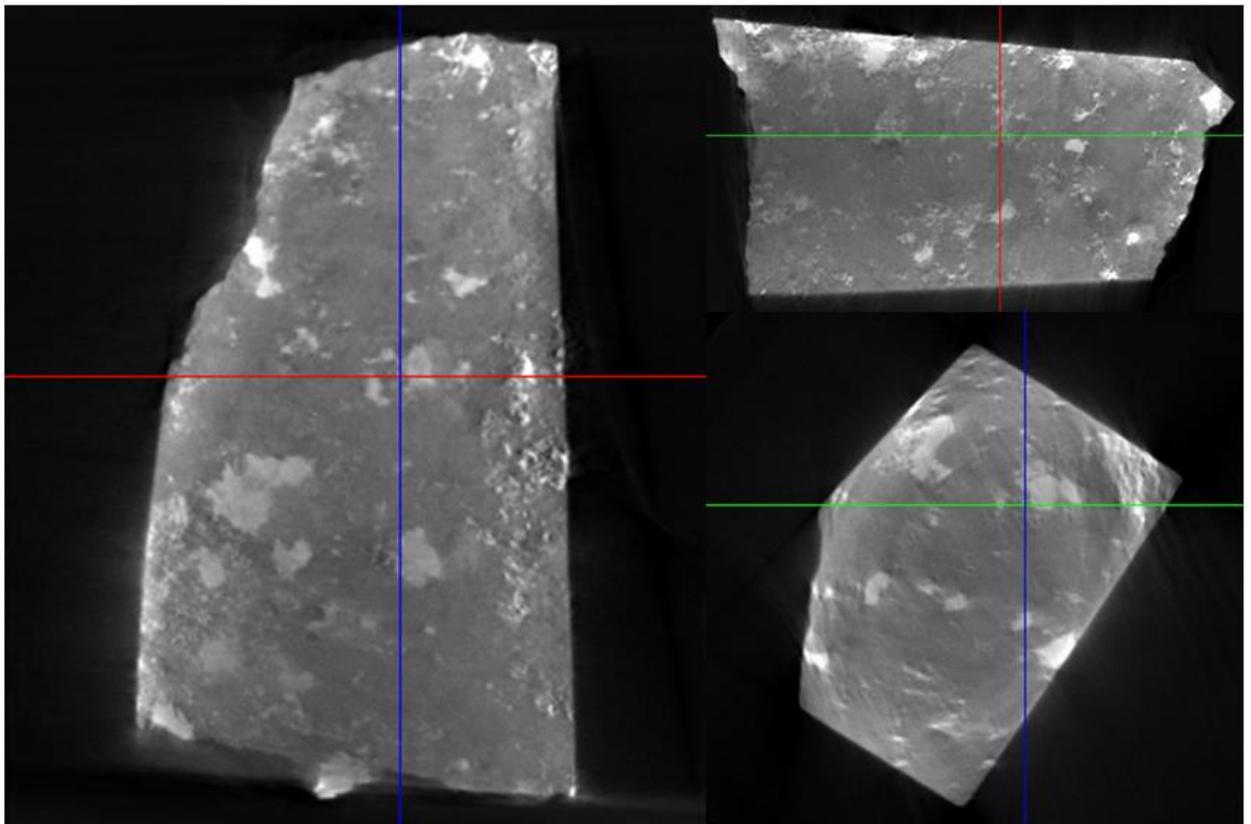


Рис.25. Результаты съемки образца DV628-2. Показаны виртуальные сечения образца в трех различных проекциях. Размеры образца 10x4x3 см

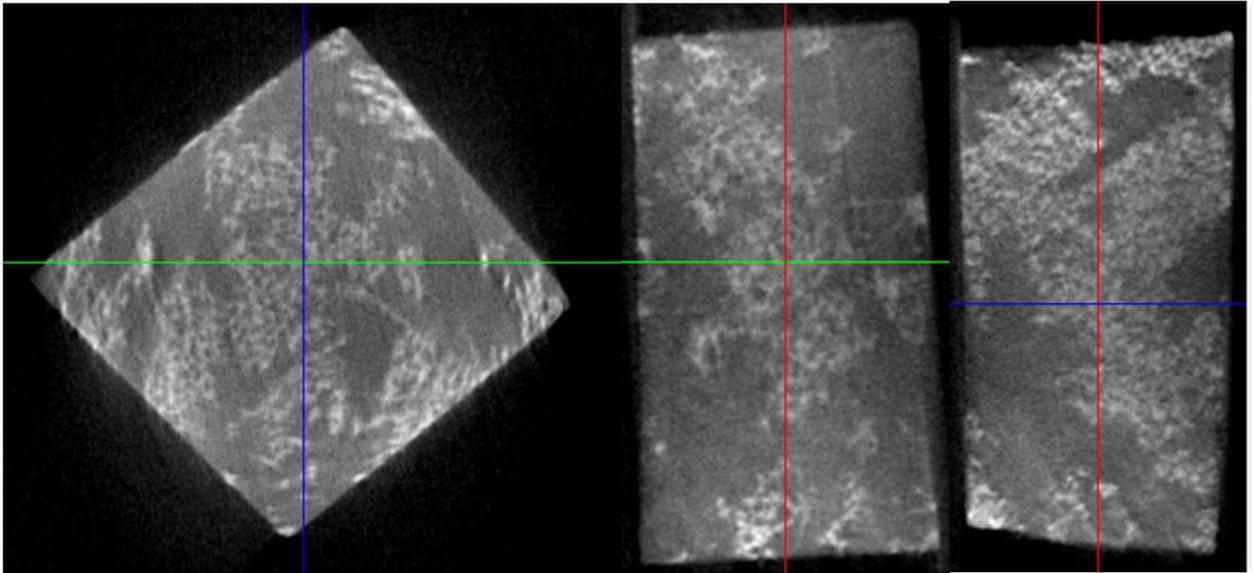


Рис. 26. Результаты съемки образца DV107-1. Показаны виртуальные сечения образца в трех различных проекциях. Размер образца 4x4x6 см

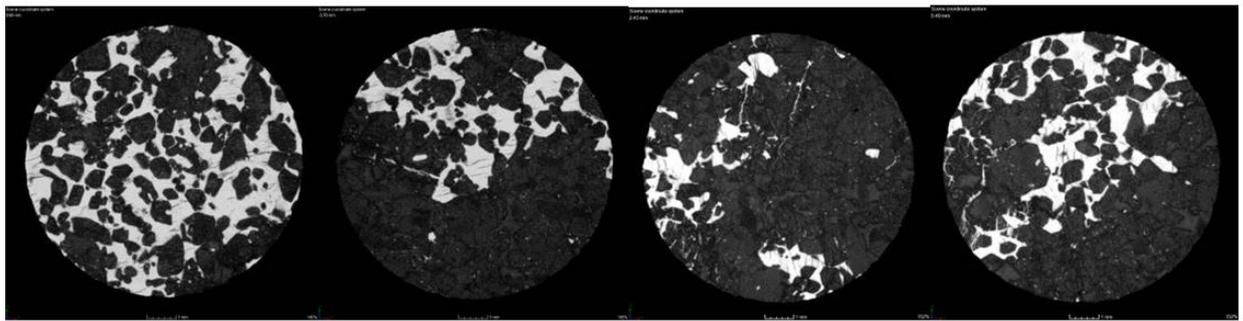


Рис. 27. Примеры отдельных сечений 10 мм керна, выбуренного из образца DV107-1

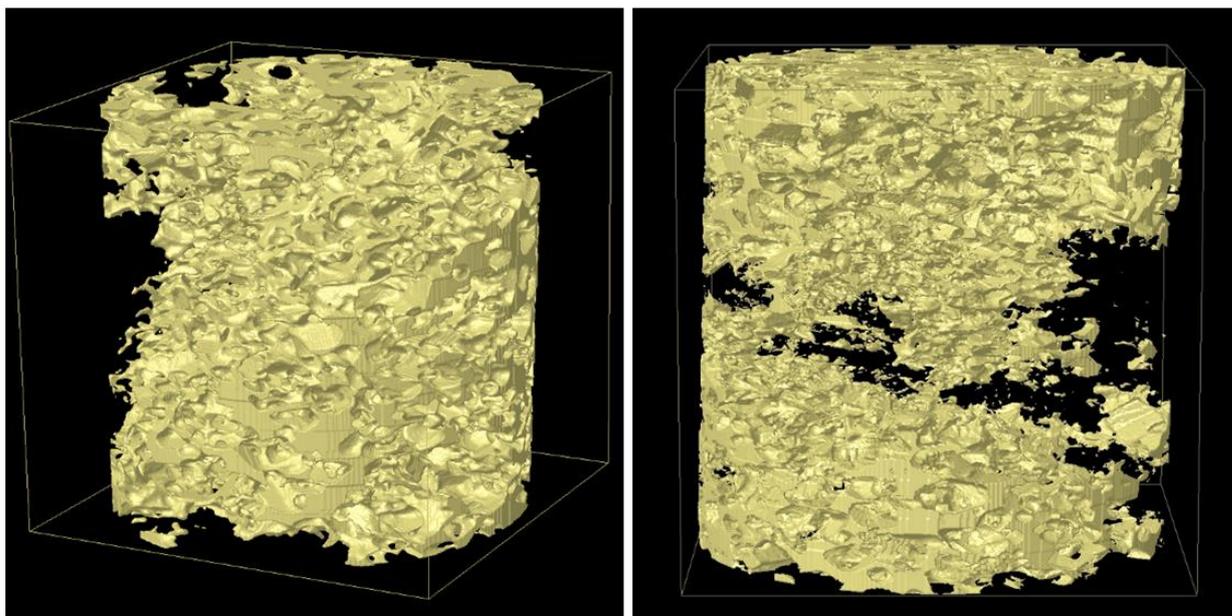


Рис.28. Результаты КТ-съемки двух выбуренных 10 мм кернов из образца DV107-1.



Рис. 29. Последовательность кристаллизации пород разреза апофиза DV10