

УДК 552.111+552.13 (571.54)

УНИКАЛЬНЫЙ РУДНО-СИЛИКАТНЫЙ ПЕГМАТИТ МОНЧЕПЛУТОНА С ВЫСОКИМИ СОДЕРЖАНИЯМИ Ni, Cu и PGE (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2024 г. Д. А. Орсов^{a, *}, В. Ф. Смолькин^{b, **}, А. С. Мехоношин^{c, ***}

^aГеологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН
ул. Сахьяновой, ба, Улан-Удэ, 670047 Россия

^bГосударственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН
Моховая ул., д. 11, стр. 11, Москва, 125009 Россия

^cИнститут геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
ул. Фаворского, 1а, Иркутск, 664033 Россия

*E-mail: magma@iginst.ru

**E-mail: v.smolkin@sgm.ru

***E-mail: mekhonos@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 10.07.2023 г.

После доработки 23.10.2023 г.

Принята к публикации 27.10.2023 г.

В начале 60-х годов прошлого столетия в рудном жильном поле Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ) Северной камеры Мончеплутона (Кольский полуостров) было обнаружено крупное тело рудного пегматита воронкообразной формы, сложенного Cu-Ni сульфидными рудами и габброноритовой матрицей. По условиям локализации, размерам, строению, обогащенности сульфидами и ЭПГ он является уникальным образованием, не имеющим аналогов среди других расслоенных комплексов палеопротерозойского возраста Фенноскандинавского щита. Рудный пегматит залегает в верхней части расслоенной зоны горы Ниттис, сложенной гарцбургитами и ортопироксенитами. Его размер по горизонтали составляет 9×16 м, по вертикали — 15 м. В строении тела выделены три зоны: I — ядро сплошных сульфидов, II — зона грубо- и гигантозернистых габброноритов, обогащенных интерстициальными сульфидами и III — приконтактная зона с сидеронитовыми сульфидами с постепенными переходами во вмещающие ортопироксениты. Выполнены петро- и геохимические, минералогические и изотопные исследования пород и руд с использованием современных методов анализа. Рудный пегматит представляет собою наиболее поздний продукт в процессах фракционной кристаллизации магматического расплава, который обособился в виде крупного штира с сульфидным ядром и силикатной матрицей с высокой концентрацией флюидов. Гипсометрический уровень остановки расплава определялся равновесием внутреннего давления летучих и внешнего давления перекрывающих пород. Значения $\delta^{18}\text{O}$ ($+4.9$ – $+6.1\text{‰}$) близки к мантийному меткам ($\delta^{18}\text{O} = +5.7\text{‰}$) и отвечают магматическим породам основного состава. В истории формирования рудного пегматита выделены раннемагматическая, поздне- и постмагматическая стадии минералообразования с последовательным повышением роли флюидных компонентов (H_2O , CO_2 , Cl, F). По результатам расчетов, выполненных с использованием различных минеральных геотермометров, кристаллизация расплава на магматической стадии происходила в интервале ~ 1100 – 900°C при давлении около 5 кбар. При температурах 1100 – 1000°C началось отделение (ликвация) несмешивающейся сульфидной жидкости. По мере снижения температуры первоначально кристаллизовались главные силикатные минералы (клино- и ортопироксены, плагиоклаз), в интерстициях которых накапливался остаточный расплав и сульфидная жидкость, обогащенная ЭПГ, Au, Ag и халькофильными элементами (As, Sn, Sb, Te, Bi, Pb, Zn). Из остаточного расплава сформировалась позднемагматическая ассоциация (паргасит, магнезиальная роговая обманка и флогопит). При остывании сульфидной жидкости при температуре $\sim 1000^\circ\text{C}$ и ниже из нее выделился медьсодержащий моносульфидный твердый раствор (Mss), из которого в результате твердофазных превращений выделились пирротин, пентландит, халькопирит. Из остаточной сульфидной жидкости, обогащенной Cu и благородными металлами, образовался промежуточный твердый раствор (Iss), который при температуре ниже 550°C последовательно разлагался на халькопирит, пирротин и кубанит. Доминирующими минералами ЭПГ являются: майченерит PdBiTe , соболевскит $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Te})$, фрудит PdBi_2 , меренскит PdTe_2 и мончеит PtTe_2 . Минералы Au и Ag представлены электрумом (AuAg) и гесситом (Ag_2Te). Обнаружен редкий в природе минерал — сервеллит (Ag_4TeS). Содержание Pd в рудном пегматите колеблется в интервале (64.13 – 0.09 г/т), Pt — (2.70 – 0.004 г/т). Рудный потенциал Мончеплутона далеко не исчерпан, поэтому выяснение генетических особенностей происхождения рудных пегматитов и их связей с медно-никелевым

оруденением имеет не только петрологическое, но и важное практическое значение, в том числе для выработки поисковых признаков на жильный тип ЭПГ—Cu—Ni руд.

Ключевые слова: расслоенные интрузии, палеопротерозой, Мончеплутон, рудный пегматит, магматическая дифференциация, ликвация, редкоземельные и халькофильные элементы, благородные металлы, минералы ЭПГ, Au и Ag

DOI: 10.31857/S0016777024030035, **EDN:** dbtyie

ВВЕДЕНИЕ

Мончеплутон, расположенный в центральной части Кольского п-ва, относится к комплексу расслоенных интрузий палеопротерозойского возраста, залегающих в пределах Фенноскандинавского щита, на территориях Кольского п-ва, Северной и Восточной Карелии, Центральной и Северной Финляндии (Allapieti et al., 1990; Sharkov, Smolkin, 1998; Шарков, 2006). Он сложен полной серией пород от дунитов, перидотитов и ортопироксенитов до норитов, габброноритов и анортозитов, типичных для расслоенных интрузий (Smol'kin, Mokrushin, 2022; Smol'kin et al., 2023). В пределах Мончеплутона залегают промышленные месторождения хромита, сульфидных и малосульфидных платинометаллических руд и рудопроявления титаномагнетита (Медно-никелевые, 1985; Петрология сульфидного ..., 1988; Расслоенные интрузии ..., 2004а, б; Чашин, Иванченко, 2021). Сульфидные руды залегают в виде придонных и пластовых залежей, рудных жил, шпиров и штокверков. Мончеплутон также стал полигоном для изучения U—Pb, Sm—Nd и Re—Os изотопных систем и благородных газов (Расслоенные интрузии ..., 2004б), что выдвигает его в ряд хорошо изученных геологических объектов.

Одной из уникальных особенностей плутона является наличие рудно-силикатных тел. Их матрица сложена крупно- и гигантозернистыми габброноритами, что дало основание отнести их к пегматитам основного состава (Шарков, 1981). Пространственно данные тела расположены в пределах полей развития рудных жил, сложенных сульфидными Cu—Ni рудами, обогащенными платиноидами. Рудные жилы по своей морфологии близки к субвертикальным дайкам. Долгое время они служили основной сырьевой базой для комбината “Североникель”. Добыча велась, главным образом, с помощью проходки подземных горных выработок, в которых были задокументированы тела рудно-силикатных пегматитов (в дальнейшем рудных пегматитов). К началу 70-х годов прошлого века жилы были отработаны, входы в шахты замурованы, а каменный материал по этим объектам частично сохранился только в музейных коллекциях.

Наиболее полно тела рудных пегматитов были изучены в северной части Мончеплутона, в пределах жильного поля горы Ниттис (Лялин, 1956; Карпов, 1959, 1964; Холмов, Шолохнев, 1974). Сульфидные жилы в верхних частях и по простиранию часто переходят в крупнозернистые породы преимущественно габброноритового состава. В 60-х годах, практически одновременно были опубликованы две статьи (Челищев, 1962; Козлов и др., 1962), в которых описано уникальное тело рудного пегматита, не имеющее пространственной связи с сульфидными жилами. Оно отличалось крупными размерами индивидов пироксенов и плагиоклаза, зональным строением с постепенными переходами во вмещающие ортопироксениты и наличием крупного шпиря сплошных сульфидов. Однако многие вопросы, связанные, прежде всего, с особенностями петрографического, геохимического и минерального составов пород и руд, а также со спецификой развития медно-никелевого сульфидного оруденения и сопутствующей платиновой минерализации остались практически нераскрытыми. Необходимо отметить, что ассоциация субвертикальных рудных жил и рудных пегматитовых тел не известна в других расслоенных интрузиях палеопротерозойского возраста в пределах Фенноскандинавского щита (Медно-никелевые ..., 1985; Allapieti et al., 1990; Sharkov, Smolkin, 1998; Smolkin et al., 2023), что выдвигает изученное тело в число уникальных объектов.

В настоящей статье изложены новые результаты изучения рудного пегматита Мончеплутона, полученные с применением современных методов анализа пород и минералов, что позволило исследовать геохимический состав пород и руд, выделить минеральные парагенетические ассоциации и установить закономерности распределения и формы концентрирования элементов платиновой группы (ЭПГ) в медно-никелевых рудах. Полученные данные послужили основой для петрологического обсуждения пороодо- и рудообразующих факторов, приведших к формированию рудного пегматита, обогащенного ЭПГ.

Рудный потенциал Мончеплутона далеко не исчерпан, поэтому выяснение генетических

особенностей происхождения рудных пегматов имеет не только важное петрологическое, но и практическое значение, в том числе для выработки поисковых признаков на жильный тип ЭПГ—Cu—Ni руд. Это особенно актуально в настоящее время в связи с обнаружением рудных пегматоидных образований в юго-западной части Мончеплутона, в пределах Южной Сопчи (Чашин, Иванченко, 2021; Мирошникова, 2022).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ТЕЛА РУДНОГО ПЕГМАТИТА

Краткие сведения о геологическом строении Мончеплутона и рудного поля г. Ниттис

Мончеплутон, расположенный в центральной части Кольского региона, залегает вблизи северо-западного замыкания Имандра-Варзугской рифтогенной структуры, сложенной осадочно-вулканогенными породами палеопротерозойского возраста (Геологическая карта ..., 1996). За длительный период изучения неоднократно менялись представления о его геологическом положении, внутреннем строении, возрасте формирования и рудоносности (Расслоенные интрузии ..., 2004а, ссылки). В данной статье за основу взята геолого-петрологическая модель, представленная одним из авторов в работе (Smol'kin, Mokrushin, 2022). Она разработана с использованием комплексного анализа геологических, минералогических, петро- и геохимических и изотопных данных. Согласно модели, формирование Мончеплутона происходило в результате многократного внедрения магм, состав которых предварительно эволюционировал в промежуточных камерах от высокомагнезиального до высокоглиноземистого. Соответственно менялась и их рудоносность. Первичный состав родоначальной магмы близок к высокомагнезиальному (коматиитовому) базальту, за основу которого были взяты вулканы Ветреного пояса Восточной Карелии (Smol'kin, Mokrushin, 2022; Smol'kin et al., 2023).

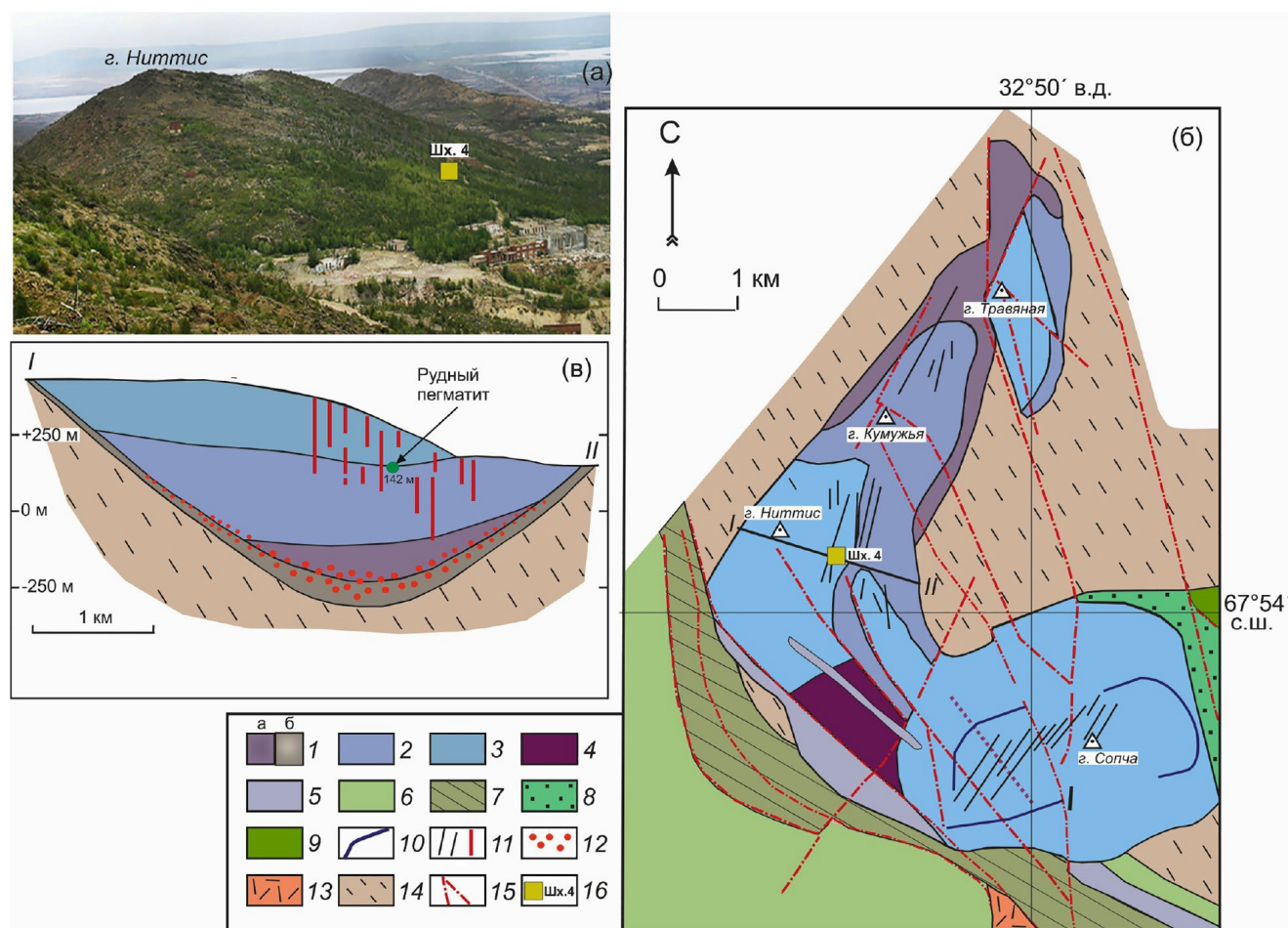
В плане плутон имеет дугообразную форму и состоит из двух магматических камер. Северная камера, длиной 7 км, ориентирована на северо-восток и выражена на местности горами Ниттис, Кумужья и Травяная (НКТ) (фиг. 1а), Южная камера, длиной 9 км, протягивается в восточном направлении от горы Сопчуайвенч, далее до гор Нюдауйвенч и Поазуайвенч (далее Сопча, Нюд и Поаз); ее замыкание наблюдается в предгорье горы Выручайвенч. В западной части, в районе сближения камер, залегает “Дунитовый блок”

с хромитовыми рудами Сопчинского месторождения. Общая мощность Мончеплутона, по геологическим и геофизическим данным, не превышает 2.5—3.0 км. Каждая из камер имеет форму симметричной мульды с падением крыльев к осевым частям под углами 30°—40° (НКТ) и от 40°—45° до 20°—25° (Сопча — Нюд — Поаз).

Сводный разрез плутона включает породы пяти мегациклов, каждый из которых начинается с пород, обогащенных Mg O. В пределах Северной камеры выделяются следующие мегациклы: I — гарцбургит-ортопироксенитовый и II — дунит-гарцбургит-ортопироксенитовый; в пределах Южной камеры: III — дунит-ортопироксенит-норитовый, IV — гарцбургит-норит-габброноритовый и V — габбронорит-анортозитовый. Выделенные мегациклы отражают последовательное внедрение порций магмы еще до полной кристаллизации пород предыдущего цикла, что сопровождалось размывом кумулатов или их брекчированием. На юго-западе от Мончеплутона залегают фрагменты подводящих палеоканалов. Один из таких палеоканалов в виде тела плагиогарцбургита, мощностью 340 м, было вскрыто структурной скважиной М-1 на глубине около 2.2 км (Смолькин и др., 2022; Smol'kin, Mokrushin, 2022).

Формирование Мончеплутона происходило, по данным изотопных U—Pb (TIMS) и U—Th—Pb (SIMS SHRIMP) анализов циркона и бадделеита, в период 2507—2498 млн лет (в среднем 2502 ± 5 млн лет), внедрение остаточных расплавов в контракционные трещины с формированием даек основного состава — в период 2506—2496 млн лет (Расслоенные интрузии ..., 2004б; Smol'kin, Mokrushin, 2022, ссылки).

В начале гуронской эпохи глобального оледенения произошла эрозия породных комплексов, перекрывающих Мончеплутон, в сфекофенскую (2.04—1.90 млрд лет) и герцинскую (400—360 млн лет) орогении — тектоническая активизация и формирование тектонических блоков, что сопровождалось внедрением даек долеритов, диоритов и лампрофиров. В кайнозойе плутон подвергся повторной ледниковой эрозии с формированием моренного чехла. Необходимо отметить, что породы плутона имеют преимущественно свежий облик, за исключением предгорья горы Выручайвенч, где они перекрываются маломощной корой выветривания, конгломератами и вулканидами, которые слагают нижнюю часть разреза палеопротерозоя. Интрузивные и вулканогенные породы на данном участке совместно претерпели метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации.



Фиг. 1. Панорама гор Ниттис, Кумужья и Травяная (НКТ) (а), схема геологического строения Северной камеры Мончеплутона (б) и геологический разрез по линии I–II (в).

(б, в): 1 – гарцбургиты (а) и породы придонной зоны НКТ (б); 2 – переслаивание гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов; 3 – ортопироксениты; 4 – дуниты, плагиодуниты и хромитовые руды “Дунитового блока”; 5 – дайки метагаббро, меланоноритов и ортопироксенитов; 6 – габбронориты, анортозиты Мончетундровского массива; 7 – blastоклазиты по габброидам; 8 – плагиоортопироксениты; 9 – меланонориты; 10 – рудный пласт “330” г. Сопчи; 11 – сульфидные жилы рудных полей НКТ и г. Сопчи; 12 – вкрапленные руды “Донной залежи” НКТ; 13 – вулканиты основного и кислого состава г. Арваренч; 14 – диориты, гранодиориты и гнейсы архейских комплексов; 15 – тектонические нарушения; 16 – местоположение шахты № 4 на г. Ниттис. По данным (Расслоенные ..., 2004а) с авторскими изменениями.

В районе г. Ниттис, где расположено одноименное жильное поле, наблюдается наиболее полный разрез Северной камеры (фиг. 1а, б, в). В верхней части разреза залегает зона ортопироксенитов мощностью до 300 м с хорошо выраженной трахитоидностью, реже линейностью. Ниже по разрезу – расслоенная зона гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов мощностью до 400 м, которая перекрывает зону гарцбургитов мощностью от 100 до 200 м. Для расслоенной зоны характерным является ритмичное чередование оливиновых и безоливиновых пород. В придонной части краевой зоны наблюдается переход от плагиооперидотитов, оливиновых и плагиосодержащих ортопироксенитов в кварцсодержащие нориты

и габбронориты. Последние характеризуются неравномерно зернистой структурой с участками грубозернистого строения и обогащены сульфидами. Общая мощность пород колеблется в пределах 80–100 м. В западной, боковой части плутона краевая зона сложена безрудными массивными средне- и мелкозернистыми ортопироксенитами мощностью 20–30 м. Они прорываются маломощными жилками крупнозернистых габброноритов. Возраст циркона из норитов краевой зоны г. Ниттис равен 2505.5 ± 7 млн лет (Семенов и др., 2022).

В пределах Северной камеры (НКТ) были выделены два генетических типа Cu–Ni оруденения (Козлов, 1973; Медно-никелевые ..., 1985; Расслоенные интрузии ..., 2004б): сингенетическая

сульфидная минерализация месторождения “Донная залежь” и эпигенетическая минерализация месторождения “Жильное поле НКТ”. Оруденение “Донной залежи” представлено вкрапленными и гнездово-прожилковыми рудами, расположенными в придонной части плутона. Рудное тело имеет серповидную форму и повторяет контур подошвы плутона (фиг. 1в). Вмещающими породами являются плагиопироксениты, гарцбургиты, нориты и крупнозернистые плагиопироксениты. В целом руды бедные в отношении цветных и благородных металлов. Наряду с пирротинном, пентландитом, халькопиритом и магнетитом, были отмечены пирит, кубанит, титаномагнетит, ильменит и сфалерит. Минералы ЭПГ представлены теллуридами и, в меньшей степени, висмутидами Pd и Pt (Шарков, Чистяков, 2014).

Месторождение “Жильное поле НКТ” представляет собою серию крутопадающих (85° – 90°) сульфидных жил, выполняющих продольные тектонические трещины в осевой части Северной камеры, в районе гор Ниттис и Кумужья (фиг. 1б, в). Размер жил по длине составлял от 100 до 1400 м, по мощности — от 5 до 50 см., в раздувах — 2–3 м. По вертикали они прослеживались на 150 м (Масленников, Лялин, 1956). Верхние части жил располагаются в зоне ортопироксенитов, а нижние — в расслоенной зоне, не доходя до подошвы массива 300–350 м. В верхних частях и по простиранию рудные жилы нередко переходят в габбронорит-пегматиты (Челищев, 1962; Холмов, Шолохнев, 1974). Форма жил плитообразная, часто усложненная. Их контакты с вмещающими породами резкие, иногда наблюдаются незначительные околорудные изменения, выраженные в образовании антофиллита и жилок тальк-брейнеритового состава (Медно-никелевые ..., 1985). Часть рудных жил рудного поля НКТ, в отличие от слепых рудных жил рудного поля г. Сопча, выходит на дневную поверхность, что свидетельствует о большей степени эрозии пород Северной камеры по сравнению с породами Южной камеры.

Рудные жилы имеют массивную текстуру и преимущественно сложены (об. %) пирротинном (60–80), пентландитом (10–15), халькопиритом (10–15) и магнетитом (3–10); второстепенные минералы представлены пиритом, кубанитом полидимитом, сфалеритом, ильменитом и галенитом. Они характеризуются высокими концентрациями ЭПГ (8–22 г/т) при среднем соотношении Pd/Pt = 2–5. В последние годы, в результате поисковых работ ОАО “Центрально-Кольская экспедиция” в западной части г. Ниттис были обнаружены сульфидные, существенно халькопиритовые жилы с ураганными содержаниями ЭПГ до 10 кг/т в пересчете

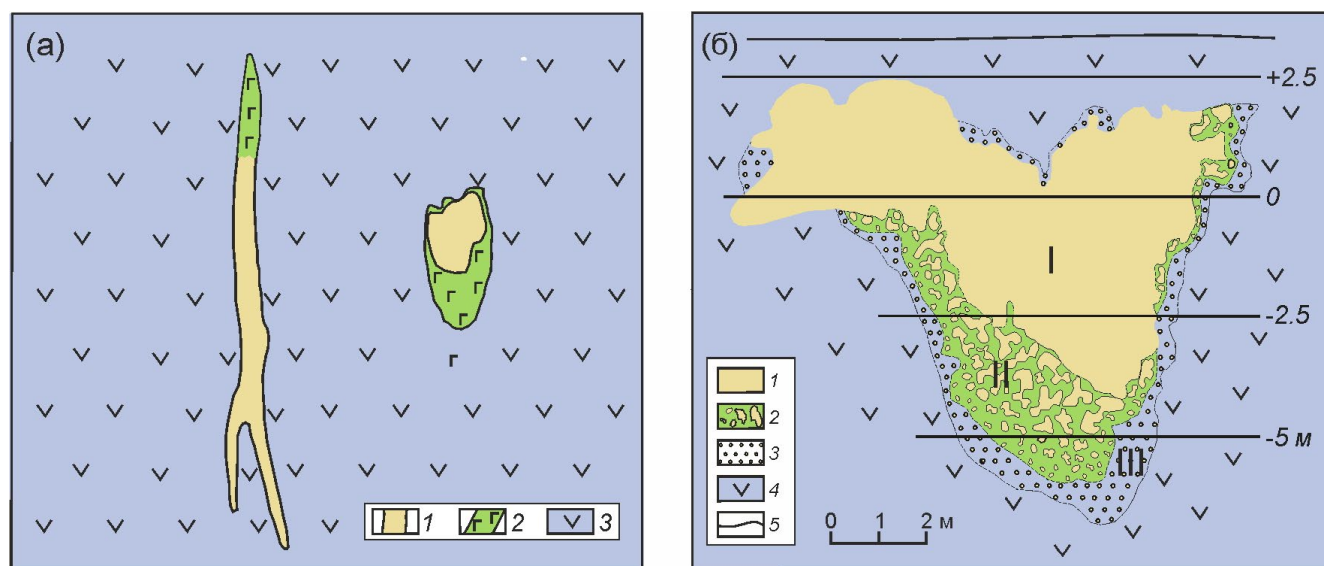
на 100%-сульфид. В них было выявлено более 20 минералов ЭПГ, Au и Ag, среди которых преобладают теллуриды и висмутиды Pd и Pt с небольшой долей станнидов, сульфидов и арсенидов (Казанов и др., 2016).

Структура рудного пегматита

На фиг. 2а отражена преобладающая морфология рудных сульфидных жил, содержащих силикатную составляющую. Последние залегают в верхней и нижней частях жил, и по объему являются подчиненными по отношению к сульфидной части. Судя по резким контактам с вмещающими породами (ортопироксенитами и гарцбургитами), жилы выполняют субвертикальные контракционные трещины растяжения.

В отличие от них, изученное тело рудного пегматита, расположенное в пределах жильного поля г. Ниттис, имеет иную морфологию и внутреннюю структуру. Оно было вскрыто в шахте № 4 на горизонте 142 м при проходке штрека в интервале 119–131 м. Тело залегает вблизи рудной жилы № 38 на участке ее выклинивания. Оно имеет в горизонтальной плоскости овальную, а в вертикальном разрезе — воронкообразную формы (фиг. 2б). Контуры его неровные, извилистые с постепенными переходами во вмещающие ортопироксениты. Максимальная протяженность тела рудного пегматита в горизонтальной плоскости с севера на юг ~9 м, с запада на восток ~16 м, а в вертикальном разрезе оно протягивается примерно на 15 м.

В строении тела рудного пегматита выделяют 3 зоны (фиг. 2б, 3а, б). Зона I, представленная верхней частью и ядром, сложена сплошными сульфидами и занимает основной объем тела. Ее мощность в поперечнике достигает 10–15 м. Зона II сложена грубо- и гигантозернистыми породами крайне неоднородного строения; встречаются участки сравнительно хорошо ограненных кристаллов пироксенов и плагиоклаза, промежутки между которыми заполняют сульфиды (фиг. 3а). Размер индивидов плагиоклаза достигает 40–50 см, ортопироксена — 15 см и клинопироксена 20–30 см, которые часто взаимно прорастают. Зона гигантозернистых пород постепенно переходит в зону III крупнозернистых пород того же состава, но содержащих меньше сульфидов, клинопироксена и плагиоклаза. Сульфиды образуют сидеронитовую (интерстициальную) вкрапленность. В области непосредственного контакта с вмещающими породами уменьшается содержание клинопироксена, плагиоклаза и сульфидов, и рудный пегматит постепенно переходит в средне-равномернозернистый



Фиг. 2. Примеры расположения сульфидного ЭПГ–Cu–Ni оруденения в телах рудных пегматитов, залегающих в жильном поле НКТ (а), и вертикальный разрез тела изученного рудного пегматита в направлении запад-восток (б). (а): 1 – сплошные сульфиды; 2 – габбронорит-пегматиты; 3 – вмещающие породы, ортопироксениты. Масштаб произвольный.

(б): 1 – сплошные сульфиды (зона I); 2 – грубо- и гигантозернистые породы с крупными гнездами и вкрапленностью сульфидов (зона II); 3 – переход габбронорит-пегматита с вкрапленностью сульфидов в ортопироксенит (зона III); 4 – вмещающие породы, ортопироксенит; 5 – верхняя граница штока. Горизонтальные линии – отметки высот.

По данным: (а) (Шарков, 2006), (б) (Козлов и др., 1962) с изменениями.

ортопироксенит. Сульфидная минерализация не выходит за пределы рудного пегматита (фиг. 26).

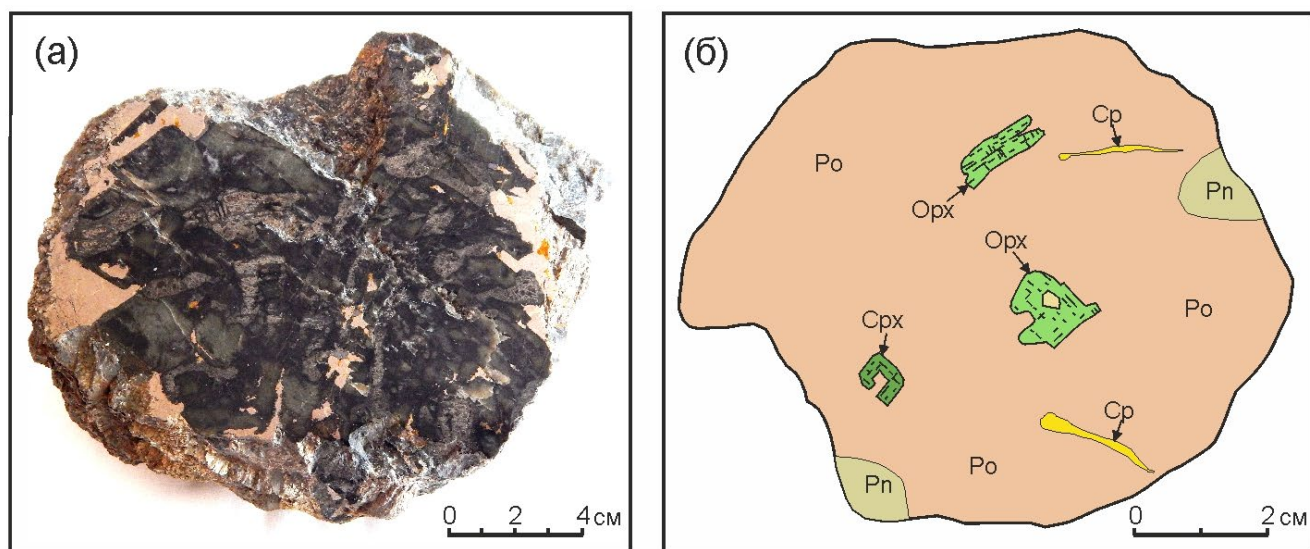
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проведенные исследования базируются на изучении 8 образцов и проб из общего количества 14, которые характеризуют все выделенные зоны рудного пегматитового тела. Принимая во внимание его крупнозернистое строение, для дробления, истирания и дальнейшего усреднения проб мы использовали фрагменты образцов до 15–20 см в диаметре, в которых располагался весь набор минералов. Большая часть аналитических работ выполнена в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Геоспектр” ГИН им. Н.Л. Добрецов СО РАН (Улан-Удэ). Содержания главных петрогенных окислов (полный силикатный анализ) определялись следующими методами: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 – фотометрическим; CaO , MgO , MnO , Fe_2O_3 – атомно-абсорбционно-спектральным; FeO – титриметрическим, Na_2O , K_2O – пламенно-фотометрическим; содержания рудных элементов Ni, Co, Cu, Cr, V и Au – атомно-эмиссионным спектральным анализом, S – гравиметрическим методом. Исследования минералов проводились на электронном сканирующем микроскопе LEO

1430 VP, оснащенном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350.

Измерения изотопного состава кислорода выполнялись на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт–образец). Подготовка образцов для определения величин $\delta^{18}\text{O}$ проводилась по методике (Sharp, 1990). Расчеты $\delta^{18}\text{O}$ были выполнены относительно международных стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Правильность полученных значений контролировалась регулярными измерениями собственного внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений величин $\delta^{18}\text{O}$ находилась на уровне $(1\sigma) \pm 0.2\text{‰}$.

Концентрации рудных, редких и редкоземельных элементов определялись в Центре лабораторно-аналитических исследований ИМГРЭ методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN6100 DRC. При подготовке проб к анализу они предварительно истирались до пудры, затем помещались в тефлоновые стаканы и разлагались в автоклавах с помощью смеси плавиковой и азотной кислот в соотношении 5 : 1 при температуре 180°C в течение 24 ч. После медленного упаривания исследуемое вещество переводилось в раствор 3%-ной



Фиг. 3. Текстуры рудного пегматита.

а — полированный образец гигантозернистого рудного пегматита с крупными выделениями сульфидов в интерстициях кристаллов силикатных минералов (II зона) Розовато-желтый и белый цвет — сульфиды, темно-серый — кристаллы орто- и клинопироксенов, светло-серый — плагиоклаза. Образец из коллекции Музея Геологического института КНЦ ФИЦ РАН (г. Апатиты).

б — зарисовка участка зоны сплошных сульфидов (I зона). Матрица сложена пирротинном (Po) с порфиризовидными выделениями пентландита (Pn), включениями идиоморфных зерен ортопироксена (Orx), клинопироксена (Cpx) и прожилков халькопирита (Ccp).

азотной кислотой с коэффициентом разбавления исходной пробы 10^3 и затем анализировалось на масс-спектрометре. Калибровка производилась с помощью растворов на основе High Purity Standards ICP-MS-68B (Solution A + Solution B + Solution C), контроль точности BCR-2. В качестве внутреннего стандарта использовался индий. Пределы обнаружения элементов (по критерию 3σ) — 0.2–0.5, разрешение (а.е.м.) — 0.7, чувствительность по In^{115} , импульс/с (концентрация 1 мг/л) — 3×10^7 , погрешность — ± 2.0 .

Содержания элементов платиновой группы (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Os) и Re определены методом ICP-MS в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск) на масс-спектрометре высокого разрешения Element 2 (Finnigan MAT) с использованием открытого кислотного разложения и отделением матричных элементов на катионите КУ-2—8 по методике (Меньшиков и др., 2016). Правильность определения концентраций и дрейф прибора контролировали по стандартным образцам Ж-3, РП-1 (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir) и ECO-2 (Pd, Pt), также Jp-1 (Япония), DZE-1 (Китай) — (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir). Значения пределов обнаружения, рассчитанные с учетом величины контрольного опыта и его стандартного отклонения (при переводе навески 1 г в 50 мл), составили (нг/г): для Ru — 0.5, Rh — 0.7, Pd — 4.0, Re — 0.2, Os — 0.8, Ir — 0.1, Pt — 0.7.

Относительные ошибки, полученные при измерении стандартов, не превышают 10%. Несколько проб были проанализированы для контроля на Pt и Pd в ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН атомно-эмиссионным спектральным анализом. Полученные данные показали удовлетворительную сходимость с результатами метода ICP-MS.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД РУДНОГО ПЕГМАТИТА

Силикатная часть тела сложена крупными индивидами орто- и клинопироксенов, плагиоклаза и агрегатами сульфидов. Широким развитием пользуются Са-амфиболы и флогопит. В качестве вторичных минералов отмечаются актинолит, хлорит, тальк, гранат, эпидот, титанит и кварц; акцессорные минералы представлены апатитом, бадделитом и монацитом. Характерно широкое развитие кальцита и доломита. За пределами сплошных сульфидов породы имеют гипидиоморфнозернистые структуры в комбинации с габбровыми.

Ортопироксен (Orx) образует длинно- или короткопризматические индивиды. Размер их варьирует от 1×0.5 мм в краевой части тела рудного пегматита (III зона) и до 15×5 см в зоне около сульфидного ядра (II зона). Ранее были описаны крупные кристаллы, длина которых доходила до 25–35 см, а ширина — 7–10 см (Козлов и др.,

1962). Часто микротрещинки, ориентированные по плоскостям спайности, залечены сульфидами. Степень их замещения вторичными минералами, главным образом актинолитом и хлоритом, незначительная. Кристаллы ортопироксена, несмотря на различные размеры, в целом имеют близкие химические составы, которые колеблются в диапазоне (%): *En* 73.5—77.6, *Fs* 19.4—23.2, *Wo* 2.5—4.2, железистость (*f*, %) — 20.4—23.8 (табл. 1). По классификации Моримото (Morimoto et al., 1988) они соответствуют энстатиту. Следует отметить, что крупные кристаллы ортопироксена имеют зональное строение. Так, например, в обр. 38—2 содержание *En* уменьшается от центральных частей к краям кристалла (9 измерений) от 82.2 до 73.6%, а *Fs* увеличивается от 14.1 до 25.0%.

Клинопироксен (*Cpx*) количественно уступает ортопироксену. Он представлен самостоятельными кристаллами, достигающими в длину до 30 см и имеющими неоднородность по химическому составу. Как и ортопироксен, может находиться в сростании с плагиоклазом. Некоторые кристаллы клинопироксена содержат тонкие, закономерно ориентированные пластинки ортопироксена, которые являются результатом распада твердого пироксенового раствора (фиг. 4а). Пластинки по составу более железистые и содержат заметно меньше *En*, чем кристаллы ортопироксена (табл. 1). Аналитические точки состава клинопироксена располагаются на классификационной диаграмме Моримото (Morimoto et al., 1988) в приграничной области диопсида с авгитом. Состав клинопироксена меняется в узком интервале (%): *En* 43.0—46.4, *Fs* 9.0—11.6, *Wo* 44.6—45.6 (табл. 1); он всегда менее железистый, чем ортопироксен, и постоянно содержит примесь TiO_2 . Вдоль спайности кристаллов нередко развивается актинолит (фиг. 4б), который наблюдается также по трещинкам и краям в комбинации с хлоритом, тальком, кальцитом и доломитом.

Плагиоклаз (*Pl*) представлен двумя генетически различными разновидностями. Первая (*Pl-1*) — основная, это раннемагматический плагиоклаз с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. Он образует крупные (до 50—60 см) зерна, которые располагаются в промежутках между индивидами орто- и клинопироксенов (фиг. 4в). Размер и количество индивидов *Pl-1* резко уменьшаются от центральных к краевым частям пегматитового тела. Вторая разновидность (*Pl-2*) — позднемагматическая (фиг. 4г), развивается совместно (в разных сочетаниях) с флогопитом, паргаситом, магнезальной роговой обманкой и чермакитом, Na-Са амфиболом и сульфидами. В некоторых случаях

Pl-2 встречается около обособлений сульфидов совместно с биотитом (фиг. 4д).

Химический состав раннемагматического плагиоклаза (*Pl-1*) отвечает лабрадору (50.5—64.9% *An*), а позднемагматического (*Pl-2*) — олигоклазу-андезину (12.2—33.0% *An*) (табл. 2). В отдельных случаях в зернах плагиоклаза, расположенных около сульфидных выделений, установлены высокие содержания железа (FeO до 0.44%). Характерной особенностью плагиоклазов является отсутствие в их составе ортоклазового компонента.

Са-амфиболы (*Amp*) постоянно, в тех или иных количествах, присутствуют во всех породах рудного пегматита. Они представлены как собственно магматическими, так и постмагматическими (автометасоматическими) ассоциациями. Первая разновидность (*Amp-1*) образовалась на заключительных стадиях кристаллизации рудно-магматической системы из остаточного расплава, обогащенного флюидной фазой и щелочами (фиг. 4е). Наиболее часто выделения магматического амфибола наблюдаются внутри индивидов пироксенов и плагиоклаза. Другой, менее распространенной формой развития амфиболов являются отдельные зерна и их агрегаты, расположенные в интерстициях кристаллов пироксенов либо на границе плагиоклаза (*Pl-1*) и сульфидов (фиг. 4ж). В целом магматический амфибол характеризуется широкой вариацией состава — от паргасита, магнезальной роговой обманки, чермакита до Na-Са амфибола — тарамита, что указывает на наиболее продвинутый характер остаточного расплава. Часто в составе Са-амфиболов фиксируется хлор (до 0.43%) (табл. 3).

Вторая разновидность (*Amp-2*), имеющая локальное развитие, также относится к кальциевым амфиболом — актинолиту. Он замещает орто- и клинопироксены в виде тонких прожилков вдоль трещин, ориентированных по спайности (фиг. 4б) и на контакте с плагиоклазом.

Железемагнезальные слюды представлены серией флогопит—биотит. По генетическим признакам выделяются две его разновидности. Первая совместно с амфиболом связана с кристаллизацией остаточного расплава на позднемагматической стадии. Нередко развивается на контакте с сульфидами (фиг. 4д). Наблюдается широкая вариация его состава (табл. 3). При этом наименее железистые слюды, как и амфиболы, характерны для пород с минимальным содержанием сульфидов. Минерал по классификации (Tischendorf et al., 2007) соответствует флогопиту. Вторая разновидность замещает в результате автометасоматических процессов ранний амфибол, иногда пироксен в виде

Таблица 1. Химический состав орто- и клинопироксенов рудного пегматита (мас. %) и коэффициенты кристаллохимических формул

Компо- ненты	38-2			38-5	38-7		38-14	38-11
	<i>Орх-1</i> (9)	<i>Орх-2</i> (1)	<i>Срх</i> (3)	<i>Срх</i> (1)	<i>Орх-1</i> (1)	<i>Срх</i> (1)	<i>Срх</i> (1)	<i>Орх-1</i> (2)
SiO ₂	54.39	53.63	52.03	51.79	55.24	53.25	53.83	55.05
TiO ₂	—	—	0.63	0.50	—	0.33	—	0.28
Al ₂ O ₃	1.73	2.63	2.87	2.23	1.15	1.70	2.36	1.81
Cr ₂ O ₃	0.49	—	0.31	—	0.43	—	—	0.51
FeO*	12.68	18.74	5.99	6.33	14.63	7.32	5.81	13.42
MnO	0.25	0.36	0.12	—	1.05	0.39	0.34	0.35
MgO	28.46	26.27	15.31	15.74	26.10	15.37	16.72	28.56
CaO	1.52	1.15	22.09	21.80	2.15	22.11	22.39	1.40
Na ₂ O	—	—	0.39	—	—	0.41	0.54	—
Сумма	99.52	102.78	99.74	98.39	100.75	100.89	101.99	101.38
<i>Mg#</i>	80.0	72.0	81.7	81.6	76.1	78.0	82.9	79.1
<i>En</i> , %	77.6	69.8	44.3	45.0	72.8	43.5	46.4	77.0
<i>Fs</i> , %	19.4	28.0	9.7	10.2	22.9	11.6	9.0	20.3
<i>Wo</i> , %	3.0	2.2	46.0	44.8	4.3	44.9	44.6	2.7
Коэффициенты кристаллохимических формул в пересчете на 6 (O)								
Si	1.950	1.912	1.922	1.938	1.981	1.955	1.941	1.944
Ti			0.017	0.014		0.009		0.007
Al	0.073	0.110	0.125	0.098	0.049	0.074	0.100	0.075
Cr	0.014		0.009		0.012			0.017
Fe ²⁺	0.381	0.559	0.185	0.198	0.439	0.225	0.175	0.396
Mn	0.008	0.011	0.004		0.032	0.012	0.010	0.010
Mg	1.521	1.396	0.843	0.878	1.394	0.841	0.899	1.503
Ca	0.058	0.044	0.874	0.874	0.082	0.869	0.865	0.053
Na			0.028			0.030	0.038	

Примечание. 38-2, 38-5, 38-7 — габбронорит-пегматиты, 38-14 — лейкократовый габбро-пегматит, 38-11 — крупнозернистый ортопироксенит с вкрапленностью сульфидов; *Орх-1* — ортопироксен крупных самостоятельных кристаллов, *Орх-2* — тонкие пластинки в клинопироксене. *En* — энстатитовый, *Fs* — ферросилитовый и *Wo* — волластонитовый миналы в пироксенах.

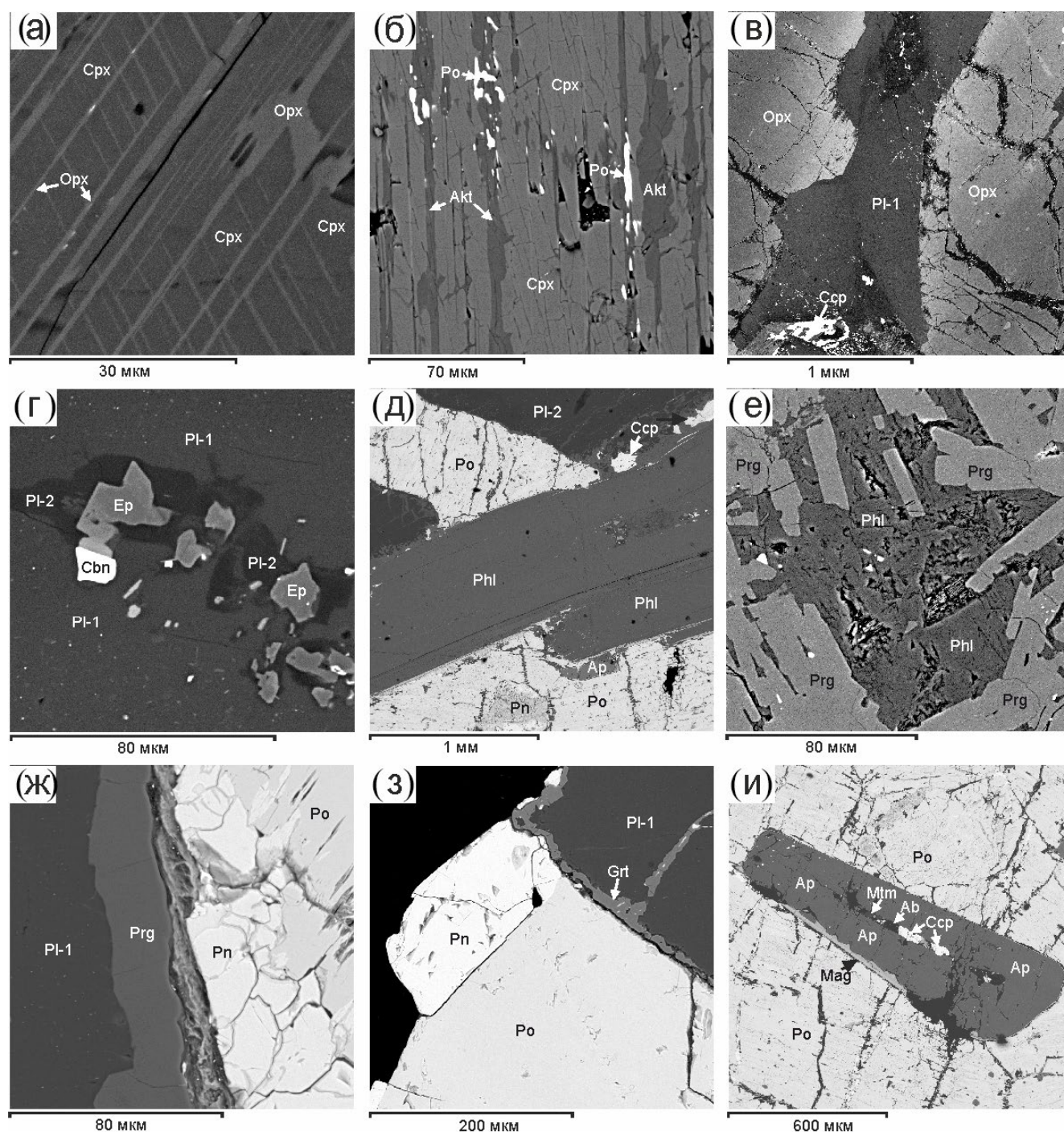
Здесь и в табл. 2, 3 и 7 в скобках указано количество проанализированных зерен, использованных для расчета среднего состава; прочерк — элемент не обнаружен (ниже предела чувствительности анализа). *Mg#* (магнезиальность) — 100 Mg/(Mg + Fe²⁺ + Mn), * — общее железо в виде FeO.

мелких чешуек, состав которых отвечает биотиту (табл. 3, обр. 38—5).

Гранат (*Grt*) развивается в постмагматическую стадию формирования рудного пегматита. Кроме вышеописанных форм проявления, иногда развивается в виде каймы по краям кристаллов *Pl-1* на контакте с сульфидами (фиг. 4з). Состав его непостоянен, с колебаниями содержания миналов в диапазоне (%): альмандин (*Alm*) 63—74,grossуляр (*Grs*) 14—23, спессартин (*Sps*) 8—13 и пироп (*Prp*) 0—10. Таким образом, гранат представлен *Alm-Grs-Sps* твердым раствором с резко подчиненным количеством *Prp*.

Апатит (*Ap*), как и гидроксилсодержащие силикаты, является минералом-индикатором флюидного режима. Он широко распространен в породах рудного пегматита. По условиям локализации можно выделить две его разновидности:

1) позднемагматический апатит в виде рассеянной мелкой (0.01—0.05 мм) вкрапленности в виде идиоморфных зерен среди силикатной части пегматитового тела и 2) включения в гнездах сульфидов в виде более крупных (до 1.5 мм) кристаллов длиннопризматической формы с оторочкой магнетита. Для последнего характерными являются включения альбита, Na-Ca амфибола (магнезиотарамита) и халькопирита (фиг. 4и). Различаются разновидности апатита и по концентрации галогенов: позднемагматический содержит Cl от 0.33 до 2.56 мас. %, при отсутствии F. Во втором содержание Cl колеблется в пределах 0.68—0.70% при значительно больших концентрациях F (2.07—3.23%). Кроме того, в нем присутствует Se₂O₃ (до 0.84 мас. %). Другие редкие элементы не обнаружены. Таким образом, состав минерала



Фиг. 4. Взаимоотношения минералов в рудном пегматите. Электронный микроскоп, изображение в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE).

а – тонкие пластинки ортопироксена (*Orx*) в клинопироксене (*Cpx*), обр. 38-2; б – развитие актинолита (*Akt*) совместно с сульфидами по плоскостям спайности клинопироксена (*Cpx*); в – выделения плагиоклаза (*Pl-1*) с сульфидами в межзерновом пространстве кристаллов ортопироксена (*Orx*), в хлорит-карбонатных прожилках наблюдаются сульфиды; г – участок аутометасоматического изменения, сложенный *Pl-2*, эпидотом (*Ep*) и кубанитом (*Cbn*), в раннем плагиоклазе (*Pl-1*); д – лейсты флогопита (*Phl*) в ассоциации с *Pl-2*, апатитом (*Ap*), пирротинном (*Po*), пентландитом (*Pn*) и халькопиритом (*Ccp*); е – участок развития флогопита (*Phl*) и паргасита (*Prg*); ж – кайма паргасита (*Prg*) по границе между сульфидами и *Pl-1*; з – выделения граната (*Grt*) по краям кристалла *Pl-1* на контакте с пирротинном (*Po*) и пентландитом (*Pn*); и – кристалл апатита (*Ap*) с включениями альбита (*Ab*), магнетиотарамита (*Mtm*), халькопирита (*Ccp*) и каймой магнетита (*Mag*) на контакте с пирротинном (*Po*). Символы минералов по (Whitney, Evans, 2010). а, б, в – обр. 38-2; г – обр. 38-5; д, и – обр. 38-13; е, ж, з – 38-7.

Таблица 2. Химический состав плагиоклазов рудного пегматита (мас. %) и коэффициенты кристаллохимических формул

Компо- ненты	38-1	38-2		38-5		38-7		38-14		38-11	
	1 (3)	1 (2)	2 (1)	1 (2)	2 (2)	1 (1)	2 (1)	1 (3)	2 (4)	1 (1)	2 (1)
SiO ₂	51.52	53.59	62.45	55.86	66.26	53.78	64.91	52.29	63.56	56.48	60.12
Al ₂ O ₃	29.98	28.26	23.18	27.65	21.64	28.81	21.03	30.66	23.65	28.38	25.32
FeO*	0.35	—	—	—	—	0.55	0.37	—	—	—	0.41
CaO	12.96	11.73	5.02	10.39	2.76	11.39	2.48	13.42	5.02	10.90	6.91
Na ₂ O	4.00	4.58	8.65	5.63	9.95	5.00	9.84	4.02	8.66	5.86	7.76
Сумма	98.81	98.16	99.30	99.53	100.61	99.54	98.63	100.39	100.89	101.62	100.52
An, %	64.2	58.5	24.3	50.5	13.5	55.7	12.2	64.9	24.2	50.7	33.0
Ab, %	35.8	41.5	75.7	49.5	86.5	44.3	87.8	35.1	75.8	49.3	67.0
Коэффициенты кристаллохимических формул в пересчете на 8 (O)											
Si	2.368	2.461	2.781	2.521	2.889	2.444	2.893	2.363	2.784	2.503	2.668
Al	1.623	1.529	1.217	1.472	1.114	1.543	1.105	1.633	1.220	1.483	1.324
Fe ²⁺	0.014					0.021	0.014				0.015
Ca	0.638	0.577	0.240	0.503	0.131	0.555	0.118	0.650	0.235	0.518	0.329
Na	0.356	0.408	0.747	0.493	0.840	0.441	0.850	0.352	0.735	0.504	0.668

Примечание. 38-1, 38-2, 38-5, 38-7 – габбронориты, 38-14 – лейкократовое габбро, 38-11 – крупнозернистый ортопироксенит. 1 – (Pl-1) раннемагматический и 2 – постмагматический плагиоклаз (Pl-2); An – анортитовый и Ab – альбитовый миналы в плагиоклазах.

в процессе кристаллизации рудно-магматической системы эволюционировал от хлорапатита до хлорфторапатита. Ранее такие особенности состава апатита были описаны в норильских Cu–Ni рудах (Серова, Спиридонов, 2018).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Главные петрогенные компоненты, редкоземельные (РЗЭ) и редкие элементы

Химический состав пород из разных участков рудного пегматита приведен в табл. 4. Они характеризуются широкими вариациями содержаний главных петрогенных компонентов. По соотношению кремнезема и суммы щелочей образцы 1–5, отобранные из зоны II, на классификационной диаграмме TAS соответствуют габброноритам, а образец 6 из краевой зоны – пироксениту. Эти данные согласуются с нормативными минеральными составами, рассчитанными по методу CIPW. Все породы относятся к низкощелочному (нормальному) ряду и характеризуются низкими содержаниями TiO₂, P₂O₅ и существенным преобладанием Na₂O над

K₂O с максимальной величиной их отношения — 19.2 в лейкогаббро (табл. 4, ан. 5).

На бинарных диаграммах содержаний окислов Al₂O₃, CaO, (Na₂O + K₂O), SiO₂ и элементов Cr и Sr относительно MgO (фиг. 5) породы рудного пегматита формируют единый тренд дифференциации, который согласуется с ранее выявленным трендом изменения главных петрогенных компонентов для пород I мегацикла Мончеплутона (Smol’kin, Mokrushin, 2022). При этом на графиках для Al₂O₃, CaO, Na₂O + K₂O и Sr (фиг. 5а–в, д) наблюдается заметный перегиб в области 29–30 мас. % Mg O. Четко выраженный перегиб наблюдается для SiO₂ и Cr с инверсией в положительную область корреляции (фиг. 5г, е). Данные особенности обусловлены прекращением кристаллизации оливиновой фазы и началом кристаллизации котектики ортопироксен–плагиоклаз.

Суммарная концентрация РЗЭ в породах рудного пегматита находится в зависимости, прежде всего, от содержания SiO₂ и Na₂O, поэтому максимальная концентрация ΣРЗЭ (21.4 г/т) наблюдается в лейкогаббро (анализ 5) за счет, главным образом, легких лантаноидов (LREE) (табл. 4). Все спектры

Таблица 3. Химический состав сосуществующих амфиболов и биотитов рудного пегматита (мас. %) и коэффициенты кристаллохимических формул

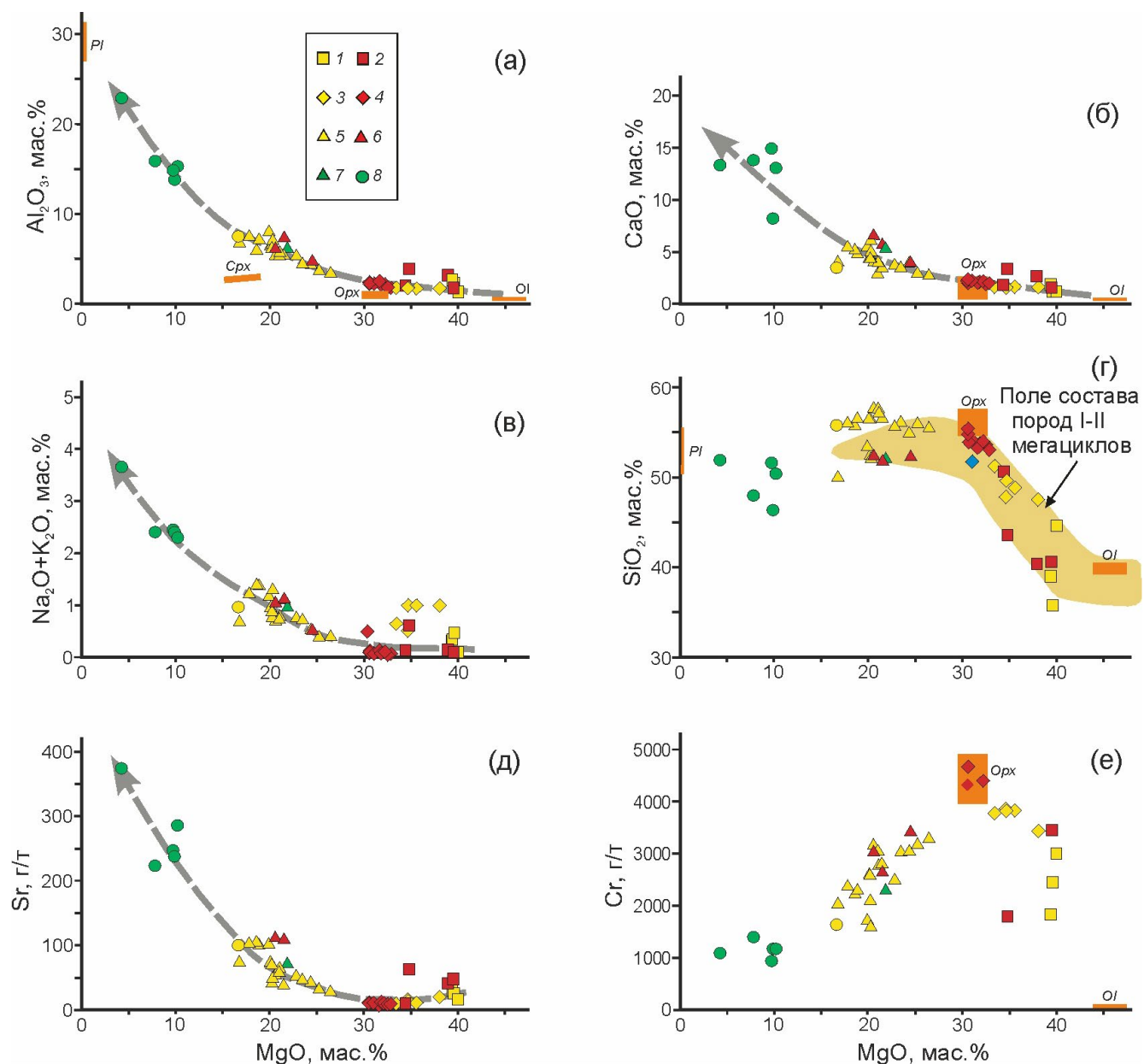
Компоненты	38-1		38-2		38-5		38-7		38-13		38-14	
	Phl (1)	Amp (1)	Phl (3)	Amp (1)	Br (2)	Amp (1)	Phl (1)	Amp (1)	Phl (1)	Amp (1)	Phl (2)	Amp (2)
SiO ₂	35.96	42.89	39.22	47.54	34.50	38.14	36.48	41.35	38.06	41.05	38.83	41.36 (2)
-TiO ₂	1.72	-	2.33	2.60	1.53	0.38	-	-	1.83	0.70	-	-
Al ₂ O ₃	18.48	15.34	14.74	8.09	20.46	21.09	19.67	18.91	14.64	12.21	19.99	19.61
Cr ₂ O ₃	-	-	0.91	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	17.06	13.44	8.02	11.06	21.12	20.69	12.61	14.18	14.22	16.24	10.07	11.89
MnO	-	-	-	-	-	0.45	-	-	-	-	-	-
MgO	14.59	11.36	20.07	15.16	9.15	4.73	17.41	10.26	16.19	13.68	18.16	10.93
CaO	-	11.70	-	12.01	-	9.81	-	10.13	-	6.73	-	11.64
Na ₂ O	0.59	2.00	-	1.09	-	2.97	0.53	2.67	0.65	1.70	-	2.97
K ₂ O	10.02	0.70	9.73	0.84-	10.30	0.94	9.55	0.36	9.77	2.59	10.02	0.47
-Cl	0.18	-	0.17	-	-	0.18	-	-	0.38	0.43	-	-
Сумма	98.42	97.43	95.19	98.39	97.06	99.38	96.24	97.87	95.73	95.33	97.07	98.87
O = Cl ₃	-0.04		-0.04						0.09			
Итого	98.38	97.43	95.15		97.06		96.24		95.64			
f, %	39.6	39.9	18.3	29.0	56.4	71.7	28.9	43.6	33.0	40.0	23.7	37.9
Коэффициенты кристаллохимических формул												
Si	2.630	6.324	2.840	6.851	2.611	5.740	2.660	6.059	2.836	6.328	2.758	5.973
Ti	0.077		0.127	0.282	0.087	0.043			0.103	0.081		
Al ^{IV}	1.370	1.676	1.160	1.149	1.389	2.260	1.340	1.941	1.164	1.672	1.242	2.027
Al ^{VI}	0.306	0.990	0.098	0.225	0.436	1.479	0.351	1.325	0.122	0.545	0.431	1.311
Cr			0.052									
Fe ²⁺	1.121	1.658	0.486	1.333	1.336	2.603	0.769	1.737	0.886	2.093	0.598	1.436
Mn						0.058						
Mg	1.450	2.497	2.166	3.256	1.032	1.060	1.893	2.242	1.798	3.144	1.923	2.352
Ca		1.848		1.854		1.581		1.590		1.111		1.801
Na	0.080	0.570		0.305		0.865	0.074	0.758	0.093	0.508		0.832
K	0.921	0.131	0.899	0.155	0.995	0.180	0.889	0.068	0.929	0.509	0.908	0.085
Cl	0.007		0.007			0.046			0.048	0.112		

Примечание. Обр. 38-1, 38-2, 38-5, 38-7, 38-13 – габбронорит-пегматиты, 38-11 – крупнозернистый ортопироксенит, 38-14 – лейкократовый габбро-пегматит. Са-амфиболы: обр. 38-1, 38-7, 38-14 – паргасит, 38-2 – магнезиальная роговая обманка, 38-5 – тарамит, 38-13 – чермакит. Расчетный фактор: для биотитов O = 11, амфиболов O = 23.

Таблица 4. Содержание петрогенных компонентов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т), и изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) в породах рудного пегматита

Компоненты	38-1	38-2	38-5	38-7	38-14	38-11
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50.44	51.59	46.29	47.98	51.95	52.25
TiO ₂	0.19	0.23	0.15	0.18	0.13	0.32
Al ₂ O ₃	15.36	14.86	13.86	15.88	22.81	6.29
Fe ₂ O ₃	2.53	1.29	12.05	6.32	1.27	2.05
FeO	5.73	4.79	6.89	5.54	2.49	10.49
MnO	0.13	0.13	0.14	0.10	0.06	0.20
MgO	10.21	9.70	9.92	7.80	4.25	21.87
CaO	13.08	14.96	8.25	13.84	13.36	5.50
Na ₂ O	2.11	2.25	2.19	2.19	3.46	0.89
K ₂ O	0.18	0.20	0.20	0.15	0.18	0.09
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.04	0.01	0.03	0.04
$\delta^{18}\text{O}$, ‰	5.88	4.94	4.86	4.97	6.10	5.84
Зона	II	II	II	II	II	III
Cr	1183	946	444	1405	1100	2328
V	113	132	92	92	70	121
Rb	3.46	4.72	2.07	1.95	2.09	2.05
Ba	82	73	70	68	132	59
Th	0.27	0.18	0.15	0.14	1.19	0.41
U	0.09	0.04	0.03	0.03	0.08	0.08
Nb	0.41	0.38	0.26	0.34	1.49	0.95
Ta	0.24	0.18	0.08	0.07	0.33	0.17
Sr	286	248	238	223	375	74
P	174	61	19	57	139	162
Zr	10.2	10.8	6.0	8.6	22.1	17.9
Hf	0.75	0.39	0.21	0.27	0.68	0.58
Ti	1104	1341	871	896	784	1576
Y	5.30	6.30	2.88	3.97	3.90	4.92
La	2.37	2.17	1.68	1.83	4.30	3.20
Ce	5.30	5.18	3.47	4.12	8.90	6.69
Pr	0.78	0.82	0.48	0.59	1.01	0.89
Nd	3.47	3.76	2.00	2.59	3.64	3.54
Sm	1.02	0.98	0.46	0.66	0.68	0.74
Eu	0.40	0.45	0.29	0.33	0.39	0.26
Gd	1.01	1.14	0.44	0.73	0.64	0.74
Tb	0.16	0.19	0.08	0.12	0.11	0.13
Dy	1.02	1.17	0.50	0.77	0.69	0.83
Ho	0.20	0.26	0.11	0.16	0.13	0.19
Er	0.59	0.66	0.31	0.43	0.39	0.50
Tm	0.08	0.09	0.05	0.06	0.06	0.09
Yb	0.55	0.59	0.28	0.38	0.39	0.57
Lu	0.08	0.09	0.05	0.06	0.07	0.08
$\Sigma \text{РЗЭ}$	17.06	17.54	10.20	12.82	21.40	18.44
Eu/Eu*	1.28	1.29	1.95	1.43	1.76	1.05
(La/Yb) _N	2.92	2.49	4.05	3.30	7.50	3.81
(La/Sm) _N	1.45	1.39	2.26	1.73	3.93	2.72
(Gd/Yb) _N	1.48	1.56	1.27	1.56	1.33	1.05

Примечание. Номера проб и название пород см. табл. 2. Состав пород пересчитан на сухой остаток.



Фиг. 5. Петрохимические вариационные диаграммы (а–г) и диаграммы соотношений концентраций Cr (г) и Sr (д) относительно MgO для рудного пегматита и пород расслоенной серии НКТ.

1, 2 – гарцбургиты; 3, 4 – оливиновые ортопироксениты; 5, 6 – ортопироксениты; 7, 8 – породы рудного пегматита (7 – ортопироксениты, 8 – габбронориты); 1, 3, 5 – по данным (Karykowski et al., 2018); 2, 4, 6 – по данным (Smol'kin, Mokrushin, 2022); 7, 8 – по данным авторов. *Opx* – ортопироксен, *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз. Поле состава пород I–II мегациклов Северной камеры по (Smol'kin, Mokrushin, 2022). Пунктирные стрелки – тренды дифференциации пород.

распределения РЗЭ характеризуются отрицательным наклоном $(La/Yb)_N = 2.5–7.5$ со значительным фракционированием для ЛРЗЭ $(La/Sm)_N = 1.4–3.9$ и более слабым для ТРЗЭ $(Gd/Yb)_N = 1.1–1.6$ (фиг. 6а). Спектры имеют положительную европиевую аномалию $Eu/Eu^* = 1.1–2.0$, что объясняется присутствием в составе пород рудного пегматита основного плагиоклаза.

Все породы рудного пегматита на мультиэлементной диаграмме демонстрируют однопипный фракционированный тренд, одинаковую конфигурацию спектров и ярко выраженную обогащенность крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Sr) при отчетливых минимумах для высокочарядных (Nb, Zr, Hf, Ti) (фиг. 6). По характеру спектров породы рудного пегматита наиболее

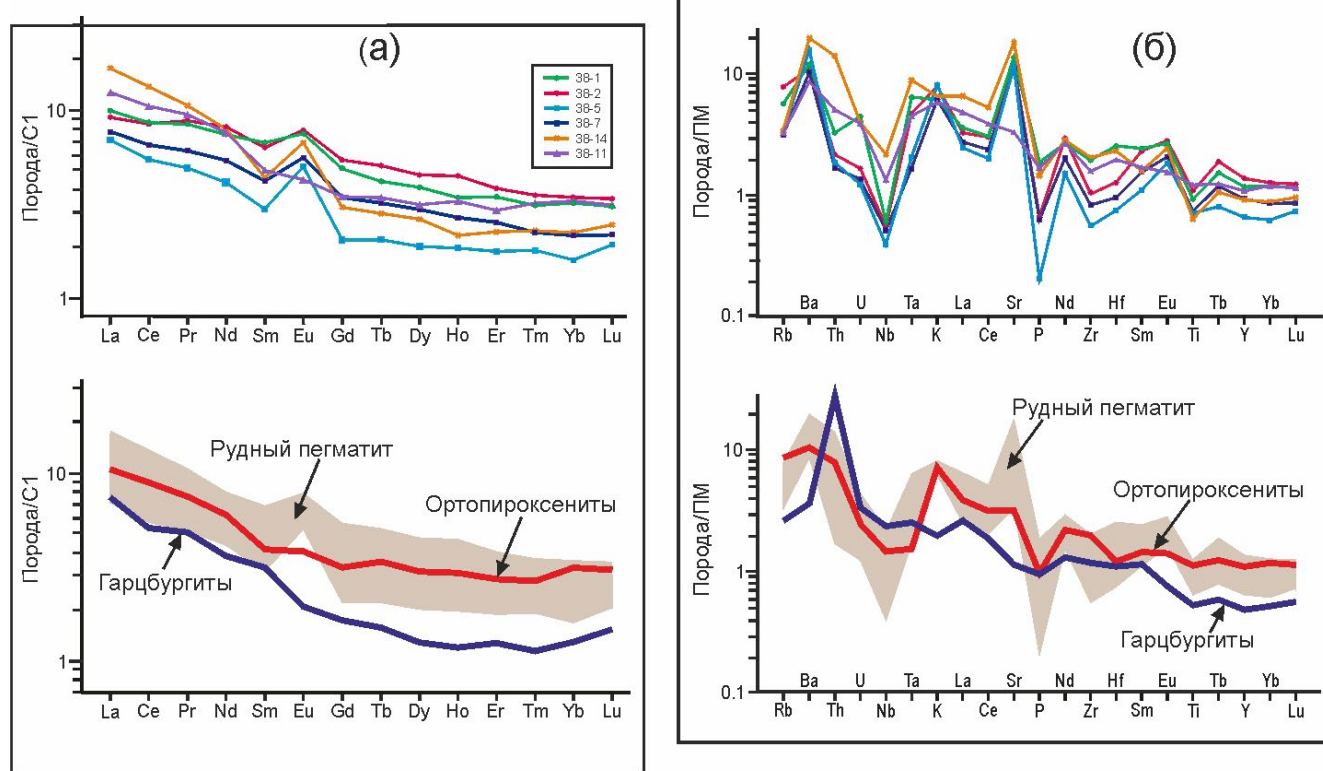
близки к вмещающим ортопироксенитам. Это сходство подчеркивается также близкими спектрами распределения РЗЭ и положительными корреляциями между некоторыми редкими элементами и РЗЭ (фиг. 7). В то же время в ортопироксенитах расслоенной зоны отсутствует или очень слабо проявлена положительная европиевая аномалия, а габбронориты рудного пегматита характеризуются более сильно выраженной отрицательной аномалией Nd и положительной — Th и Sr.

Изотопный состав кислорода

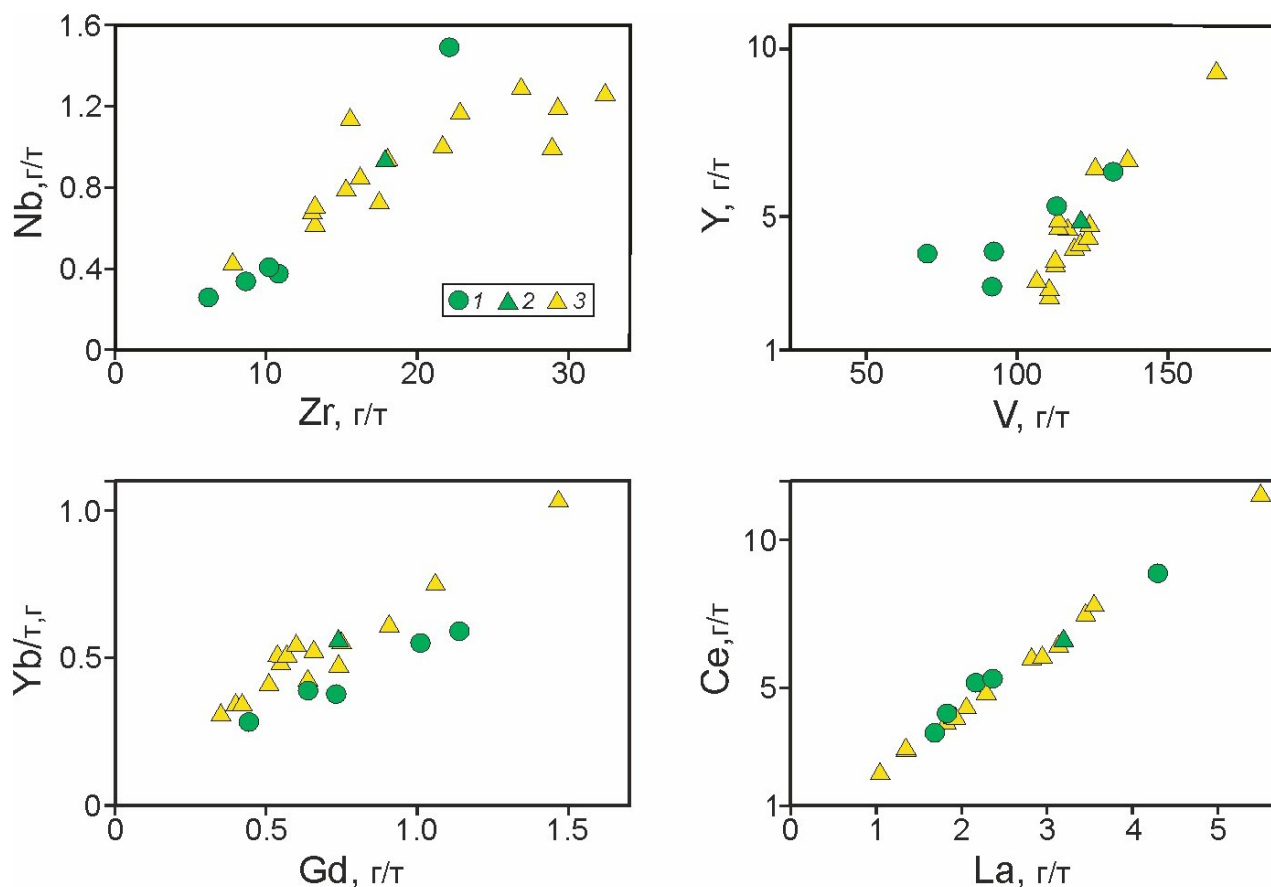
Проанализировано 5 проб рудного пегматита из зоны II и одна проба ортопироксенита из зоны III (табл. 4). Полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в относительно узком диапазоне $+4.86$ – $+6.10\text{‰}$ (среднее $5.43 \pm 0.2\text{‰}$). При этом отмечается тенденция возрастания значений $\delta^{18}\text{O}$ при увеличении содержания SiO_2 . В целом полученные величины соответствуют мантийным меткам ($\delta^{18}\text{O} = +5.7\text{‰} \pm \pm 0.3 \text{ SMOW}$) по (Rollinson, 1994) и отвечают интервалу значений для магматических пород габброидного состава.

РТ-условия образования пород рудного пегматита

Результаты изучения химического состава орто- и клинопироксенов были использованы для оценки РТ-параметров минеральных равновесий. Были апробированы различные геотермометры, разработанные для минеральных парагенезисов ультрабазит-базитовых пород: несколько двупироксеновых и два мономинеральных, а также ортопироксеновые геобарометры. Все двупироксеновые геотермометры достаточно удовлетворительно согласуются между собой (табл. 5), за исключением геотермометра Дж. Брея и Т. Кохлера (Brey, Köhler, 1990), который дал несколько заниженные величины температур (среднее $906 \pm 56^\circ\text{C}$). В то же время ортопироксеновый термометр этих же авторов, основанный на содержании Ca в ортопироксене, показал наиболее высокие значения температур до 1247°C (среднее $1155 \pm 84^\circ\text{C}$). Следует предположить, что кумулюсный ортопироксен кристаллизовался при ликвидусной температуре около 1200°C , а клинопироксен, судя по данным клинопироксенового термометра Нимиса и Тейлора (Nimis, Taylor, 2000), кристаллизовался после ортопироксена при температуре с учетом



Фиг. 6. Спектры распределения редкоземельных (а) и редких элементов (б), нормированных к хондриту (C1) и примитивной мантии (ПМ) по (McDonough, Sun, 1995) для рудного пегматита. Номера образцов и название пород см. табл. 4. Для ортопироксенитов и гарцбургитов расслоенной серии НКТ использованы средние содержания, рассчитанные по аналитическим данным (Karykowski et al., 2018; Smol'kin, Mokrushin, 2022).



Фиг. 7. Бинарные диаграммы, отражающие зависимость между концентрациями редких элементов: Zr–Nb, V–Y, Gd–Yb и La–Ce для рудного пегматита и вмещающих ортопироксенитов.

1 – габбронориты II зоны и 2 – крупнозернистые ортопироксениты III зоны рудного пегматита; 3 – вмещающие ортопироксениты по данным (Karykowski et al., 2018; Smol'kin, Mokrushin, 2022).

Таблица 5. Температура (°C) и давление (кбар), рассчитанные для минеральных парагенезисов рудного пегматита

Номер образца	Геотермометры								Геобарометры	
	Орх-Срх						Орх	Срх	Орх	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
38-2	1093	1116	1013	1100	1048	934	1131	899	6.1	5.3
38-5								978		
38-7	1061	1128	1003	1086	1021	878	1247	915	5.9	6.0
38-14								914		
38-11							1088		3.7	3.4
Среднее	1077	1122	1008	1093	1034	906	1155	927	5.2	4.9

Примечание. 1–9 – геотермометры: 1 – (Wood, Banno, 1973), 2 – Wood, 1974 по (Ваганов, Соколов, 1988), 3 – (Перчук, 1977а), 4 – (Wells, 1977), 5 – (Mori, Green, 1978), 6, 7 – (Brey, Köhler, 1990), 8 – (Nimis, Taylor, 2000), 9, 10 – геобарометры: 9 – (Mercier, 1980), 10 – (Перчук, 1977б). Название пород и номера образцов см. табл. 4.

погрешности метода на ~200°C ниже. По данным двупироксеновых геотермометров, температурное равновесие между сосуществующими пироксенами могло наступить при солидусе 1000–1100°C.

Относительно давления расчеты по двум ортопироксеновым геобарометрам (табл. 5) показали их

удовлетворительную сходимость в пределах ошибки расчетов (среднее 4.9 и 5.2 ± 0.9 кбар). Это в целом незначительно выше давления для ортопироксенитов НКТ – 3.4–4.8 ± 1.2 кбар (среднее 4.1), рассчитанного с помощью ортопироксенового геобарометра Мерсье (Mercier, 1980).

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭПГ—Cu—Ni ОРУДЕНЕНИЯ

Рудогенные компоненты и их минерализация

Породы рудного пегматита в той или иной степени обогащены сульфидами и поэтому характеризуются переменным содержанием рудных компонентов и благородных металлов. Так, содержание S колеблется от 0.62 мас. % в лейкогаббро до 26.15 мас. % в сульфидном ядре; соответственно изменяются содержания Ni, Cu и Co (табл. 6). Величина отношения Ni/Cu варьирует в очень широком интервале и зависит, прежде всего, от соотношения в породе пентландита и халькопирита. По этому показателю можно выделить две разновидности руд: пирротин-пентландитовая и существенно халькопиритовая (далее по тексту железо-никелевая и медистая разновидности). Величина отношения Ni/Cu в железо-никелевой разновидности увеличивается до 38.9–48.5 (обр. 38-3 и 38-13), а для медистой — снижается до 0.03–0.33 (обр. 38-7 и 38-14). Тем не менее, распределение суммы содержаний Ni, Cu и Co обнаруживает прямую зависимость от S, образуя единый тренд с зонами сульфидной минерализации в ортопироксените и месторождениями рудного поля НКТ (фиг. 8а).

Для центральной части тела сплошных сульфидов (зона I) характерным является пирротин-пентландитовый парагенезис. По мере приближения к силикатной пегматитовой зоне II в сульфидной массе появляются халькопирит, единичные кристаллы пироксенов и плагиоклаза (фиг. 3б), количество и размер которых постепенно увеличиваются, обуславливая тем самым переход в зону III. Пирротин во всех зонах представлен гексагональной модификацией с небольшой долей моноклинной; часто наблюдаются их взаимные пластинчатые структуры распада. Пирротин образует крупные кристаллы преимущественно гексагонального габитуса, размер которых может достигать 2 см в поперечнике. В промежутках его кристаллов располагаются выделения пентландита, что обуславливает петельчатую структуру руд. Встречаются также отдельные порфиroidные обособления пентландита и слабо корродированные идиоморфные зерна магнетита. На отдельных участках пентландит наблюдается в виде пламене-видных выделений вдоль трещинок в пирротине.

Составы пирротина, пентландита и халькопирита определены в 8 образцах из всех зон рудного пегматита (табл. 7). Исходя из формулы пирротина Fe_{1-x}S величина x варьирует в пределах 0.065–0.131 формульных количеств. В виде примесей отмечается Ni (до 0.57 мас. %). Пентландит характеризуется

непостоянством состава как по S, так и по соотношению катионов Ni и Fe. Во всех анализах присутствует изоморфная примесь Co (0.94–1.70 мас. %). Химический состав пентландита, рассчитанный на 17 атомов согласно стехиометрической формуле, имеет вид: $\text{Ni}_{4.41-4.73}\text{Fe}_{4.16-4.49}\text{Co}_{0.12-0.22}\text{S}_{7.80-7.97}$ с преобладанием Ni над Fe (Ni/Fe = 1.00–1.11). Составы пирротина и пентландита в целом коррелируют между собой, демонстрируя фазовое соответствие, указывающее на совместную кристаллизацию. Содержание халькопирита значительно меньше, чем пентландита. Состав его близок к теоретическому с небольшим дефицитом S и преобладанием Fe над Cu (см. табл. 7).

В силикатной матрице габброноритового состава, особенно в крупных сульфидных гнездах, наблюдаются те же взаимоотношения, что и в зоне I сплошных сульфидов. Кроме того, часто фиксируются очень мелкие зерна сульфидов в кристаллах плагиоклаза, пироксенов и апатита (фиг. 4в, г, и), что свидетельствует о захвате сульфидного расплава при кристаллизации этих минералов. Обнаружены участки медистых разновидностей руд, сложенные практически нацело тетрагональным халькопиритом с небольшой долей гексагонального пирротина и пентландита. В небольших количествах обнаружены кубанит, пирит, галенит, сфалерит, вурцит и ильменит. Последний, как правило, наблюдается в ассоциации с магнетитом. В целом по набору и характеру проявления минералов оруденение рудного пегматита практически идентично сульфидным жилам рудного поля НКТ.

Особенности распределения благородных металлов, халькофильных элементов и их минералогия

Полученные данные свидетельствуют, что благородные металлы тесно связаны с сульфидной составляющей рудного пегматита. Суммарное содержание ЭПГ варьирует от 0.106 г/т в лейкогаббро с сульфидами (обр. 38-14) и до 66.944 г/т в существенно медистой руде (обр. 38-7) (табл. 6). Для оруденения характерным является резкое преобладание Pd (0.094–64.228 г/т) над Pt (0.004–2.704 г/т) с величиной отношения Pd/Pt = 3.89–23.75, а также суммы Pd, Pt и Rh над группой редких платиноидов (Ru, Ir, Os) (23.2–19126.1). Максимальные содержания Pd и Pt выявлены в медистой разновидности руды (обр. 38-7) при низких концентрациях других платиноидов, особенно Ir (табл. 6). Судя по полученным данным, процесс концентрирования ЭПГ сопровождался их сильным фракционированием с наиболее эффективным накоплением Pd. В пересчете на “100%-сульфид” содержание Pd в медистой руде составляет 453.4, Pt — 19.1 г/т. Характерна

Таблица 6. Содержание рудогенных, сидерофильных, халькофильных элементов и благородных металлов в рудном пегматите

Элементы и благородные металлы	38-1	38-2	38-3	38-5	38-7	38-13	38-14	38-11
	1	2	3	4	5	6	7	8
Рудогенные элементы (мас.%)								
S	1.83	0.66	26.15	5.14	5.01	17.94	0.62	1.61
	36.01	35.96	36.25	36.26	35.37	36.15	35.75	35.87
Ni	0.346	0.125	8.170	0.870	0.095	8.250	0.072	0.330
	6.814	6.812	11.327	6.138	0.671	16.62	4.15	3.354
Co	0.016	0.005	0.079	0.030	0.006	0.206	0.003	0.012
	0.317	0.278	0.109	0.212	0.044	0.415	0.173	0.267
Cu	0.405	0.135	0.210	0.270	3.497	0.170	0.260	0.480
	7.969	7.357	0.291	0.905	24.686	0.342	14.994	10.696
Благородные металлы (г/т)								
Pd	0.549	0.727	2.208	0.400	64.228	2.856	0.094	0.250
	10.801	39.645	3.061	2.822	453.405	5.755	5.421	5.571
Pt	0.064	0.085	0.422	0.082	2.704	0.735	0.004	0.033
	1.255	4.627	0.585	0.579	19.091	1.481	0.231	0.735
Rh	0.024	0.004	0.478	0.095	0.009	0.070	0.004	0.004
	0.466	0.229	0.663	0.672	0.063	0.141	0.231	0.089
Ru	0.003	0.001	0.042	0.005	0.002	0.015	0.003	0.003
	0.061	0.076	0.059	0.039	0.014	0.031	0.173	0.067
Ir	0.005	0.001	0.084	0.020	0.001	0.040	0.001	0.001
	0.100	0.033	0.117	0.139	0.007	0.081	0.058	0.022
Os	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.
Au	0.080	0.062	0.098	0.085	7.500	0.120	0.038	0.060
	1.574	3.379	0.136	0.600	52.944	0.242	2.191	1.337
Ag		0.681		1.900	29.700	1.640	0.762	1.750
		37.111		13.405	209.661	3.305	43.944	38.998
Сидерофильные элементы (г/т)								
Re	0.003	0.002	0.078	0.006	0.003	0.016	0.001	0.008
Mo		0.120		0.973	0.998	7.070	0.238	0.364
Халькофильные элементы (г/т)								
As		12.10		11.40	10.90	7.99	6.53	6.27
Te		3.97		1.96	2.94	8.63	1.16	5.39
Sn		1.98		0.87	1.81	1.12	1.00	0.45
Sb		0.27		8.01	76.00	12.20	0.11	0.28
Bi		4.18		1.50	288.00	8.35	1.19	1.40
Pb		63.80		19.20	88.90	21.60	38.10	6.84
Zn		55.50		60.70	139.00	56.90	70.20	76.80
Соотношения элементов								
Σ (Ni, Cu, Co)	0.77	0.26	8.46	1.17	3.60	8.63	0.33	0.82
Ni/Cu	0.86	0.93	38.90	3.22	0.03	48.53	0.28.	0.69
Σ ЭПГ без Os	0.645	0.818	0.323	0.602	66.944	3.716	0.106	0.291
Pd/Pt	8.58	8.55	5.23	4.88	23.75	3.89	23.50	7.58
(Pt + Pd + Rh)/(Ru + Ir)	77.7	408.3	24.6	22.9	19126.1	66.8	23.2	70.0.

Примечание. 1, 2, 4, 5 – габбронориты с сульфидами (II зона); 3, 6 – ядро сплошных сульфидов (I зона); 7 – лейкократовое габбро с сульфидами (II зона); 8 – крупнозернистый ортопироксенит с сульфидами (III зона). Для рудогенных элементов и благородных металлов вторая строка – содержания в “100 %-сульфиде”. не/об. – не обнаружено (содержание Os ниже предела чувствительности анализа – 0.8 мг/т).

Таблица 7. Химический состав главных сульфидных минералов из рудного пегматита

№ обр.	Минерал	Содержание элементов, мас. %					Формула
		Fe	Ni	Cu	Co	S	
38-1	МРo (1)	58.74	0.57	—	—	39.17	(Fe _{0,861} Ni _{0,008}) _{0,869} S
	Рn (1)	31.64	34.41	—	1.32	33.09	(Fe _{4,364} Ni _{4,515} Co _{0,172}) _{9,051} S _{7,949}
	Сср (1)	29.98	—	33.50	—	33.96	Cu _{0,993} Fe _{1,011} S _{1,995}
38-2	МРo (2)	60.17	—	—	—	39.08	Fe _{0,884} S
	Сср (1)	31.18	—	34.83	—	34.68	Cu _{1,002} Fe _{1,020} S _{1,977}
	Сbn	36.37	—	28.45	—	34.86	Cu _{1,229} Fe _{1,787} S _{2,984}
38-3	НРo (2)	60.70	—	—	—	38.15	(Fe _{0,913} S
	Рn (2)	30.24	35.35	—	1.64	32.76	(Fe _{4,197} Ni _{4,667} Co _{0,215}) _{9,079} S _{7,920}
	Сср (1)	31.12	—	34.26	—	34.82	Cu _{0,988} Fe _{1,021} S _{1,990}
38-5	НРo (1)	60.58	0.63	—	—	37.57	(Fe _{0,926} Ni _{0,009}) _{0,935} S
	Рn (1)	30.47	35.55	—	1.33	32.21	(Fe _{4,258} Ni _{4,726} Co _{0,176}) _{9,160} S _{7,841}
	Сср (1)	31.30	—	34.56	—	35.39	Cu _{0,985} Fe _{1,015} S _{1,999}
38-7	НРo (5)	61.03	0.28	—	—	38.60	(Fe _{0,908} Ni _{0,004}) _{0,912} S
	Рn (3)	30.27	34.42	—	1.40	32.63	(Fe _{4,247} Ni _{4,594} Co _{0,186}) _{9,027} S _{7,974}
	Сср (2)	30.84	—	34.49	—	33.84	Cu _{1,010} Fe _{1,027} S _{1,963}
38-13	МРo (1)	59.43	—	—	—	39.03	Fe _{0,874} S
	Рn (1)	31.83	34.32	—	0.94	32.73	(Fe _{4,422} Ni _{4,535} Co _{0,123}) _{9,080} S _{7,920}
	Сср (1)	31.33	—	34.62	—	34.27	Cu _{1,032} Fe _{1,002} S _{1,966}
38-14	НРo (1)	62.33	—	—	—	38.79	Fe _{0,922} S
	Рn (2)	31.21	35.76	—	1.70	32.50	(Fe _{4,298} Ni _{4,685} Co _{0,221}) _{9,204} S _{7,796}
	НРo (1)	61.76	—	—	—	38.60	Fe _{0,918} S
38-11	Рn (1)	31.87	33.38	—	1.67	32.91	(Fe _{4,422} Ni _{4,406} Co _{0,219}) _{9,047} S _{7,953}
	Сср (1)	30.94	—	33.98	—	33.66	Cu _{1,000} Fe _{1,036} S _{1,964}

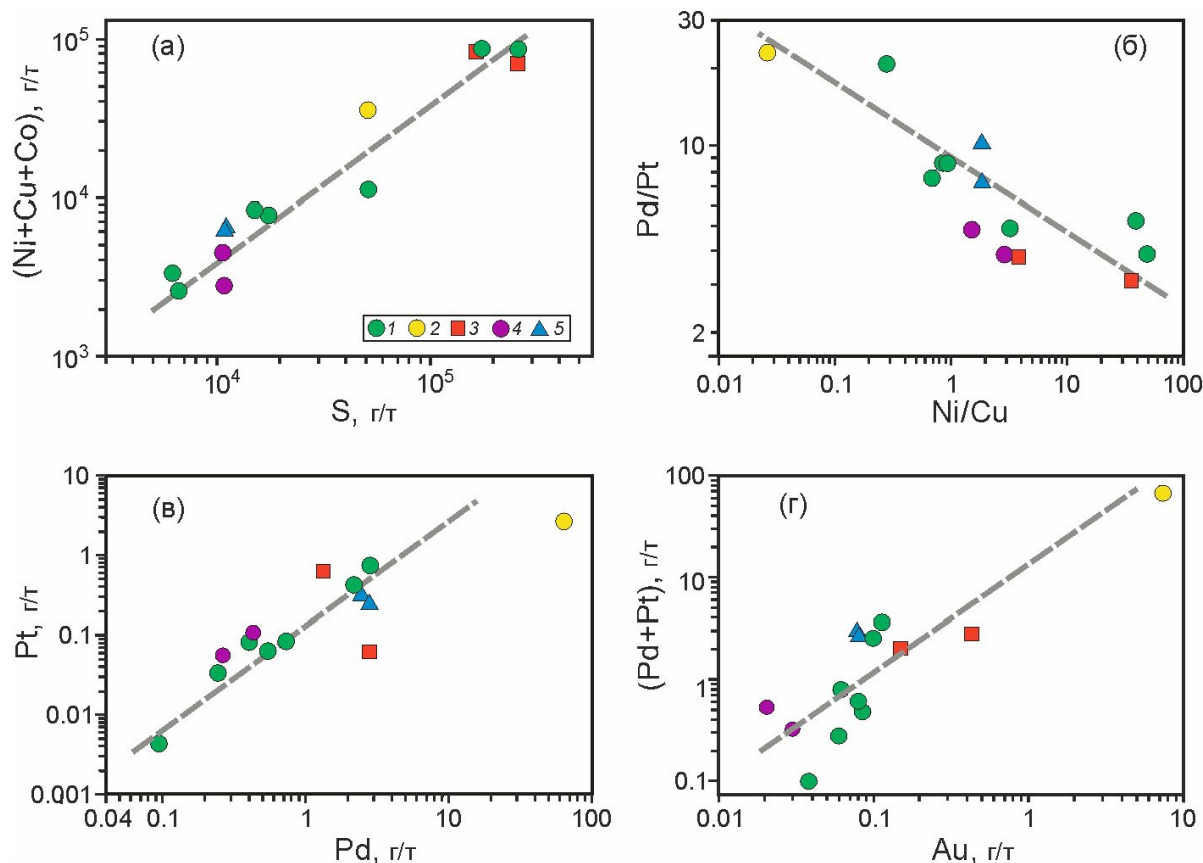
Примечание. Название пород и руд см. табл. 6. НРo и МРo — гексагональный и моноклинный пирротины соответственно, Рn — пентландит, Сср — халькопирит, Сbn — кубанит. В скобках указано количество проанализированных зерен, использованных для расчета среднего состава; прочерк — элемент не обнаружен.

прямая корреляция между концентрациями Pd и Pt (фиг. 8в) и обратная зависимость между величинами отношений Ni/Cu и Pd/Pt (фиг. 8б). В обоих случаях наблюдается единый тренд с данными по другим месторождениям НКТ.

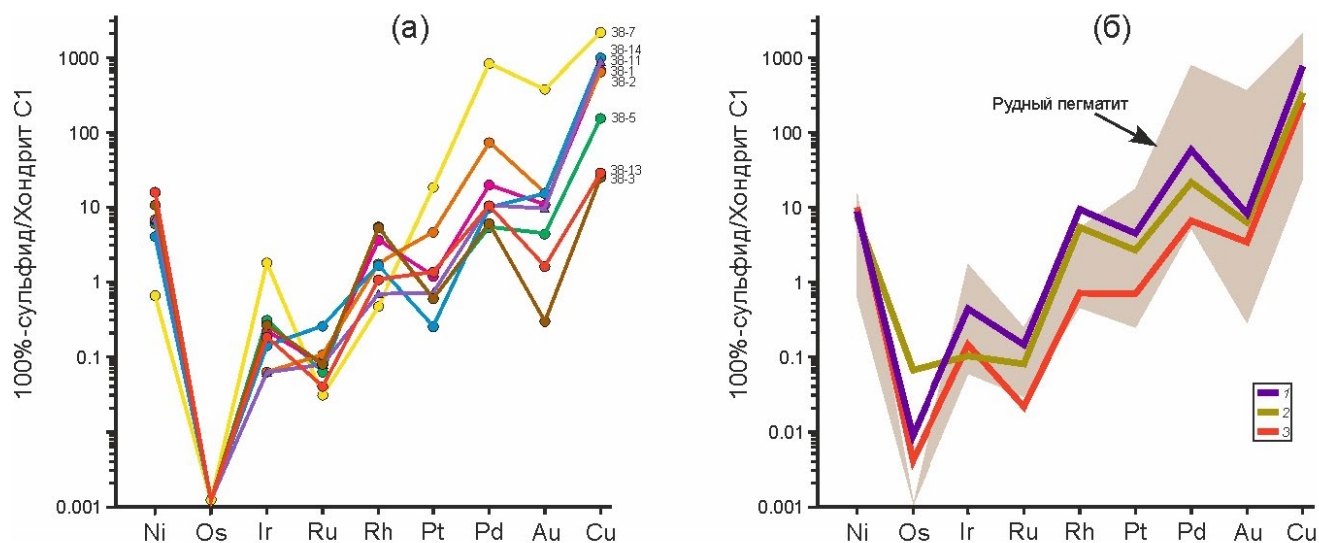
Породы рудного пегматита также обогащены Au и, особенно, Ag. Минимальные содержания Au и Ag (0.04 и 0.76 г/т соответственно) зафиксированы в лейкогаббро (обр. 38-14), а максимальные (7.50 и 29.70 г/т соответственно) в габбронорите с медистой разновидностью руды (обр. 38-7). В “100%-сульфиде” медистой руды содержания Au и Ag достигают очень больших значений — 52.9 и 209.7 г/т (табл. 6) соответственно, что объясняется высокой экстракционной способностью сульфидного расплава в отношении Ag и Au. По данным корреляционного анализа, содержание Au, с одной стороны, не зависит от содержания рудогенных компонентов, а с другой стороны, контролируется платиноидами, с которыми имеет тесную положительную связь (фиг. 8г).

Для спектров распределения содержаний ЭПГ и Au совместно с Ni и Cu, рассчитанных на “100%-сульфид” по методике (Налдретт, 1984) и нормированных на хондрит C1 (фиг. 9а), характерным является положительный наклон. Профили для всех образцов рудного пегматита, в общем, подобны друг другу, демонстрируя высокие отношения $(Pd + Pt + Rh)/(Ru + Ir)$ (табл. 6), очень высокие содержания Pd и пониженные — Au. Следует отметить, что из общего ряда выделяется спектр медистой разновидности руды (обр. 38-7). Конфигурации графиков распределения практически совпадают с таковыми для сульфидизированных участков в ортопироксенитах и Cu-Ni руд месторождений НКТ (фиг. 9б) с общей отрицательной аномалией Os.

С учетом того, что некоторые халькофильные элементы при благоприятных условиях образуют соединения с ЭПГ, Au и Ag, были проанализированы 6 образцов на As, Sn, Sb, Te, Bi, Pb и Zn. По данным табл. 6, содержание каждого элемента значительно превышает значения для примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995; Palme, O'Neill, 2014),



Фиг. 8. Диаграммы, отражающие зависимость между содержаниями рудогенных компонентов (Ni, Cu, Co, S) и благородных металлов в рудном пегматите. а — $(Ni + Cu + Co) - S$; б — $Pd/Pt - Ni/Cu$; в) — $Pt - Pd$; г) — $(Pd + Pt) - Au$. 1 — железо-никелевая и 2 — медистая разновидности руд в рудном пегматите; 3 — жильные и 4 — вкрапленные руды рудного поля НКТ по данным (Готов, Орсов, 1996); 5 — вмещающие ортопироксениты с сульфидной вкрапленностью по данным (Karykowski et al., 2018).



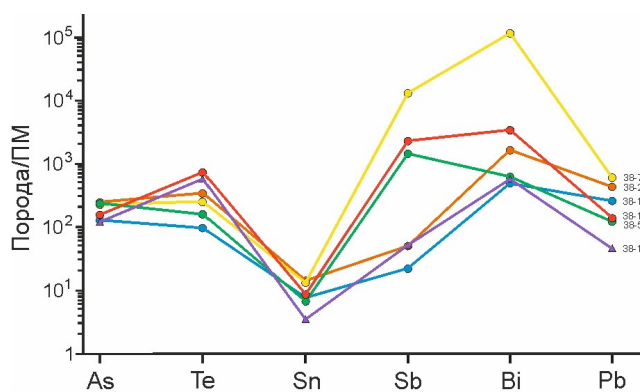
Фиг. 9. Спектры распределения содержаний Ni, Cu, ЭПГ и Au в “100%-сульфиде”, нормированных к хондриту C1 по (McDonough, Sun, 1995).

а – рудный пегматит (номера образцов и название пород см. табл. 6); б – руды рудного поля НКТ: 1 – вмещающие ортопироксениты с сульфидной вкрапленностью (среднее $n = 3$), 2 – вкрапленные руды “Донной залежи” (среднее $n = 2$) и 3 – жильные руды (среднее $n = 2$). Помимо авторских, использованы данные (Глотов, Орсов, 1996; Karykowski et al., 2018).

а в некоторых случаях даже для континентальной коры (Rudnick, Gao, 2003). В первую очередь это относится к Te, Bi, Sb и, в меньшей степени, к As, Pb и Zn при минимальных содержаниях Sn, что наглядно демонстрирует график распределения халькофильных элементов (фиг. 10).

Судя по данным анализа, в рудах пегматита должно быть много минералов благородных металлов, образующих соединения с висмутом, теллуридом (фиг. 11а), что подтверждается результатами минералогических исследований (см. ниже). Однако, несмотря на положительные корреляционные связи (Sb + As) с (Pd + Pt) (фиг. 11б), не удалось обнаружить их соединения. Что касается Pb и Zn, то они в Cu-Ni рудах входят в состав только галенита и сфалерита. При этом Zn демонстрирует устойчивую положительную корреляцию с Cu (табл. 6), что свидетельствует в пользу его накопления в сульфидной жидкости.

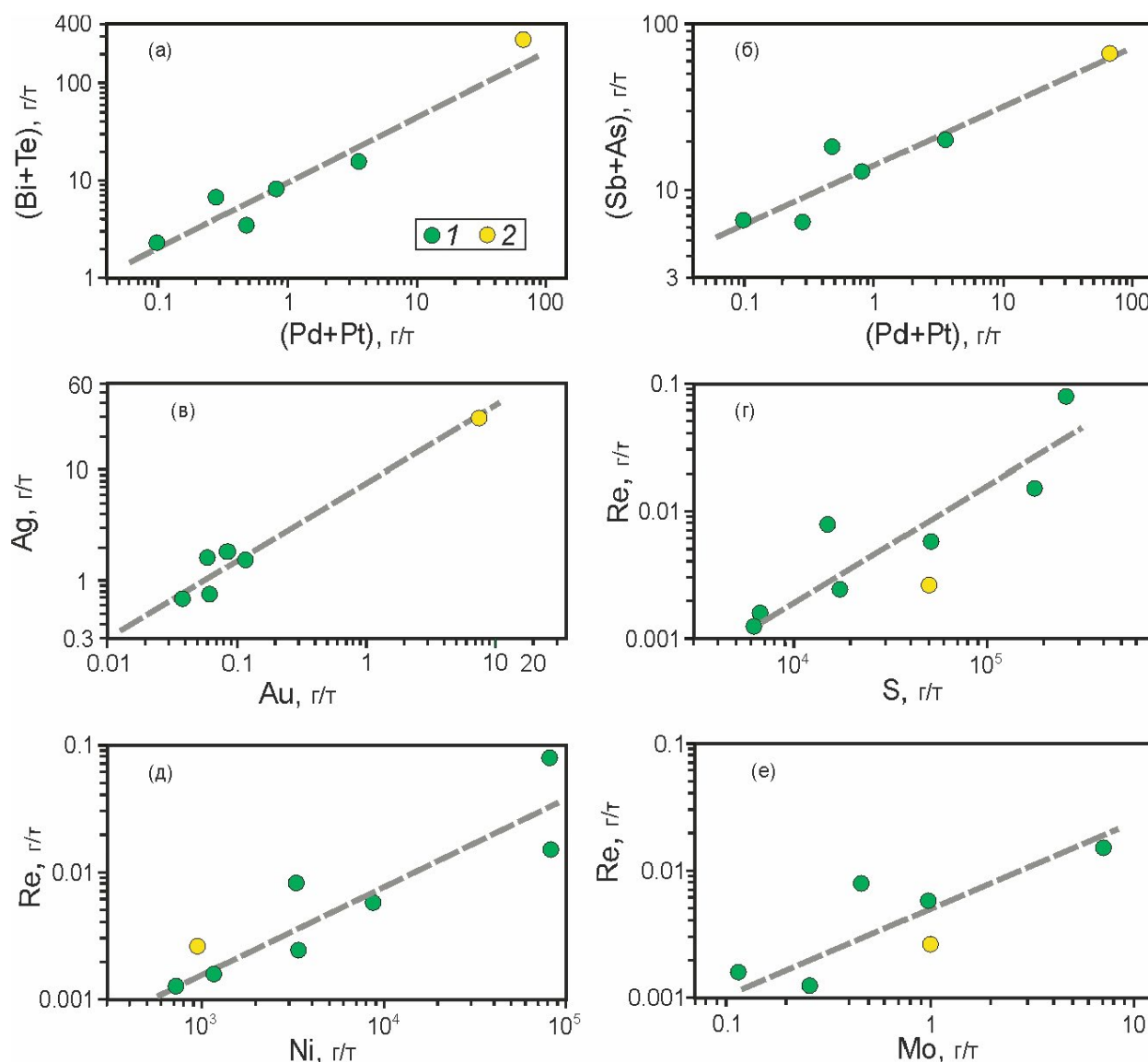
По данным минералогического анализа, полученным с помощью электронного сканирующего микроскопа, доминирующими минералами ЭПГ являются висмутиды и висмута-теллуриды Pd и Pt: майченерит PdBiTe , соболевскит $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Te})$ фрудит PdBi_2 , меренскит PdTe_2 и мончеит PtTe_2 (табл. 8). Среди них наиболее распространенными являются майченерит и соболевскит. В количественном отношении самым богатым на минералы ЭПГ является обр. 38-7, представляющий медистую разновидность руды. В нем обнаружено 12 зерен майченерита, 10 – соболевскита и 4 – мончеита, которые имеют размеры (40–60 мкм). Для других



Фиг. 10. Спектры распределения содержаний халькофильных элементов в рудном пегматите, нормированных на примитивную мантию (ПМ) по (McDonough, Sun, 1995), которые могут образовывать соединения с ЭПГ, Au и Ag. Элементы расположены в порядке возрастания их атомного радиуса. Номера образцов и название пород и руд см. табл. 6.

платиноидов характерны весьма малые размеры (менее 25 мкм).

Большая часть зерен минералов ЭПГ приурочена к сульфидным агрегатам (фиг. 12а, б, в), меньшая часть встречается вне сульфидов в виде отдельных зерен и прожилков в локальных участках развития постмагматических ассоциаций (фиг. 12г, д). В целом платиноиды распределены крайне неравномерно и характеризуются изменчивым составом в отношении главных компонентов (табл. 8). При этом они не содержат примеси других ЭПГ, а также Fe, Ni, Cu, Sb, As, Sn, Pb и S. Исключением является майченерит



Фиг. 11. Бинарные диаграммы, отражающие зависимость между содержаниями благородных металлов, халькофильных и сидерофильных элементов для рудного пегматита. а – (Pd + Pt)–(Bi + Te); б – (Pd + Pt)–(Sb + As); в – Au–Ag; (г) – S–Re; (д) – Ni–Re; (е) – Mo–Re.

1 – железо-никелевая и 2 – медистая разновидности руд.

из медистой руды, в котором обнаружены примеси Cu (до 1.37 мас. %) и Fe (до 1.50 мас. %). Расчетные формулы платиноидов практически отвечают стехиометрическому составу.

Заметную роль в рудном пегматите играют минералы золота и серебра, представленные, главным образом, электрумом (AuAg) и теллуридом серебра — гесситом (Ag₂Te) (табл. 8). Кроме того, в обр. 38-2 среди халькопирита обнаружен очень редкий в природе минерал — сервеллеит (Ag₄TeS), находящийся в ассоциации с майченеритом и гесситом (фиг. 12а). Электрум чаще всего наблюдается в виде прожилковидных выделений в ассоциации с сульфидами и платиноидами в силикатных

минералах (фиг. 12е). Совместное нахождение Au и Ag подтверждается четко проявленной между ними положительной корреляционной зависимостью (фиг. 11в).

Содержание рения и особенности его распределения

Рений в природе относится к очень редким элементам и является важнейшим стратегическим сырьем. Он имеет резко выраженные сидерофильные свойства, что проявляется в повышенном содержании в метеоритах (в 5 раз выше кларка), свидетельствующем о его родстве с Ni и Fe. По геохимическим свойствам он близок со своими гораздо более распространенными соседями по

Таблица 8. Химический состав минералов ЭПГ, Au и Ag из рудного пегматита

№ обр.	Минерал	Элементы (мас.%)								Формула
		Pt	Pd	Bi	Te	Au	Ag	S	Сумма	
38-1	Фрудит (1)	—	20.93	78.75	—	—	—	—	99.68	Pd _{1.03} Bi _{1.97}
	Соболевскит (3)	—	34.88	64.92	—	—	—	—	99.80	Pd _{1.03} Bi _{0.97}
38-2	Меренскит (1)	—	25.54	41.48	33.74	—	—	—	100.76	Pd _{1.02} (Te _{1.13} Bi _{0.85}) _{1.98}
38-3	Майченерит (2)	2.06	23.35	46.17	28.22	—	—	—	99.80	(Pd _{0.98} Pt _{0.05}) _{1.03} Bi _{0.99} Te _{0.99}
38-7	Соболевскит (10)		36.44	49.33	14.67	—	—	—	100.44	Pd _{0.99} (Bi _{0.68} Te _{0.33}) _{1.01}
	Мончеит (4)	31.91	3.69	37.21	27.83	—	—	—	100.64	(Pt _{0.83} Pd _{0.17}) _{1.00} Bi _{0.90} Te _{1.10}
	Майченерит (12)	1.04	23.41	45.28	29.33	—	—	—	99.06	(Pd _{0.98} Pt _{0.02}) _{1.00} Bi _{0.97} Te _{1.03}
38-13	Майченерит (2)	4.04	21.82	43.64	30.02	—	—	—	99.52	(Pd _{0.92} Pt _{0.09}) _{1.01} Bi _{0.94} Te _{1.05}
38-1	Электрум (4)	—	—	—	—	—	31.76	—	101.88	Au _{1.095} Ag _{0.905}
38-2	Гессит (1)	—	—	—	37.42	—	63.57	—	100.99	Ag _{2.003} Te _{0.997}
	Сервеллеит (1)	—	—	—	22.20	—	73.00	5.30	100.50	Ag _{3.996} Te _{1.027} S _{0.976}
38-7	Электрум (14)	—	—	—	—	70.08	30,83		100.91	Au _{1.11} Ag _{0.89}
	Гессит (6)	—	—	—	37.15		62.22		99.37	Ag _{1.99} Te _{1.01}
38-13	Электрум (1)	—	—	—	—	70.06	31.10		101.16	Au _{1.10} Ag _{0.90}
	Гессит (3)	—	—	—	37.11	—	62.37		99.48	Ag _{2.00} Te _{1.00}

Примечание. Номера образцов см. табл. 6.

периодической системе — Mo и W. Среднее содержание Re в земной коре составляет 0.188 мг/т (Rudnick, Gao, 2003). Среди магматических пород наиболее высокие его концентрации отмечаются в ультрабазит-базитовых комплексах и, особенно, в связанных с ними Cu–Ni–(±PGE) рудах — 150—450 мг/т (Леснов, Аношин, 2011; Kolotilina et al., 2019), в которых Re может образовывать собственные минералы с изоморфными примесями Mo и Os (Kolotilina et al., 2019).

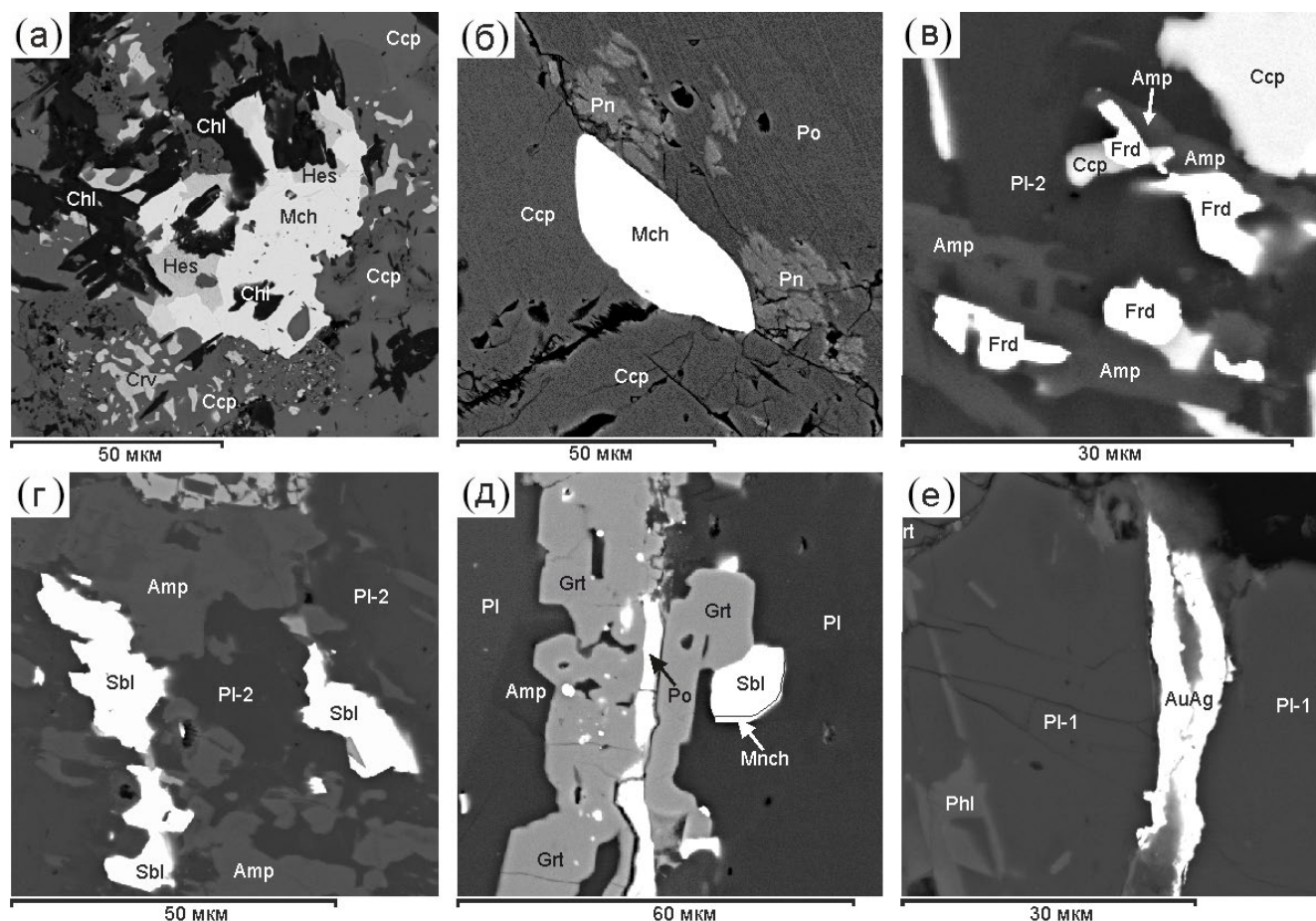
В породах пегматитового тела содержание Re низкое и варьирует в интервале 1.3—78.3 мг/т (среднее 14.5 мг/т) (табл. 6). Тем не менее четко просматривается его зависимость от содержаний S и Ni (фиг. 11г, д). Объясняется это тем, что в сульфидно-силикатных системах он имеет высокий коэффициент распределения ($K_D = 870$) (Patten et al., 2013) в пользу сульфидной жидкости. Следует отметить положительную зависимость между концентрациями Re и Mo (фиг. 11е), что указывает на идентичность их поведения и концентрирования в сульфидной жидкости. Расчеты показали, что в “100%-сульфиде” содержания Re и Mo варьируют в интервалах 0.02—0.18 и 6.54—14.25 г/т соответственно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сульфидно-силикатные парагенезисы

По результатам изучения минерального состава силикатной части рудного пегматита следует выделить три стадии его минералообразования: 1) раннемагматическая, 2) позднемагматическая и 3) постмагматическая (автометасоматическая). Каждая стадия характеризуется своими парагенетическими ассоциациями, в которых наблюдается фазовое соответствие между минералами, указывающее на их равновесную кристаллизацию. Сравнительный анализ показал, что составы пироксенов и раннего плагиоклаза габброноритов рудного пегматита образуют единый тренд с подобными минералами расслоенной серии НКТ (фиг. 13а, б, в). Такая же связь выявлена и по содержанию Sг в главном минерале пород — ортопироксене (фиг. 13г).

Необходимость объединения габброноритов рудного пегматита с породами НКТ в единую расслоенную серию подтверждается петро- и геохимическими параметрами редких и редкоземельных элементов (фиг. 5, 6, 7), а также данными



Фиг. 12. Морфология выделения минералов благородных металлов в рудном пегматите. Электронный микроскоп, изображение в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE).

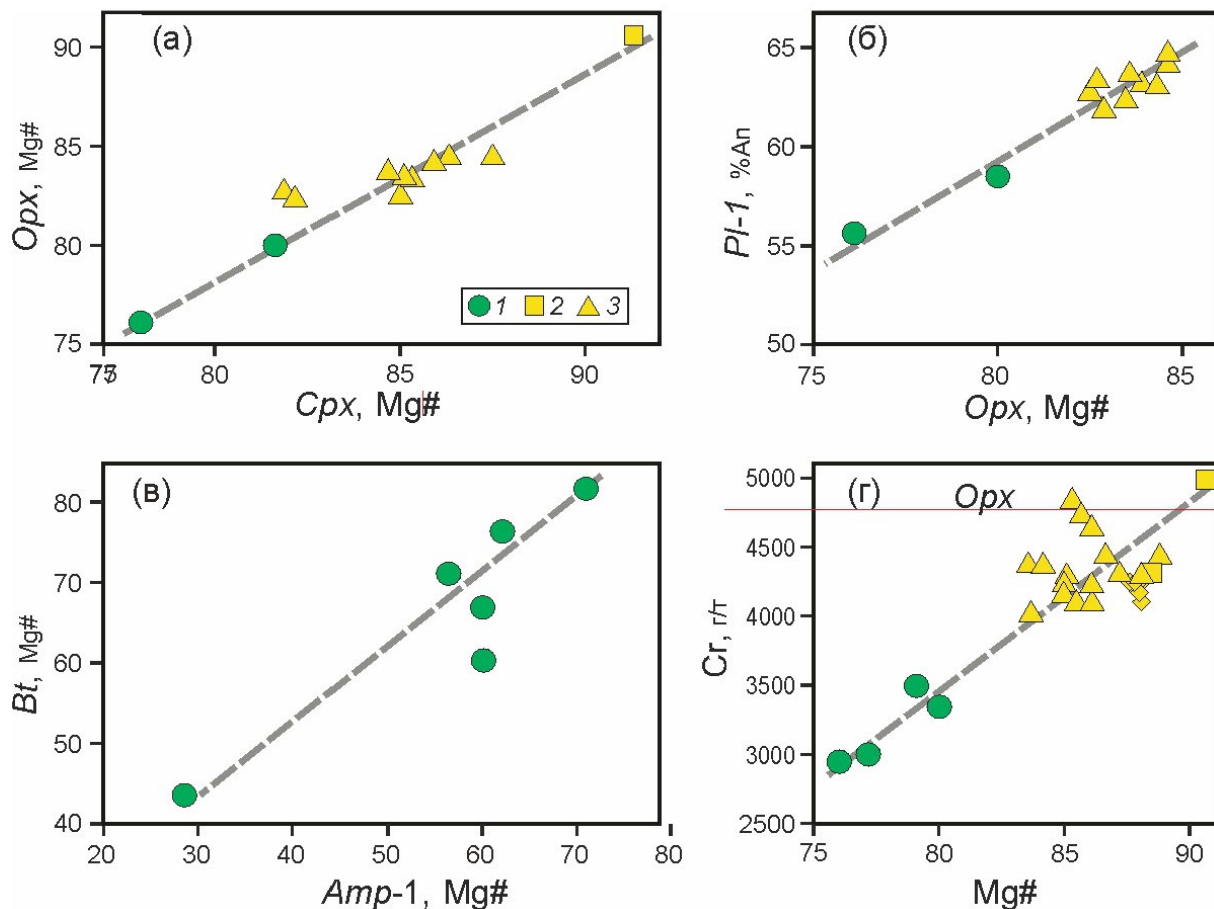
а — сервеллит (*Crv*) и срастание майченерита (*Mch*) с гесситом (*Hes*) в халькопирите (*Ccp*) на участке развития хлорита (*Chl*); б — отдельное зерно майченерита (*Mch*) на границе халькопирита (*Ccp*) с пирротинитом (*Po*) и пентландитом (*Pn*), в пирротините наблюдаются пластинчатые структуры распада; в — несколько зерен фрудита (*Frd*) в ассоциации с халькопиритом (*Ccp*) на участке развития амфибола (*Amp*) и позднего плагиоклаза (*Pl-2*); г — выделения соболескита (*Sbl*) на участке развития амфибола (*Amp*) и позднего плагиоклаза (*Pl-2*); д — срастание соболескита (*Sbl*) и моченита (*Mnch*) в плагиоклазе (*Pl-1*) с прожилком граната (*Grt*), амфибола (*Amp*) и пирротина (*Po*); е — прожилковидное выделение электрума (*AuAg*) в позднем плагиоклазе (*Pl-1*) с участком развития флогопита (*Phl*). Символы минералов по (Whitney, Evans, 2010).

а — обр. 38-2, б, д — обр. 38-7; в, г, е — обр. 38-1.

геотермобарометрических расчетов (табл. 5). Реконструированная палеотемпература начала кристаллизации силикатной части рудного пегматита составляла 1155°C, что заметно ниже температур кристаллизации ортопироксенитов НКТ. Согласно расчетам (Чашин и др., 2020) по ортопироксеновому геотермометру (Brey, Köhler, 1990), она протекала при $T = 1296\text{--}1191^\circ\text{C}$ (среднее 1230 ± 35). Таким образом, габбронориты являются самыми поздними дифференциатами в последовательном ряду гарцбургиты → оливиновые ортопироксениты → ортопироксениты. Полученные для них изотопные данные по кислороду соответствуют мантийным меткам. Эти данные не противоречат результатам изучения изотопного состава S в сульфидных

минералах месторождений Мончеплутона (Bekker et al., 2015; Высоцкий и др., 2017). Они показывают небольшие содержания $\delta^{34}\text{S}$ от -0.87 до $+1.14\text{‰}$, схожее с мантийными $\delta^{34}\text{S}$ ($0 \pm 2\text{‰}$) (Chaussidon et al., 1989). В то же время, судя по содержанию $\Delta^{33}\text{S}$ ($-0.26\text{--}0.10\text{‰}$), источник S содержит изотопную метку незначительного масс-независимого фракционирования, что может быть обусловлено контаминацией магмы коровой серы на ранних стадиях становления интрузива и изотопную гомогенизацию перед отделением сульфидной жидкости от силикатного расплава.

В основе наиболее разработанной концепции происхождения медно-никелевых руд находятся представления о собственно-магматической



Фиг. 13. Соотношение составов сосуществующих породообразующих минералов рудного пегматита.

а – клинопироксен (*Cpx*)–ортопироксен (*Cpx*); б – ортопироксен (*Opx*)–плагиоклаз (*Pl-1*); в – амфибол (*Amp-1*)–биотит (*Bt*); г – Cr–Mg# в ортопироксене.

1 – породы рудного пегматита; 2 – гарцбургиты и 3 – ортопироксениты по данным (Karykowski et al., 2018).

природе оруденения с ведущей ролью ликвационных процессов отделения сульфидной жидкости от силикатного расплава. Рассматриваемый рудный пегматит представляет собой именно такую сульфидно-силикатную систему, к которой приложимы основные положения и принципы данной гипотезы. Характер взаимоотношений рудных минералов с силикатной матрицей, состав сульфидных агрегатов, высокая фугитивность серы и положительные корреляционные связи концентраций рудогенных компонентов (Ni, Cu, Co) с содержанием S (фиг. 8а) достаточно убедительно указывают на существование в объеме рудного пегматита несмесиной сульфидной жидкости. Ее отделение, судя по экспериментальным данным, произошло на раннемагматической стадии при температурах 1100–1000°C еще до массовой кристаллизации силикатных минералов, о чем свидетельствуют многочисленные включения сульфидов в пироксенах и плагиоклазе (фиг. 4).

Рассмотрим генетические особенности сульфидных парагенезисов на примере экспериментально изученной системы Fe–Ni–Cu–S. Согласно данным (Kullerud, 1963; Kullerud et al., 1969), при остывании сульфидной жидкости из нее последовательно выделялись моносulfидный (*Mss*) и промежуточный (*Iss*) твердые растворы, которые аккумулировали благородные металлы и халькофильные элементы. Учитывая вышесказанное, данные пересчета анализов рудного пегматита на “100%-сульфид” (за вычетом Cu) мы рассмотрели на экспериментальной диаграмме Fe–Ni–S при 850°C. На диаграмме (фиг. 14а) фигуративные точки анализа попадают в приграничную область *Mss* с полем «высокотемпературный пентландит (*hpn*) + *Mss*». Появление “*hpn*” начинается с температуры <865°C в результате перетектической реакции *Mss* с остаточной сульфидной жидкостью и продолжается до 450°C (Misra, Fleet, 1973; Sugaki, Kitakaze, 1998; Mansur et al., 2019). С другой

стороны, согласно данным (Kullerud, 1963; Федорова, Синякова, 1993; Косяков и др., 2001; Косяков, Синякова, 2005), кристаллизация пентландита происходит совместно с пирротинном в результате твердофазного распада Mss , начиная с 610°C .

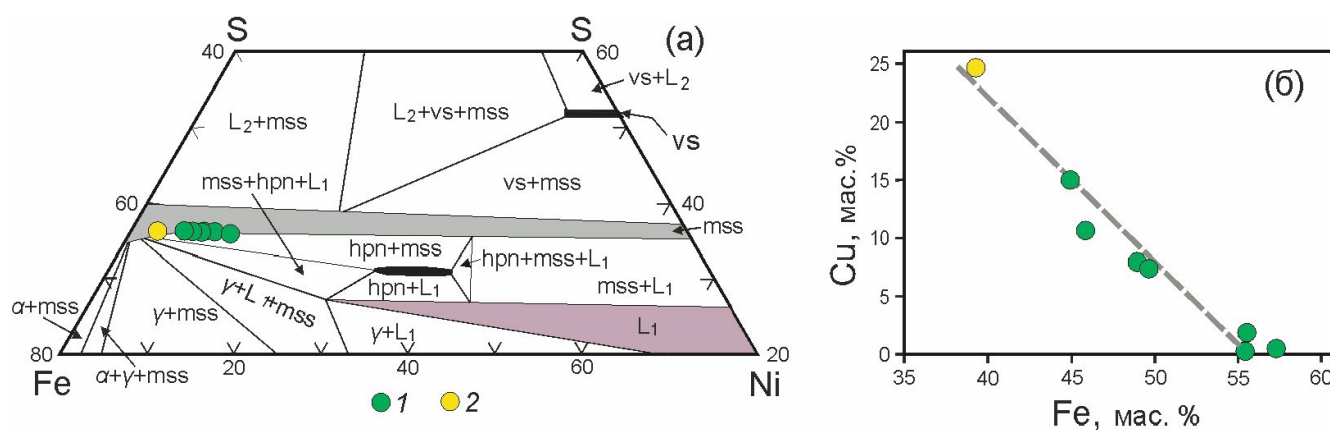
Для проверки условий образования пентландита воспользуемся графической зависимостью изменения летучести серы от температуры и никель-железистого отношения в пентландите, предложенной Г.Р. Колониным и одним из авторов настоящей статьи для ЭПГ-содержащих Cu-Ni руд Йоко-Довыренского расслоенного массива (Колонин и др., 2000). Никель-железистое отношение $\text{Ni}/(\text{Ni} + \text{Fe})$ (в атомных количествах) для изученных пентландитов (табл. 7) варьирует в пределах $0.50\text{--}0.53$, что отвечает интервалу температур $615\text{--}610^{\circ}\text{C}$ и значению летучести серы порядка $-8.2\text{--}8.9$ ед. IgaS_2 . Полученные результаты, таким образом, указывают на то, что пентландит в рудном пегматите образовался, главным образом, из Mss при температуре его начала распада $\sim 610^{\circ}\text{C}$. Подобный механизм кристаллизации минерала был описан и для руд месторождения Нью-Д-II (Чашин и др., 2021).

Фракционирование моносulfидного твердого раствора и остаточного sulfидного расплава доказывается также отрицательной корреляцией между содержаниями Fe и Cu в “100%-сульфиде” (Глотов и др., 1998). На диаграмме Fe-Cu (фиг. 14б) отчетливо выражен общий тренд с обособлением двух разновидностей sulfидных руд — железо-никелевой и медистой (обр. 38—7, табл. 6). В Mss может растворяться небольшое количество меди (Cabri, 1973), поэтому в структурах распада с пентландитом и пирротинном появляется халькопирит,

свидетельством чего служат отдельные зерна небольших размеров в железо-никелевых разновидностях руд. Однако основное количество меди накапливается в сосуществующей остаточной sulfидной жидкости, из которой формируется Iss . Этот твердый раствор устойчив при температурах $800\text{--}300^{\circ}\text{C}$. Согласно экспериментальным исследованиям системы Cu-Fe-S (Yund, Kullerud, 1966; Лихачев, 1973; Воробьев, 1976), при охлаждении ниже 550°C Iss разлагается на тетрагональный халькопирит и пирротин, а далее к ним присоединяются кубанит. Такие взаимоотношения sulfидов с крупными гнездовыми обособлениями халькопирита наблюдаются в медистых разновидностях руд изученного рудного пегматита.

Таким образом, основываясь на экспериментальных данных, можно констатировать, что основная масса sulfидных минералов кристаллизовалась в широком диапазоне температур, отвечающих в целом температурам образования минеральных парагенезисов позднемагматической стадии формирования рудного пегматита. Sulfидные агрегаты, образуя сращения с флогопитом, паргаситом и магнезильной роговой обманкой (фиг. 4д, ж), заполняют пространство между кристаллами и зернами пироксенов и плагиоклаза. Несмотря на свое высокотемпературное происхождение, sulfидная жидкость вследствие низкой температуры плавления сосуществует с интерстициальным расплавом, и ее состояние зависит от дальнейшей эволюции этого расплава.

На постмагматической (автометасоматической) стадии с активным участием летучих и воды первичные sulfиды замещались и переоткладывались



Фиг. 14. Положение состава руд рудного пегматита, пересчитанных на “100%-сульфид”, на экспериментальной Fe-Ni-S и бинарной Fe-Cu диаграммах.

а — фрагмент экспериментальной тройной диаграммы Fe-Ni-S при 850°C по (Sugaki, Kitakaze, 1998); серое поле — область существования моносulfидного твердого раствора (Mss); сиреневое поле — область существования — sulfидного расплава (L_1), L_2 — жидкая сера, hpn — высокотемпературный пентландит, vs — ваэсит, α и γ — структурные разновидности Fe-Ni сплавов; б — диаграмма Fe-Cu;

1 — железо-никелевая и 2 — медистая разновидности руд.

в локальных участках и прожилках, где они образуют совместные ассоциации с пиритом, актинолитом, хлоритом, тальком, гранатом, эпидотом, титанитом, кварцем, кальцитом и доломитом (фиг. 4).

Выявленные корреляционные связи (фиг. 8, 10) свидетельствуют, что распределение и концентрирование благородных металлов контролировалось сульфидной фазой, что объясняется очень высокими их коэффициентами распределения (K_D) между сульфидным и силикатным расплавами. Так, для Pd и Pt он равен ($n \cdot 10^{3-6}$), для Au и Ag — ($n \cdot 10^3$) (Fleet et al., 1996; Patten et al., 2013; Mungall, Brenan, 2014). Высокие коэффициенты распределения в пользу сульфидной жидкости характерны и для других халькофильных элементов, которые являются важными лигандами для ЭПГ, например, Bi имеет 316 ± 38 , Te — 4478 ± 1146 (Patten et al., 2013). При этом четко наблюдается зависимость фракционирования ассоциаций платиноидов, Au и Ag, от состава сульфидной жидкости. В образцах, богатых пирротином и пентландитом (железо-никелевая разновидность), наблюдается обогащение редкими платиновыми металлами (Rh, Ru, Ir), а в образцах, богатых халькопиритом (медистая разновидность, обр. 38-7), — палладий-платиновой ассоциацией, Au и Ag (табл. 6). Причем Pd, Pt, Au и Ag обогащены также железо-никелевые руды, однако во втором типе их содержание существенно выше при значительно более низких концентрациях Ir. Отметим, что подобные соотношения характерны и для других типов оруденения НКТ, с которыми они образуют единые тренды (фиг. 8, 9), свидетельствующие об идентичности механизма фракционирования сульфидно-силикатной системы.

По данным табл. 6, медистая разновидность по сравнению с железо-никелевой обогащена Bi, Sb, Pb, Zn и, отчасти, Te. Это дает основание полагать, что при фракционировании сульфидной жидкости они накапливаются в *Iss*. При достаточном насыщении этими элементами в результате его низкотемпературных субсолидусных превращений происходило формирование ассоциации висмута-теллуридов и теллуридов Pd, Pt и Ag (майченерит, меренскит, соболевскит, мончеит, фрудит, гессит, сервеллеит), а также сплавов Au–Ag (электрум) (см. табл. 8). Согласно экспериментальным данным, синтетический фрудит $PdBi_2$ плавится при 480°C , а серия $PdBi$ – $PdTe$ (соболевскит-меренскит-котульскит) устойчива в интервале температур 610 – 736°C (Evstigneeva et al., 2014). Синтетический майченерит не стабилен при температуре выше 501°C (Hoffman, Maclean, 1976).

Вместе с тем, не исключен и другой механизм образования части висмута-теллуридов, теллуридов Pd, Pt и сплавов Au–Ag путем их переотложения совместно с сульфидами при аутометасоматических процессах с участием флюидов. Свидетельством служат нередкое сонахождение их выделений с минералами постмагматической стадии (фиг. 12). Палладиевые минералы, в отличие от платиновых фаз, могли кристаллизоваться непосредственно из флюида, обогащенного Bi и Te. Как считают некоторые исследователи (Holwell et al., 2017), платина при гидротермально-метасоматических процессах ведет себя более инертно, чем палладий.

Природа рудного пегматита

О происхождении рудных пегматитов жильного поля НКТ было высказано несколько гипотез, которые можно объединить в две основные группы: гидротермально-метасоматическая и магматическая. Согласно первой, образование рудных пегматитов обусловлено последовательным метасоматическим замещением вмещающих ортопироксенов путем укрупнения зерен силикатных и сульфидных минералов (собираательная перекристаллизация) под влиянием остаточных пневматолитовых растворов и глубинных флюидов (Карпов, 1964; Успенский, 1968). Однако данные исследователи не приводят прямых морфологических признаков этого явления (псевдоморфоз, теневых структур и т.п.) и, тем более, не объясняют природу сульфидной составляющей рудного пегматита. Подтверждающие факты влияния глубинных флюидов на вмещающие породы (ортопироксены) не известны. Согласно второй гипотезе, рудные пегматиты и сплошные сульфидные жилы в целом рассматриваются как конечные сульфидно-силикатные продукты фракционной кристаллизации в магматической камере Мончеплутона (Козлов и др., 1962; Челишев, 1962; Шарков, 2006; Шарков, Чистяков, 2014). При этом кристаллизация такого расплава происходила в условиях закрытой системы, в относительно небольшом пространстве в виде шлив, в котором была сконцентрирована флюидная фаза, что и обусловило пегматоидный характер пород. Анализ полученных результатов по строению, минеральному составу, петро- и геохимическим параметрам, особенностям развития сульфидной и платиновой минерализации не противоречит второй гипотезе, которая наиболее удовлетворительно объясняет специфику образования рудного пегматита с ЭПГ–Cu–Ni оруденением.

О тесной генетической связи рудного пегматита с интрузивными породами плутона свидетельствуют:

1. Постепенные переходы тела рудного пегматита во вмещающие ортопироксениты.

2. Составы пироксенов и раннего плагиоклаза рудного пегматита образуют единый тренд с подобными минералами расслоенной серии НКТ.

3. Близкие петрохимические тренды магматической эволюции с оливиновыми, оливин-ортопироксеновыми и ортопироксеновыми кумулатами с последовательным накоплением остаточного расплава. В этой серии габбронориты рудного пегматита являются наиболее поздними дифференциатами.

4. Характер спектров распределения РЗЭ и редких элементов идентичен спектрам гарцбургитов и ортопироксенитов расслоенной серии НКТ.

5. Данные геотермобарометрических расчетов.

В то же время формирование рудного пегматита несколько отличается от формирования жил сплошных сульфидов. Сульфидные жилы представляют собою контракционные трещины, выполненные сульфидным материалом и подчиненным объемом силикатной составляющей основного состава, сложенной смесью пироксенов и плагиоклаза. В рудном пегматите установлено повышенное количество летучих, которые обусловили пегматоидный облик силикатной матрицы и более медленный характер ее кристаллизации, и постепенный переход к вмещающим ортопироксенитам. Расплав мог выжиматься из нижней части плутона в результате высокого давления перекрывающих пород и уплотнения кумулатов в период значительного охлаждения магмы и формирования ранней системы контракционных трещин. Гипсометрический уровень остановки флюидсодержащего расплава определялся равновесием внутреннего давления летучих и внешнего давления перекрывающих пород. Вопрос о причинах повышенной концентрации летучих (H_2O , CO_2 , Cl , F) в родоначальной магме коматиит-базальтового состава требует дополнительных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основе минералогических, петро- и геохимических, и изотопных данных охарактеризован уникальный рудный пегматит в виде крупного шлировидного тела, сложенного сульфидными рудами и силикатной матрицей габброноритового состава. Сульфидные руды обогащены ЭПГ, Au , Ag и халькофильными элементами. Тело расположено в верхней части разреза Северной камеры Мончеплутона, в пределах жильного рудного поля г. Ниттис.

2. Формирование рудного пегматита обусловлено как собственно магматическими, так

и поздне- и постмагматическими процессами с высокой активностью воды и летучих компонентов, в составе которых заметную роль играли CO_2 , хлор и, в меньшей мере, фтор. На присутствие этих компонентов указывает широкое развитие апатита и карбонатных минералов (доломит и кальцит).

3. На основе анализа полученных результатов установлена последовательность формирования сульфидно-платинометалльного оруденения. На раннемагматической стадии при температурах около $1100^\circ C$ началось отделение (ликвация) несмешиваемой сульфидной жидкости от силикатного расплава основного состава. Дальнейший сценарий эволюции рудно-магматической системы проходил в тесном единении этих сосуществующих расплавов по мере постепенного снижения температуры.

4. С фракционированием и кристаллизацией сульфидной жидкости с последующими субсолидусными ее превращениями тесно связана история благородных металлов и их минеральных фаз. Необходимыми условиями для их кристаллизации являются: 1) первичная обогащенность благородными металлами и рудогенными компонентами материнской магмы Северной камеры Мончеплутона; 2) процессы дифференциации этой магмы с образованием на конечных стадиях расплава габброноритового состава, обогащенного щелочами, глиноземом, кальцием и летучими; 3) высокие содержания и активность серы, которые способствовали сульфидно-силикатной ликвации с накоплением ЭПГ, Au , Ag и халькофильных элементов в сульфидной жидкости.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность профессору, доктору геол.-мин. наук А.А. Кременецкому ИМГРЭ МПР РФ (Москва), а также сотрудникам ЦКП "Геоспектр" ГИН им. Н.Л. Добрецова СО РАН (Улан-Удэ) Е.В. Ходыревой, Е.А. Хромовой, С.В. Канакину, Б.Ж. Жалса-раеву, В.Ф. Посохову и ЦКП "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск) В.Н. Власовой, В.И. Ложкину и В.И. Меньшикову за проведение аналитических работ. Особую признательность выражаем рецензентам за конструктивные предложения по редактированию рукописи.

Коллекция дубликатов изученных образцов была передана в Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН (Отдел фондов).

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проводились при поддержке Программы ОНЗ РАН (№2 "Рудные месторождения: от

генетических моделей к их прогнозу на территории России”), а также в рамках государственного задания ГИН СО РАН им. Н.Л. Добрецова по проекту АААА-А17-117011650013-4 и при частичной финансовой поддержке гранта РНФ 22-27-00419 (исследование минералов на рентгеновском микроанализаторе).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ваганов В.И., Соколов С.В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. М.: Недра, 1988. 149 с.
- Воробьев Ю.К. Фазовые соотношения в центральной части системы Cu–Fe–S // Новое в минералогических исследованиях. Л.К. Яхонтова (науч. ред.). МИНГЕО СССР. ВИМС. МО ВМО АН СССР, 1976. С. 165–168.
- Высоцкий С.В., Орсов Д.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Е.А., Асеева А.В. Источник серы для Ni–Cu сульфидной минерализации Мончегорского интрузивного комплекса (Кольский полуостров, Россия) по мультиизотопным данным // Ультрамафит-мафитовые комплексы. Геология, строение, рудный потенциал: матер. V междунар. конф. Улан-Удэ: изд-во Бурятского госуниверситета. 2017. С. 83–86.
- Геологическая карта Кольского региона. Северо-восточная часть Балтийского щита. Масштаб 1: 500000. Ф.П. Митрофанов (отв. ред.). Апатиты, 1996.
- Глотов А.И., Кривенко А.П., Поляков Г.В. Необычные соотношения палладия и золота в сульфидных медно-никелевых рудах месторождения Колотонк (Северо-Западный Китай) // ДАН. 1998. Т. 363. № 5. С. 670–672.
- Глотов А.И., Орсов Д.А. Распределение благородных металлов в ЭПГ–Cu–Ni в сульфидных рудах Мончегорского комплекса. Кольский полуостров // ДАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 670–673.
- Казанов О.В., Корнеев С.И., Петров С.В., Фролова А.А. Особенности распределения минералов благородных металлов в медно-никелевых жилах участка Западный Ниттис Мончегорского расслоенного плутона (Кольский п-ов) // Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов: Матер. Всерос. Конф. с международным участием 25 мая 2016 г. С.-Петербург, Горный университет. СПб: Изд-во СПГУ, 2016. С. 62–66.
- Карпов Р.В. Пегматиты основных пород Мончетудры и связанное с ними сульфидное оруденение // Геология рудн. месторождений. 1959. № 5. С. 74–90.
- Карпов Р.В. Классификация пегматитов основного состава Мончегорского плутона // Советская геология. 1964. № 3. С. 130–132.
- Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 283 с.
- Козлов Е.К., Докучаева В.С., Богданов И.С. Уникальный рудный габбро-норитовый пегматит горы Ниттис в Мончетундре // Матер. по минералогии Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1962. С. 86–99.
- Колонин Г.Р., Орсов Д.А., Синякова Е.Ф., Кислов Е.В. Использование отношения Ni: Fe в пентландите для оценки летучести серы при формировании ЭПГ-содержащего сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива // ДАН. 2000. Т. 370. № 1. С. 87–91.
- Косяков В.И., Синякова Е.Ф. Направленная кристаллизация железоникелевых сульфидных расплавов в области образования моносульфидного твердого раствора // Геохимия. 2005. № 4. С. 415–428.
- Косяков В.И., Синякова Е.Ф., Ненашев Б.Г. О механизме образования пентландита в системе Fe–Ni–S // ДАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 1–4.
- Леснов Ф.П., Аношин Г.Н. Соотношение содержания рения и элементов платиновой группы в породах, рудах и минералах мафит-ультрамафитовых ассоциаций // ДАН. 2011. Т. 437. № 2. С. 228–234.
- Лихачев А.П. Экспериментальное исследование парагенезисов системы Cu–Fe–S // Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 3–19.
- Лялин П.В. Взаимоотношения рудных жил с тектоническими нарушениями и дайками на примере Мончегорского медно-никелевого месторождения // Советская геология. 1956. № 5. С. 51–63.
- Маслеников В.А., Лялин П.В. Сульфидные жилы массива Ниттис-Кумужья-Травяная // Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Тр. ЛАГЕД АН СССР, Вып. 3. Л.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 148–221.
- Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 329 с.
- Меньшиков В.И., Власова В.Н., Ложкин В.И., Сокольников Ю.В. Определение элементов платиновой группы в горных породах методом ИСП-МС с внешней градуировкой после отделения матричных элементов на катионите КУ-2–8 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20. № 3. С. 190–201.
- Мирошникова Я.А. Жильные образования в зоне сочленения Мончегорского плутона и Мончетундровской интрузии (Кольский полуостров, Россия) // Вестник МГТУ. 2022. Т. 25. № 1. С. 27–37.
- Налдретт А. Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав и генезис // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. С. 253–343.
- Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. С.-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
- Перегаедова А.В., Федорова Ж.К., Синякова Е.Ф. Физико-химические условия образования пентландита в медьсодержащих сульфидных парагенезисах (по экспериментальным данным) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 98–105.
- Перчук Л.Л. Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // ДАН СССР. 1977а. Т. 233. № 3. С. 456–459.

- Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и “пироксеновые геотермы” // ДАН СССР. 19776. Т. 233. № 6. С. 1196—1199.
- Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
- Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2004а. Часть I. 177 с.
- Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2004б. Часть II. 177 с.
- Семенов В.С., Казанов О.В., Корнеев С.И., Сальникова Е.Б., Семенов С.В. Условия формирования расслоенных интрузий Мончегорского магматического узла // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 379—403.
- Серова А.А., Спиридонов Э.М. Три типа апатита в норильских сульфидных рудах // Геохимия. 2018. № 5. С. 474—484.
- Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В., Баянова Т.Б., Серов П.А., Арискин А.А. Магмаподводящий палеоканал в Мончегорском рудном районе: геохимия, изотопный U—Pb и Sm—Nd анализ (Кольский регион, Россия) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 405—418.
- Успенский Н.М. Негранитные пегматиты. М.: Недра, 1968. 344 с.
- Федорова Ж.Н., Сняжкова Е.Ф. Экспериментальное исследование физико-химических условий образования пентландита // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 2. С. 84—92.
- Холмов Г.В., Шолохнев В.В. Сравнительная характеристика жильных сульфидных медно-никелевых месторождений Мончегорского плутона // Геология рудн. месторождений. 1974. № 1. С. 18—27.
- Чащин В.В., Иванченко В.Н. Сульфидные ЭПГ—Cu—Ni и малосульфидные Pt—Pd руды Мончегорского рудного района (Западный сектор Арктики): геологическая характеристика, минерало-геохимические и генетические особенности // Геология и геофизика. 2021. № 18. С. 622—650.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Киселева Д.В., Серов П.А. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 150—183.
- Чащин В.В., Петров С.В., Киселева Д.В., Савченко Е.Э. Платиноносность и условия образования сульфидного ЭПГ—Cu—Ni месторождения Нюд-П Мончегорского плутона, Кольский полуостров, Россия // Геология рудн. месторождений. 2021. Т. 63. № 2. С. 99—131.
- Челищев Н.Ф. О двух генетических группах пегматитов Мончегорского плутона // Тр. ИМГРЭ, 1962. Вып. 8. С. 249—263.
- Шарков Е.В. Происхождение пегматитовых и жильных образований расслоенных интрузий // ЗВМО. 1981. Вып. 2. С. 135—144.
- Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
- Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ—Cu—Ni оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудн. месторождений. 2014. Т. 56. № 3. С. 171—194.
- Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F., Voitsekhovsky S.N. Early Proterozoic layered intrusion in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Miner. Petrol. 1990. V. 42. № 1—4. P. 1—22.
- Bekker A., Grokhovskaya T.L., Hiebert R., Sharkov E.V., Bui T.H., Stadnek K.R., Chashchin V.V., Wing B.A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constrains on the genesis of Ni—Cu—PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia // Miner. Deposita. 2015. V. 51. P. 1035—1053.
- Blundy J.D., Holland J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contr. Miner. Petrol. 1990. V. 104. P. 208—224.
- Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolite II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353—1378.
- Chaussidon M., Albarede F., Sheppard S.M.F. Sulfur isotope heterogeneity in the mantle from ion microprobe measurements of sulfide inclusions in diamonds // Nature. 1989. V. 330. P. 242—244.
- Evstigneeva T., Boeva N., Vymazalova A., Trubkin N. Peculiarities of phase formation in the system Pd—Bi—Te. // 21st General Meeting of the International Mineralogical Association, Sandton Convention centre in the Gauteng province of South Africa. 2014. V. 702. P. 103.
- Hoffman E., Maclean W.H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd—Bi—Te system // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 1461—1468.
- Holland J.B., Blundy J.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contr. Miner. Petrol. 1994. V. 116. P. 433—447.
- Holwell D.A., Zeinab A., Ward L.A., Smith D.J., Graham S.D., McDonald I., Smith J.W. Low temperature alteration of magmatic Ni—Cu—PGE sulfides as a source for hydrothermal Ni and PGE ores: A quantitative approach using automated mineralogy // Ore Geol. Rev. 2017. V. 91. P. 718—740.
- Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Orsoev D.A. Re sulfides from Zhelos and Tokty-Oi intrusions (East Sayan, Russia) // Minerals. 2019. № 9. 479.
- Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.-J., Prichard P.V., McDonald I., Savardi D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE—Ni—Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex,

- Kola Region, Russia. *Economic Geology*. V. 113. 2018. № 4. 911–935.
- Kullerud G.* The Fe–Ni–S system // *Carnegie Inst. of Washington Year Book* 62, 1963. P. 175–189.
- Kullerud G., Yund R.A., Moh G.* Phase relations in the Fe–Ni–S, Cu–Fe–S and Cu–Ni–S systems // *Econ. Geol. Monograph* 4, 1969. P. 323–343.
- Mansur E.T., Barnes S.-J., Duran C.J.* Textural and compositional evidence for the formation of pentlandite via peritectic reaction implications for the distribution of highly siderophile elements // *Geology*. 2019. V. 47. P. 351–354.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Mercier J.-C.C.* Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics*. 1980. V. 70. № 12. P. 1–37.
- Misra R.C., Fleet M.E.* The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages // *Econ. Geol.* 1973. V. 68. P. 518–539.
- Mori T., Green D.H.* Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet therzolithes // *J. Geology*. 1978. V. 86. P. 83–97.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G.* Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Miner.* 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- Mungall J.E., Brenan J.M.* 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*. 2014. V. 125. P. 265–289.
- Nimis P., Taylor W.R.* Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contr. Miner. Petrol.* 2000. V. 139. P. 541–554.
- Palme H., O'Neill H. St.C.* Cosmochemical estimates of mantle composition // In: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Ltd. 2014. V. 3. P. 1–39.
- Patten C., Barnes S.-J., Mathez E.A., Jenner F.E.* 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.* 2013. V. 358. P. 170–188.
- Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation // Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // In: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Ltd. 2003. V. 3. P. 1–64.
- Sharkov E.V., Smolkin V.F.* Types of the Early Proterozoic layered intrusions of the Russian part of the Baltic Shield: a review // *Trans. Instn. Min. Metall. (Section B: Applied Earth Sci.)*. 1998. V. 107. B23–38.
- Sharp Z.D.A.* Laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. № 5. P. 1353–1357.
- Smol'kin V.F., Mokrushin A.V.* Paleoproterozoic layered intrusions of the Monchegorsk ore district: geochemistry and U–Pb, Sm–Nd, Re–Os isotope analysis // *Minerals*. 2022. V. 12. 1432.
- Smol'kin V.F., Mokrushin A.V., Chistyakov A.V.* Layered intrusions of Paleoproterozoic age in the Kola and Karelian region // *Minerals*. 2023. V. 13. 597.
- Sugaki A., Kitakaze A.* High form pentlandite and its thermal stability // *Amer. Miner.* 1998. V. 83. P. 133–140.
- Tischendorf G., Förster H.-J., Gottesmann B., Rieder M.* True and brittle micas: composition and solid-solution series // *Mineralogical Magazine*. 2007. V. 71. № 3. P. 285–320.
- Fleet M.E., Tronnes R.G., Stone W.E.* Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 2397.
- Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contr. Miner. Petrol.* 1977. V. 62. № 2. P. 129–139.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contr. Miner. Petrol.* 1973. V. 42. № 2. P. 109–124.
- Yund R.A., Kullerud G.* Thermal stability of assemblages in the Cu–Fe–S system // *J. Petrol.* 1966. V. 7. № 3. P. 454–488.

UNIQUE ORE-SILICATE PEGMATITE OF MONCHEPLUTON WITH HIGH CONTENTS OF Ni, Cu AND PGE (MURMANSK REGION)

D. A. Orsoev^{1, *}, V. F. Smolkin^{2, **}, A. S. Mekhonoshin^{3, ***}

¹ Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, st. Sakhyanova, 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia

² Vernadsky State Geological Museum of Russian Academy of Sciences, Mokhovaya str., 11, build. 11, Moscow, 125009 Russia

³ Vinogradov Geochemistry Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, st. Favorskogo, 1a, Irkutsk, 664033 Russia

*E-mail: magma@ginst.ru

**E-mail: v.smolkin@sgm.ru

***E-mail: mekhonos@igc.irk.ru

At the beginning of the 60s of the last century at the Nittis-Kumuzhya-Travyanaya (NKT) ore vein field of the Northern Chamber of Monchepluton (Kola Peninsula), was discovered a large body of funnel-shaped ore pegmatite, composed of Cu-Ni sulfide ores and a gabbro-norite matrix. In terms of localization conditions, its size, structure, enrichment in sulfides and PGE, it is a unique formation that has no analogues among other layered complexes of the Paleoproterozoic age of the Fennoscandian shield. Ore pegmatite occurs in the upper part of the layered zone of Nittis mont., composed of harzburgites and orthopyroxenites. Its horizontal size is 9 × 16 m, vertical – 15 m. Three zones are distinguished in the structure of the body: I – core of continuous sulfides, II – coarse- and giant-grained gabbro-norites, enriched in interstitial sulfides, and III – contact zone with sideronite sulfides with gradual transitions into host orthopyroxenites. Petro- and geochemical, mineralogical and isotope studies of rocks and ores were performed using modern analysis methods. Ore pegmatite is most recent product in the processes of fractional crystallization of a magmatic melt, which separated in the form of a large schlier with a sulfide core and a silicate matrix with a high concentration of fluids. The hypsometric level of melt stop was determined by the equilibrium of the internal pressure of the volatiles and the external pressure of the overlying rocks. The $\delta^{18}\text{O}$ values (+4.9–+6.1‰) are close to mantle marks ($\delta^{18}\text{O} = +5.7\text{‰}$) and correspond to basic igneous rocks. In the history of the formation of the ore pegmatite, early magmatic, late- and post-magmatic stages of mineral formation with a consistent increase in the role of fluid components (H_2O , CO_2 , Cl, F) are distinguished. According to the results of calculations performed using various mineral geothermometers, crystallization of the melt at the magmatic stage occurred in the range of ~1100–900°C at a pressure of about 5 kbar. At temperatures of 1100–1000°C, separation (liquation) of the immiscible sulfide liquid began. As the temperature drop, the main silicate minerals (clino- and orthopyroxenes, plagioclase) initially crystallized, in the interstices of which residual melt and sulfide liquid enriched in PGE, Au, Ag and chalcophile elements (As, Sn, Sb, Te, Bi) accumulated, Pb, Zn). A late magmatic association (pargasite, magnesian hornblende and phlogopite) was formed from the residual melt. When the sulfide liquid cooled at a temperature of ~1000°C and below, a copper-containing a monosulfide solid solution (Mss) separated from it. As a result of its solid-phase transformations, pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite, precious metal minerals and an intermediate solid solution (Iss) were formed, which at temperatures below 550°C successively decomposed into chalcopyrite, pyrrhotite and cubanite. The dominant PGE minerals are: maychenerite PdBiTe , sobolevskite $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Te})$ frudite PdBi_2 , merenskite PdTe_2 and moncheite PtTe_2 . Au and Ag minerals are represented by electrum (AuAg) and hessite (Ag_2Te). A rare mineral in nature – servelleite (Ag_4TeS) – has been discovered. The Pd content in ore pegmatite varies in the range (64.13–0.09 ppm), Pt – (2.70–0.004 ppm). The ore potential of Monchepluton is far from being exhausted, therefore, elucidating the genetic features of the origin of ore pegmatites and their connection with copper-nickel mineralization is not only petrological, but also of important practical significance, including to develop search signs on the vein type of PGE–Cu–Ni ores.

Keywords: layered intrusions, Paleoproterozoic, Monchepluton, ore pegmatite, magmatic differentiation, liquation, rare earth and chalcophile elements, precious metals, PGE minerals, Au and Ag