

Том 66, Номер 3

ISSN 0016-7770

Май - Июнь 2024



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам генезиса рудных месторождений.



НАУКА

— 1727 —

Российская академия наук

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 3 2024 Май - Июнь

Основан в 1959 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-7770

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор
И.В. Викентьев*

Редакционный совет:

Н.С. Бортников (*председатель Редсовета*), Л.Я. Аранович,
В.А. Коваленкер, Л.Н. Когарко, Ю.Б. Марин, О.В. Петров,
В.Ю. Прокофьев, А.И. Ханчук, В.В. Ярмолюк

Редакционная коллегия:

Е.Е. Амплиева (*ответственный секретарь*), Е.В. Белогуб, А.И. Брусницын,
А.В. Волков (*заместитель главного редактора*), А. Вымазалова, Н.А. Горячев,
Е.О. Дубинина, А.В. Дубинин, Ю.А. Калинин, В.С. Каменецкий,
С.Г. Кряжев, В.В. Масленников, В.В. Мурзин, И.В. Пеков, В.А. Петров,
О.Ю. Плотинская, С.З. Смирнов, С.Г. Соловьев (*заместитель главного редактора*),
Н.Д. Толстых, В.Ю. Фридовский, М.А. Юдовская, А.С. Якубчук

Зав. редакцией Ю.Б. Соболева

*Адрес редакции: 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35,
e-mail: gord-igem@mail.ru*

Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

Том 66, номер 3, 2024

Основоположник металлогении в Казахстане. К 125-летию со дня рождения академика К.И. Сатпаева <i>Н. С. Бортников, И. В. Викентьев, К. Е. Дегтярев, Н. М. Жуков, А. М. Курчавов</i>	241
Мантийно-плюмовая модель образования орогенного месторождения золота Зун-Холба (Восточный Саян, Россия): результаты минералогических, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологических и Pb-Pb изотопных исследований <i>А. В. Чугаев, Е. Ю. Аникина, Н. С. Бортников, В. В. Аристов, А. В. Травин, Д. Б. Бондарь, И. В. Рассохина, Т. И. Олейникова</i>	248
Уникальный рудно-силикатный пегматит Мончеплутона с высокими содержаниями Ni, Cu и PGE (Мурманская область) <i>Д. А. Орсов, В. Ф. Смолькин, А. С. Мехоношин</i>	278
Лопарит в россыпях Ловозерского россыпного узла на примере Сергеваньского участка <i>А. В. Григорьева, А. В. Лаломов, В. А. Зайцев, Д. А. Лаломов, А. В. Чефранова</i>	310

Contents

Vol. 66, No. 3, 2024

Founder of metallogeny in Kazakhstan. To the 125th anniversary of the birth of K.I. Satpaev. <i>N.S. Bortnikov, I.V. Vikentyev, K.E. Degtyarev, N.M. Zhukov, A.M. Kurchavov</i>	241
Mantle-plume model for the Zun-Kholba orogenic gold deposit (Eastern Sayan, Russia): results of mineralogical, Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronological and Pb-Pb isotopic studies <i>A. V. Chugaev, E. Yu. Anikina, N. S., Bortnikov, V. V. Aristov, A. V. Travin, B. D. Borisovich, I. V. Rassokhina, O. T. Igorevna</i>	248
Unique ore-silicate pegmatite of monchepluton with high contents of Ni, Cu and PGE (Murmansk region) <i>D. A. Orsoev, V. F. Smolkin, A. S. Mekhonoshin</i>	278
Loparite in placers of the Lovozero placer cluster on the example of the sergevan site <i>V. Grigorieva, A. V. Lalomov, V. A. Zaitsev, D. A. Lalomov, A.V. Cefranova</i>	310

УДК 001.32

ОСНОВОПОЛОЖНИК МЕТАЛЛОГЕНИИ В КАЗАХСТАНЕ. К 125-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАДЕМИКА К.И. САТПАЕВА

© 2024 г. Н. С. Бортников^а, И. В. Викентьев^{а, *}, К. Е. Дегтярев^б, Н. М. Жуков^с,
А. М. Курчавов^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7. с. 1, Москва, 119017 Россия

^сСатпаев Университет, ТОО “Институт геологических наук им К.И. Сатпаева”, уг. ул. Кабанбай батыра/
ул.Валиханова, 69/94, Алматы, 050010 Казахстан

*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 07.02.2022 г.

После доработки 14.02.2023 г.

Принята к публикации 15.02.2023 г.

Каныш Имантаевич Сатпаев принадлежит к плеяде замечательных геологов нашей страны. Он внес громадный вклад в развитие геологической теории, что привело к открытию богатейших природных ресурсов. На протяжении многих лет он являлся президентом АН Казахстана и создал крупный научный центр, содействовал развитию многих отраслей науки и сыграл большую роль в развитии науки всей нашей страны. Он был на протяжении многих лет членом Президиума Академии наук страны. Ему была свойственна глубокая вера в жизнь, в силу нашего народа ...

Академик М.В. Келдыш

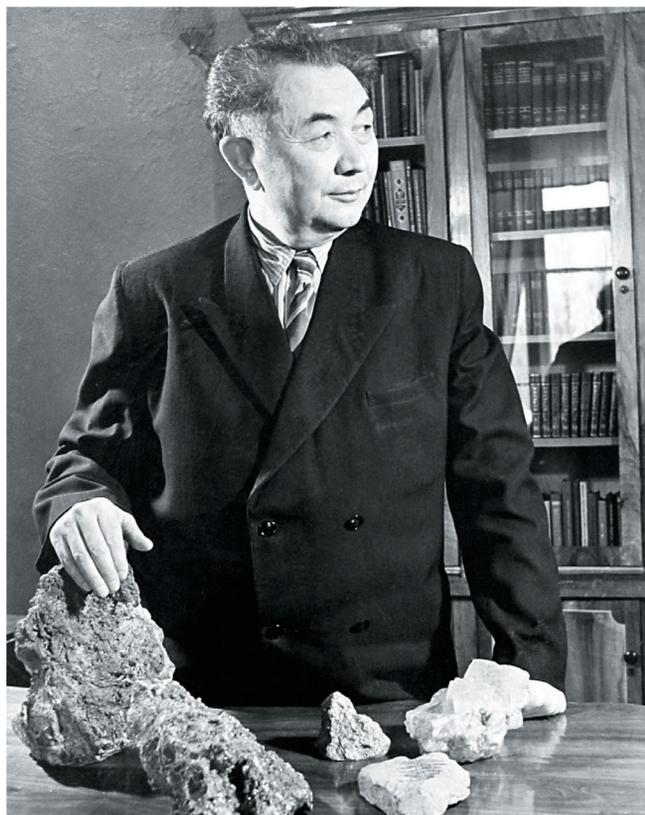
DOI: 10.31857/S0016777024030012, EDN: dbwjpz

12 апреля 2024 г. исполнилось 125 лет со дня рождения крупнейшего специалиста в области рудной геологии и металлогении академика К.И. Сатпаева (1899–1964). Безмерен вклад К.И. Сатпаева и его единомышленников в создание уникальной минерально-сырьевой базы Казахстана, обеспечивший республике нынешнее лидирующее место в мировом рейтинге по запасам многих видов полезных ископаемых. Основоположник металлогенической школы в Казахстане советский ученый-геолог, организатор науки и общественный деятель, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик АН Казахской ССР и АН СССР, Каныш Имантаевич был организатором и первым президентом Национальной академии наук республики.

К.И. Сатпаев родился в семье кочевника 31 марта (12 апреля) 1899 г. в Павлодарском уезде Российской империи. С 1909 по 1911 гг. Каныш учился в аульной школе. В 1911 г. поступил в русско-казахское училище в Павлодаре, которое окончил в 1914 г. с отличием (Сарсеке, 2003). Затем отправился на обучение в учительскую семинарию

в город Семипалатинск, где в связи с туберкулезом у него возникли трудности с учебой; все же в 1918 г. он получил диплом об окончании семинарии, сдав экзамены экстерном. Следующие полтора года готовился для поступления в институт. Параллельно с учебой работал учителем естествознания двухгодичных педагогических курсов в Семипалатинске. Находясь на лечении в родном Баянауле, Каныш начал составление учебника по алгебре для казахских школ, который закончил в 1924 г. Данный учебник стал первым школьным учебником алгебры на казахском языке. В 1920 г. К. Сатпаева назначили первым председателем Казкультпросвета, созданного с укреплением советской власти. Тогда же постановлением Павлодарского ревкома он был назначен народным судьей 10-го участка Баянаульского района. В начале 1921 г. состоялась встреча К. Сатпаева с выдающимся геологом М.А. Усовым (Томск), определившая выбор его профессии.

В 1926 г., окончив Томский технологический институт и получив квалификацию горного инженера-геолога, К. Сатпаев был направлен



Фиг. 1. Каныш Имантаевич Сатпаев 10 марта 1961 г.
Фото из архива РАН, Отделения наук о Земле.

в Атбасарский трест цветных металлов на должность начальника геологического отдела. Головная организация находилась в Москве, а основное поле деятельности — в Центральном Казахстане. Летом К. Сатпаев проводил исследования района, зимой занимался камеральной обработкой геологических материалов. В ведении Атбасарского треста находилось Карсакпайское медное месторождение и недостроенный в пору английской концессии медеплавильный завод. Найти много меди англичанам не удалось (ее запасы оценивались в 60 тыс. т), но К. Сатпаев считал, что в недрах Джекказгана медь есть. Добившись от Геолкома — центрального геологического ведомства того времени — выделения бурового станка, он начал исследование региона. Уже через год после начала работ К. Сатпаев наткнулся на крупный неизвестный пласт руды мощностью более десяти метров. Результаты проведенных в Ленинграде анализов показали богатое содержание меди. Благодаря этому открытию К. Сатпаеву удалось расширить поисковые работы в 1928 г., а шахты уже тогда начали добычу медной руды; первую черновую медь выплавил Карсакпайский медьзавод. В том же году К. Сатпаев с семьей переехал из Москвы в Карсакпай. Обнаружив еще три крупных месторождения, геолог увеличивает

объем исследовательских работ на 1929 г. вдвое. И в этот год открываются еще три залежи и одно новое рудное поле. К. Сатпаев заявляет, что потенциально Джекказган представляет собой одну из богатейших провинций меди в мире. Каныш Имантаевич весной 1930 г. попадает на прием к председателю Госплана СССР Г.М. Кржижановскому, где обосновывает свои предложения, ранее не получившие поддержку. На разведку Джекказгана выделяются дополнительные средства и кадры. В начале 1929 г. К.И. Сатпаев переехал на постоянную работу в Джекказган, где работал начальником геологического отдела Карсакпайского медькомбината, преемника «Атбасцветмета».

Вся история Джекказгана — крупнейшего меднорудного района — связана с именем К.И. Сатпаева (Сатпаев, 1932). Успехи в разведке и освоении Джекказгана, руды которого представлены стратиформными согласными с залеганием вмещающих толщ пологими пластами минерализованных медистых песчаников, шли на фоне острых непрекращающихся дискуссий об их происхождении. К.И. Сатпаев вместе с М.П. Русаковым (позднее той же точки зрения придерживались Ш.Е. Есенов, Ф.И. Вольфсон и др.) считали месторождение эпигенетическим гидротермальным, то есть возникшим после образования вмещающих руды серых и красноцветных песчаников среднего—верхнего карбона (около 340—300 млн лет назад) под влиянием восходящих глубинных гидротерм (Сатпаев, 1942). Другая влиятельная группа геологов — академик Н.М. Страхов, В.М. Попов, а позднее В.С. Домарев, Ю.В. Богданов, Э.И. Кутырев и др. — рассматривали Джекказган как сингенетичное седиментогенное месторождение, сформировавшееся во внутреннем осадочном бассейне одновременно с вмещающими его толщами песчаников и сланцев. А.И. Германов (Германов, 1962), И.Ф. Габлина (Габлина, 1983) и др. определяют генезис Джекказгана как эпигенетический гидрогенный. Широко распространена также нашедшая отражение в работах академиков В.И. Смирнова и Н.П. Лаверова точка зрения о Джекказгане как о типичном стратиформном полигенном и полихронном месторождении (Рундквист, 1999).

Эпигенетичность рудных залежей медистых песчаников (Джекказганская группа, Жаман-Айбат) довольно очевидна. Оруденение распространено по всему разрезу красноцветной толщи на относительно небольшой площади, и рудные залежи одеты в битумную «рубашку», обусловившую сероцветность пород при отсутствии растительных остатков (с которыми обычно связана сингенетичная сероцветность). Оруденение «многоэтажное» — рудные

тела приурочены к водопроницаемым пластам песчаников и разделены водоупорами алевролитов, которые всегда сохраняют свою красную окраску. Факты свидетельствуют об образовании руд месторождения Джекказган на восстановительном барьере, обусловленном углеводород- и сероводородсодержащими газовыми потоками из подстилающих красноцветы фамен–нижекарбонных битуминозных отложений при их смешивании с высокоминерализованными подземными водами, характерными для красноцветных толщ.

В 1934 г. К.И. Сатпаев выступает в Академии наук СССР с докладом “Медь, уголь, железные, марганцевые руды и другие полезные ископаемые Джекказган-Улутауского района”. Академия поддержала предложение К.И. Сатпаева о строительстве в Джекказгане медеплавильного комбината и железнодорожной линии Джекказган – Караганда – Балхаш. Затем К.И. Сатпаев обосновал свои предложения перед наркомом тяжелой промышленности Г.К. Орджоникидзе. После этого в регионе начались широкие исследовательские работы. 13 февраля 1938 г. вышел Приказ Наркомтяжпрома о строительстве Джекказганского горно-металлургического комбината. В 1930–1940-е гг. Джекказган стал крупнейшим в мире месторождением меди. К 1940 г. в Джекказгане было построено Досмурзинское водохранилище и железная дорога, соединяющая Джекказган, Караганду и Балхаш.

Работая в Джекказганском районе, К.И. Сатпаев организовал разведку железных руд в районе Карсакпая и выявил неподалеку месторождение марганца. В 1931 г. в газете “Советская степь” Каныш Имантаевич опубликовал статью “Атасуйский район – новая база черной металлургии”. Он первым увидел Центральный Казахстан, район Караганды, как центр черной металлургии и всю свою жизнь претворял эту идею в жизнь.

Каныш Имантаевич был глубоким и тонким знатоком казахской истории, этнографии, культуры и фольклора. Известный этнограф и композитор А.В. Затаевич, составитель сборников песен казахского народа, записал из уст Каныша Имантаевича, аккомпанировавшего себе на домбре, 25 народных песен. Общеизвестны археологические изыскания К.И. Сатпаева в Центральном Казахстане. Здесь выделяются находки тюркских каменных статуй, включая найденный им в 1935 г. знаменитый “Карсакпайский камень” с горы Алтын-Шоки (“Золотая сопка”), на котором высечена надпись о вторжении Тимура в 1391 г., ныне хранимый в Государственном Эрмитаже.

В 1940 г. геологический сектор Казахского филиала АН СССР реорганизовывается в геологический институт в его составе. В 1941 г. руководство филиалом было поручено чл.- корр. АН СССР Иосифу Федоровичу Григорьеву – ведущему специалисту в СССР по геологии и полезным ископаемым Рудного Алтая (Григорьев, 1927; 1934). Он имел опыт работ и в Центральном Казахстане: в 1913–1915 гг. готовил 1: 200000 карту бассейна Аргайты, притока реки Чу. Эта карта – прообраз современных карт того же масштаба. В 1930-х гг. И.Ф. Григорьев, будучи научным руководителем Центрально-Казахстанской экспедиции АН СССР, объединявшей широкий круг работающих в разведочных партиях и на рудниках геологов, был инициатором и непосредственным участником коллективного изучения особенностей распределения оруденения в казахской степи (Салыков, 2004). Эти работы привели к открытию Акчатауского вольфрамового, Коунрадского молибденового месторождений (Григорьев, 1940).

По инициативе председателя Президиума Казахского филиала Академии наук чл.- корр. И.Ф. Григорьева и при поддержке Президиума АН СССР инженер-геолог К.И. Сатпаев, который был переведен из Джекказгана в Алма-Ату, в 1941 г. назначается его заместителем. И.Ф. Григорьев близко знал К.И. Сатпаева уже с 1936 г., тогда он как руководитель Центрально-Казахстанской геологической партии знакомился с месторождением в Джекказгане, где К.И. Сатпаев работал главным геологом Джекказганского медного комбината. В 1939 г. именно И.Ф. Григорьев представил К.И. Сатпаева к присвоению ему ученой степени доктора геолого-минералогических наук без защиты диссертации (Салыков, 2004). По совокупности работ 17 августа 1942 г. Высшая аттестационная комиссия присвоила ему степень доктора геолого-минералогических наук.

И.Ф. Григорьев выдвигает К.И. Сатпаева на пост директора Геологического института, и это его предложение также получает поддержку: в 1941 г. К.И. Сатпаев был назначен директором ГИНа КазФ АН СССР. Эти назначения И.Ф. Григорьева и К.И. Сатпаева на высокие посты совпали с началом Великой Отечественной войны. Во время войны, в целях безопасности, Президиум АН СССР вместе со многими учеными разных областей науки был эвакуирован в Алма-Ату. В результате филиал за короткое время вырос в крупный научный центр. Перед геологами страны стояла огромная ответственность в обеспечении уральских металлургических предприятий минеральными ресурсами – для производства необходимого фронту

вооружения. По запасам минерально-сырьевых ресурсов среди союзных республик Казахстан уступал только России.

Среди важнейших проблем, решенных геологами республики под руководством И.Ф. Григорьева (в основном до 1942 г., в связи с переводом в руководство союзного Мингео) и К.И. Сатпаева в военные годы, было бесперебойное снабжение страны металлом, углем, нефтью. Значение казахстанской помощи фронту и роль в этом К.И. Сатпаева были огромными. Он подчеркивал: “Девять из десяти пуль, разящих гитлеровских оккупантов, отливаются из свинца, добытого в Казахстане. Больше половины танков одеты в броню, в которую вплавлен казахстанский молибден. Свыше одной трети гильз для патронов и снарядов, аппаратуры для связи в действующей армии, создано также из сплавов казахстанской меди”.

После захвата в августе 1941 г. немецкой армией Никополя — основного месторождения марганцевых руд в СССР, а чуть позднее и Чиатурского месторождения, второго по значимости, встал критический вопрос о поиске новых **марганцевых месторождений**. В оставшейся незанятой врагом европейской части РФ и на Урале таковых почти не было — хотя в августе 1941 г. доменные цеха Магнитогорского комбината временно перешли на марганцевую руду, понемногу добываемую в Башкирии, затем начали поставлять ее с Северного Урала (Полуночное), но и там залежи были невелики. Вся надежда была на Казахстан, на геологов во главе с К.И. Сатпаевым. Еще в 1928 г., ведя разведку на флюсы для Карсакпайского медеплавильного завода, Каныш Имантаевич обнаружил в местечке Джезды, что в 40 километрах от Джезказгана, выходы на поверхность богатых браунитовых руд.

В начале марта 1942 г. в ЦК ВКП(б) Казахстана пришла срочная телеграмма от председателя Государственного комитета обороны И.В. Сталина о необходимости в кратчайшие сроки провести геологоразведку на марганец в Казахстане и обосновать возможности его промышленного освоения. На следующий же день, на закрытом совещании со специалистами, К.И. Сатпаев предложил одновременно с форсированной доразведкой месторождения Джезды начинать его промышленное освоение и строительство рудника. В тот же день была отправлена телеграмма в ЦК ВКП(б) о предложении К.И. Сатпаева, а на следующий день нарком черной металлургии И.Т. Тевосян телеграфировал, что на станцию Джезказган выезжает директор уже нового, Дездеинского, рудоуправления Н.Ф. Михайлов с двумя эшелонами

красноармейцев, буровыми станками и другим оборудованием. Уже в мае 1942 г. свыше двухсот грузовиков начали перевозку строительных материалов и оборудования в Дездею, а назад они возвращались с богатой рудой. Доразведка месторождения велась одновременно с добычей марганцевой руды. 12 июня 1942 г., в грозные дни Великой Отечественной войны, всего за 38 дней, героическим трудом был запущен марганцевый рудник. Уже к 1943 г. рудник выдавал более 70% марганцевых руд всего Советского Союза (для производства броневой стали). Дездеинский рудник внес существенный вклад в Победу в Великой Отечественной войне. Руководил геологоразведочными работами на марганец, проводившимися управлениями Комитета по делам геологии и промышленными организациями Наркомчермета в годы войны, в том числе и в Центральном Казахстане, младший коллега И.Ф. Григорьева А.Г. Бетехтин — ведущий “марганцовщик” страны (Бетехтин, 1944).

В годы Великой Отечественной войны К.И. Сатпаев, как и И.Ф. Григорьев, был членом Комиссии АН СССР по мобилизации ресурсов Урала, Западной Сибири и Казахстана на нужды обороны. Помимо Центрального Казахстана, по его инициативе изучались минеральные ресурсы Мангышлака, Мугоджар и Тургая. В 1942 г. за капитальный труд “Рудные месторождения Джезказганского района Казахской ССР” ему была присуждена Сталинская премия. В связи с этим событием И.Ф. Григорьев выступил в газете “Казахстанская правда” от 16 апреля 1942 г. со статьей “Талантливый геолог”. В ней он писал: “Полтора десятилетия отдал геолог разведкам богатств, скрытых в недрах пустынных степей Центрального Казахстана. Выявленное им крупнейшее в СССР Джезказганское месторождение медных руд относится по запасам к числу мировых меднорудных гигантов. Разведочными работами К.И. Сатпаева одновременно подготовлена вся подсобная минерально-сырьевая база (флюсы, железняки, стройматериалы, уголь, огнеупоры). Все это необходимо для претворения в жизнь проблемы Большого Джезказгана. Правительство уже отметило роль тов. Сатпаева как творца этой проблемы, наградив его орденом Ленина. Научное значение работы казахского геолога вскрывается ярко и бесспорно в сравнении с предшествующими описаниями Джезказганского района. Ученый блестяще опроверг существовавшее неверие в богатство недр Джезказгана и излишнюю осторожность в оценке перспектив месторождения. Труд К.И. Сатпаева о медистых песчаниках Джезказгана является крупным вкладом в русскую геологическую литературу. Он дает

также много ценного материала по разрешению спорных в мировой литературе вопросов происхождения медного оруденения в песчаниках. Вторая крупная часть работы посвящена вопросу создания в Казахстане комбината черной металлургии. В этом новом для республики деле тов. Сатпаев – главный инициатор”.

На рубеже 1942/1943 г. по предложению И.Ф. Григорьева К.И. Сатпаев утвержден председателем Президиума Казахского филиала АН СССР. Казахский поэт и крупный государственный деятель, Президент Международного фонда К.И. Сатпаева Какимбек-ага Салыков, воздавая обоим по заслугам, справедливо подчеркивает: “Таким образом, И.Ф. Григорьев решил главный кадровый вопрос для науки Казахстана, ибо филиал стал основой для создания Академии наук Казахстана” (Салыков, 2004). В 1943 г. в составе государственной комиссии К.И. Сатпаев участвует в выборе площадки для строительства металлургического завода в городе Темиртау (Казахстанской Магнитки, как его еще называли) недалеко от Караганды. Летом 1943 г. Каныш Имантаевич был избран чл.-корр. АН СССР. С августа 1944 г. были начаты подготовительные мероприятия по основанию в Казахстане Академии наук. В период с 1944 по 1946 гг. было создано 11 новых научно-исследовательских институтов. 1 июня 1946 г. была учреждена Академия наук Казахской ССР, на торжественном открытии которой он был избран первым президентом, оставаясь при этом и директором Института геологических наук. Осенью 1946 г. соратники и близкие друзья – И.Ф. Григорьев и К.И. Сатпаев – были избраны академиками Академии наук СССР.

“Сгущение туч” над Академией наук Казахстана и ее руководителем К.И. Сатпаевым началось в конце 1946 г., когда была организована комиссия ЦК КП Казахстана для проверки деятельности Института языка и литературы АН КазССР. Комиссией было принято постановление о том, что институтом были допущены грубые политические ошибки. В последующие годы Академия наук испытывала большой наплыв комиссий и проверок в научных учреждениях биологического профиля.

31 марта 1949 г. был арестован и в 1951 г. осужден по ложному обвинению в связи с “Красноярским делом геологов” академик И.Ф. Григорьев, который в то время был директором ИГН АН СССР в Москве (Лаверов и др., 2016). С 1939 по 1941 и с 1942 по 1946 он занимал пост зампреда Комитета по делам геологии при Совете Народных комиссаров СССР (тогдашнее Мингео), а с 1945 по

1947 был главным геологом Комиссии по созданию отечественной базы атомного сырья – ключевой в рамках Атомного проекта СССР. И.Ф. Григорьев погиб 14 мая 1951 г. в тюремной камере, не выдержав допросов и пыток. От общественности это было скрыто, место погребения его не установлено. Его книги были изъяты из библиотек, а имя академика И.Ф. Григорьева исчезло из литературы по рудной геологии и, что особенно горько, по Рудному Алтаю. Посмертно он был реабилитирован лишь 31 марта 1954 г. Академик К.И. Сатпаев пытался вступить за друга – блестящего геолога-практика и крупнейшего ученого, но тщетно, сильно усугубив и свое положение. Ведь в стране шла борьба “с политическими ошибками интеллигенции”. Академия наук КазССР также подверглась крупным проверкам в рамках “Дела врачей”. Его судьба как президента Академии была предreshена: ученый подвергся травле в печати за якобы осуществляемую “поддержку в АН КазССР буржуазных националистов”, и Бюро ЦК КП Казахстана своим решением от 23 ноября 1951 г. “за засорение кадров академии чуждыми элементами” сняло его с поста президента и члена президиума Академии наук Казахской ССР. К.И. Сатпаев был выведен из состава ЦК КП Казахстана.

В 1952 г. он сосредоточился на работе родного Института и вплотную занялся разработкой прогнозно-металлогенической карты Центрального Казахстана. Он использовал свои огромные накопленные знания, проявил настойчивость в достижении цели, новаторство и недюжинную интуицию. Ведь здесь, в области составления металлогенических прогнозных карт, он был во многом пионером. В 1954 г. работа была завершена, и в 1954–1958 гг. подвергалась проверке в производственных условиях. Подготовленные под его руководством комплексные металлогенические и прогнозные карты Центрального Казахстана включали 260 отдельных листов и 36 томов пояснительной записки. Рудные формации выделялись по характерным в промышленном отношении металлам, эндогенные рудные месторождения рассматривались как продукты породивших их магм. Каждая рудная формация связана с определенными по составу и глубине формирования интрузивами. В соответствии с таким подходом на прогнозных картах оконтуривались околоинтрузивные площади, перспективные на определенные виды полезных ископаемых. Перспективная оценка площадей определялась их насыщенностью рудной минерализацией и наличием промышленных месторождений. В 1958 г. комплект карт был издан и принес К.И. Сатпаеву мировую славу.

Составленная карта явилась первой металлогенической картой прогнозов на минеральное сырье не только в стране, но и в мире, что было признано на 1-м Всесоюзном совещании по металлогеническим и прогнозным картам, проведенном в Алма-Ате в 1958 г. (Абдулин, 1999). За это достижение он во главе группы геологов получил Ленинскую премию (1958).

В 1954 г. сменилось руководство ЦК Компартии Казахстана. Дело, связанное с обвинением К.И. Сатпаева в 1951 г., было пересмотрено, он был признан невиновным. В июне 1955 г. Каныш Имантаевич был вновь избран президентом Академии наук Казахской ССР и был ее президентом до конца своих дней. 21 марта 1964 г., после смерти К.И. Сатпаева, Институту геологических наук присваивается его имя.

К.И. Сатпаев руководил исследованиями, связанными с проектированием канала Иртыш–Караганда, а затем активно поддерживал его строительство (началось в 1962). Бывший министр геологии СССР П.Я. Антропов вспоминает о том, как он вместе с министром среднего машиностроения Е.Н. Славским, трижды Героем Труда, посетил больного друга: “К.И. Сатпаев был совсем слаб, но и в эти роковые для него часы он вел с нами разговор о недрах его страны, о богатейших месторождениях нефти на Мангышлакском полуострове и других минерально-сырьевых богатствах Казахстана”. А на следующий день его не стало.

К.И. Сатпаев был депутатом Верховного Совета СССР пяти созывов, заместителем председателя Верховного Совета СССР, членом Президиума Комитета по Ленинским и Государственным премиям, членом Президиума Академии наук СССР. К.И. Сатпаев был награжден четырьмя орденами Ленина, орденом Отечественной войны 2-й степени и медалями. Каныш Имантаевич Сатпаев создал и оставил потомкам геологический институт, Академию наук, открытые им в недрах казахской земли месторождения полезных ископаемых, построенные на них рудники и города. Один из них носит сегодня имя Сатпаева. В честь К.И. Сатпаева названы малая планета в созвездии Тельца, канал, подающий воду из Иртыша в Центральный Казахстан, ледник и пик хребта Джунгарского Алатау, открытый в рудах месторождения Каратау ванадиевый минерал сатпаевит. Имя Сатпаева носят Институт геологических наук АН Республики Казахстан, горно-металлургический комбинат в городе Дзезказгане, многие школы и улицы республики. В 1999 г., учитывая большие заслуги академика К.И. Сатпаева как крупного государственного

и общественного деятеля, ЮНЕСКО было принято решение отметить 100-летие со дня его рождения в международном масштабе.

Оценивая заслуги К.И. Сатпаева в развитии геологической науки Казахстана, следует сказать, что они были достигнуты им в тесном сотрудничестве с такой замечательной плеядой геологов, как И.Ф. Григорьев, Н.Г. Кассин, Р.А. Борукаев, А.Л. Яншин, М.П. Русаков, А.К. Каюпов, Г.Н. Щерба и многие другие.

В жизни К.И. Сатпаева главным была его преданность геологии и самоотверженное стремление раскрыть богатства родного края. К крупнейшим заслугам К.И. Сатпаева в области геологии относятся (1) вклад ученого в развитие минерально-сырьевой базы Казахстана и особенно Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Al, Au, U, W, Be, Mo и агрохимического сырья (фосфоритовые месторождения), и (2) его роль в развитии металлогении и учения о месторождениях полезных ископаемых. В настоящее время более 70% валютных поступлений Казахстана дают его минерально-сырьевые ресурсы, и это зримое и самое важное наследие К.И. Сатпаева.

Академик К.И. Сатпаев внес огромный вклад в славу, благополучие, историю и культуру своего народа, своей страны. Минуло 60 лет со дня его кончины, но память о нем жива и останется на века в истории стран бывшего СССР, прежде всего – России и Казахстана.

ОСНОВНЫЕ РАБОТЫ К.И. САТПАЕВА

Сатпаев К.И. Дзезказганский меднорудный район и его минеральные ресурсы. 1932.

Сатпаев К.И. Минеральные ресурсы Казахстана и их освоение за 20 лет. 1941.

Сатпаев К.И. Рудные месторождения Дзезказганского района Казахской ССР. 1942.

Сатпаев К.И. Комплексные металлогенические прогнозные карты Центрального Казахстана: принципы и методы составления, содержание и основные результаты внедрения в практику поисковых и разведочных работ. А.-А.: Наука, 1958.

Сатпаев К.И. Избранные труды. Т. 1–5. А.-А.: Наука, 1967–1970.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулин А.А. Выдающийся ученый, организатор науки, общественный деятель // Вестник РАН. 1999. Т. 69(3). С. 230–233.

- Академик К.И. Сатпаев: сб. документов и материалов / сост. Б.Т. Жанаев. Астана, 2009. 560 с.
- Бетехтин А.Г.* Задачи по геологическому изучению марганцевых месторождений Казахстана // Сов. геология. 1944. Сб. 1. С. 83–97.
- Габлина И.Ф.* Опыт прогнозной оценки Чу-Сарысуйской впадины на месторождениях Дзезказганского типа // Закономерности размещения и прогнозирования стратиформных месторождений цветных металлов. А.-А.: Наука, 1983. С. 134–144.
- Германов А.И.* Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 7. С. 79–98.
- Григорьев И.Ф.* Исследование Алтайских руд в отраженном свете: Матер. по общей и прикладной геологии. Вып. 70. Л.: Геолком, 1927. 34 с.
- Григорьев И.Ф.* Полиметаллические месторождения Алтая // Главные медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР. М.-Л.: Госгеолизат, 1931. С. 221–257.
- Григорьев И.Ф.* Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы // Большой Алтай. Т. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1934. С. 37–51.
- Григорьев И.Ф.* [Ред.] Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 147 с.
- Лаверов Н.П., Бортников Н.С., Викентьев И.В., Сафонов Ю.Г., Рундквист Д.В.* Знарок геологии рудных месторождений. К 125-летию со дня рождения академика Иосифа Федоровича Григорьева // Геология рудн. месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 497–500.
- Рундквист Д.В.* Первый президент Академии наук Казахстана // Вестник РАН. 1999. Т. 69(3). С. 230–233.
- Султангазин У.М.* От кочевья до академии (К 90-летию со дня рождения академика К.И. Сатпаева) // Вестник РАН. 1989. Т. 59(6). С. 102–106.
- Салыков К.К.И.* Сатпаев и И.Ф. Григорьев // Большой Жезказган и академик К.И. Сатпаев. Алматы: Ғылым, 2004. С. 35–45.
- Сарсеке М.* Сатпаев. Сер. “Жизнь замечательных людей”. М.: Молодая гвардия, 2003. 548 с.

УДК 550.42:553.26

МАНТИЙНО-ПЛЮМОВАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ОРОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ЗУН-ХОЛБА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, РОССИЯ): РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ, Rb-Sr И ^{40}Ar - ^{39}Ar ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Pb-Pb ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

© 2024 г. А. В. Чугаев^{a, *}, Е. Ю. Аникина^a, Н. С. Бортников^a, В. В. Аристов^b,

А. В. Травин^{c, d}, Д. Б. Бондарь^e, И. В. Рассохина^a, Т. И. Олейникова^a

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук (ИГЕМ РАН), Старомонетный пер., 35,

Москва, 119017 Россия

^bООО “УК Полюс”, Москва, 123056 Россия

^cНовосибирский государственный технический университет, просп. Карла Маркса, к. 1,
Новосибирск, 630073 Россия

^dИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева

Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), просп. Коптюга, 3,
Новосибирск, 630090 Россия

^eBayerisches Geoinstitut, University of Bayreuth, Universitätsstraße, 30, Bayreuth, 95447 Germany

*E-mail: vassachav@mail.ru

Поступила в редакцию 03.01.2023 г.

После переработки 26.12.2023 г.

Принята к печати: 26.02.2024 г.

Крупное месторождение Зун-Холба, принадлежащее к многочисленной группе золоторудных месторождений орогенного типа, расположено в Восточном Саяне (Россия) – в сегменте Алтае-Саянской складчатой системы Центрально-Азиатского складчатого пояса. В статье обсуждаются результаты минералого-геохимических, геохронологических и Pb-изотопных исследований золоторудной минерализации, цель которых состояла в уточнении генетической модели месторождения. Минералого-геохимические данные, полученные для рудных тел, расположенных между гипсометрическими уровнями от 1290 до 2090 м, свидетельствуют о сложном характере распределения минеральных ассоциаций на месторождении. Не выявлено вертикальной и горизонтальной зональности в распределении минеральных ассоциаций, в химическом составе главных рудных минералов, а также в содержании в них элементов-примесей. При датировании рудообразующих процессов на месторождении Зун-Холба был реализован комплексный подход, основанный на изучении K-Ar и Rb-Sr изотопных систем околорудных метасоматитов. Совместное применение Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar методов позволило установить, что возраст золоторудной минерализации равен 411 ± 2 млн лет, тогда как возраст наложенного события, с которым связано перераспределение рудного вещества, а также нарушения замкнутости Rb-Sr и K-Ar изотопных систем околорудных метасоматитов, составляет около 380 млн лет. Pb-Pb изотопное изучение рудной минерализации на месторождении и вмещающих ее докембрийских пород позволило обосновать ведущий вклад последних в поступление рудного свинца в минералообразующую систему. Предложена модель формирования месторождения Зун-Холба, предполагающая генетическую связь рудообразующих процессов и внутриплитного щелочного магматизма базитового состава, обусловленного воздействием плюма в раннедевонское время на литосферу Тувино-Монгольского террейна.

Ключевые слова: орогенные месторождения золота, мантийно-плюмовая модель, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст, источники вещества, изотопный состав свинца, месторождение Зун-Холба

DOI: 10.31857/S0016777024030022, **EDN:** dbvclj

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0016777024030053 и 10.31857/S0016777024030062 для авторизованных пользователей.

ВВЕДЕНИЕ

Крупное месторождение Зун-Холба (Гарганский рудный район, Восточный Саян) с 80-х годов прошлого века является основой сырьевой базы рудного золота Республики Бурятия. Первые штольни были заложены на высоте 2200 м. Сейчас шахта и штольневые горизонты опустились ниже 1000 м. Ежегодная добыча на месторождении составляла от 2 до 1.5 т. Первоначально обрабатывались богатые руды в кварцевых жилах и в углеродистых пирит-содержащих кварц-серицитовых метасоматитах. По состоянию на 2004 г. запасы золота составляли по категориям (C1 + C2) 37 т, при среднем содержании металла 27 г/т. Суммарная добыча из минерализованных зон за все время освоения оценивается в 80 т Au. Объемы добычи и содержание золота в обрабатываемых рудах постепенно снижаются. В настоящий момент эксплуатируются бедные и рядовые руды с содержаниями Au около 6.4 г/т. По состоянию на 2016 г. с учетом последних результатов разведочных работ ОАО «Бурятзолото» (<https://nordgold.com/investors-and-media/results-and-reports/annual-technical/> 2016 Integrated report, p. 70) доказанные и вероятные запасы Au (proven + +probable reserves) составили: 4.5 т (145 koz) при среднем содержании 4.53 г/т, а суммарные ресурсы этого металла (M + I + I resources): 19 т (603 koz) со средним содержанием золота 9.53 г/т.

Геологическая история развития Восточного Саяна охватывает продолжительный (около 1 млрд лет) период. Данные о его ранних этапах образования носят пока фрагментарный характер (Федотова и др., 2002; Kuzmichev, 2015), что в определенной степени затрудняет понимание становления региона как крупной золоторудной металлогенической провинции (Гордиенко и др., 2016). Как было отмечено в работах (Kuzmichev, 2015; Гордиенко и др., 2016), начиная с конца неопротерозоя и вплоть до палеозоя, развитие региона происходило в разных последовательно сменяющих друг друга геодинамических обстановках (океанические, островодужные, аккреционно-коллизийные и внутриплитные (плюмовые)), в течение которых образовались основные месторождения полезных ископаемых (включая и золота) региона.

Отметим, что минералогические и геохимические особенности месторождений во многом определяются геодинамическими обстановками, в которых происходило их формирование, а также — ролью в их генезисе коровых и/или мантийных источников вещества. Таким образом, при построении генетических моделей месторождений ключевыми вопросами являются время развития

рудообразующих процессов в регионе и идентификация источников металлов и минералообразующего флюида.

Преобладающие точки зрения на генезис месторождения Зун-Холба изложены в работах (Неймарк и др., 1995; Гордиенко и др., 2016; Damdinov et al., 2022). Согласно (Гордиенко и др., 2016), формирование золоторудной минерализации связано с неопротерозойско-раннепалеозойскими тектоно-магматическими процессами, которые развивались в условиях активной континентальной окраины. Источниками золота и других металлов и серы могли служить неопротерозойские рудносные (сульфидные) ассоциации вулканогенно-осадочных пород и колчеданные руды подводных вулканических построек. Их тектоническая переработка, сопровождавшаяся метаморфическим преобразованием, по мнению этих исследователей, приводила к ремобилизации рудных компонентов и последующему их отложению с повышенными содержаниями золота в виде руд на месторождении Зун-Холба. Отчасти эта точка зрения подтверждается результатами изучения изотопного состава Pb в рудах месторождения и докембрийских гранитоидах региона. На основе полученных Pb-Pb данных Л.А. Неймарк с соавторами (Неймарк и др., 1995) пришли к выводу о позднеордовикском (~450 млн лет) возрасте руд, формирование которых было обусловлено раннепалеозойскими метаморфическими процессами переработки докембрийской коры региона. При этом основным источником поступления металлов в рудообразующую систему являлись породы позднеархейской континентальной коры. Метаморфогенная модель образования руд золота на месторождении Зун-Холба обосновывается и в работе (Damdinov et al., 2022). Обобщение геологических и минералогических особенностей месторождения, а также полученный комплекс данных о составе и распределении элементов-примесей в пирите из рудных тел и результаты изучения вариаций изотопного состава кислорода, углерода и серы в жильных и рудных минералах позволили Б.Б. Дамдинову с соавторами (Damdinov et al., 2022) отнести месторождение Зун-Холба к орогенному типу. Согласно приведенным в работе оценкам, отложение руд золота происходило на глубинах в 3—4 км и температурах 380—433°C при ведущей роли метаморфогенного флюида. В качестве источника последнего рассматривается океаническая кора, субдуцированная под Тувинско-Монгольский микроконтинент в неопротерозойское время. Собственно, источником серы и большинства металлов, включая и золото, по мнению авторов, являлась сульфидная

минерализация, пространственно и генетически ассоциирующая с позднедокембрийскими офиолитовыми комплексами.

Из приведенного выше краткого обзора видно, что определение возраста минерализации месторождения Зун-Холба является ключевым при разработке его геолого-генетической модели, так как эти сведения позволяют связать рудообразующий процесс с историей развития геологических структур (Chen, Pirajno, 2005; Frei et al., 2009; Чернышев и др., 2012; Goldfarb et al., 2014, Taylor et al., 2015; Chugaev et al., 2022a и др.). Выполненное ранее К-Аг и ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопное датирование единичных проб околорудных метасоматитов месторождения дало широкий интервал значений возраста — от 450 до 350 млн лет (Рошектаев и др., 1991; Дамдинов и др., 2018). Свидетельства неоднократного возобновления гидротермальной деятельности на месторождении установлены, но такая ее длительность представляется спорной. Вероятней всего, широкий разброс дат объясняется частичным или полным нарушением замкнутости К-Аг системы в изученных образцах.

Цель настоящей работы заключалась в уточнении модели генезиса золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба. При этом решались задачи по изучению минерального состава руд, определению пространственно-временных соотношений минеральных ассоциаций, а также химического состава метасоматических околорудных пород. При датировании рудообразующих процессов на месторождении Зун-Холба был реализован комплексный подход, основанный на совместном изучении К-Аг и Rb-Sr изотопных систем околорудных метасоматитов. Это позволяет учесть особенности в геохимическом поведении компонентов К-Аг и Rb-Sr изотопных систем в ходе рудообразующих и наложенных (пострудных) процессов и обеспечивает надежность получаемых возрастов (Dodson, 1979; Cliff, 1985; Szczerba et al., 2015; Villa, 1997, 2021). Представленные в настоящей статье результаты изотопных исследований получены при сотрудничестве лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (Rb-Sr метод) и лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН (^{40}Ar - ^{39}Ar метод). Для определения источников металлов, в частности свинца, нами использован современный высокоточный MC-ICP-MS-метод.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Месторождение Зун-Холба расположено в Восточном Саяне, который является частью Алтае-Саянской складчатой системы Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Пояс протягивается от Урала на западе до окраин Тихого океана на востоке. Он состоит из фрагментов древних микроконтинентов, разновозрастных вулканических дуг, аккреционных пластин, офиолитов и осадочных комплексов пассивных континентальных окраин (Берзин и др., 1994; Федотова, Хаин, 2002; Добрецов, 2003; Кузьмичев, 2004; Гордиенко, 2006; Добрецов, Буслов, 2007).

В истории Алтае-Саянской складчатой области (АСО) выделяются три крупные эпохи корообразования, связанные с развитием разновозрастных систем конвергентных границ (Ярмолюк и др., 2006, 2013; Кузьмичев, 2004). Это — венд-кембрийская эпоха, в ходе которой сформировались разнородные структуры Палео-Азиатского океана (океанические острова, островные дуги, задуговые бассейны). Завершилась эпоха около 505—490 млн лет назад аккрецией всех этих структур, а также находившихся в пределах палеоокеана докембрийских террейнов в единый каледонский супертеррейн ЦАСП (Добрецов, Буслов, 2007). Каледонский супертеррейн был аккретирован к Сибири в середине раннего палеозоя, сформировав складчатое обрамление кратона.

Следующим важным этапом в геологической истории Алтае-Саянской окраины Сибирского континента стали процессы преобразования ее коры в среднем палеозое. В раннем девоне (407—392 млн лет) в ее пределах возникла крупная рифтовая система, связанная с активностью мантийного плюма (Ярмолюк и др., 2013; Vorontsov et al., 2021). Ей отвечает тройная система грабенов, образование которой сопровождалось внутриплитным магматизмом, охватившим всю внутриконтинентальную часть АСО (фиг. 1). Одна из ветвей рифтовой системы — Тувинский прогиб — протянулась вглубь континента. На ее окончании (район хребта Кропоткина) возник крупный ареал щелочно-гранитоидного магматизма.

В конце раннего девона с рубежа 395 млн лет Алтае-Саянская окраина Сибирского палеоконтинента была вовлечена в процессы конвергенции в режиме активной континентальной окраины. Конвергентные процессы далеко вглубь континента не распространялись, их воздействие ограничивалось Алтайской (приокеанической) частью

АСО, в пределах которой образовался краевой вулканический пояс.

Заключительным событием в истории корообразующих процессов стало столкновение Сибирского и Казахстанского континентов в начале позднего палеозоя. Коллизия сопровождалась замыканием Иртыш-Зайсанской ветви палеоокеана и образованием складчатых структур Горного, Рудного и Монгольского Алтая (Берзин и др., 1994; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003).

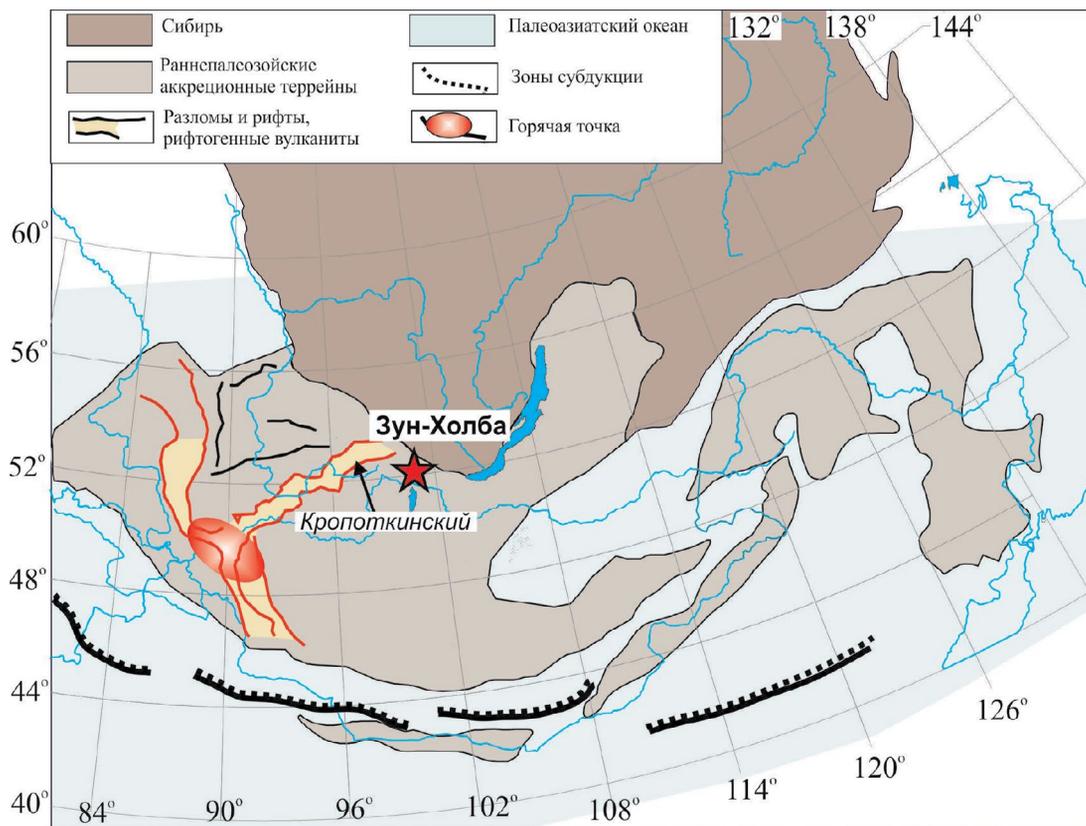
Район месторождения Зун-Холба в структуре АСО занимает внутриконтинентальную позицию, отвечающую территории, граничащей с Сибирским кратоном. Корообразующие процессы в этой части АСО завершились в раннем-среднем ордовике. Однако район месторождения располагается вблизи северо-восточного окончания системы грабенов Тувинского прогиба, возникших в результате раннедевонского рифтогенеза, и представленного здесь магматическим ареалом хр. Кропоткина. С учетом пространственной близости района месторождения к хребту можно предполагать тепловое воздействие ареала на район месторождения,

которое могло привести к активизации гидротермальных процессов в его пределах.

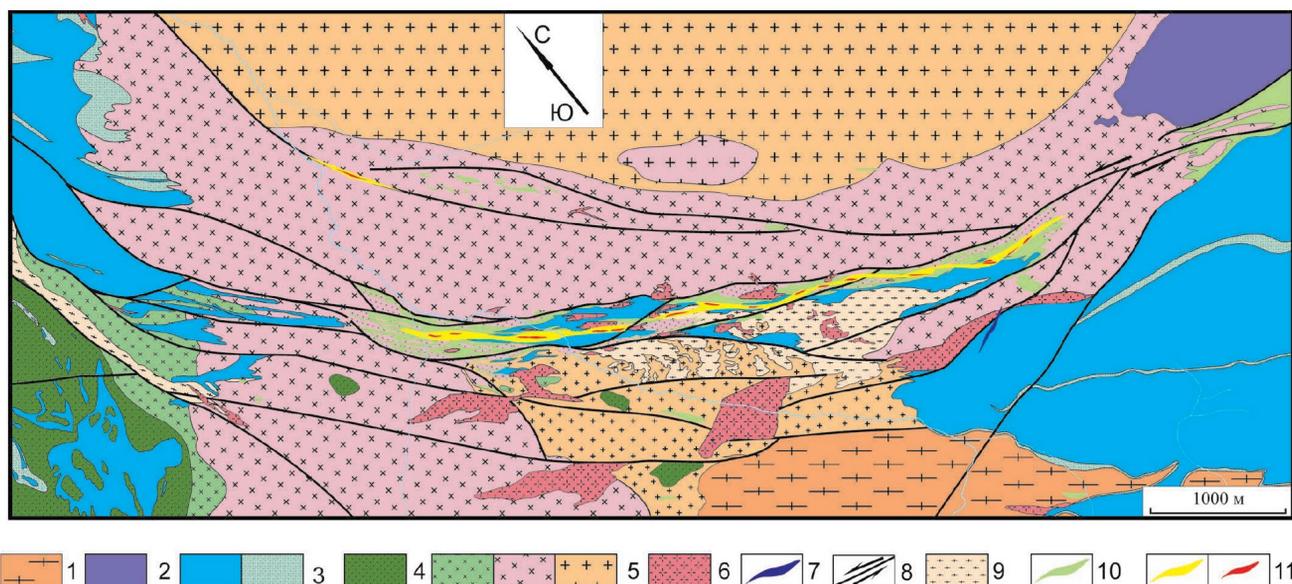
Месторождение входит в состав Окинского рудного района, расположенного в юго-восточной части Восточно-Саянского геолого-экономического района. Многочисленные золоторудные месторождения и рудопроявления, известные в нем, залегают в позднеархейских плагиогнейсах, гнейсогранитах, амфиболитах и кристаллических сланцах Гарганской глыбы или в покровах офиолитов, субвулканических и вулканогенно-осадочных образованиях неопротерозойского комплекса (Гордиенко и др., 2016).

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Зун-Холба расположено в Гарганской структурно-металлогенической зоне, входящей в состав Окинского рудного района (Гордиенко и др., 2016). Район включает архей-протерозойскую Гарганскую глыбу, перекрывающие ее слабдеформированные неопротерозойские вулканы и карбонатные породы, крупные зональные интрузивные массивы диорит-тоналит-плагиогранитовой



Фиг. 1. Схема распределения девонского магматизма в пределах юго-западного обрамления Сибирского палеоконтинента по (Ярмолюк и др., 2013; Vorontsov et al., 2021) с изменениями.



Фиг. 2. Геологическая схема строения золоторудного месторождения Зун-Холба (Восточный Саян, Россия).

1 – гарганский комплекс: диафторированные биотит-амфиболовые гнейсы; 2 – ильчирский комплекс: дуниты, гарцбургиты, перидотиты, тальк-карбонатные породы, 3 – ильчирская толща и иркутная свита: известняки, метапесчаники, кварц-сланцевые сланцы, конгломераты (а), вулканиты кислого и основного состава (б); 4 – барунхолбинский комплекс: габбро, габбро-диориты, габбродиабазы, пироксеновые диориты; 5 – сумсунурский комплекс: диориты (а), гранодиориты (б), биотитовые плагиограниты (в); 6 – лейкограниты, дайки аплитов и лейкогранитов; 7 – дайка керсантитов; 8 – разновозрастные тектонические нарушения и направления смещения по ним; 9 – диафторированные ортогнейсы по гранитоидам сумсунурского комплекса; 10 – березиты и зоны рассланцевания по березитам, березитизированным и скарнированным гранитоидам, известнякам, тальк-карбонатным метасоматитам; 11 – рудоносные минерализованные зоны (а) и рудные тела (б).

формации, а также ультрабазиты и осадочные микститы зон тектонического меланжа (фиг. 2).

Рудовмещающими геологическими комплексами месторождения являются:

- гнейсограниты архей-протерозойского возраста;
- доломиты и известняки с прослоями углеродистых сланцев и кварцитов *иркутской свиты* и залегающие на них с несогласием терригенно-вулканогенными отложения *ильчирской свиты*, выполняющие грабен-синклинали между блоками гнейсогранитов;
- аллохтонные образования офиолитовой ассоциации, залегающие на осадочных отложениях;
- интрузивные гранитоиды многофазных плутонов *сумсунурского комплекса* и дайки различного состава, образующие радиальные серии в юго-восточной и южной частях месторождения.

Метасоматические изменения интенсивно проявлены в зоне рудоконтролирующего разлома. Отдельные фрагменты гранитоидов и сам массив на тектоническом контакте с известняками полностью преобразованы в серицит-кварцевые, или хлорит-кварцевые метасоматиты. Такие новообразования могут быть рассечены многочисленными

прожилками белого, серого и черного дорудного кварца, часто содержащего крупные чешуйки мусковита. На некотором удалении от тектонических зон рассланцевания и милонитизации обнаружены существенно альбитовые (альбит-кварцевые) или ортоклаз-кварцевые жилы и зоны микроклинизации. В метасоматитах установлены повышенные содержания калия (до 0.5–2 мас. %), поэтому они хорошо картируются при гамма-спектрометрической съемке.

Наблюдающиеся в некоторых рудных телах тонкозернистые сланцеватые сажистые породы черного цвета, с вкрапленностью пирита и обособлениями карбонатного, кварцевого и кварц-сульфидного состава, относят к проявлениям *углеродистого метасоматоза* (Бражник, 1995). Образование таких пород может быть связано с мобилизацией органического вещества из терригенно-карбонатных толщ и его избирательным перераспределением в тектонических зонах. Поскольку эти изменения происходят без привноса вещества, можно считать их проявлениями динамометаморфизма.

Контур промышленных руд близко соответствует границам распространения углеродистых и метасоматически измененных пород.

Месторождение Зун-Холба приурочено к узкому антиклинальному выступу позднеархейских пород Гарганской глыбы среди неопротерозойских гранитоидов сумсунурского комплекса и трех мощным продольным зонам расланцевания, осложняющим этот выступ (Гордиенко и др., 2016). Рудоконтролирующей и рудовмещающей структурой месторождения является зона сдвига, сопряженная с крупными шарьяжами, выполненными ультрабазитами, ограничивающими Гарганский район с юга и севера. В стержневой части сдвиговой зоны рудовмещающие доломитизированные и мраморизованные известняки смяты в сложные мелкие складки с субвертикальными шарнирами. Внутри сдвиговой зоны обнаружены блоки-будины разных размеров, между которыми развит мелко- и тонкообломочный матрикс. Блоки-будины сложены гранитоидами, массивными обломочными (серцит-кварцевые сланцы, терригенные и вулканогенные породы, кварц) и карбонатными породами. Матрикс представлен интенсивно метаморфизованными пластичными рудовмещающими породами кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового, хлорит-карбонатного, углеродисто-карбонат-кварцевого, карбонат-талкового состава. В различной степени расланцованные породы развиваются по березитизированным (т.е. преобразованным в кварц-серицит-пирит-карбонатные метасоматиты) гранитоидам сумсунурского комплекса.

На месторождении выделены два морфологических типа рудных тел:

— минерализованные зоны, под которыми понимаются зоны жильно-прожилково-вкрапленных руд (рудные тела: Сульфидное, Доржи-Банзаровское, Бабкина, Северное-1, Дальнее). В их строении, наряду с сульфидно-кварцевыми телами большой (>5 м) мощности, принимают участие пластичные углеродистые образования на контакте карбонатных пород и гранитоидов и зоны прожилковых и вкрапленных руд.

— жилообразные тела (рудные тела Северное-2, Северное-3 и Вавиловское), которые располагаются в более жестких алюмосиликатных блоках и характеризуются преобладанием жил небольшой мощности с узким ореолом сульфидной вкрапленности на участках кулисообразного расщепления разрывов основной сдвиговой системы.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

В целом проведенные исследования позволили идентифицировать следующие рудные минералы: пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, арсенопирит, золото-серебряный

твердый раствор (далее, для удобства, мы будем называть золото-серебряные соединения “самородное золото”), гессит (Ag_2Te), петцит (Ag_3AuTe_2), пираргирит, самородный висмут, единичные находки гринокита (CdS) и брейтгауптита (NiSb).

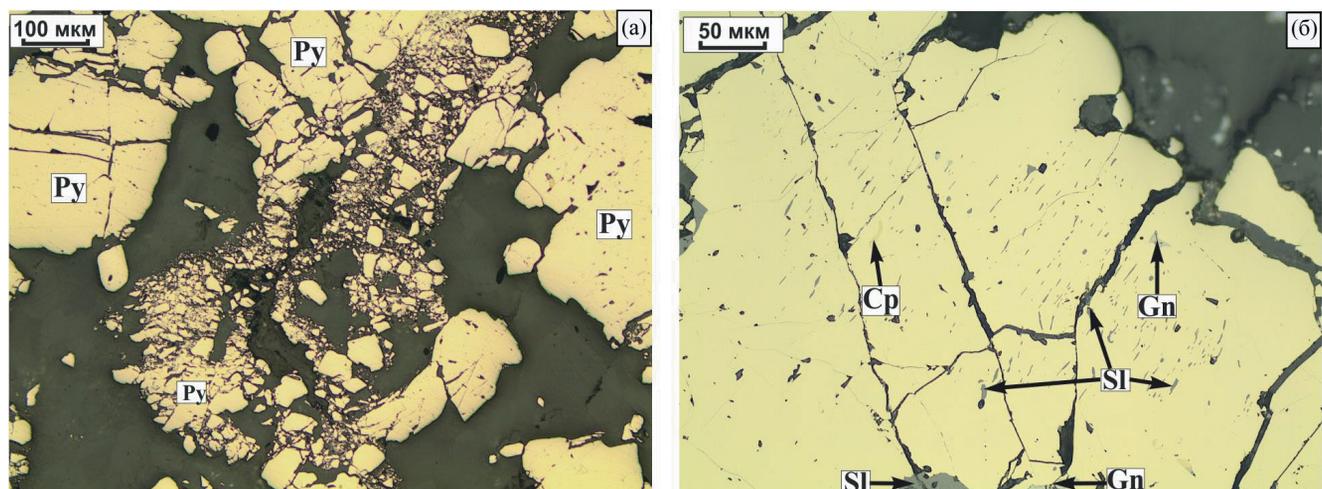
Было выявлено 2 события формирования рудной минерализации. Первое привело к образованию основной массы крупнокристаллического пирита. Более поздняя минерализация представлена полисульфидными ассоциациями.

Исследования показали, что основным минералом рудных зон, за очень редким исключением, является крупнокристаллический *пирит*, который составляет основу рудных тел. Этот ранний пирит формирует сплошные скопления кристаллов разных размеров (от n до $n \times 10$ мкм), формирующих субвертикальные изогнутые полосы, залегающие согласно с массивными окварцованными карбонатами. Эти полосы имеют конседиментационный облик, т.е. после своего отложения они деформировались вместе с вмещающими породами. Впоследствии этот пирит был катаклазирован в ходе дальнейших тектонических событий, частично растворен и сцементирован более поздними минеральными ассоциациями под действием гидротермального раствора. В результате ранний пирит представлен катаклазированными, перетертыми вдоль трещин (фиг. 3а), резорбированными, насыщенными включениями нерудных минералов и более поздними сульфидами (фиг. 3б) и сцементированными более поздними минеральными агрегатами.

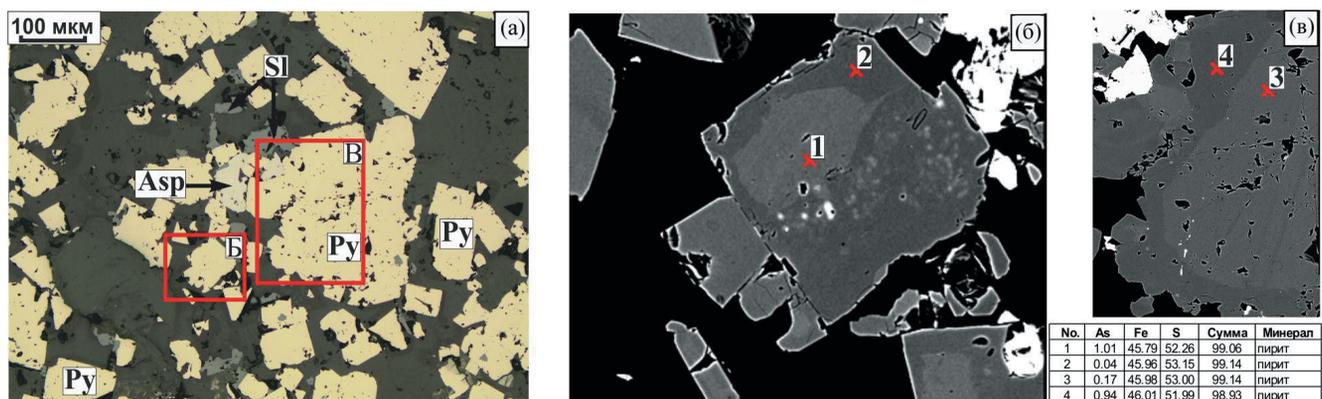
Ранний пирит из верхних горизонтов отдельных рудных тел часто имеет неоднородное строение, обусловленное чередованием зон пирита с различными содержаниями мышьяка (фиг. 4). Наиболее “мышьяковистые” участки слагают центральную часть кристаллов. Пирит с повышенным содержанием мышьяка наиболее детально изучен в месторождениях типа Карлин. Содержание мышьяка в пирите на этих месторождениях может достигать 13.17 мас. % (Barker et al., 2009).

Здесь же отмечается арсенопирит в тесном сростании с ранним пиритом (фиг. 4а). Следовательно, при отложении пирита с описываемых участков активность мышьяка в растворе была максимальной.

За исключением пирита, отобранного на верхних горизонтах, по своему химическому составу он однороден и практически лишен примесей. Присутствие в анализах микроэлементов, возможно, обусловлено неоднородностью изученных кристаллов, содержащих микровключения халькопирита (Cu), галенита (Pb), сфалерита (Zn). В целом содержания



Фиг. 3. Ранний крупно-кристаллический пирит (Py). а – разбит трещинами и раздроблен вдоль них с образованием угловатых разноразмерных обломков, Обр. Пр 17/1, горизонт 1318; б – микровключения сфалерита (Sl), галенита (Gn) и халькопирита (Cp), Обр. 22. Горизонт 1490.



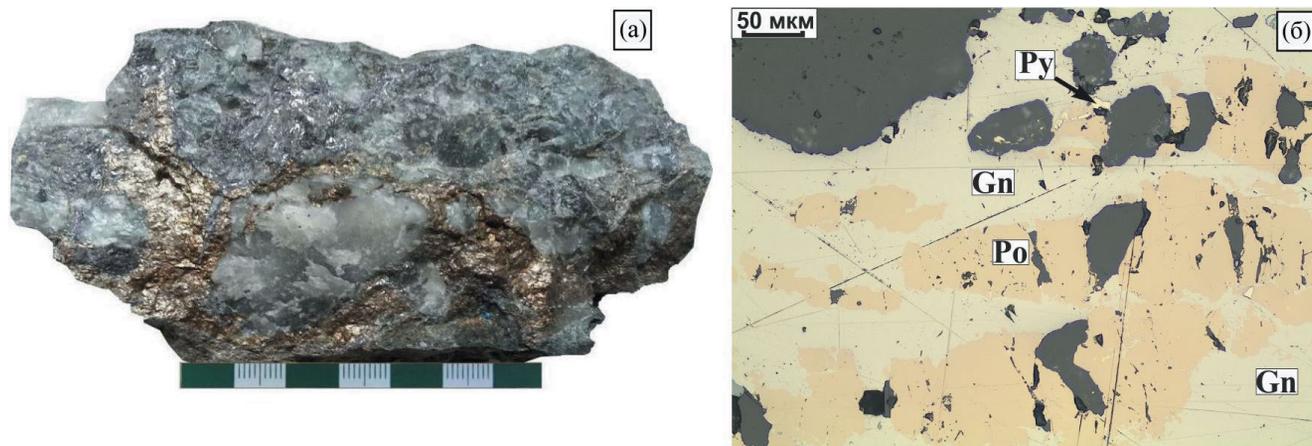
Фиг. 4. Срастание раннего крупно-кристаллического с кристаллами арсенопирита. Сфалерит выполняет межзерновое пространство в нерудной матрице и срастается с пирит-арсенопиритовым агрегатом, образуя коррозионную границу. Обр. 15-1. Горизонт 2090. Рудное тело Вавиловское. а – микрофотография, б – в – BSE изображение.

химических элементов в анализах пирита попадают в интервалы: Cu — 0—0.05 мас. %, Fe — 45.33—47.59 мас. %, Co — 0—0.22 мас. %, Ni — 0—0.19 мас. %, As — 0—1.07 мас. %, S — 51.1—54.27 мас. %.

Количество остальных рудных минералов значительно варьирует. Так, с уверенностью можно говорить о том, что полиметаллическая минеральная ассоциация (сфалерит + галенит + халькопирит) преобладает на верхних горизонтах и периферических частях месторождения.

Пирротин в различных количествах встречен на всех уровнях месторождения. Степень обогащения этими минералами может быть как значительной, определяющей общий облик рудных тел, так и резко подчиненной. На отдельных участках месторождения, в ассоциации с галенитом, он преобладает в рудах, цементируя округлые выделения полупрозрачного кварца (фиг. 5а–б). Галенит на этом участке тонковолокнистый, что позволяет

предположить локальные тектонические события, в результате которых галенит, в силу своей пластичности, приобрел такую текстуру. В то время как пирротин и кварц незначительно изменили свои формы (фиг. 5б). Временное положение пирротина определяется взаимоотношением с остальными сульфидами. Как правило, он образует реликты, в значительной степени растворенные более поздними сульфид-содержащими флюидами. Внутреннее блочное строение пирротина часто подчеркивают сульфиды, занимающие интерстиционное положение по отношению к выделениям пирротина. “Блоки” пирротина характеризуются наличием полисинтетических двойников, пересекающих границы блоков, что характерно для ситуации пострудного сжатия. На некоторых участках объекта по пирротину развиваются агрегаты пирит-марказита, являющиеся, по сути, вторичными минералами в зонах особой проницаемости.



Фиг. 5. Пирротин-галенитовый агрегат. а – Пирротин-галенитовый агрегат цементирует округлые “будины” полупрозрачного кварца. б – реликты пирротина (Po) в крупном выделении галенита (Gn). Py – пирит. Обр. 1390кв26. Горизонт 1390.

Максимальные количества пирротина отмечаются на нижних горизонтах изученных нами зон. Кроме этого, обнаружено пространственное разобщение основной массы пиритовой минерализации и пирротин-халькопиритовых прожилков (фиг. 6).

В эмпирической формуле $Fe_{1-x}S$ пирротина величина x варьируют от 0.05 до 0.06 — в минерале с нижних горизонтов и от 0.14 до 0.16 — в нем же с верхних уровней. Отмечается постоянная примесь кобальта с вариациями содержаний от 0.04 до 0.43 мас. %. Содержания никеля — низкие (не превышают 0.16 мас. %). Отчетливой корреляции между двумя этими элементами не обнаружено. Состав пирротина контролируется локальными условиями минералообразования и, в целом, вариации химических элементов в его составе попадают в интервалы: Fe 59.1—61.4 мас. %, S — 38.0—39.7 мас. %, Ni — 0.1—0.3 мас. %, Co — 0.1—0.6 мас. %.

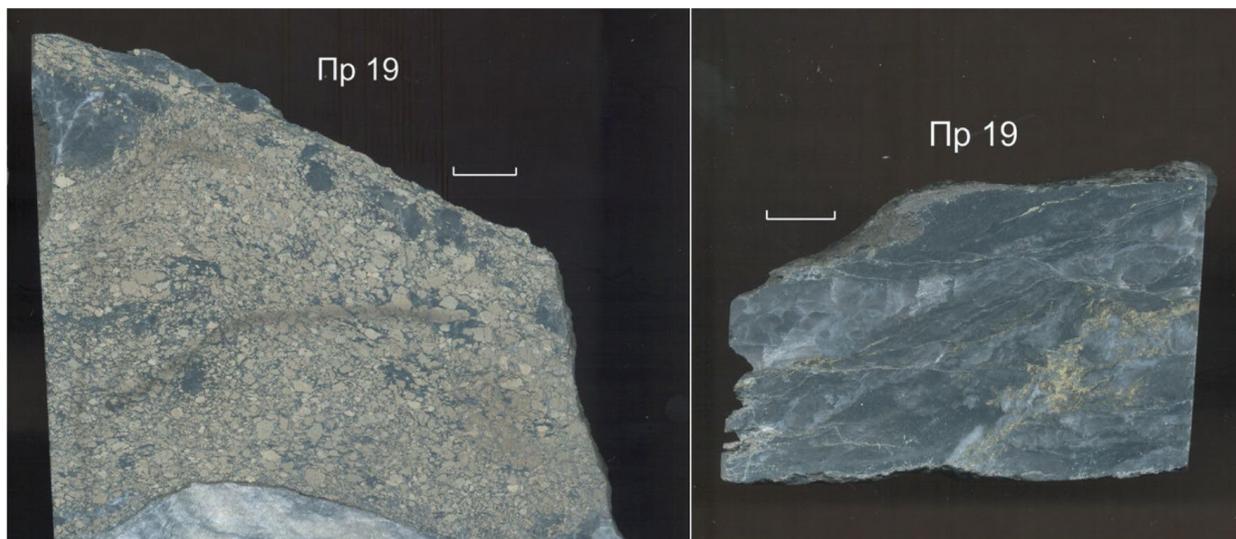
В тесных сростаниях с пирротинном обнаружен халькопирит, который является более поздним минералом по отношению к первому. Он присутствует в рудах практически во всех минеральных ассоциациях в различных количествах. Именно его наличие определяет повышенные содержания меди в руде. Установлены две основные формы выделений этого минерала: эмульсионная вкрапленность в сфалерите и — в сростании с другими сульфидными минералами в межзерновом пространстве пирита (фиг. 7а, б) и нерудной матрицы.

Часто эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите трактуется как распад твердого раствора. Но, как было показано ранее, растворимость меди в сфалерите недостаточна для формирования подобных структур (Barton, Bethke, 1987; Wiggins, Craig, 1980; Hutchinson, Scott, 1981; Kojima, Sugaki, 1985). Было предложено несколько вариантов

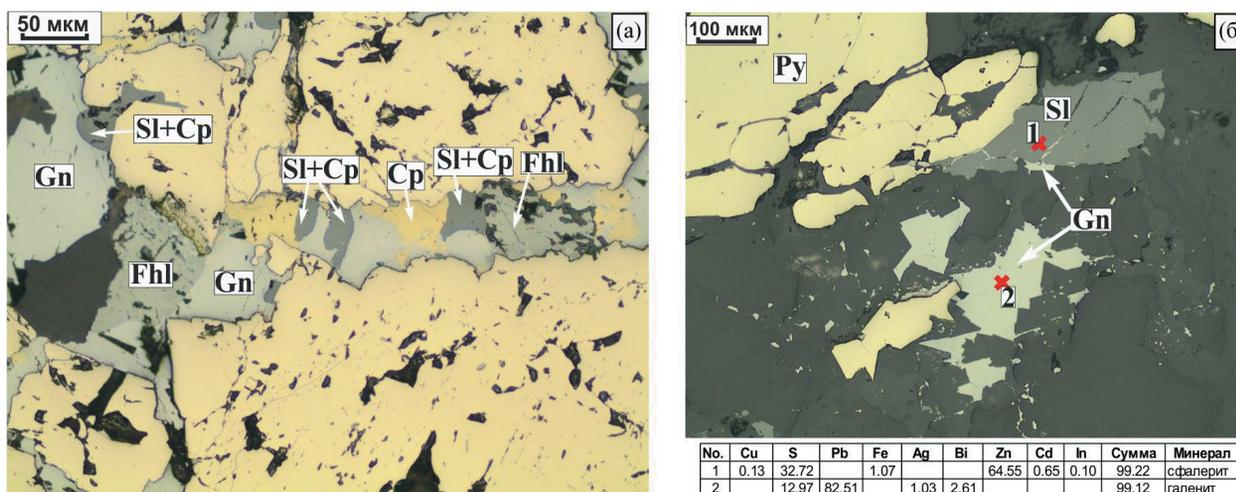
образования подобных структур: замещение в результате взаимодействия сфалерита с растворами, транспортирующими медь и железо; соосаждение сфалерита и халькопирита (Bortnikov et al., 1991). При кристаллизации халькопирит-сфалеритовых агрегатов в рудах месторождения Зун-Холба наиболее вероятно замещение с участием гидротермального флюида. В пользу этого говорят взаимоотношения со сфалеритом: укрупнение выделений халькопирита в районе трещин, коррозия вдоль взаимных границ: т.е. образование микровключений халькопирита происходит под действием гидротермального раствора в порах сфалерита. Халькопирит тесно связан с пирротиновой минерализацией, формирует изометричные выделения, корродируя и замещая минерал-хозяин. С другими сульфидами часто сложно определить временные отношения. Но в некоторых случаях он занимает отчетливо периферийное или секущее положение по отношению к сфалериту.

Халькопирит практически не содержит элементов-примесей в своем составе. В целом он имеет следующий состав: Cu — от 31.15 до 34.93 мас. %, Zn — от 0 до 1.85 мас. %, Fe — от 29 до 31.32 мас. %, Co — от 0 до 0.04 мас. %, Cd — от 0 до 0.07 мас. %, As — от 0 до 0.04 мас. %, S — от 33.93 до 35.97 мас. %. Наличие цинка в составе халькопирита обусловлено аналитической погрешностью из-за тесных сростаний со сфалеритом.

Другим рудным минералом, определяющим состав руд, является сфалерит, количество которого также значительно варьирует на различных участках месторождения. Так же, как другие сульфиды, он выполняет интерстиционные пространства в раннем пирите или пустоты во вмещающей нерудной матрице. В раннем пирите он отмечается



Фиг. 6. Преимущественно пиритовая руда (слева) и халькопирит-пирротиновый прожилок (справа) во вмещающем метасоматите. Штольня 14, горизонт 1990, Б 110 С. Обр. 19. Полированные штуфы.



Фиг. 7. Агрегаты полиметаллической ассоциации. а – сульфиды представлены галенитом (Gn), халькопиритом (Cp), тетраэдритом (Fhl) и сфалеритом с эмульсионной вкрапленностью халькопирита (SI + Cp). Обр. Пр 18. Горизонт 2060. б – ранний крупно-кристаллический пирит в сростании с гнездом сфалерита (SI) и галенита. Галенит выполняет микротрещины в сфалерите, обр. Пр 22. Горизонт 1490.

в виде ориентированных включений размером менее 1 мкм (фиг. 3б). Наличие этих структур не зависит от глубины залегания рудных образований. В случае более интенсивной проработки раствором ранних агрегатов пирита, упорядоченные включения сфалерита укрупняются и теряют “штрихообразную” форму.

По отношению к пирротину сфалерит является более поздним минералом, т.к. он образует в нем включения неправильной формы, коррозионные границы в случае обрастания. С галенитом взаимоотношения определяются также однозначно. Галенит формирует в сфалерите микропрожилки по трещинам (фиг. 7б).

Наиболее часто сфалерит входит в состав полисульфидных агрегатов наравне с галенитом, халькопиритом и пирротинном. Хотя в отдельных случаях выделения сфалерита формируют практически мономинеральные агрегаты, образующие прожилки в нерудной массе.

В химическом составе сфалерита обнаружены постоянные примеси — это железо и кадмий. Количество железа, выраженное в содержании минерала FeS, изменяется в диапазонах 1.9—15.9 мас. %. В целом химический состав сфалерита широко варьирует: Zn — 56.3—65.3 мас. %, Fe — 1.8—8.6 мас. %, Cd — 0.3—2.5 мас. %, In — 0—0.6 мас. %, S — 30.7—37.5 мас. %

Еще одним распространенным сульфидом в рудах месторождения является *галенит*. Его включения и агрегаты распространены повсеместно, но к верхним горизонтам отмечается тенденция к возрастанию его количества. На участках интенсивного развития полиметаллической ассоциации галенит обнаружен в тесном сростании со сфалеритом и халькопиритом (фиг. 7а). Если со сфалеритом взаимоотношения интерпретируются однозначно, то с халькопиритом эта задача не решается просто. Как правило, в случае сростаний границы между халькопиритом и галенитом взаимопроницающие. На нижних горизонтах широко распространена галенит-пирротиновая минеральная ассоциация.

В химическом составе галенита отмечается часто встречающаяся примесь висмута. В некоторых образцах между висмутом и серебром в галените отмечается положительная корреляция, но в большинстве случаев висмут является единственным элементом-примесью, содержание которого достигает 7.8 мас.% (фиг. 8). Остальные значимые примеси, отмеченные в галените (Cu, Fe), связаны с захватом пучком прибора близлежащих минералов. Содержания химических элементов в галените варьируют: Pb — от 77.83 до 87.94 мас.%, S — от 12.71 до 16.64 мас.%, Ag — от 0 до 1.9 мас.%, Bi — от 0 до 7.8 мас.%, Cu — от 0 до 2.79 мас.%.

Блеклые руды отмечались в единичных образцах. Изучение взаимоотношений с другими минералами и химического состава минералов этой группы позволило выявить 2 генерации блеклых руд: тетраэдриты, т.е. позицию полуметалла занимает сурьма, с содержанием серебра ниже 9 мас.%, и ряд Ag-тетраэдрит (Fe) (Ag 4–5 apfu) — аргентотетраэдрит (Fe) (Ag ≥ 6 apfu) (Biagioni et al., 2020). Тетраэдрит наблюдался в ассоциации с галенитом, сфалеритом и халькопиритом (фиг. 8а). При этом тетраэдрит корродируется галенитом и сфалеритом. Также галенит пересекает тетраэдрит по микротрещинам и обрастает по периферии (фиг. 9б). Аргентотетраэдрит (Fe) тесно ассоциирует с галенитом, замещая его (фиг. 9а).

Некоторые выделения блеклой руды имеют зональное строение (фиг. 10), содержания в паре Ag-Cu варьируют в соседних зонах. Содержание серебра достигает 25.96 мас.%, что позволяет отнести блеклую руду к аргентотетраэдриту (Fe).

Можно отметить, что содержание серебра в блеклых рудах не зависит от глубины отбора, а зависит от ассоциации, в которую входят минералы этой группы. В составе полиметаллической ассоциации концентрация серебра не превышает 11.9 мас.%. В том случае, если тетраэдрит находится в тесном

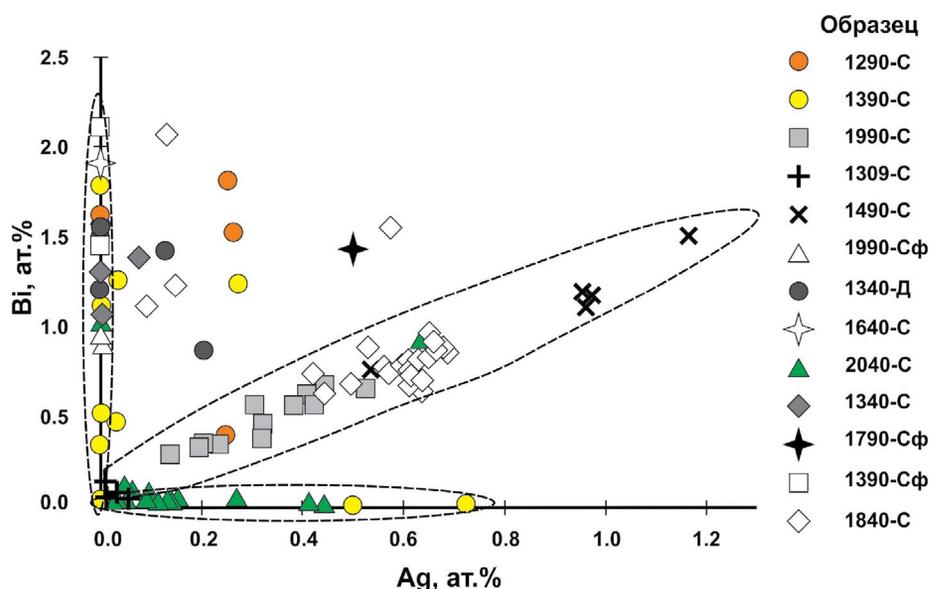
сростании с галенитом, который образует мелкие включения в пирите или нерудной матрице, содержание серебра варьирует от 19.7 до 26.5 мас.%. Во втором случае анализы не могут считаться количественными, т.к. выделения аргентотетраэдрита крайне малы и неизбежен захват пучком зонда близлежащих сред. В целом химический состав блеклых руд тетраэдрит-аргентотетраэдритовой серии варьирует в достаточно широких пределах: Ag — от 0.8 до 26.5 мас.%, Cu — от 17.5 до 36.8 мас.%, Fe — от 3.7 до 6.9 мас.%, Zn — от 0.1 до 2.5 мас.%, Sb — от 25.9 до 31.9 мас.%, S — от 22.3 до 25.4 мас.%. Из других примесей присутствуют Cd (до 0.72 мас.%), As (до 0.23 мас.%), Bi (до 0.18 мас.%). В минералах ряда блеклых руд соотношение Fe/(Fe + Zn) изменяется от 0.70 до 0.98, Ag/(Ag + Cu) — от 0.06 до 0.45.

Были идентифицированы единичные кристаллы арсениопирита, которые, по-видимому, относятся к ранним минералам. Они отмечены в сростании с ранним пиритом, разбиты трещинами и катаклазированы.

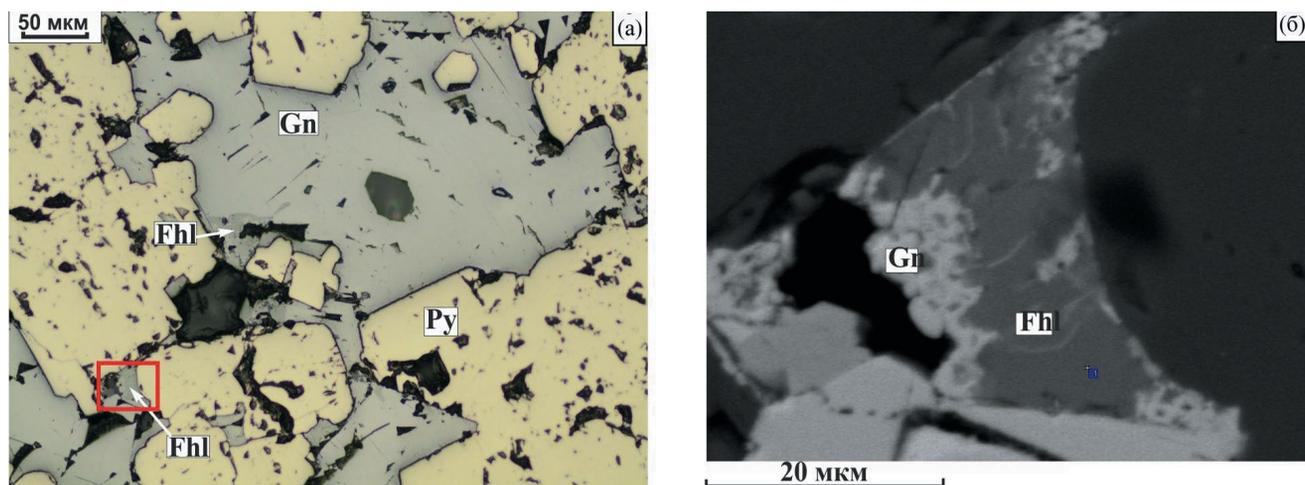
Соединения, представляющие собой твердый раствор золота и серебра, встречаются повсеместно. Для простоты изложения далее такие выделения будут нами называться “самородным золотом”. Размеры выделений самородного золота варьируют от первых до 40 микрон. Следует отметить, что на нижних горизонтах месторождения массовая доля золота в соединениях выше, чем на верхних горизонтах. В виде включений самородное золото встречается в пирите, пирротине и нерудной матрице. Кроме этого, золото присутствует в сростании с различными сульфидами, демонстрируя свое более позднее время формирования.

Обращает на себя внимание тесная связь золота с галенитом. На участках руд, где микроскопически самородное золото выявить не удалось, это было сделано с помощью электронного микроскопа и, как правило, эти выделения отмечались в виде микровключений именно в галените. В такой ассоциации соединения золота являются самыми низкопробными (от 126 до 607‰). Также самородное золото тесно ассоциирует с теллуридами серебра и золота (гессит, петцит). Как показали наши исследования и результаты, описанные Бражником (Бражник, 1995), соединения золота преимущественно локализируются в интерстициях и микротрещинах.

Были отмечены единичные выделения теллуридов благородных металлов (Au и Ag) и висмута. Предыдущими исследованиями на месторождении были выделены теллуридная (Рошектаев, 1995) и Bi-теллуридная (Москвитина и др., 2020)



Фиг. 8. Соотношение серебра и висмута в галените. В условных обозначениях: цифры – горизонт отбора; С – рудное тело Северное, Д – рудное тело Дальнее, Сф – рудное тело Сульфидное.

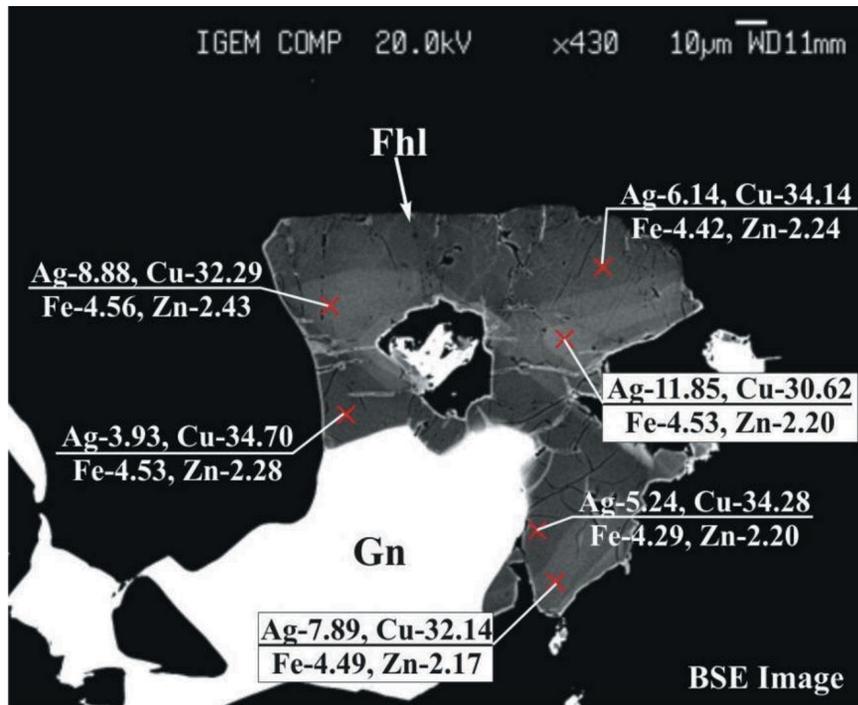


Фиг. 9. Галенит (Gn) выполняет межзерновые пространства и замещает ранний пирит (Py). В тесном сростании с галенитом находится блеклая руда (Fhl), которая обрастает и пересекается по микротрещинам галенитом. а – микрофотография, б – BSE изображение фрагмента (а). Обр. Пр 18. Горизонт 2060.

ассоциации. Самым распространенным минералом среди теллуридов является гессит (Ag_2Te). Как правило, теллуриды обнаружены в виде мелких включений, слагающих цепочки в пирите в ассоциации друг с другом, самородным золотом и галенитом. В некоторых случаях в сростании с галенитом обнаружен самородный висмут.

Если теллуриды серебра и самородный висмут хотя редко, но встречались при изучении руд, то такие редкие минералы, как гринокит и брейтгауптит, отмечены впервые. Кадмий обычно наблюдается в виде постоянной примеси в сфалерите. Гринокит является его собственным сульфидом. Он образует достаточно крупное выделение на

границе пирротина и галенита на краю кварцевой пустотки. Анализ химического состава содержит небольшое количество железа из-за тесного сростания с пирротинном. Здесь же обнаружен брейтгауптит – минерал никеля и сурьмы. Если учесть, что никель даже в качестве примеси в пирротине или пирите отмечается редко, то наличие этого минерала в рудной ассоциации является неординарным. Никелевая минерализация на месторождении пространственно связана с ее развитием по гипербазитовым интрузиям. В нашем случае этого не наблюдается и, по-видимому, отражает особенности в условиях минералообразования на локальном уровне. По составу этот минерал соответствует своей идеальной



Фиг. 10. Зональное гнездо блеклой руды (Fhl) в срastании с галенитом (Gn). Обр. шт.76-2/1, гор. 2040. BSE-изображение.

формуле. В химическом анализе обнаруживается примесь свинца, обусловленная “захватом” из-за тесных срastаний с галенитом.

Анализ взаимоотношений между минералами позволил выявить последовательность отложения минеральных ассоциаций. Обобщенная последовательность выглядит следующим образом: $Pu + Asp + Au$ ($Au/Ag \sim 1.0-3.9$) $\rightarrow Po-Sl-Fhl$ (содержание $Ag \sim 0.8-7.9$ мас.%) $\rightarrow Cr-Gn + Fhl$ (содержание $Ag \sim 19.7-33.0$ мас.%) $\rightarrow Au$ ($Au/Ag 0.2-1.7$) \rightarrow Теллуриды. Отчетливо видно, что в процессе минералообразования к последним стадиям снижается количество железа в растворе и уменьшается фугитивность серы.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Изученные нами околорудные метасоматиты представляют собой сланцеватую породу зеленого цвета с характерным шелковистым мерцающим блеском на поверхностях сколов (фиг. 11а, б). По составу главных породообразующих минералов, по структурным и текстурным особенностям отобранные образцы оказались близки между собой. Главными породообразующими минералами в них являются кварц и серицит, общая доля которых может достигать 98%. В целом кварц преобладает над

серицитом, хотя соотношение этих минералов существенно варьирует от образца к образцу (фиг. 11в, г). В подчиненном количестве присутствуют карбонаты (кальцит, доломит), альбит и, что реже, калиевый полевой шпат и хлорит (фиг. 11д, е). Пирит является единственным рудным минералом, который присутствует в заметных количествах (до 20%). Метасоматиты, как правило, обладают порфиробластовой структурой (фиг. 11в, г). Порфиробласты представлены преимущественно изометричными или линзовидными выделениями кварца и карбонатов, а также — ориентированными в одном направлении лейстами альбита. В метасоматитах, развитых по гранито-гнейсам гарганского комплекса, среди порфиробласт выявлены единичные зерна унаследованного мусковита (фиг. 11е). Крупные зерна кварца нередко деформированы и несут следы поздней перекристаллизации (фиг. 11д, е).

Порфиробласты окружены микрозернистым агрегатом, сложенным кварцем, серицитом и реже альбитом (фиг. 11в–е). Чешуйки серицита матрикса, размер которых, как правило, составляет 20–50 микрон, нередко имеют общую ориентировку. Псевдослоистость пород обусловлена чередованием присутствующих в матриксе участков, различающихся между собой по содержанию кварца и серицита. Участки, обогащенные серицитом, несут следы деформации, а сами чешуйки этого

минерала, облекая порфиробласты, формируют так называемые текстуры “течения”.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИТОВ

Химический состав изученных метасоматитов определяется содержанием, главным образом, SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . Сумма этих оксидов для большей части образцов составляет 90—97 мас. % (Приложение 2). При этом характерны широкие вариации содержаний Al_2O_3 (от 7 до 25 мас. %), K_2O (от 2.1 до 7.5 мас. %) и SiO_2 (63—86 мас. %). Эти вариации отражают, в первую очередь, изменение соотношения в образцах двух главных породообразующих минералов — кварца и серицита. Во всех образцах также установлено повышенное содержание Fe_2O_3 (0.8—2.7 мас. %), MgO (0.4—4.9 мас. %) и CaO (0.2—4.8 мас. %), что обусловлено, прежде всего, присутствием в незначительном количестве карбонатных минералов, хлорита и, в меньшей степени, пирита.

Метасоматиты показывают высокое содержание Ва (от 300 до 2000 мкг/г) и сильно варьирующее содержание Zr (от 28 до 220 мкг/г). Для них получено относительно низкое содержание Cr (5—27 при среднем 11 мкг/г), Ni (2.1—11 при среднем 5.8 мкг/г) и Co (0.7—8.4 при среднем 2.6 мкг/г). В свою очередь, содержание Cu (5—120 при среднем 35 мкг/г), Zn (9—550 при среднем 88 мкг/г) и Pb (2—270 при среднем 72 мкг/г), присутствующих в составе рудных минералов месторождения Зун-Холба, сильно изменяются и в целом является повышенным. Содержание Y, Nb, Yb, Ta и Th, которые малоподвижны в метасоматических процессах, находится в диапазонах соответственно: от 3 до 21, от 1.7 до 6.1, от 0.3 до 1.6, от 0.1 до 0.75, от 3.3 до 18 мкг/г. При этом устанавливаются широкие вариации Nb/Y (0.2—1.4) и Ta/Yb (0.18—0.51) отношений.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr датирование было проведено для кварц-серицитовых метасоматитов, развитых по гранодиоритам сумсунурского комплекса (ZH-12—130/15, ZH-12—131/15 и ZH-12—132/15) и гранито-гнейсам гарганского комплекса (ZH-14—80). Изученные образцы по гранодиоритам были отобраны из одной метасоматической зоны с интервалом отбора проб в 1 м.

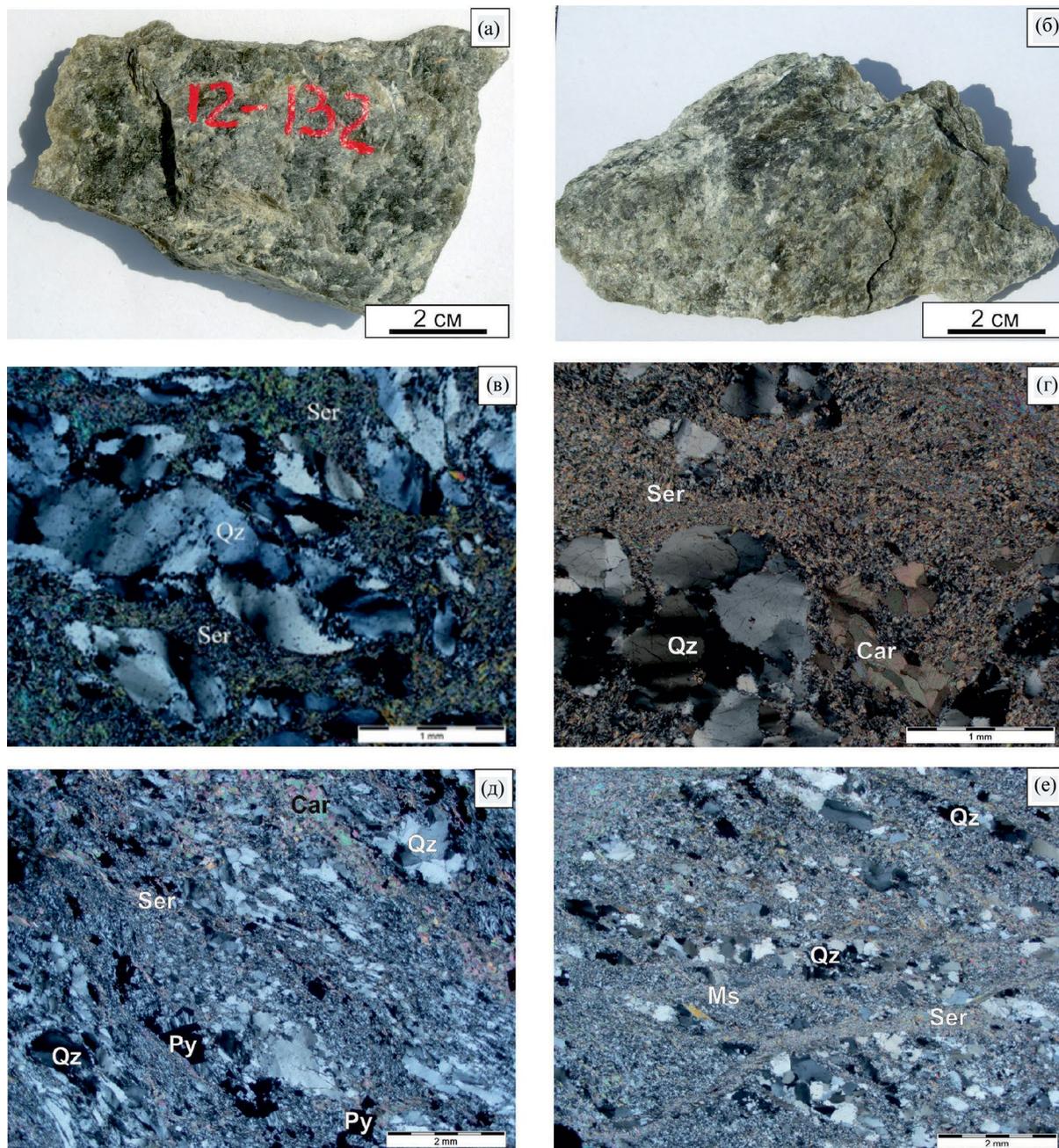
^{40}Ar - ^{39}Ar изотопные данные

Результаты ^{40}Ar - ^{39}Ar изучения серицита из метасоматитов представлены в Приложении 2, а также на диаграммах в виде возрастных спектров и “обратных” изохрон (фиг. 12). В целом проанализированные температурные фракции для всех образцов демонстрируют широкий разброс значений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (от 200 до 440 млн лет). В то же время образцы отличаются между собой по диапазонам, в пределах которых варьируют значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста. Наиболее узкие диапазоны $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов получены для температурных фракций ZH-12—131/15 (290—378 млн лет, 8 ступеней от 500 до 1140°C, 100% от всего выделенного ^{39}Ar), ZH-14—80 (340—430 млн лет, 8 ступеней от 650 до 1070°C, 99.1% от всего выделенного ^{39}Ar) и ZH-12—132/15 (302—397 млн лет, 7 ступеней от 500 до 1140°C, 100% от всего выделенного ^{39}Ar), а самый широкий диапазон — для образца ZH-12—130/15 (200—365 млн лет, 8 ступеней от 500 до 1130°C, 100% от всего выделенного ^{39}Ar).

Величина отношения Ca/K существенно изменяется (0.02—216) в температурных фракциях аргона. Повышенные значения отношения Ca/K для некоторых образцов объясняются влиянием карбонатных минералов, которые присутствуют в изученных кварц-серицитовых метасоматитах. При этом высокие значения характерны для низкотемпературных фракций, тогда как в средне- и высокотемпературных фракциях значение отношения Ca/K — относительно низкое (<7). Эти вариации не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на рассчитываемые значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста для фракций этих частей спектров.

Формы полученных возрастных спектров свидетельствуют о нарушении замкнутости K-Ar изотопной системы во всех образцах. Для них установлено последовательное увеличение значений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста от низкотемпературных к высокотемпературным ступеням. Такая форма спектра определяется как “лестница вверх” (фиг. 12а, б, в, ж). Для трех из четырех спектров в их высокотемпературной части ($T > 925^\circ\text{C}$) присутствуют субгоризонтальные сегменты различной протяженности от 35.5 до 70.5% от всего выделенного ^{39}Ar . В возрастном спектре образца ZH-14—80 такой сегмент отсутствует. Рассчитанные по этим сегментам значения возраста варьируют в относительно узком диапазоне и составляют для образца ZH-12—130/15— 360 ± 6.6 млн лет, для образца ZH-12—131/15— 368 ± 6 млн лет и для образца ZH-12—132/15— 379 ± 8 млн лет.

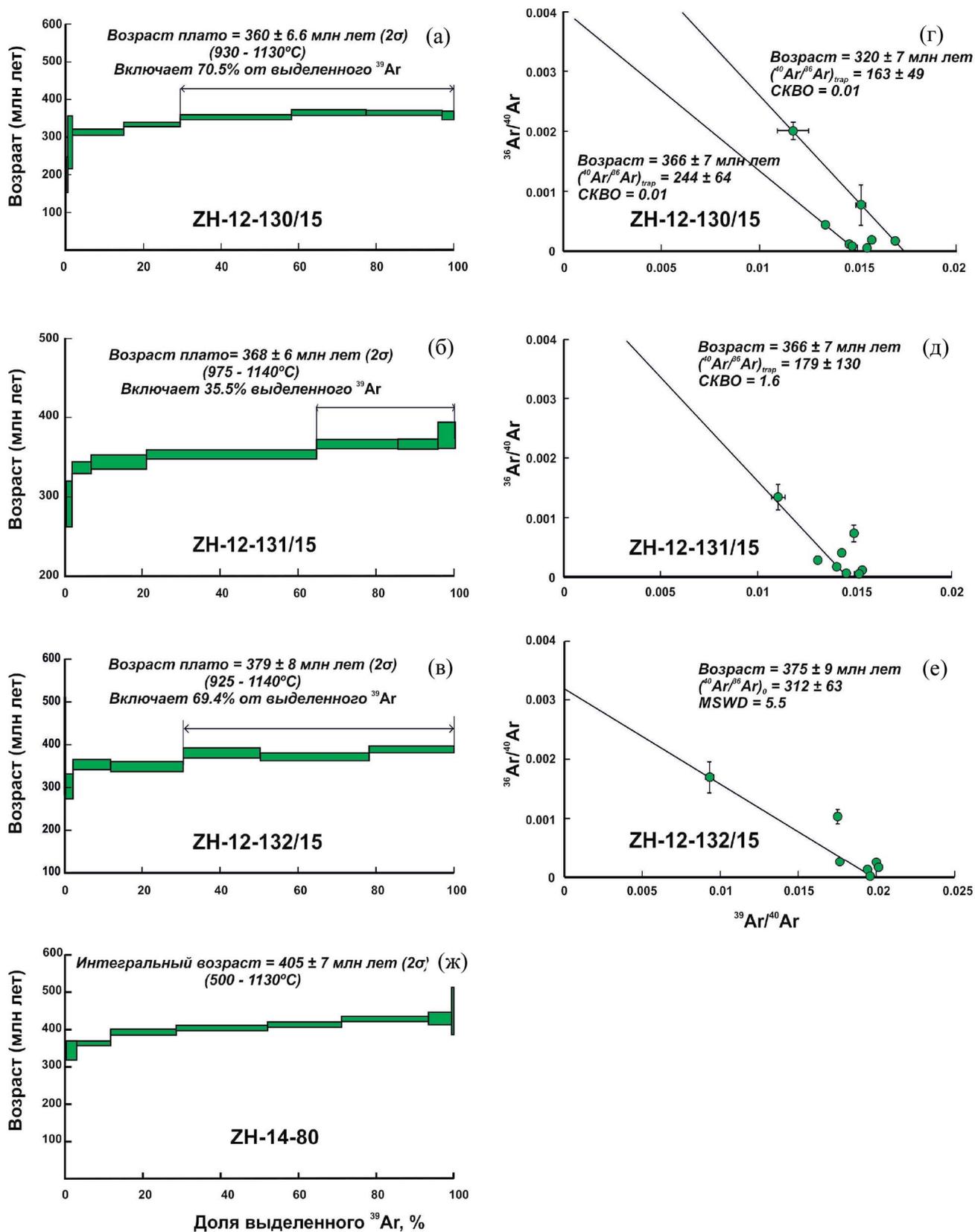
Анализ полученных ^{40}Ar - ^{39}Ar данных для образцов ZH-12—131/15 и ZH-12—132/15 с помощью



Фиг. 11. Макро- и микрофотографии кварц-серицитовых метасоматитов месторождения Зун-Холба (а–д) и рудопроявления Пионерское (е). а–г – метасоматиты по гранитоидам сумсунурского комплекса (образцы: а – ZH-12-132/15; б – 114-110/1; в – ZH-12-131/15; г – ZH-12-132/15) и гранито-гнейсы гарганского комплекса (д – ZH-14-891; е – Gr-1/15b). Порфирибластовые выделения кварца (Qz) с признаками катаклаза, погружены в матрицу из микрозернистого кварца и серицита (Ser). Присутствуют выделения кальцита (Cal), пирита (Py) и реликты мусковита (Ms).

метода “обратных” изохрон показал, что точки, отвечающие фракциям горизонтальных сегментов, на графиках демонстрируют повышенный разброс и не аппроксимируются линиями с удовлетворительными статистическими параметрами. Так, для образца ZH-12–131/15 рассчитанный возраст составил 366 ± 7 млн лет при СКВО = 1,6, а для образца ZH-12–132/15— 375 ± 9 млн лет при

СКВО = 5.5. Однако нельзя не отметить, что полученные по “обратным” изохронам значения совпадают в пределах погрешностей со значениями субгоризонтальных сегментов возрастных спектров этих же образцов и согласуются между собой. Особый случай демонстрируют ^{40}Ar - ^{39}Ar данные для образца ZH-12–130/15, для которого на графике в координатах $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$



Фиг. 12. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры и диаграммы с “обратными” изохронами для серицита из кварц-серицитовых метасоматитов из золоторудного месторождения Зун-Холба (Восточный Саян).

выделяется два линейных тренда. Наклон одного из них соответствует датировке 366 ± 7 млн лет при $СКВО = 0.01$ и значению $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{trap}} = 244 \pm 64$, тогда как второй показывает более молодое значение — 320 ± 7 млн лет при $СКВО = 0.01$ и величине $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{trap}} = 163 \pm 49$ существенно ниже, чем в воздушном аргоне.

Rb-Sr изотопные данные

Результаты Rb-Sr изотопного изучения образцов околорудных метасоматитов приведены в Приложении 2 и показаны на Rb-Sr изохронных диаграммах (фиг. 13). Для валовых проб пород и минеральных фракций концентрация Rb и Sr варьирует в широких диапазонах от 0.02 до 211 и от 0.9 до 198 мкг/г соответственно. Значения изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также демонстрируют значительные вариации: соответственно от 0.01 до 44.1 и от 0.7101 до 0.9637. При нанесении всех результатов Rb-Sr изучения образцов ZH-12—130/15, ZH-12—131/15 и ZH-12—132/15, которые были отобраны из одной и той же метасоматической зоны, на Rb-Sr диаграмме экспериментальные точки демонстрируют значительный разброс ($СКВО = 37$) относительно аппроксимирующей их линии, тангенс угла наклона которой отвечает возрасту 371 ± 4 млн лет при величине начального $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71285 \pm 0.00043$ (фиг. 13а). Обнаруженный разброс свидетельствует о неоднородности образцов по величине начального изотопного состава Sr. При анализе Rb-Sr данных с помощью Rb-Sr изохронных диаграмм для каждого образца по отдельности экспериментальные точки показывают меньший разброс относительно линий. Величины СКВО изменяются в пределах от 0.5 до 2.6, а погрешность расчета возраста не превышает 1.5% (фиг. 13б–д). Таким образом, можно заключить, что в объеме отдельных образцов в результате развития метасоматических процессов гомогенизация изотопного состава Sr между минералами была достигнута. Для образца ZH-12—130/15 точки лежат на линии с наклоном, соответствующим возрасту 363 ± 2 млн лет (2σ , $СКВО = 0.5$, фиг. 12б) с начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.712826 \pm 0.000035$. Rb-Sr возраст, полученный для ZH-12—131/15, немного старше Rb-Sr возраста образца ZH-12—130/15 и составляет 371 ± 2 млн лет. Значение $СКВО = 1.4$, а величина начального $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.713131 \pm 0.000035$ (фиг. 12в). Для образца ZH-12—132/15 полученные данные показывают несколько больший разброс ($СКВО = 2.6$) точек на Rb-Sr диаграмме и дают возраст 379 ± 6 млн лет, совпадающий в пределах погрешности с возрастом образца ZH-12—131/15 (фиг. 12г). С учетом всех полученных Rb-Sr

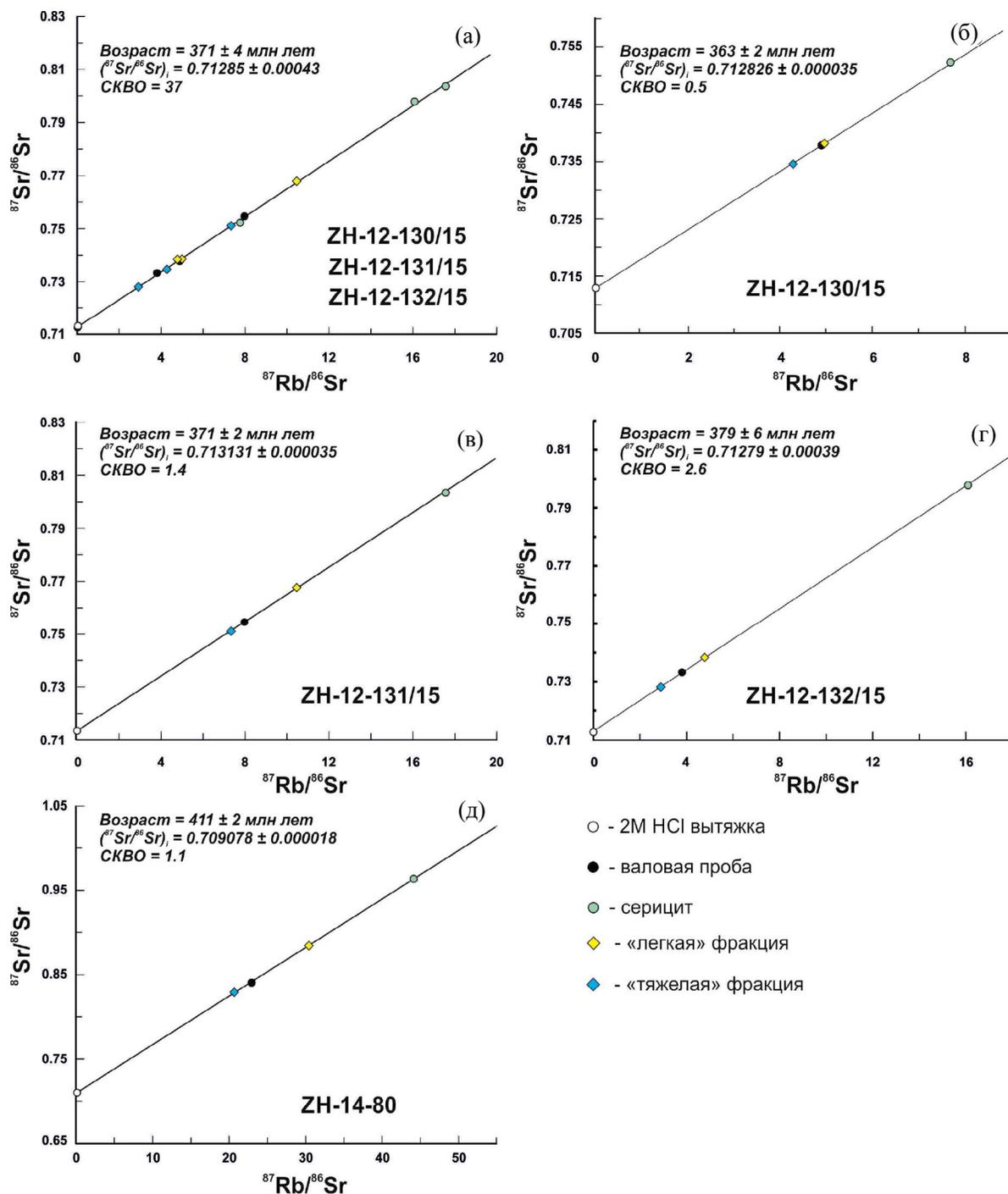
данных для образцов ZH-12—130/15, ZH-12—131/15 и ZH-12—132/15 средняя оценка возраста кварц-серицитовых метасоматитов составляет 371 ± 8 млн лет.

Экспериментальные точки (валовая проба породы, серицит, кислотная вытяжка и две минеральные фракции) для образца ZH-14—80 образуют единый линейный тренд, для которого рассчитанный возраст составляет 411 ± 2 млн лет при разбросе точек $СКВО = 1.1$ (фиг. 13д). Этот возраст значительно древнее значения, полученного при изучении кварц-серицитовых метасоматитов, образовавшихся по гранитоидам сумсунурского комплекса.

Pb-Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Pb-Pb данные для сульфидов из руд месторождения, фракций полевых шпатов и валовых проб докембрийских магматических и метаморфических пород района месторождения представлены в Приложении 2 и показаны на Pb-Pb диаграммах (фиг. 14). В Приложении 2 также приведены скорректированные на возраст 410 млн лет значения изотопных отношений Pb в полевых шпатах и породах, а также — параметры ($\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $\omega_2 = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, T_m — модельный возраст) источников рудного свинца, рассчитанные согласно двухстадийной модели (Stacey, Kramers, 1975).

Сульфиды. Изотопный состав свинца проанализирован для 11 образцов сульфидов (пирит и галенит). В целом значения изотопных отношений Pb низкие и варьируют в узких диапазонах: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.270\text{—}15.643$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.086\text{—}15.167$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.857\text{—}36.096$. Отчетливой корреляции между местом отбора проб и изотопным составом Pb не обнаруживается. Однако наиболее радиогенные значения изотопных отношений Pb были измерены в пирите (PR-9/1) ранней ассоциации из кварц-серицитовой метасоматической породы (жила Дальняя), в то время как другие образцы, представляющие сульфиды из поздней минеральной ассоциации, имеют менее радиогенный изотопный состав свинца. Если исключить данные по образцу PR-9/1, то масштаб вариаций изотопных отношений Pb существенно меньше: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.270\text{—}15.383$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.086\text{—}15.115$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.857\text{—}35.983$. Традиционно, масштаб вариаций изотопного состава Pb в рудах месторождений принято оценивать коэффициентом вариации ($v, \%$) (Gulson, 1986). Для месторождения Зун-Холба значения этого параметра составляют $v_{6/4} = 0.6\%$, $v_{7/4} = 0.14\%$ и $v_{8/4} = 0.17\%$. Они значительно превышают аналитические ошибки ($\pm 2\sigma = 0.03\%$) метода MC-ICP-MS и свидетельствуют о начальной неоднородности изотопного



Фиг. 13. Rb–Sr изохронные диаграммы для кварц-серицитовых околорудных метасоматитов из месторождения Зун-Холба (Восточный Саян).

состава Рb в гидротермальной системе месторождения. По степени неоднородности месторождение Зун-Холба сходно с другими известными орогенными месторождениями золота, локализованными среди докембрийских пород (Downes et al., 2008; Чернышев и др., 2009; Frei et al., 2009; Chugaev et al., 2022b).

Полевые шпаты. Проанализированные фракции полевых шпатов из докембрийских гнейсов

и гранитоидов оказались весьма однородны по содержанию (от 14 до 19 мкг/г) в них Рb. Содержания Th и U низкие и изменяются соответственно от 0.15 до 0.36 и от 0.1 до 0.56 мкг/г. Как следствие, образцы полевого шпата имеют относительно низкие отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (<1.8) и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (<1.2). Таким образом, величины коррекции на наличие в образцах радиогенной добавки ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb

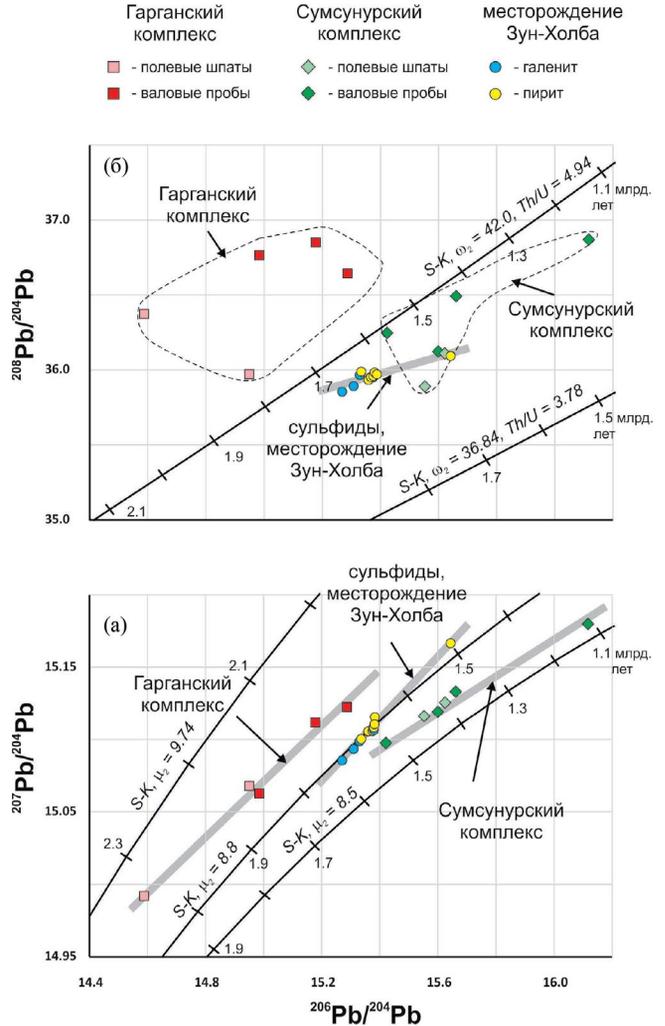
были максимальными (от 0.1 до 0.7%) только для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, тогда как для отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ они сравнимы или меньше аналитических ошибок. В целом, скорректированные на возраст ($T = 410$ млн лет) изотопные отношения в полевых шпатах варьируют: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ от 14.587 до 15.623, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ от 14.992 до 15.125 и $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ от 35.896 до 36.375. Существует небольшая, но заметная разница в изотопном составе Pb полевых шпатов из гнейса гарганского комплекса и неопротерозойских гранитоидов сумсунурского комплекса: для последнего получены более высокие величины $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$.

Валовые пробы пород. Валовые пробы гранитоидов и гнейсов показывают более широкие диапазоны вариаций содержания Pb (4.2—22 мкг/г), по сравнению с полевыми шпатами. В них также обнаружены высокие содержания Th (2.8—8.1 мкг/г) и относительно низкие (за исключением образца S-5—5—248, $U = 2.2$ мкг/г) содержания U (≤ 0.8 мкг/г). Для всех изученных образцов пород установлены высокие величины отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, которые изменяются в интервалах соответственно от 1.7 до 9.6 и от 10 до 52. Коррекция измеренных изотопных отношений Pb на возраст значительна и достигает 1% для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и 2.5% для отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. После коррекции изотопные отношения Pb для валовых проб докембрийских пород составляют: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 14.985\text{—}16.115$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 15.062\text{—}15.179$ и $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 36.119\text{—}36.874$. Видно, что изотопный состав Pb в породах по своим диапазонам перекрывается с диапазоном для свинца полевых шпатов. Хотя в целом изотопный состав Pb в породах является более радиогенным.

ОБСУЖДЕНИЕ

Минералого-геохимические исследования

Минералогия месторождения Зун-Холба изучалась на протяжении многих лет различными коллективами исследователей (Бражник, 1993, 1995; Миронов, Жмодик, 1999; Москвитина и др., 2020; Золото Бурятии ..., 2004; Damdinov et al., 2022; неопубликованные отчеты). В этой работе мы представили результаты собственных наблюдений. Образцы были отобраны с горизонтов 1290, 1309, 0318, 1390, 1440, 1490, 1640, 1725, 1790, 1840, 1990, 2040, 2060, 2090, т.е. руды месторождения были изучены на глубину 900 м. Следует отметить, что участки, доступные для отбора образцов и проб, были ограничены вследствие того, что центральная часть месторождения была отработана. Для



Фиг. 14. Pb-Pb изотопные диаграммы для сульфидов из золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба, валовых проб и полевых шпатов докембрийских пород гарганского и сумсунурского комплексов. На диаграмме представлены кривые эволюции изотопного состава Pb по модели Стэйси-Крамерса (Stacey, Kramers, 1975), а также показаны тренды изотопного состава Pb (серым цветом).

описания полной картины процессов минералообразования привлекались данные, полученные предшественниками.

Всеми исследователями выделяются два типа руд: сульфидный (пиритовый), полиметаллический. Данные наших исследований согласуются с этими результатами. На месторождении без сомнений преобладает сульфидный тип руд, сложенный преимущественно пиритом. Основными минералами в составе полиметаллического типа руд являются галенит, сфалерит, халькопирит. Далее идут некоторые разночтения. М.Н. Москвитиной с соавторами (Москвитина и др., 2020) отдельно определена поздняя Vi-теллуридная ассоциация,

А.В. Бражником (Бражник, 1995) — поздняя полисульфидная минерализация. Наши исследования не позволили выделить эти типы минерализаций. Возможно, из-за ограниченной доступности материала. Минералы теллура (гессит, петцит) были нами выявлены в единичных случаях и в крайне ограниченных объемах. Висмут большей частью определен в составе галенита, несколько собственных минералов в виде самородного висмута и цумоита (ViTe) обнаружены в одном образце, отобранном из руд, скрытых на горизонте 1990.

На наш взгляд, спорным является утверждение об отнесении пирит-пирротиновых руд к колчеданным образованиям. Нами не отмечались описанные другими исследователями линзовидные обособления, относящиеся к реликтам ранней колчеданной минерализации. В наблюдаемых нами минеральных ассоциациях, содержащих пирротин, отсутствуют глобулярные (округлые) выделения пирита. Химический состав пирита не является надежным индикатором для отнесения к колчеданному типу, так как поля состава примесей в пирите из месторождений различных генетических типов имеют большую зону перекрытия (Damdinov et al., 2022).

Также необходимо отметить, что, в отличие от данных других исследователей, полиметаллические руды нами установлены на всех горизонтах. Скорее, можно говорить о более широком распространении этого типа минерализации к верхним горизонтам и периферическим частям объекта. Но нет оснований утверждать, что руды этого типа распространены только на верхних горизонтах месторождения.

Проведенные исследования не выявили отчетливо зонального распределения ни химического состава рудных образований, ни элементов-примесей в основных рудных минералах. По нашим наблюдениям, к высоким горизонтам и в сторону периферии нарастает доля полиметаллической минерализации, включающей галенит, сфалерит. При этом, по мере расширения аналитических данных и геологического материала по разным рудным телам, отмечалось усложнение распределения ассоциаций, минералов и их элементов-примесей в пространстве. Наиболее сложное строение имеют руды на нижних и средних горизонтах, где по минералогическим и геохимическим признакам можно констатировать наличие условий локальных равновесий, связанных с развитием рудовмещающих структур.

В работе Б.Б. Дамдинова с соавторами (Damdinov et al., 2022) по результатам изучения флюидных включений и различных геотермометрических пар,

было установлено закономерное снижение температуры и давления к верхним уровням объекта. Наши минералого-геохимические исследования не согласуются с этими наблюдениями. Наличие термического градиента более чем в 100 градусов и падение давления, вне зависимости от причин изменения этих параметров (направление движения раствора, остывание в приповерхностных условиях, разбавление метеорными водами), должны были отразиться на распределении минеральных ассоциаций и химическом составе минералов, хотя бы в части примесей. Пространственной закономерности изменения концентраций элементов не наблюдается. Можно говорить об изменении концентраций и активностей химических элементов в минералообразующем растворе со временем. В первую очередь — это снижение количества железа во флюиде и уменьшение фугитивности серы.

Возраст золоторудной минерализации

Все изученные образцы серицита из околорудных метасоматитов демонстрируют ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастные спектры типа “лестница вверх”, что свидетельствует о нарушении замкнутости K-Ar изотопной системы в образцах. Наиболее вероятными объяснениями такой формы спектра являются: 1) присутствие в образце плохо раскристаллизованных минералов с более молодым возрастом; 2) частичная потеря радиогенного ^{40}Ar серицитом уже после его кристаллизации в результате позднего термального события (Wijbrans, McDougall, 1986; Ruffet et al., 1997; Iwata, Kaneoka, 2000; Villeda, 2021). В случае образца ЗН-12—130/15 форма спектра типа “лестница вверх” отражает присутствие в нем двух поколений K-содержащих минералов. На это указывает наличие отрицательной корреляции между значениями отношения Ca/K и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастами в низкотемпературной части спектра, а также присутствие двух трендов на графике с обратными изохронами, которые дали два значения возраста — 320 ± 7 и 366 ± 7 млн лет. Для ^{40}Ar - ^{39}Ar значений этих образцов ЗН-12—131/15 и ЗН-12—132/15 такие закономерности не установлены. Однако отсутствие возрастного плато для всех температурных фракций аргона, повышенные значения СКВО для обратных изохрон свидетельствуют в пользу того, что форма их Ar-Ag спектров обусловлена частичной потерей ^{40}Ar .

Возрастные спектры только для двух образцов (ЗН-12—130/15, ЗН-12—132/15) имеют относительно протяженные возрастные плато, которые удовлетворяют “внутренним критериям” достоверности ^{40}Ar - ^{39}Ar метода (Baksi, 1999, 2006). Они объединяют три и более последовательных

температурных шагов, которым соответствует более 60% высвободившегося ^{39}Ar . Однако только для образца ZH-12—132/15 наблюдается хорошее согласование между значением возраста плато (379 ± 8 млн лет) и возрастом, рассчитанным по наклону обратной изохроны (375 ± 9 млн лет). Отметим, что для этого же образца получено значение $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{trap}} = 312 \pm 63$, которое в пределах погрешности совпадает с величиной этого отношения для воздушного аргона (Lee et al., 2006). Кроме того, наблюдается идеальное совпадение для этого образца как ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста, рассчитанного для плато, так и Rb-Sr изохронной датировки (379 ± 6 млн лет). Все эти факты в совокупности дают основание сделать вывод о том, что ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr геохронологические данные, полученные для образца ZH-12—132/15, отвечают критериям достоверности и отражают время метасоматического изменения пород Сумсунурского комплекса на месторождении Зун-Холба. С учетом оцененных погрешностей и интервалов, в пределах которых Ar-Ar и Rb-Sr данные согласуются, это событие имело место 379—371 млн лет назад. Что касается ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr датировок, полученных по другим образцам метасоматитов, развитых по гранитоидам Сумсунурского комплекса, то они дают несколько более (~15—20 млн лет) молодые датировки. Их “омоложение” обусловлено либо частичным нарушением замкнутости K-Ar и Rb-Sr изотопных систем, либо, как это показано для образца ZH-12—130/15, присутствием нескольких минеральных ассоциаций разного возраста.

Интерес представляют данные, полученные для образца ZH-14—80, который был отобран из околорудных метасоматитов рудного тела Северное 3, расположенного в гранито-гнейсах гарганского комплекса. В этом образце, по сравнению с другими изученными нами образцами околорудных метасоматитов, признаки вторичного преобразования вещества проявлены в меньшей степени, что выражается в более слабом катаклазировании кварца и пластической деформации серицитового матрикса. Как Ar-Ar (интегральный возраст), так и Rb-Sr данные свидетельствуют о более древнем (вероятнее всего, раннедевонском) возрасте метасоматитов. Как было отмечено ранее, ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастная спектр этого образца имеет форму “лестница вверх” и в нем не выделяется возрастное плато. Это свидетельствует о нарушении замкнутости K-Ar системы образца, что не позволяет корректно интерпретировать полученные для него Ar-Ar данные. В то же время Rb-Sr данные для него демонстрируют хорошую изохронную зависимость (MSWD = 1.1). При этом образующие изохрону

точки существенно отличаются между собой как по $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.17—44), так и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.710—0.964) отношениям, надежно определяя наклон изохроны. Отмеченные особенности позволяют рассматривать Rb-Sr изохронную датировку как возраст метасоматитов.

Источники свинца золоторудной минерализации. На диаграмме с “ураногенными” изотопами свинца (фиг. 14а) точки изотопного состава Pb сульфидов и докембрийских пород с большим разбросом лежат в основном ниже среднекоревой эволюционной кривой ($\mu_2 = 9.74$) и выше эволюционной кривой с $\mu_2 = 8.5$ по модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). Точки сульфидов из руд месторождения Зун-Холба располагаются вдоль эволюционной кривой с $\mu_2 = 8.8$ и образуют линейный тренд с тангенсом наклона 0.218. При этом разброс точек относительно этого тренда небольшой (СКВО = 1.5). На этой же диаграмме скорректированные на возраст Pb-Pb данные докембрийских пород также обнаруживают два изотопных тренда, различающихся по положению и наклону. Один из этих трендов образован точками, отвечающими полевым шпатам и валовым пробам пород гарганского комплекса. Он расположен несколько выше тренда рудного свинца и имеет близкий с ним тангенс наклона ($\text{tg} = 0.190$). Напротив, тренд, образованный точками гранитоидов сумсунурского комплекса, — более пологий ($\text{tg} = 0.117$) и располагается ниже тренда рудного свинца.

На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (фиг. 14б) точки сульфидов, полевых шпатов и валовых проб пород располагаются значительно выше среднекоревой эволюционной кривой ($\omega_2 = 36.84$) по модели Стейси—Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). При этом точки сульфидов из руд месторождения Зун-Холба формируют с небольшим разбросом (СКВО = 32) линейный тренд, который лежит вблизи эволюционной кривой с величиной параметра $\omega_2 = 42.0$. Точки гранитоидов сумсунурского комплекса расположены правее тренда изотопного состава рудного свинца вдоль эволюционной кривой с параметрами $\omega_2 = 42.0$ и $\text{Th}/\text{U} = 4.94$. В свою очередь, точки образцов, представляющих полевые шпаты и валовые пробы пород гарганского комплекса, на диаграмме образуют изометричное поле, находящееся в верхней части диаграммы над эволюционной кривой с $\omega_2 = 42.0$. Повышенный разброс точек образцов пород гарганского комплекса на диаграмме с “торогенным” изотопом ^{208}Pb объясняется, в первую очередь, геохимическими

причинами — значительной неоднородностью гнейсов по величине Th/U отношения, а также их древним (неоархейским) возрастом.

Сопоставление Pb-Pb данных настоящей работы и ранее опубликованных

Сопоставление имеющихся Pb-Pb данных для рудных тел месторождения Зун-Холба, которое приведено на рисунке (фиг. 15), показывает, что изотопный состав Pb рудных тел вблизи поверхности (данные (Неймарк и др., 1995)) и глубоких горизонтов (наши данные) близок. Это дает основание предполагать единый источник вещества и отсутствие вертикальной зональности в вариациях изотопного состава Pb. В то же время для Pb-Pb данных, полученных с помощью метода TIMS (Неймарк и др., 1995), характерен большой разброс, и они в целом лежат несколько выше тренда изотопного состава рудного свинца, который был получен нами с помощью MC-ICP-MS метода. Особенно это хорошо видно по отношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которое наименее вариативно в природе. Эти небольшие, но хорошо проявленные различия обусловлены, прежде всего, аналитическими причинами, а именно значительной разницей (примерно в 10 раз) в точности между методами TIMS и MC-ICP-MS. Таким образом, можно заключить, что одной из причин повышенного разброса Pb-Pb данных, представленных из работы (Неймарк и др., 1995), помимо присутствующих природных вариаций изотопного состава свинца в рудах месторождения, также являлись аналитическая погрешность.

Как следствие, совместное обсуждение наших данных и данных из работы (Неймарк и др., 1995) представляется затруднительным и в дальнейшем нами не рассматриваются.

Общая характеристика источника рудного свинца

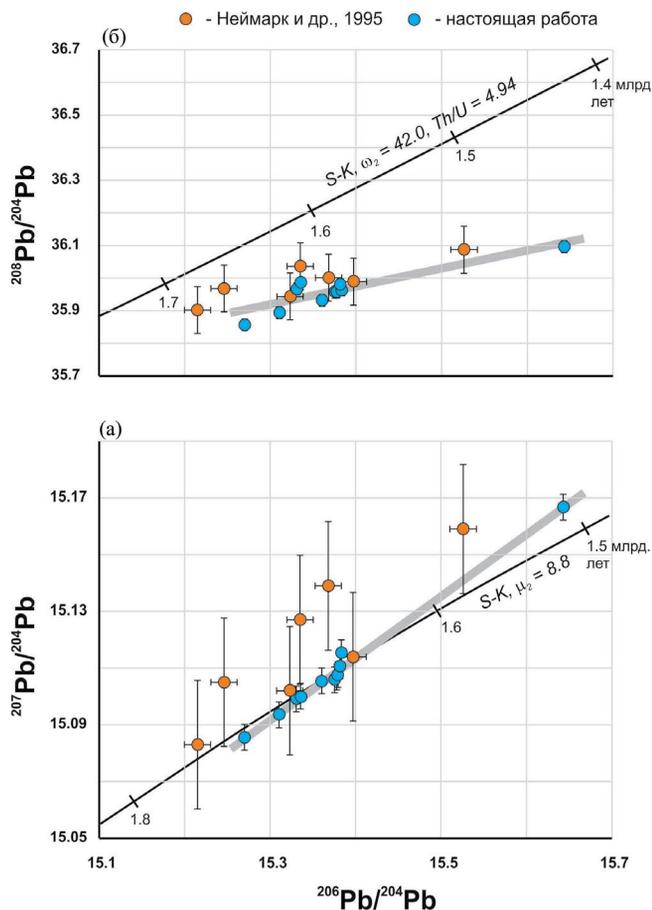
Модель Стейси–Крамерса дает возможность получить общие оценки некоторых параметров ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = \mu_2$, $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = \omega_2$, Th/U отношение) источника, в котором происходила эволюция свинца до его отделения в результате рудообразующих процессов. Кроме того, можно оценить время отделения рудного свинца от U-Th-Pb изотопной системы источника. Выполненные расчеты показывают, что эволюция рудного Pb происходила в источнике с низким значением $\mu_2 = 8.84 \pm 0.07$ и повышенными относительно среднекоровых ($\mu_2 = 9.74$, $\omega_2 = 36.84$, Th/U = 3.78) величинами $\omega_2 = 41.7 \pm 0.9$ и Th/U = 4.72 ± 0.08 ($\pm SD$). В свою очередь, модельные возрасты изменяются в узком интервале значений от 1780 до 1540 млн лет ($T_m(\text{ср}) = 1690 \pm 55$ млн лет

($\pm SD$)). Они значительно древнее ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr геохронологических датировок околорудных метасоматитов, свидетельствующих о среднепалеозойском возрасте рудной минерализации.

Роль пород докембрийской коры как источника минералообразующих компонентов при формировании золоторудной минерализации

Особенностью Pb-Pb данных, полученных для сульфидов золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба, является наличие отчетливых линейных трендов на изотопных диаграммах. Эти тренды, учитывая высокие значения R^2 и относительно низкие СКВО, могут интерпретироваться как линии двухкомпонентного смешения свинца с разным изотопным составом. Пологий угол наклона тренда на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и отчетливое следование точек вдоль эволюционной кривой Стейси–Крамерса ($\mu_2 = 8.8$) свидетельствуют в пользу того, что данный тренд представляет собой вторичную изохрону, т.е. смешение обыкновенного и радиогенного Pb (фиг. 16). В этом случае, используя известное уравнение (Russell, Farquhar, 1960), можно рассчитать возраст потенциального источника рудного свинца.

Полученная Pb-Pb датировка (2830 ± 87 млн лет) в пределах погрешности совпала с U-Pb возрастом (2727 ± 6 млн лет) циркона из гранито-гнейсов гарганского комплекса (Анисимова и др., 2009). Этот факт, а также приведенные выше общие Pb-Pb характеристики (μ_2 , ω_2 и Th/U отношение) рудного источника позволяют заключить, что свинец в рудообразующую систему месторождения Зун-Холба поступал преимущественно из метаморфических пород гарганского комплекса. Однако на Pb-Pb диаграммах точки сульфидов руд месторождения Зун-Холба не попадают в поле изотопного состава Pb позднеархейских гранито-гнейсов гарганского комплекса. Это может быть следствием неоднородности пород архейского фундамента Гарганской глыбы по начальному изотопному составу Pb и по U/Pb и Th/Pb отношениям. На это также указывает субпараллельность рудного тренда ($tg = 0.218$) и тренда ($tg = 0.190$), образованного точками полевых шпатов и валовых проб гранито-гнейсов гарганского комплекса. В то же время точки руд смещены в сторону поля неопротерозойских гранитоидов Сумсунурского комплекса, что не исключает возможность поступления в рудообразующий флюид свинца из этих пород. Однако их роль как источника рудного свинца была минимальной.



Фиг. 15. Pb-Pb диаграммы, на которых приведено сопоставление результатов изучения изотопного состава Pb руд месторождения Зун-Холба (настоящая работа и Неймарк и др., 1995). Величины стандартной аналитической погрешности (2SD) для метода TIMS ($\pm 0.05\%$ на единицу разности масс) и метода MC-ICP-MS ($\pm 0.03\%$) представлены в виде бар. На диаграммах показаны эволюционные кривые (S-K) по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975), а также тренды изотопного состава рудного Pb (серым цветом).

МАНТИЙНО-ПЛЮМОВАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗУН-ХОЛБА

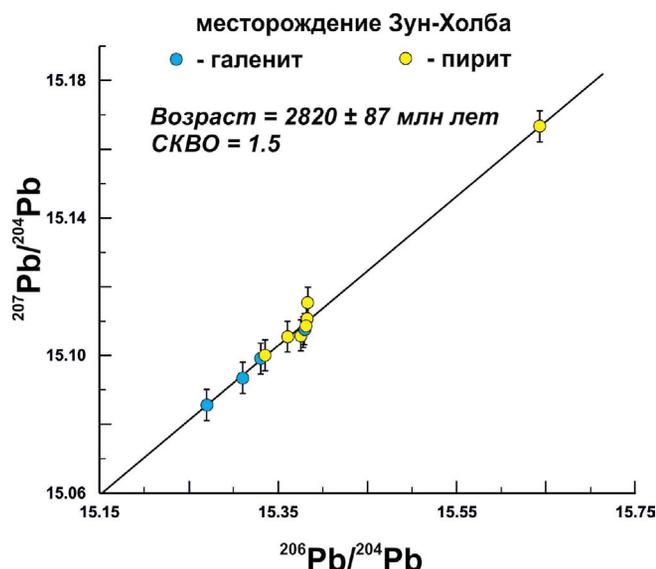
Результаты собственных геологических наблюдений, а также имеющиеся в научной литературе геолого-структурные и минералогические данные (Миронов и др., 1995; Бражник, 1995; Жмодик и др., 2006; Гордиенко и др., 2016; Damdinov et al., 2022), позволяют выделить ряд отличительных черт, характеризующих золоторудную минерализацию месторождения Зун-Холба. К ним относятся: 1) приуроченность месторождения к региональной тектонической зоне сдвигового типа; 2) наличие структурного контроля в размещении рудных тел на месторождении; 3) особенности *PT*-режима

отложения золоторудной минерализации; 4) отсутствие ясной вертикальной и горизонтальной геохимической и минералогической зональности как в пределах отдельных рудных тел, так на месторождении в целом; 5) повышенные содержания в рудах висмута и теллура; 6) отсутствие прямых геологических данных о связи золоторудной минерализации с магматизмом. В целом приведенные выше особенности подтверждают обоснованность отнесения месторождения Зун-Холба к орогенному типу (Goldfarb et al., 2001; Damdinov et al., 2022).

В то же время принадлежность месторождения Зун-Холба к орогенному типу не решает в полной мере ряд главных вопросов его генезиса. Как показано в работах (Groves et al., 2003; 2020; Бортников и др., 2006; Mao et al., 2008; de Boorder, 2012; Hronsky et al., 2012), формирование орогенных месторождений золота может происходить в разнообразных геотектонических условиях при поступлении минералообразующих компонентов и флюидов из разных по своей геохимической природе резервуаров. В этой связи полученные нами геохронологические и Pb-изотопные данные в совокупности с опубликованными результатами изучения вариаций изотопного состава кислорода и серы (Damdinov et al., 2022) позволяют конкретизировать модель генезиса месторождения Зун-Холба в отношении геотектонических условий его образования и источников рудного вещества.

Результаты Rb-Sr геохронологического изучения надежно фиксируют раннедевонский (411 ± 2 млн лет) возраст околорудных метасоматитов, который рассматривается как возраст рудообразования на месторождении Зун-Холба. Эта датировка позволяет достоверно соотнести рудообразование с конкретным этапом геологического развития региона. Согласно представлениям (Кузьмичев, 2004; Kroner et al., 2014), к раннедевонскому времени завершился каледонский орогенез (~500—420 млн лет назад), обусловленный коллизией Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским кратоном. С этим этапом развития региона связывают также образование серии небольших по масштабу раннепалеозойских (480—450 млн лет) месторождений золота магматогенного происхождения (Damdinov et al., 2021).

На раннедевонское время (410—390 млн лет назад) приходится смена (с коллизионной на внутриплитную) тектонических обстановок, что сопровождалось развитием континентального рифтогенеза, активизацией транслитосферных разломов и проявлением внутриплитного магматизма, представленного, в том числе, субщелочными



Фиг. 16. ^{207}Pb - ^{206}Pb изохрона для сульфидов из месторождения Зун-Холба.

и щелочными вулканитами основного состава. Согласно (Vorontsov et al., 2021), развитие этих процессов обусловлено воздействием мантийного плюма на литосферу Тувино-Монгольского террейна. По данным Rb-Sr изучения базальтов, трахириолитов и комендитов, входящих в состав бимодальной вулканической ассоциации хр. Кропоткина, пик магматической активности в регионе приходится на возраст ~410–400 млн лет (Воронцов и др., 2008). Таким образом, устанавливается синхронность рудообразующих процессов на месторождении Зун-Холба, с одной стороны, и тектонической и магматической активизации в регионе, с другой.

Опубликованные ранее результаты изотопно-геохимических (Pb-Pb , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{34}\text{S}$) исследований (Неймарк и др., 1995; Damdinov et al., 2022) и наши Pb-Pb изотопные данные не могут быть объяснены в рамках модели, предполагающей наличие единого источника для всех рудообразующих компонентов золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба. Так, представленные в работе (Damdinov et al., 2022) данные о вариациях изотопного состава кислорода в гидротермальном флюиде ($\delta^{18}\text{O} = 6.0\text{--}13.1\text{‰}$) не позволяют надежно определить природу рудообразующих растворов, поскольку полученные значения близки к флюидам как магматогенного ($\delta^{18}\text{O} = 6\text{--}10\text{‰}$), так и метаморфогенного ($\delta^{18}\text{O} = 5\text{--}25\text{‰}$) происхождения (Hoefs, 2009). На вовлечение вещества пород континентальной коры в рудообразующие процессы указывают Pb-Pb изотопные данные, свидетельствующие о преимущественном извлечении Pb флюидом из архейских гранитоидов. В то же время пирит

из золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба имеет “легкий” изотопный состав серы, а величины $\delta^{34}\text{S}$ изменяются в узком диапазоне от -0.9 до $+3.6\text{‰}$, что весьма характерно для рудообразующих систем, в которых ведущим источником серы являются магматические расплавы, в том числе и мантийного происхождения (Ohmoto, Rye, 1979; Hutchison et al., 2020). Это исключает возможность поступления серы из архейских гранитоидов в результате их метаморфического преобразования. Согласно (Damdinov et al., 2022), установленные особенности изотопного состава серы сульфидов на месторождении Зун-Холба объясняются вовлечением в рудообразующие процессы серы из колчеданной минерализации неопротерозойских надсубдукционных комплексов, присутствующих в Восточном Саяне. Как современные, так и древние колчеданные месторождения характеризуются широким разнообразием изотопного состава серы. Например, сульфиды субмаринных гидротермальных систем полей Логачев, Краснов и Рэйнбоу обладают относительно “тяжелым” изотопным составом серы, а величина $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от $+2.1$ до $+9.8\text{‰}$ (Дубинина и др., 2020). Существенно больший масштаб вариаций ($\delta^{34}\text{S} = -17\text{...}+9\text{‰}$) установлен в рудах палеозойских колчеданных месторождений Урала (Прокин и др., 1999). В случае колчеданных залежей, присутствующих в офиолитовых комплексах Восточного Саяна, также установлен широкий диапазон значений $\delta^{34}\text{S} = -20.9\text{...}+5.0\text{‰}$ (Дамдинов и др., 2019), в пределах которого находятся данные $\delta^{34}\text{S}$ для руд месторождения Зун-Холба. Несмотря на перекрытие указанных диапазонов, вопрос вовлечения вещества неопротерозойской колчеданной минерализации в рудообразующие процессы на месторождении Зун-Холба остается дискуссионным. Такое предположение не подтверждается результатами наших Pb-Pb изотопных исследований. Дополнительно отметим, что известные примеры преобразования колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая и Забайкалья гидротермальными и метаморфическими процессами, протекавшими при разных PT -условиях, свидетельствуют о том, что миграция рудных компонентов ограничена объемом рудных тел без масштабного выноса вещества за пределы собственно месторождений (Дистанов и др., 1977; Vikentyev et al., 2017).

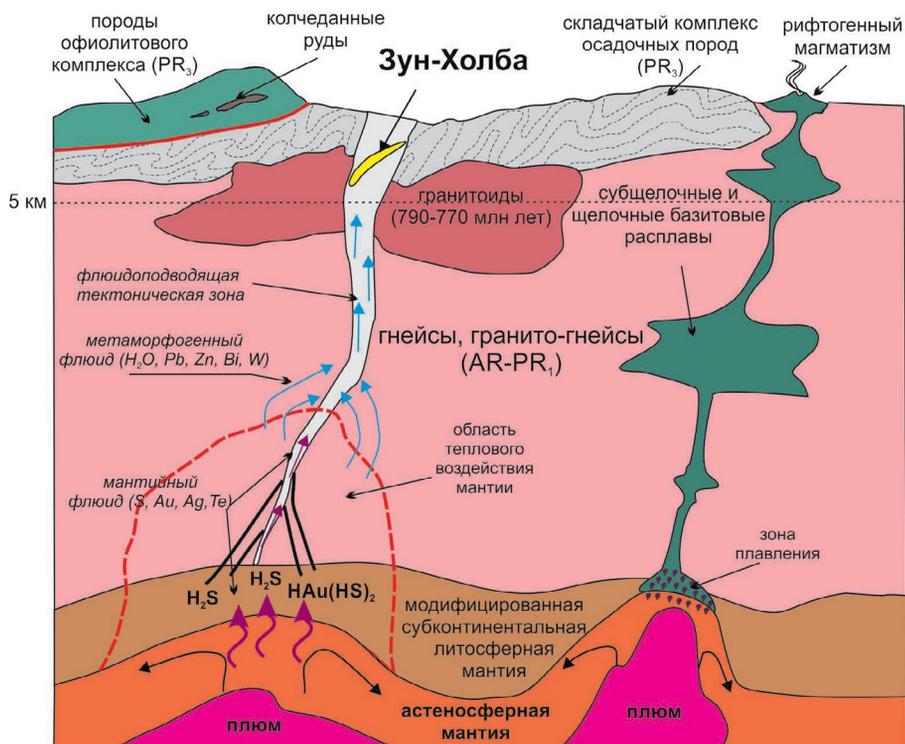
В свою очередь, синхронность развития рудообразующих процессов на месторождении Зун-Холба и внутриплитного субщелочного и щелочного мафического магматизма в пределах общего геотектонического блока дает основание предполагать связь серы с глубинным магматическим

источником. Отметим, что сближенность по времени и в пространстве основного щелочного магматизма и рудообразующих процессов, с которыми связано формирование золоторудной минерализации орогенного типа (например, на месторождении Нежданинское (Бортников и др., 2007), Наталкинское (Горячев и др., 2008), Олимпиада (Sazonov et al., 2020)) неоднократно отмечалась многими исследователями (McNeil, Kerrich, 1986; Rock et al., 1987; Robert, 2001; Mao et al., 2008; Vielreicher et al., 2010; de Boorder, 2012). Основные расплавы могут быть источником не только серы и CO_2 , но и золота. Это подтверждается непосредственно геологическими наблюдениями, свидетельствующими о повышенных концентрациях (вплоть до 100 нг/г) золота в таких породах (Arima, Kerrich, 1988; Zheng et al., 2005; Wang et al., 2022), а также наличием в них собственно золоторудной минерализации (Рябчиков и др., 2016). Кроме того, экспериментальные данные указывают на преимущественное накопление золота в окисленных базитовых расплавах щелочного характера (Li, Audéat, 2012). Большинство исследователей предполагает, что источником таких расплавов с повышенным содержанием золота является либо модифицированная (метасоматизированная) субконтинентальная литосферная мантия (SCLM) (Hronsky et al., 2012; Wang et al., 2022), либо мантийный плюм (Bierlein,

Pisarevsky, 2008; Mao et al., 2008; de Boorder, 2012; Webber et al., 2013).

В отношении месторождения Зун-Холба нет достоверных геологических и/или изотопно-геохимических данных, которые позволили бы надежно определить тип мантийного источника. Однако они определенно указывают на тепловое (возможно, и при участии флюида) воздействие плюма на литосферу Тувино-Монгольского террейна, которая включала и модифицированную в результате неопротерозойских субдукционных процессов субконтинентальную литосферную мантию (SCLM). Это подтверждается развитием в это время рифтового субщелочного и щелочно-вулканизма основного состава. Можно ожидать, что такое тепловое воздействие приводило не только к частичному плавлению пород SCLM, но и к их дегидратации с отделением от них флюидной составляющей, содержащей H_2S . Наличие H_2S обеспечивало перенос золота в виде гидросульфидных комплексов во флюиде от глубинного источника на верхнекоровые уровни по транслитосферным тектоническим зонам. Предложенный механизм также позволяет объяснить присутствие в рудах месторождения Зун-Холба теллура, а также повышенное содержание в них серебра, которые вместе с золотом могли поступать из мантийного

410-390 млн лет назад



Фиг. 17. Модель формирования золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба (Восточный Саян).

источника. Температурному воздействию также подвергалась и область континентальной коры, что способствовало образованию метаморфогенных гидротермальных растворов и выносу ими из вмещающих архейских гнейсов и гранито-гнейсов свинца, а также, вероятно, цинка, висмута и вольфрама.

Предложенная модель формирования месторождения Зун-Холба, которая представлена в виде схемы на фиг. 17, таким образом, позволяет объяснить синхронность рудообразующих процессов и внутриплитного магматизма Восточного Саяна, а также геохимические и изотопные особенности золоторудной минерализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение результатов наших и ранее опубликованных минералого-геохимических исследований, полученных по различным рудным телам на гипсометрических горизонтах от 2090 до 1290 м, позволяет сделать вывод о присутствии на месторождении Зун-Холба двух типов золотосодержащих руд: ранних сульфидных (преимущественно пиритового состава) и поздних полиметаллических. Для месторождения не установлено отчетливо зонального распределения в минеральном составе руд, в химическом составе — основных рудных минералов, а также элементов-примесей в них. Наблюдается лишь относительное повышение доли полиметаллической минерализации на периферии рудных тел и на малоглубинных уровнях месторождения, что, вероятнее всего, отражает изменение температурного режима по периферии рудообразующей системы (Damdinov et al., 2022). Сложный характер распределения минеральных ассоциаций на месторождении и отсутствие корреляционной зависимости между химическим составом основных рудных минералов и элементов-примесей, с одной стороны, и глубиной залегания рудных тел, с другой, указывает на существенную неоднородность минералообразующей системы по своим *PT*-параметрам и на ведущую роль локальных физико-химических равновесий в отложении минералов из флюидов.

Комплексные Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологические исследования дают основание выделить как минимум два разновозрастных гидротермально-метасоматических события в истории формирования месторождения Зун-Холба. Оба были проявлены в девоне и были разделены временным интервалом около 30 млн лет. С наиболее ранним из них, имевшим место около 410 млн лет назад, связано образование собственно золоторудной минерализации, тогда как в течение позднего события (около

380 млн лет назад), вероятней всего, происходило вторичное перераспределение рудного вещества.

Rb-Rb изотопное изучение рудной минерализации на месторождении, а также вмещающих ее пород, позволило обосновать основной вклад гранитоидных пород докембрийской континентальной коры Тувино-Монгольского террейна в поступление рудного свинца в минералообразующую систему.

С учетом Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологических данных, результатов изотопно-геохимических исследований, а также современных взглядов на геотектоническое развитие Восточного Саяна в палеозойское время, для орогенного месторождения золота Зун-Холба предложена генетическая модель. В соответствии с ней его образование происходило в посторогенный этап развития региона в раннедевонское время и связано с глубинным мантийным источником. В качестве последнего рассматривается мантийный плюм, влияние которого на литосферу Тувино-Монгольского террейна привело к проявлению в это время базитового внутриплитного магматизма повышенной щелочности и активизации транскоровых тектонических зон и заложению внутриконтинентальных рифтов. В результате температурного и (возможно) флюидного воздействия плюма происходило формирование рудоносных растворов за счет дегидратации докембрийских гранитоидов континентальной коры и метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии региона, которые выступали источниками ряда металлов, включая золото.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность В.В. Ярмолюку за рекомендации и помощь при подготовке статьи, а также благодарны Б.Б. Дамдинову за высказанные замечания, что способствовало улучшению итогового варианта статьи. Авторы благодарят Г.В. Моралева, Г.Б. Шуляка (ООО “Нордголд Менеджмент”) за содействие в проведении полевых работ на месторождении Зун-Холба и обсуждение полученных результатов. Выражаем свою признательность геологам рудника “Холбинский” за помощь и сопровождение при проведении полевых работ. Исследование химического состава минералов выполнено в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” (аналитики к.г.-м.н. С.Е. Борисовский, Е.В. Ковальчук).

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках тематик по Государственным заданиям ИГЕМ РАН, ИГМ СО РАН

(⁴⁰Ar-³⁹Ar датирование, проект № 122041400171-5) и при финансовой поддержке Договора №Д/БЗ-15-0000191 (полевые работы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеев А.М.* Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов: Мат. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 34–35.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Чючань, Чанг Э.З.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудн. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алтатов В.А., Бахарев А.Г.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданнинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145. <https://doi.org/10.1134/S1075701507020018>
- Бражник А.В.* Золоторудное месторождение Зун-Холба (Бурятия) // Руды и металлы. 1993. № 3–6. С. 80–90.
- Бражник А.В.* Условия локализации золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян) // Дисс. ... канд. геол.-мин. наук (на правах рукописи), Бражник Андрей Валентинович. М., 1995. 240 с.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И. Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П.* Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 222–227.
- Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
- Гордиенко И.В., Рошкетав П.А., Гороховский Д.В.* Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогенетическое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудн. месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю.* Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудн. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Горячев Н.А.* Новые данные о возрасте золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна // Докл. РАН. 2018. Т. 479. № 5. С. 532–535.
- Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г.* Состав и условия формирования золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна (на примере рудопрооявления Ольгинское) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 666–687.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Шобогоров П.Ч.* Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения // Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 5–43.
- Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
- Дубинина Е.О., Бортников Н.С., Ставрова О.О., Косова С.А.* Изотопное фракционирование серы при формировании сульфидов субмаринных гидротермальных систем на примере полей Логачев, Краснов и Рэйнбоу (САХ) // Геология рудн. месторождений. 2020. Т. 62. № 5. С. 391–413. <https://doi.org/10.31857/S0016777020050020>
- Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г.* Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое–раннем палеозое: закономерности формирования и локализации благороднометального оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183–197.
- Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н., Носова А.А.* Изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского возраста золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карелии (Балтийский щит) // Геология рудн. месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 374–396. <https://doi.org/10.7868/S0016777013050055>

- Миронов А.Г., Рошкетавев П.А., Жмодик С.М., Куликов А.А., Карманов Н.С. Зун-Холбинское золоторудное месторождение. 1995. С. 56–66.
- Москвитина М.Л., Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Извекова А.Д. Минеральные ассоциации кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского золоторудного месторождения, Восточный Саян // Руды и металлы. 2020. № 2. С. 33–46. <https://doi.org/10.24411/0869-5997-2020-10012>
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Овчинникова Г.В., Сергеева Н.А., Гороховский Б.М., Скопинцев В.Г. Изотопы свинца в золоторудных месторождениях Восточного Саяна (Россия) // Геология рудн. месторождений. 1995. Т. 37. № 3. С. 237–249.
- Прокин В.А., Буслаев, Ф.П., Гильмаев, В.А., Зайцев, В.Н. Новые колчеданные залежи на Южном Урале // Ежегодник-1998 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1999. С. 221–224.
- Рошкетавев П.А. Зун-Холбинское золоторудное месторождение // Отчет Зун-Холбинской ГРП за 1982–1991 гг. о результатах детальной разведки с подсчетом запасов по состоянию на 01.09.91. Улан-Удэ, 1991.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Сазонов А.М., Кононкова Н.Н. Условия формирования золоторудной минерализации в щелочно-ультраосновных магматических комплексах // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 6. С. 680–680.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
- Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.
- Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С., Гольцман Ю.В., Котов А.Б., Гамянин Г.Н., Чугаев А.В., Сальникова Е.Б., Баирова Э.Д. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-изотопные данные // Геология рудн. месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 487–512.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.Р., Юдовская М.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология рудн. месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 550–559.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ, Россия): данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. 20–33. <https://doi.org/10.7868/S0869590313010056>
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.
- Arima M., Kerrich R. Jurassic kimberlites from Picton and Varty Lake, geochemical and stable isotopic characteristics // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 99. P. 385–391.
- Baksi A.K. Reevaluation of plate motion models based on hotspot tracks in the Atlantic and Indian Oceans // J. Geol. 1999. V. 107. P. 13–26. <https://doi.org/10.1086/314329>
- Baksi A.K. Guidelines for assessing the reliability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages: Application to ages relevant to hotspot tracks. 2006. <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html>.
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of ^{40}Ar – ^{39}Ar dating standards // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 307–324. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00154-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00154-9)
- Barker S.L.L., Hickey K.A., Cline J.S., Dipple G.M., Kilburn M.R., Vaughan J.R., Longo A.A. Uncloaking invisible gold: use of nanosims to evaluate gold, trace elements, and sulfur isotopes in pyrite from Carlin-type gold deposits // Econ. Geol. 2009. V. 104. № 7. P. 897–904. <https://doi.org/10.2113/econgeo.104.7.897>
- Barton P.B., Bethke P.M. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology // Amer. Miner. 1987. V. 72. P. 451–467.
- Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. The tetrahedrite group: Nomenclature and classification // Amer. Miner. 2020. V. 105. P. 109–122. <http://doi.org/10.2138/am-2020-7128>
- Bierlein F.P., Pisarevsky S. Plume-related oceanic plateaus as a potential source of gold mineralization // Econ. Geol. 2008. V. 103. № 2. P. 425–430. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.2.425>
- Bortnikov N.S., Genkin A.D., Dobrovolskaya M.G., Muravitskaya G.N., Filimonova A.A. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite : exsolution, coprecipitation, or “Disease”? // Econ. Geol. 1991. V. 86. № 5. P. 1070–1082.
- Chen Y.J., Pirajno F., Qi J.P. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids, Jiadong Province, Eastern China // Int. Geol. Rev. 2005. V. 47. № 5. 530–549. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.5.530>

- Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Yu.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Yu.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I.* ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2022a V. 144. P. 104855. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104855>
- Chugaev A.V., Vanin V.A., Chernyshev I.V., Shatagin K.N., Rassokhina I.V., Sadasyuk A.S.* Lead isotope systematics of the orogenic gold deposits of the Baikal-Muya Belt (Northern Transbaikalia): contribution of the subcontinental lithospheric mantle in their genesis // *Geochem. Int.* 2022b. V. 60. №. 13. P. 1352–1379. <https://doi.org/10.1134/S0016702922110039>
- Cliff R.A.* Isotopic dating in metamorphic belts // *J. Geol. Soc. Lond.* 1985. V. 142. P. 97–110. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.142.1.0097>
- Damdinov B.B., Goryachev N.A., Moskvitina M.L., Damdinova L.B., Izykova A.D., Reutsky V.N., Posokhov V.F., Artemyev D.A.* Zun-Kholba orogenic gold deposit, Eastern Sayan, Russia: geology and genesis // *Minerals.* 2022. V. 12. № 4. 395. <https://doi.org/10.3390/min12040395>
- Damdinov B.B., Huang X.-W., Goryachev N.A., Zhmudik S.M., Mironov A.G., Damdinova L.B., Khubanov V.B., Reutsky V.N., Yudin D.S., Travin A.V., Posokhov V.F.* Intrusion-hosted gold deposits of the southeastern East Sayan (northern Central Asian Orogenic Belt, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 139. Part B. P. 104541. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104541>
- de Boorder H.* Spatial and temporal distribution of the orogenic gold deposits in the Late Palaeozoic Variscides and Southern Tianshan: How orogenic are they? // *Ore Geol. Rev.* 2012. V. 46 P. 1–31. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.01.002>
- Dodson M.H.* Theory of cooling ages. In.: *Lectures in isotope geology.* Jager E. and Hunziker J.C. (eds.), Springer-Verlag, New-York, 1979. P. 194–202. https://doi.org/10.1007/978-3-642-67161-6_14
- Downes P.M., Secombe P.K., Carr G.R.* Sulfur- and lead-isotope signatures of orogenic gold mineralisation associated with the Hill End Trough, Lachlan Orogen, New South Wales, Australia // *Mineralogy and Petrology.* 2008. V. 94. P. 151–173.
- Faure G.* Principles of Isotope Geology. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: Wiley, 1986. P. 589. <https://doi.org/10.1017/S0016756800017453>
- Frei R., Dahl P.S., Frandsson M.M., Jensen L.A., Hansen T.R., Terry M.P., Frei K.M.* Lead-isotope and trace-element geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks in the Lead and Rochford basins (Black Hills, South Dakota, USA): Implications for genetic models, mineralization ages, and sources of leads in the Homestake gold deposit // *Precambrian Research* 2009. V. 172. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.004>
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S.* Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // *Ore Geol. Rev.* 2001. V. 18 № 1–2. P. 1–75. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(01\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(01)00016-6)
- Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F.* Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 48–102. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.002>
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart G.J.R.* Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. № 1. P. 1–29. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.1>
- Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L.* A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // *Mineral. Deposita.* 2020. V. 55. P. 275–292. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00877-5>
- Gulson B.L.* Lead isotopes in mineral exploration. Elsevier, Amsterdam, 1986. № 23. P. 257.
- Hoefs J.* Stable Isotope Geochemistry // 6th ed.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2009. P. 285.
- Hronsky J.M.A., Groves D.I., Loucks R.R., Begg G.C.* A unified model for gold mineralization in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods // *Mineral. Deposita.* 2012. V. 47. P. 339–358. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0402-y>
- Hutchinson M.N., Scott S.D.* Sphalerite geobarometry in the system Cu-Fe-Zn-S // *Econ. Geol.* 1981. V. 76. P. 143–155.
- Hutchison W., Finch A.A., Boyce A.J.* The S isotope evolution of magmatic hydrothermal fluids: insights into ore-forming processes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 288. P. 176–198. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.07.042>
- wata N., Kaneoka I.* On the relationships between the ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating results and the conditions of basaltic samples // *Geochemical J.* 2000. V. 34. № 4. P. 271–281. <https://doi.org/10.2343/geochemj.34.271>
- Kojima S., Sugaki A.* Phase relations in the Cu-Fe-Zn-S system between 500 and 300°C under hydrothermal conditions // *Econ. Geol.* 1985. V. 80. P. 158–171.
- Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E.* Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research.* 2014. V. 25. P. 103–125. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.023>
- Kuzmichev A.B.* Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt / A. Kröner (ed.). Composition and evolution of Central Asian Orogenic Belt / Stuttgart: Borntraeger Science Publishers. 2015. P. 66–92.
- Lee J.-Y., Marti K., Severinghaus J.P., Kawamura K., Yoo H.-S., Lee J.B., Kim J.S.* A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar // *Geochim. Cosmochim.*

- Acta 2006. V. 70. P. 4507–4512.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563>.
- Ludwig K.R. Isoplot/Ex rev. 3.75 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2012. № 5. 75 p.
- Mao J., Wang Y., Li, H., Pirajno F., Zhang Ch., Wang R. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D–O–C–S isotope systematics // *Ore Geol. Rev.* 2008. V. 33. P. 361–381.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.01.003>
- McNeil A.M., Kerrich R. Archean lamprophyre dykes and gold mineralization, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE-enriched mafic magmas, deep crustal structures and Au concentration // *Can. J. Earth Sci.* 1986. V. 23 № 3. P. 324–343.
<https://doi.org/10.1139/e86-035>
- Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulphur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, second edition // John Wiley and Sons, New York, 1979. P. 509–567.
- Robert F. Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada // *Mineral. Deposita.* 2001. V. 36. P. 503–516.
<https://doi.org/10.1007/s001260100186>
- Rock N.M.S., Duller P., Haszeldine R.S., Groves D.I. Lamprophyres as potential gold exploration targets: Some preliminary observations and speculations // *Geol. Dep. Ext. Serv., Univ. West. Aust.* 1987. № 1. P. 271–286.
- Ruffet G., Gruau G., Ballèvre M., Féraud G., Philip pot P. Rb- Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (Western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism // *Chem. Geol.* 1997. V. 141. № 1–2. P. 1–18.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00052-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00052-1)
- Russell R.D., Farquhar R.M. Lead isotopes in geology // New York and London (Interscience Publishers). 1960. 243 p.
- Sazonov A.M., Lobanov K.V., Zvyagina E.A., Leontiev S.I., Silyanov S.A., Nekrasova N.A., Nekrasov A.Y., Borodushkin A.B., Poperekov V.A., Zhuravlev V.V., Ilyin S.S., Kalinin Yu.A., Savichev A.A., Yakubchuk A.S. Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces, Authors: Richard H. Sillitoe, Richard J. Goldfarb, François Robert, Stuart F. Simmons. Chapter 10: Olympiada Gold Deposit, Yenisei Ridge, Russia // *Society of Economic Geologists.* 2020. V. 23. 24 p.
<https://doi.org/10.5382/sp.23.10>
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Szczerba M., Derkowski A., Kalinichev A.G., Srodon J. Molecular modeling of the effects of ^{40}Ar recoil in illite particles on their K–Ar isotope dating // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 159. P. 162–176.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.005>
- Taylor R.D., Goldfarb R.J., Monecke T., Fletcher I.R., Cosca M.A., Kelly N.M. Application of U–Th–Pb phosphate geochronology to young orogenic gold deposits: New age constraints on the formation of the Grass Valley gold district, Sierra Nevada foothills province, California // *Econ. Geol.* 2015. V. 110. № 5. P. 1313–1337.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.110.5.1313>
- Thirlwall M.F. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // *Chemical Geology: Isotope Geoscience section.* 1991. V. 94. № 2. P. 85–104.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(10\)80021-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(10)80021-X)
- Thirlwall M.F. Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a ^{207}Pb - ^{204}Pb double spike // *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 2000. V. 163. P. 299–322.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00135-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00135-7)
- Vielreicher N.M., Groves D.I., Sneek L.W., Fletcher I.R., McNaughton N.J. Broad synchronicity of three gold mineralization styles in the Kalgoorlie gold field: SHRIMP, U–Pb, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological evidence // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. № 1. P. 187–227.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.187>
- Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. *Ore geology // Ore geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 30–63.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.032>
- Villa I.M. Direct determination of ^{39}Ar recoil distance // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1997. V. 61. P. 689–691.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00002-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00002-1)
- Villa I.M. The in vacuo release of Ar from minerals: 1. Hydrous minerals // *Chem. Geol.* 2021. V. 564. P. 120076.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120076>
- illa I.M., De Bièvre P., Holden N.E., Renne P.R. IUPAC-IUGS recommendation on the half life of ^{87}Rb // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 164. P. 382–385.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.025>
- Vorontsov A., Dril S., Komaritsyna T., Yarmolyuk V., Ernst R., Grinev O., Perfilova O. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan rift system: geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research.* 2021. V. 89. P. 193–219.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.09.007>
- Wang X., Wang Z., Cheng H., Zong K., Wang C.Y., Ma L., Cai Y.-Ch., Foley S., Hu Z. Gold endowment of the metasomatized lithospheric mantle for giant gold deposits: Insights from lamprophyre dykes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2022. V. 316. P. 21–40.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.10.006>
- Webber A.P., Roberts S., Taylor R.N., Pitcairn I.K. Golden plumes: substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction // *Geology.* 2013. V. 41. P. 87–90.
<https://doi.org/10.1130/G33301.1>

Wiggins L.B., Craig J.R. Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: Sphalerite phase relations // *Econ. Geol.* 1980. V. 75. P. 742–751.

Wijbrans J.R., McDougall I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1986. V. 93. № 2. P. 187–194.

Zheng J., Sun M., Zhou M.F., Robinson P. Trace elemental and PGE geochemical constraints of Mesozoic and Cenozoic peridotitic xenoliths on lithosphere evolution of the North China Craton // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69. P. 3401–3418.

<https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.03.020>

MANTLE-PLUME MODEL FOR THE ZUN-KHOLBA OROGENIC GOLD DEPOSIT (EASTERN SAYAN, RUSSIA): RESULTS OF MINERALOGICAL, Rb-Sr AND ^{40}Ar - ^{39}Ar GEOCHRONOLOGICAL AND Pb-Pb ISOTOPIC STUDIES

© 2024 г. A. V. Chugaev^{a,*}, E. Yu. Anikina^a, N. S. Bortnikov^a, V. V. Aristov^b,
A. V. Travin^{c, d}, B. D. Borisovich^e, I. V. Rassokhina^a, O. T. Igorevna^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM RAS), 35 Staromonetnyi per., 119017 Moscow, Russia*

^b*UK Polyus LLC, Moscow, 123056 Russia*

^c*Novosibirsk State Technical University, Karl Marx Avenue, building 1, Novosibirsk, 630073, Russia*

^d*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 630090, Novosibirsk, Koptyug avenue, 3*

^e*Bayerisches Geoinstitut, University of Bayreuth, Universitätsstraße, 30, Bayreuth, 95447 Germany*

*E-mail: vassachav@mail.ru

The large Zun-Kholba deposit, belonging to a numerous group of orogenic-type gold deposits, is in the Eastern Sayan (Russia) — a segment of the Altai-Sayan fold system of the Central Asian Orogenic Belt. The paper discusses the results of mineralogical, geochemical, geochronological and Pb-isotopic studies of gold mineralization, the purpose of which was to verify the genetic model of the deposit. Mineralogical and geochemical data obtained for ore bodies located between hypsometric levels from 1290 to 2090 m indicate a complex distribution of mineral associations at the deposit. There is no vertical and horizontal zonation in the distribution of mineral associations, in the chemical composition of the main ore minerals, as well as in the content of impurity elements in them. In dating ore-forming processes at the Zun-Kholba deposit, a comprehensive approach based on the study of K-Ar and Rb-Sr isotope systems of metasomatites was applied. The combination of Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar methods allowed us to determine that the age of gold mineralization is 411 ± 2 Ma, while the age of the superimposed event, which is associated with redistribution of ore, as well as disturbance of the Rb-Sr and K-Ar isotopic systems of metasomatites, is about 380 Ma. Pb-Pb isotopic study of ore mineralization at the deposit and host Precambrian rocks allowed to prove the leading contribution of the latter in ore lead supply to the mineral-forming system. The model of formation of the Zun-Kholba orogenic gold deposit assumes a genetic relationship between ore-forming processes and intraplate alkaline mafic magmatism due to the impact of the plume in the Early Devonian time on the lithosphere of the Tuva-Mongolian terrane.

Keywords: orogenic gold deposits, mantle-plume model, Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar ages, sources of matter, lead isotopic composition, Zun-Kholba deposit

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@ginst.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 сульфидными 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 сульфидными и III – приконтактная зона с сидеронитовыми сульфидными 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‰) близки к мантийным 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 $\sim 1100\text{--}900^\circ\text{C}$ при давлении около 5 кбар. При температурах $1100\text{--}1000^\circ\text{C}$ 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 породо- и рудообразующих факторов, приведших к формированию рудного пегматита, обогащенного ЭПГ.

Рудный потенциал Мончеплутона далеко не исчерпан, поэтому выяснение генетических

особенностей происхождения рудных пегматитов 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 вулканиты Ветреного пояса Восточной Карелии (Smol'kin, Mokrushin, 2022; Smol'kin et al., 2023).

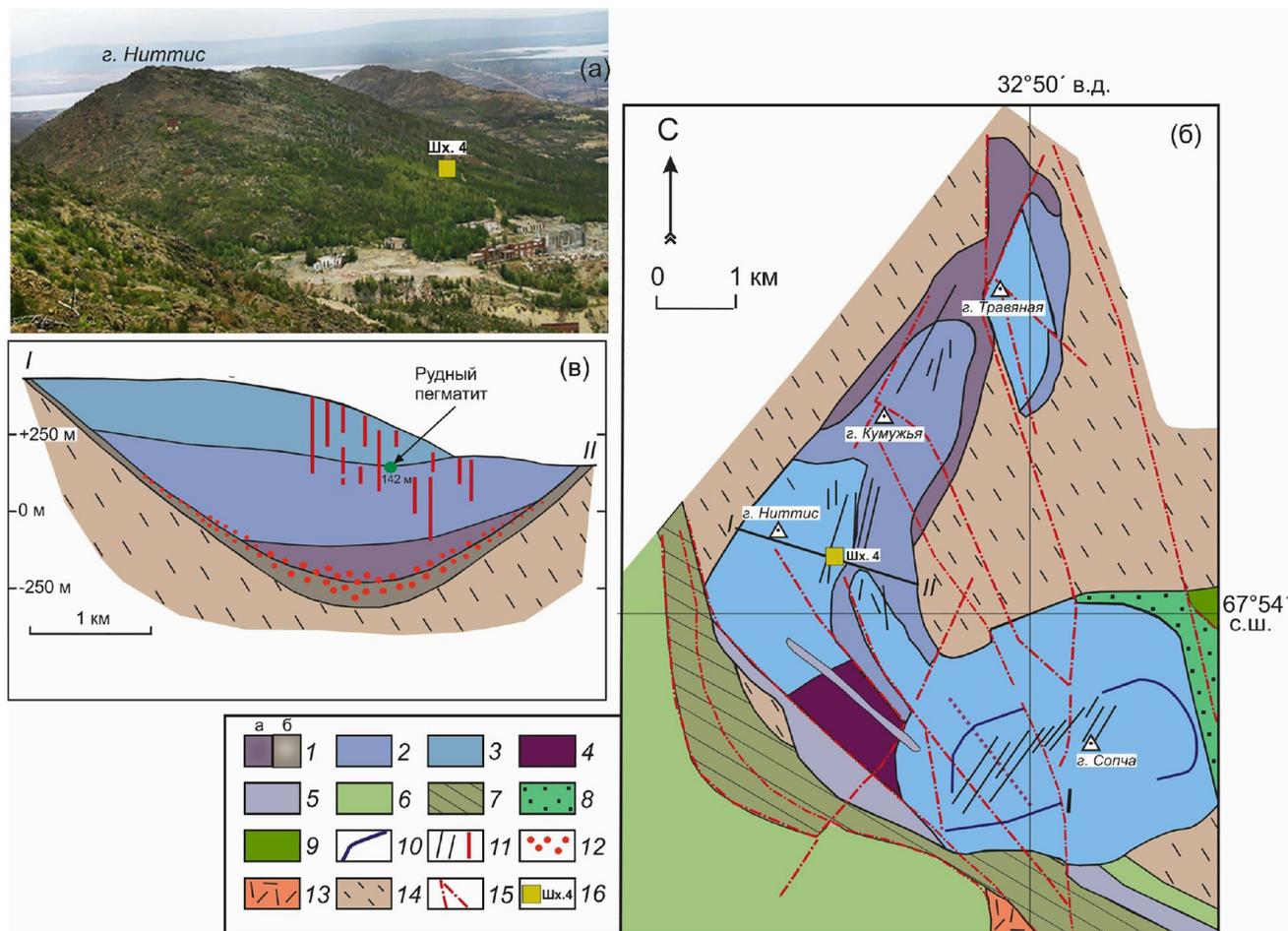
В плане плутон имеет дугообразную форму и состоит из двух магматических камер. Северная камера, длиной 7 км, ориентирована на северо-восток и выражена на местности горами Ниттис, Кумужья и Травяная (НКТ) (фиг. 1а), Южная камера, длиной 9 км, протягивается в восточном направлении от горы Сопчуайвенч, 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 подводных 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 вулканитами, 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 – blastsлазиты 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 пирротином, 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 (Челишев, 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. %) пирротином (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

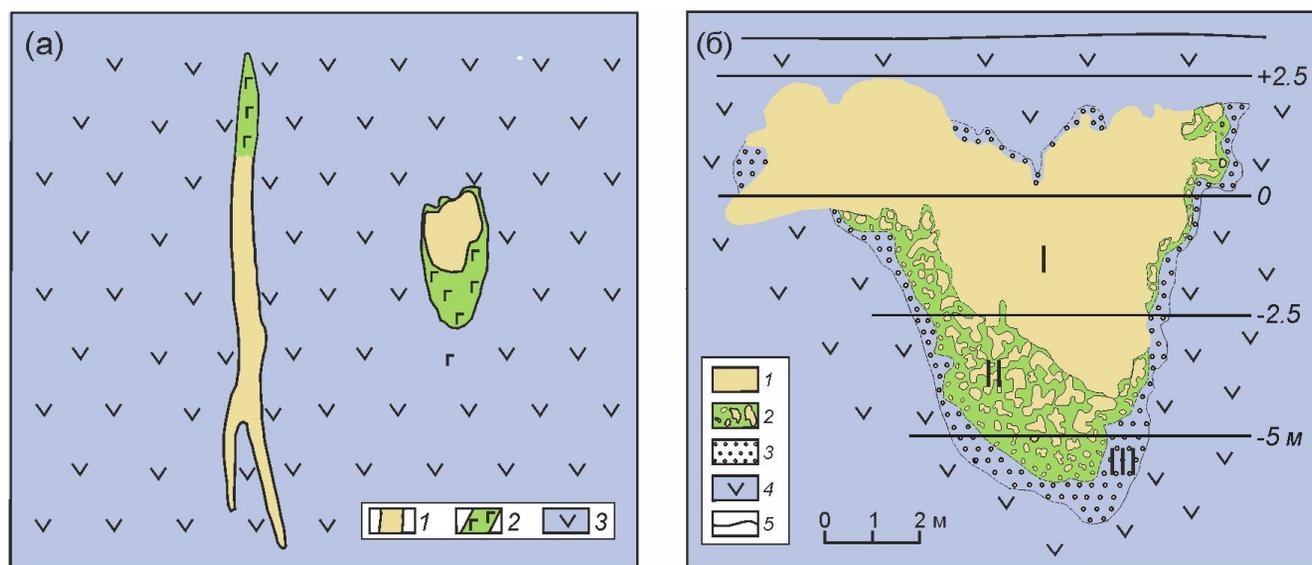
на 100%-сульфид. В них было выявлено более 20 минералов ЭПГ, Au и Ag, среди которых преобладают теллуриды и висмутиды Pd и Pt с небольшой долей станнидов, сульфидов и арсенидов (Казанов и др., 2016).

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 залегают 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. 2б).

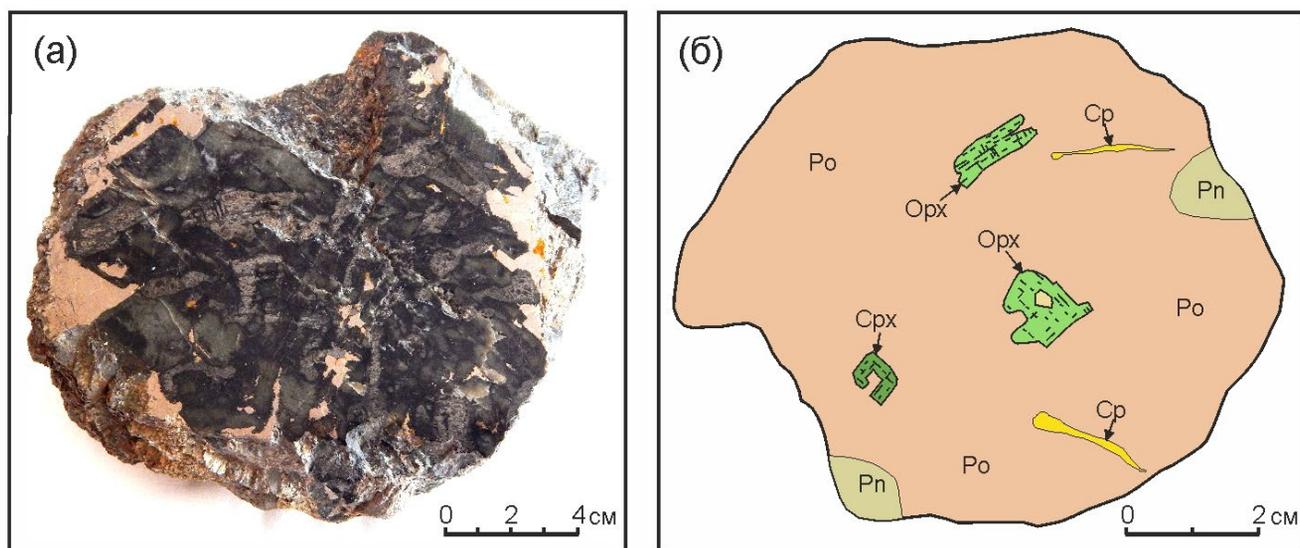
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

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. Добрецова 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 пирротином (Po) с порфиризовидными выделениями пентландита (Pn), включениями идиоморфных зерен ортопироксена (Orpx), клинопироксена (Crpx) и прожилков халькопирита (Cpx).

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 ЕСО-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 переведении 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 отмечают 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 (Orpx) 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 (*Срх*) 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 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, магнезиальной роговой обманкой и чермакитом, Na-Ca 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, магнезиальной роговой обманки, чермакита до Na-Ca 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 амфиболам — актинолиту. Он замещает орто- и клинопироксены в виде тонких прожилков вдоль трещин, ориентированных по спайности (фиг. 4б) и на контакте с плагиоклазом.

Железемагнезиальные 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 автоматоматических процессов ранний амфибол, иногда пироксен в виде

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

Компоненты	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* – воластонитовый миналы в пироксенах.

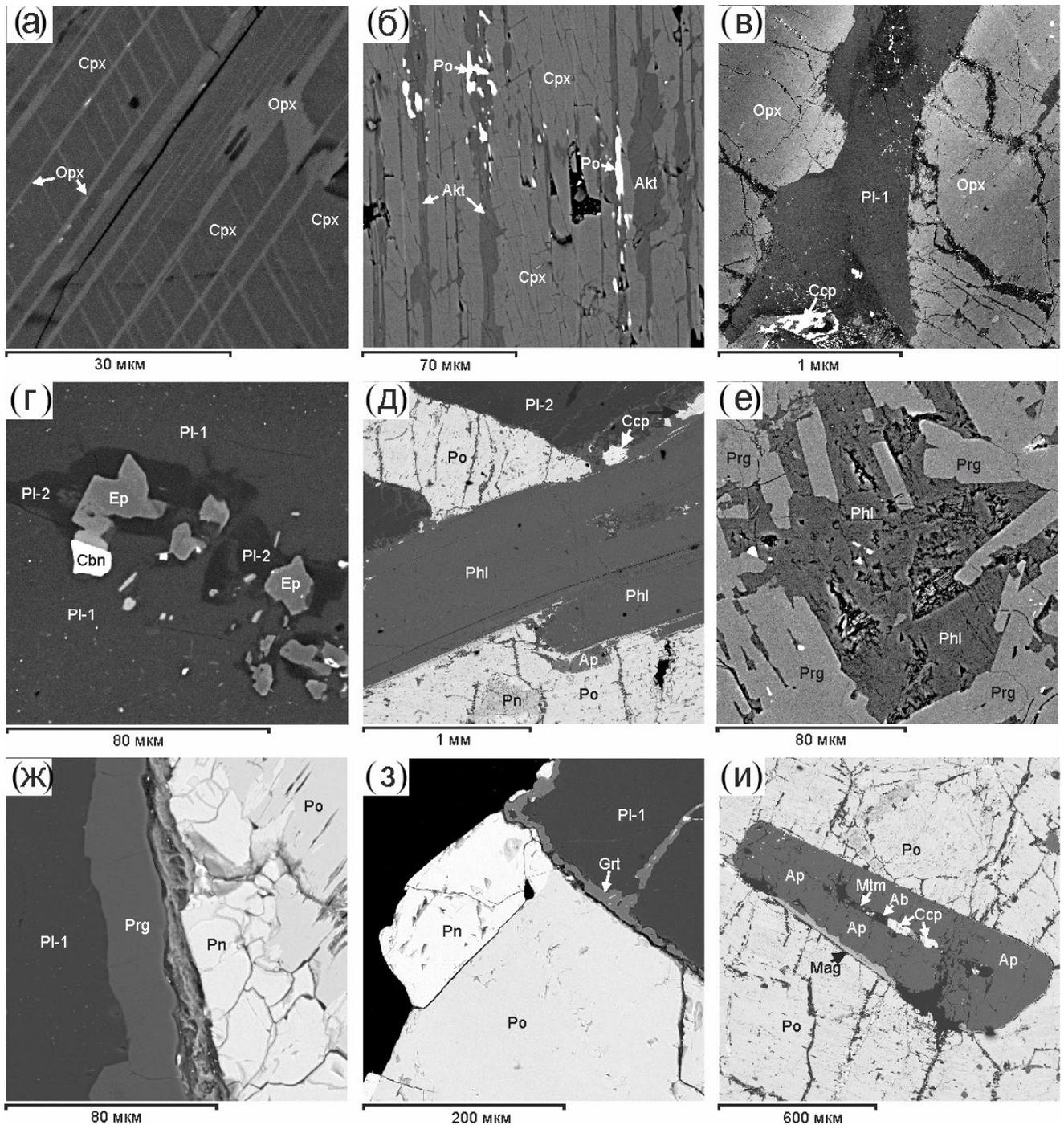
Здесь и в табл. 2, 3 и 7 в скобках указано количество проанализированных зерен, использованных для расчета среднего состава; прочерк – элемент не обнаружен (ниже предела чувствительности анализа). *Mg#* (магнезиальность) – 100 Mg/(Mg + Fe²⁺ + Mn), * – общее железо в виде FeO.

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, гроссуляр (*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
<i>An</i> , %	64.2	58.5	24.3	50.5	13.5	55.7	12.2	64.9	24.2	50.7	33.0
<i>Ab</i> , %	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 Sr и Rb 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 Sr 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)	Bt (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 ₂	-0.04	-	-0.04	-	-	-	-	-	0.09	-	-	-
Итого	98.38	97.43	95.15	96.24	97.06	96.24	96.24	96.24	95.64	95.64	95.64	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

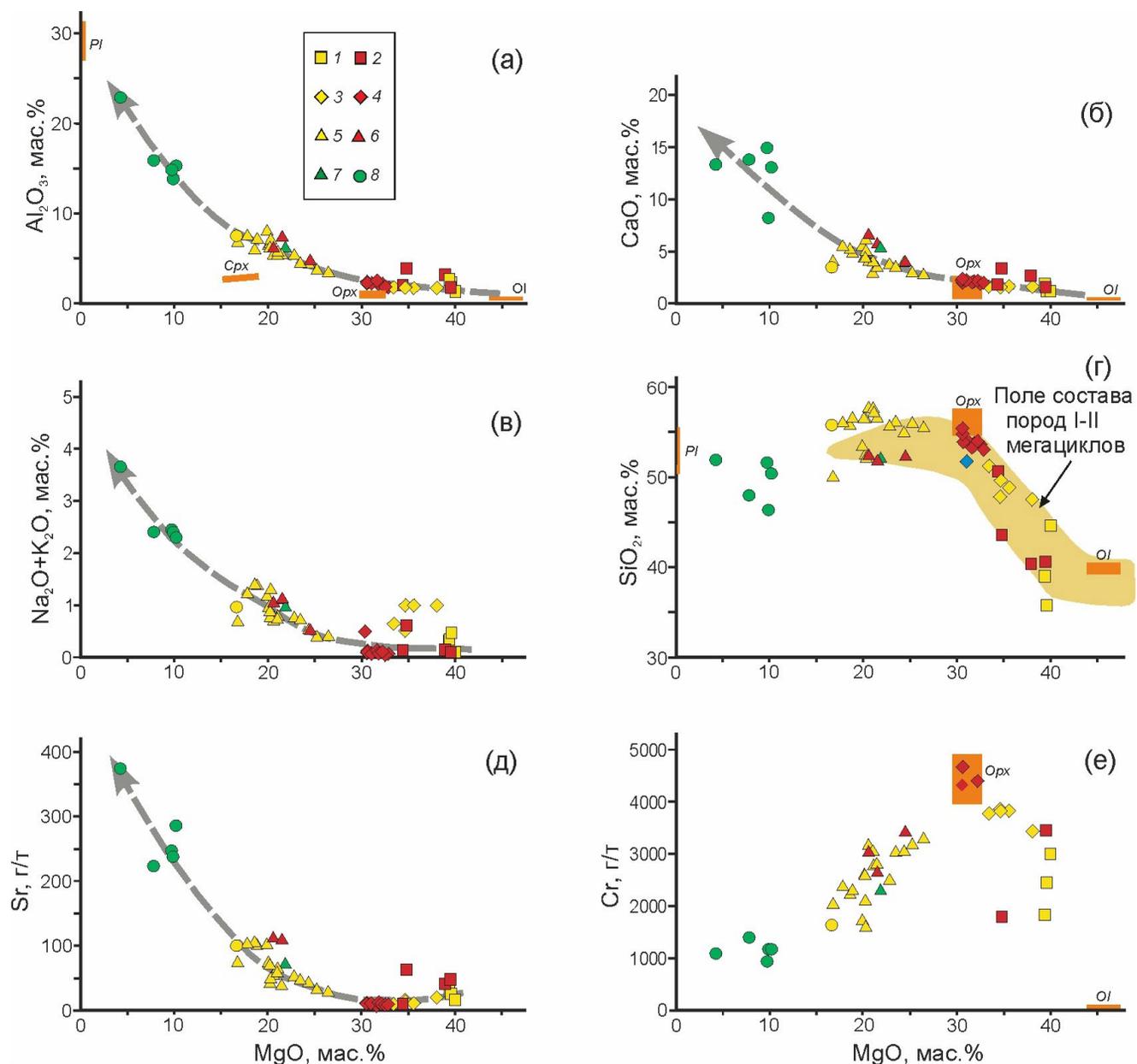
Коэффициенты кристаллохимических формул												
Si	2.630	6.324	2.840	6.851	2.611	5.740	2.660	6.059	2.836	6.328	2.758	5.973
Ti	0.077	-	0.127	0.282	0.087	0.043	-	-	0.103	0.081	-	-
Al ^{IV}	1.370	1.676	1.160	1.149	1.389	2.260	1.340	1.941	1.164	1.672	1.242	2.027
Al ^{VI}	0.306	0.990	0.098	0.225	0.436	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 = 23, 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
$\Sigma \text{PЗЭ}$	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 – габронориты); 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 одноподобный фракционированный тренд, одинаковую конфигурацию спектров и ярко выраженную обогащенность крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Sr) при отчетливых минимумах для высокозарядных (Nb, Zr, Hf, Ti) (фиг. 6). По характеру спектров породы рудного пегматита наиболее

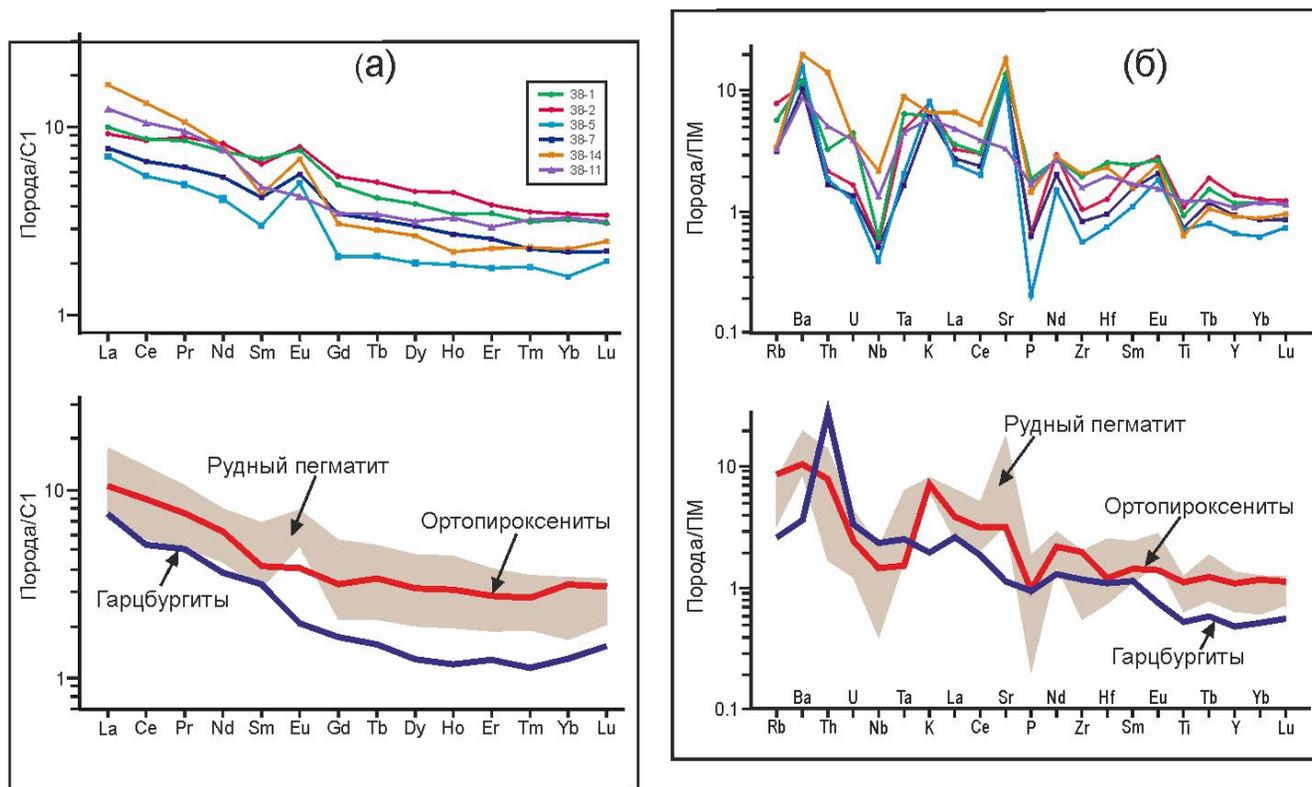
близки к вмещающим ортопироксенитам. Это сходство подчеркивается также близкими спектрами распределения РЗЭ и положительными корреляциями между некоторыми редкими элементами и РЗЭ (фиг. 7). В то же время в ортопироксенитах расслоенной зоны отсутствует или очень слабо проявлена положительная европиевая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

Изотопный состав кислорода

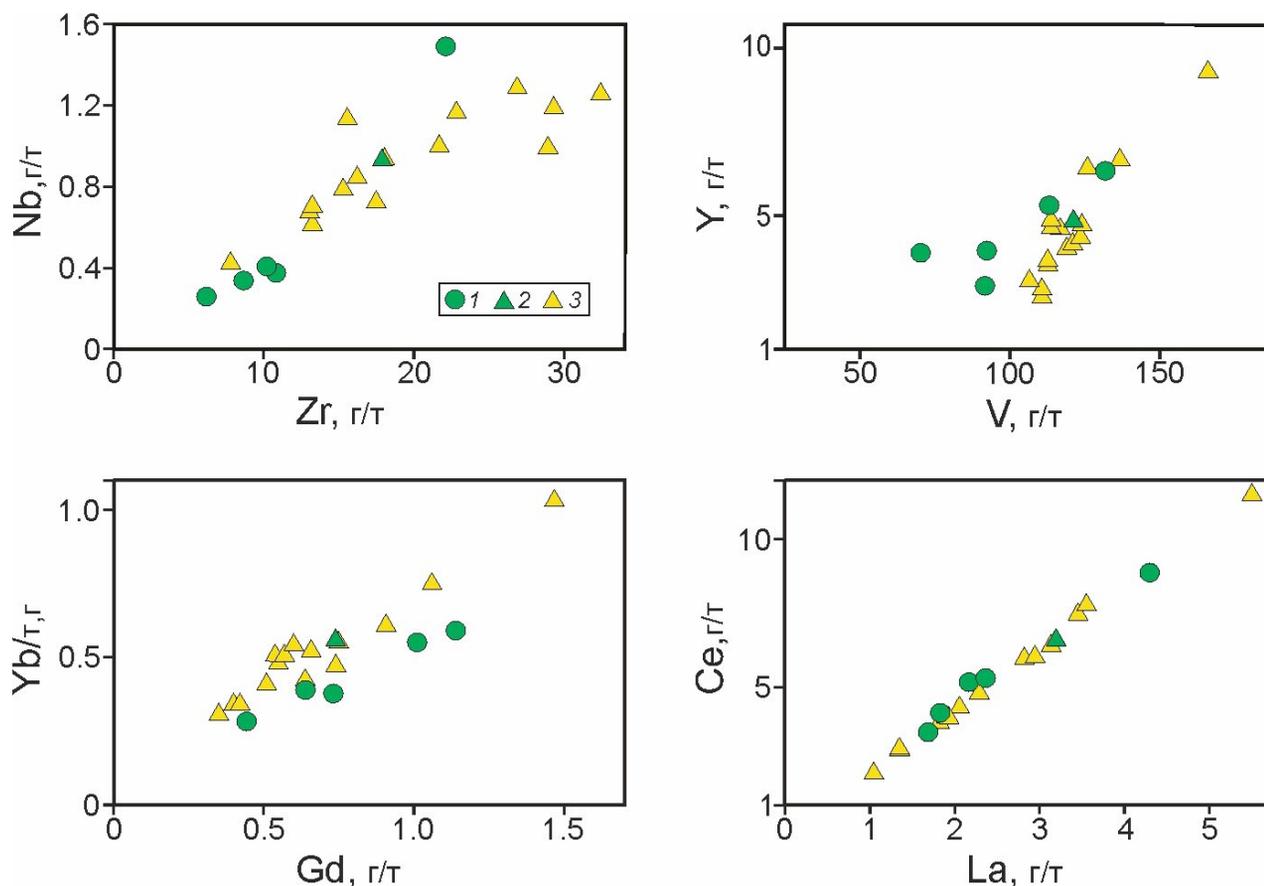
Проанализировано 5 проб рудного пегматита из зоны II и одна проба ортопироксенита из зоны III (табл. 4). Полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в относительно узком диапазоне $+4.86$ – $+6.10\text{‰}$ (среднее $5.43 \pm 0.2\text{‰}$). При этом отмечается тенденция возрастания значений $\delta^{18}\text{O}$ 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.

PT-условия образования пород рудного пегматита

Результаты изучения химического состава орто- и клинопироксенов были использованы для оценки PT-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			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 дупироксеновых 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 порфирированные обособления пентландита и слабо корродированные идиоморфные зерна магнетита. На отдельных участках пентландит наблюдается в виде пламенивидных 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: $Ni_{4.41-4.73}Fe_{4.16-4.49}Co_{0.12-0.22}S_{7.80-7.97}$ 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	Сумма	
38-1	MPo (1)	58.74	0.57	—	—	39.17	98.48	$(\text{Fe}_{0,861}\text{Ni}_{0,008})_{0,869}\text{S}$
	Pn (1)	31.64	34.41	—	1.32	33.09	100.46	$(\text{Fe}_{4,364}\text{Ni}_{4,515}\text{Co}_{0,172})_{9,051}\text{S}_{7,949}$
	Ссп (1)	29.98	—	33.50	—	33.96	97.44	$\text{Cu}_{0,993}\text{Fe}_{1,011}\text{S}_{1,995}$
38-2	MPo (2)	60.17	—	—	—	39.08	99.25	$\text{Fe}_{0,884}\text{S}$
	Ссп (1)	31.18	—	34.83	—	34.68	100.70	$\text{Cu}_{1,002}\text{Fe}_{1,020}\text{S}_{1,977}$
	Cbn	36.37	—	28.45	—	34.86	99.68	$\text{Cu}_{1,229}\text{Fe}_{1,787}\text{S}_{2,984}$
38-3	HPo (2)	60.70	—	—	—	38.15	98.85	$(\text{Fe}_{0,913}\text{S})$
	Pn (2)	30.24	35.35	—	1.64	32.76	99.99	$(\text{Fe}_{4,197}\text{Ni}_{4,667}\text{Co}_{0,215})_{9,079}\text{S}_{7,920}$
	Ссп (1)	31.12	—	34.26	—	34.82	100.20	$\text{Cu}_{0,988}\text{Fe}_{1,021}\text{S}_{1,990}$
38-5	HPo (1)	60.58	0.63	—	—	37.57	98.77	$(\text{Fe}_{0,926}\text{Ni}_{0,009})_{0,935}\text{S}$
	Pn (1)	30.47	35.55	—	1.33	32.21	99.55	$(\text{Fe}_{4,258}\text{Ni}_{4,726}\text{Co}_{0,176})_{9,160}\text{S}_{7,841}$
	Ссп (1)	31.30	—	34.56	—	35.39	101.25	$\text{Cu}_{0,985}\text{Fe}_{1,015}\text{S}_{1,999}$
38-7	HPo (5)	61.03	0.28	—	—	38.60	99.91	$(\text{Fe}_{0,908}\text{Ni}_{0,004})_{0,912}\text{S}$
	Pn (3)	30.27	34.42	—	1.40	32.63	98.72	$(\text{Fe}_{4,247}\text{Ni}_{4,594}\text{Co}_{0,186})_{9,027}\text{S}_{7,974}$
	Ссп (2)	30.84	—	34.49	—	33.84	99.17	$\text{Cu}_{1,010}\text{Fe}_{1,027}\text{S}_{1,963}$
38-13	MPo (1)	59.43	—	—	—	39.03	98.45	$\text{Fe}_{0,874}\text{S}$
	Pn (1)	31.83	34.32	—	0.94	32.73	99.82	$(\text{Fe}_{4,422}\text{Ni}_{4,535}\text{Co}_{0,123})_{9,080}\text{S}_{7,920}$
	Ссп (1)	31.33	—	34.62	—	34.27	100.22	$\text{Cu}_{1,032}\text{Fe}_{1,002}\text{S}_{1,966}$
38-14	HPo (1)	62.33	—	—	—	38.79	101.12	$\text{Fe}_{0,922}\text{S}$
	Pn (2)	31.21	35.76	—	1.70	32.50	101.17	$(\text{Fe}_{4,298}\text{Ni}_{4,685}\text{Co}_{0,221})_{9,204}\text{S}_{7,796}$
	HPo (1)	61.76	—	—	—	38.60	100.36	$\text{Fe}_{0,918}\text{S}$
38-11	Pn (1)	31.87	33.38	—	1.67	32.91	99.84	$(\text{Fe}_{4,422}\text{Ni}_{4,406}\text{Co}_{0,219})_{9,047}\text{S}_{7,953}$
	Ссп (1)	30.94	—	33.98	—	33.66	98.58	$\text{Cu}_{1,000}\text{Fe}_{1,036}\text{S}_{1,964}$

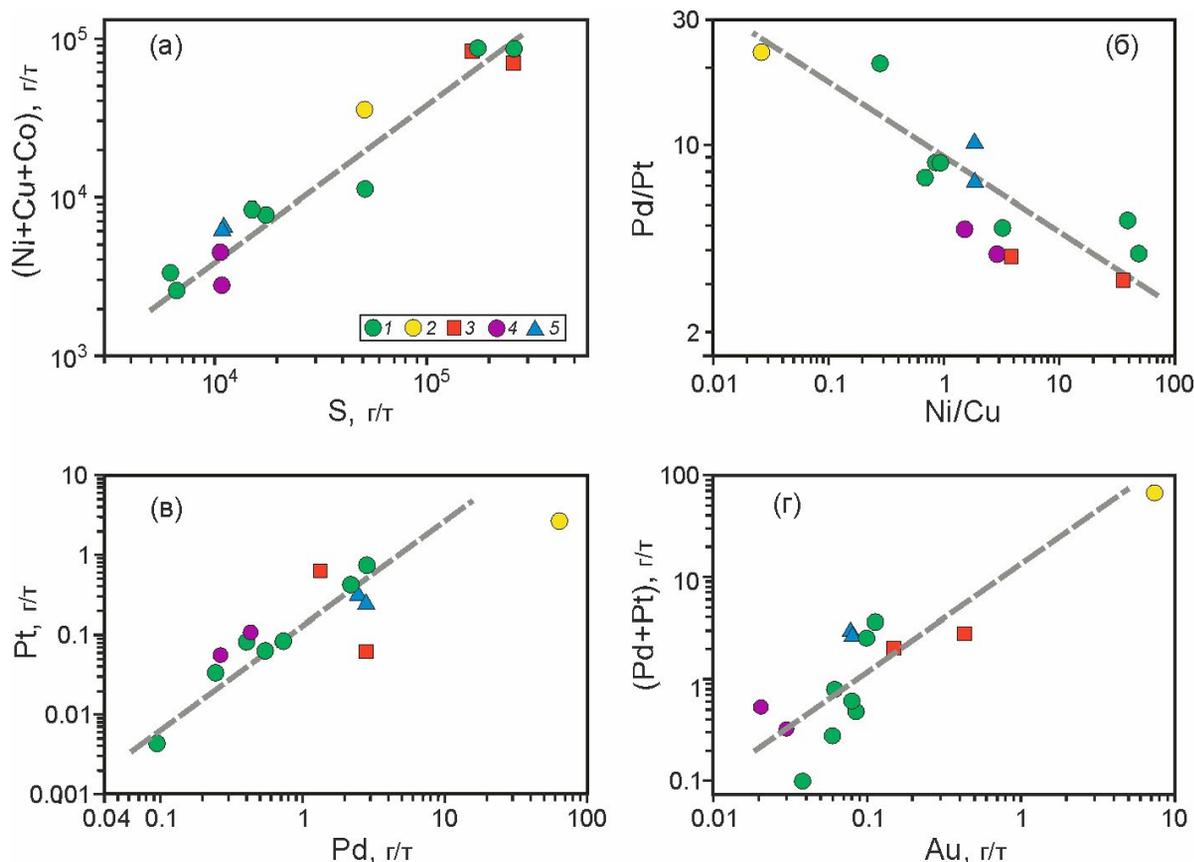
Примечание. Название пород и руд см. табл. 6. HPo и MPo — гексагональный и моноклинный пирротины соответственно, Pn — пентландит, Ссп — халькопирит, Cbn — кубанит. В скобках указано количество проанализированных зерен, использованных для расчета среднего состава; прочерк — элемент не обнаружен.

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.

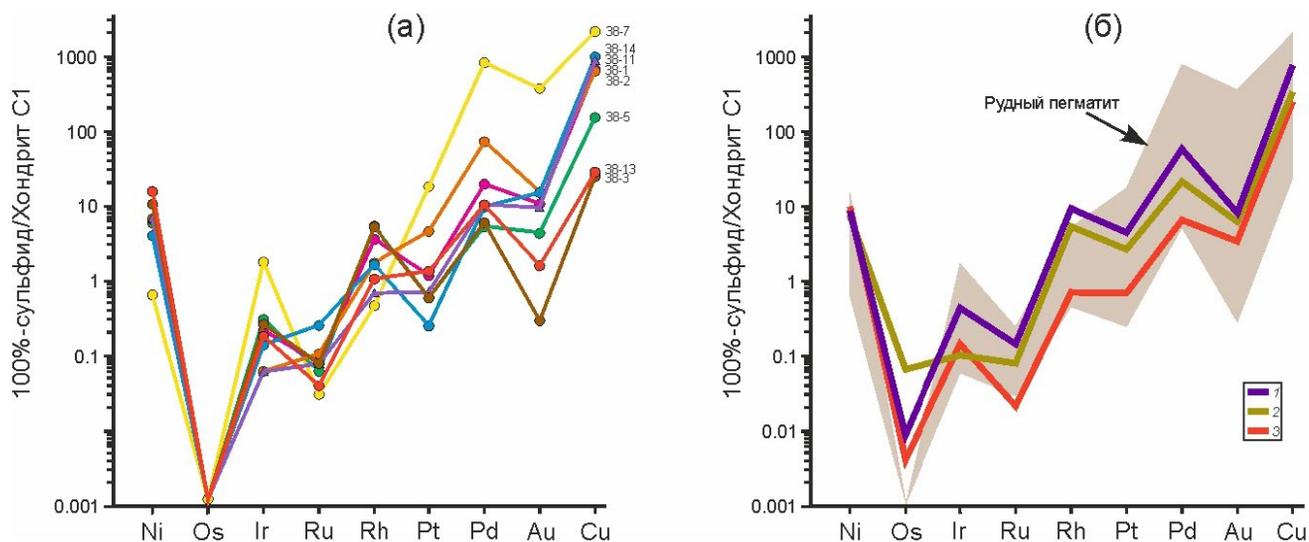
Породы рудного пегматита также обогащены Au и, особенно, Ag. Минимальные содержания Au и Ag (0.04 и 0.76 г/т соответственно) зафиксированы в лейкогаббро (обр. 38-14), а максимальные (7.50 и 29.70 г/т соответственно) в габбронорите с медистой разновидностью руды (обр. 38-7). В “100%-сульфиде” медистой 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 (Надретт, 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 (Глютов, Орсов, 1996); 5 – вмещающие ортопироксениты с сульфидной вкрапленностью по данным (Karykowski et al., 2018).



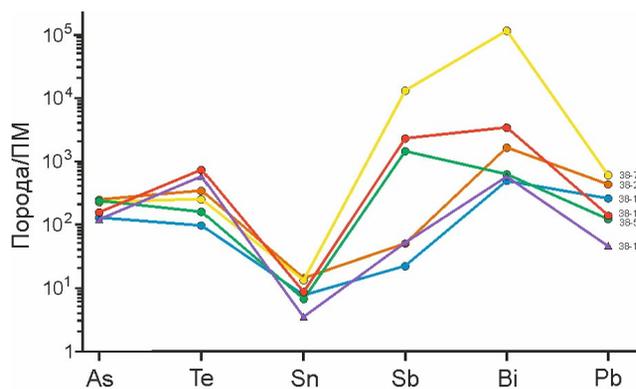
Фиг. 9. Спектры распределения содержаний Ni, Cu, ЭПГ и Au в "100%-сульфиде", нормированных к хондриту C1 по (McDonough, Sun, 1995).

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, теллуром (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.

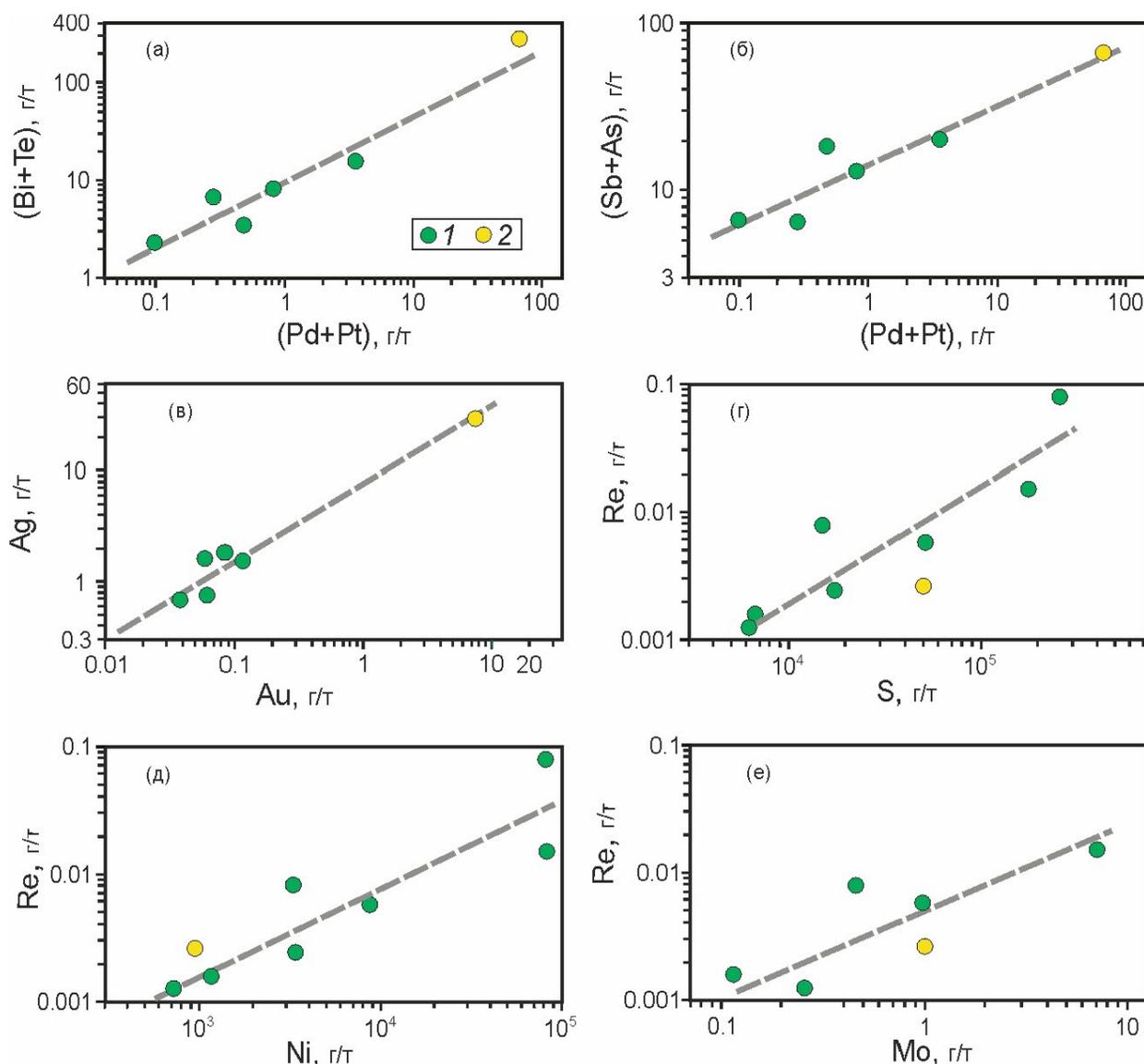
По данным минералогического анализа, полученным с помощью электронного сканирующего микроскопа, доминирующими минералами ЭПГ являются висмутиды и висмута-теллуриды Pd и Pt: майченерит PdBiTe, соболевскит Pd(Bi, Te) фрудит PdBi₂, меренскит PdTe₂) и мончеит PtTe₂) (табл. 8). Среди них наиболее распространенными 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).

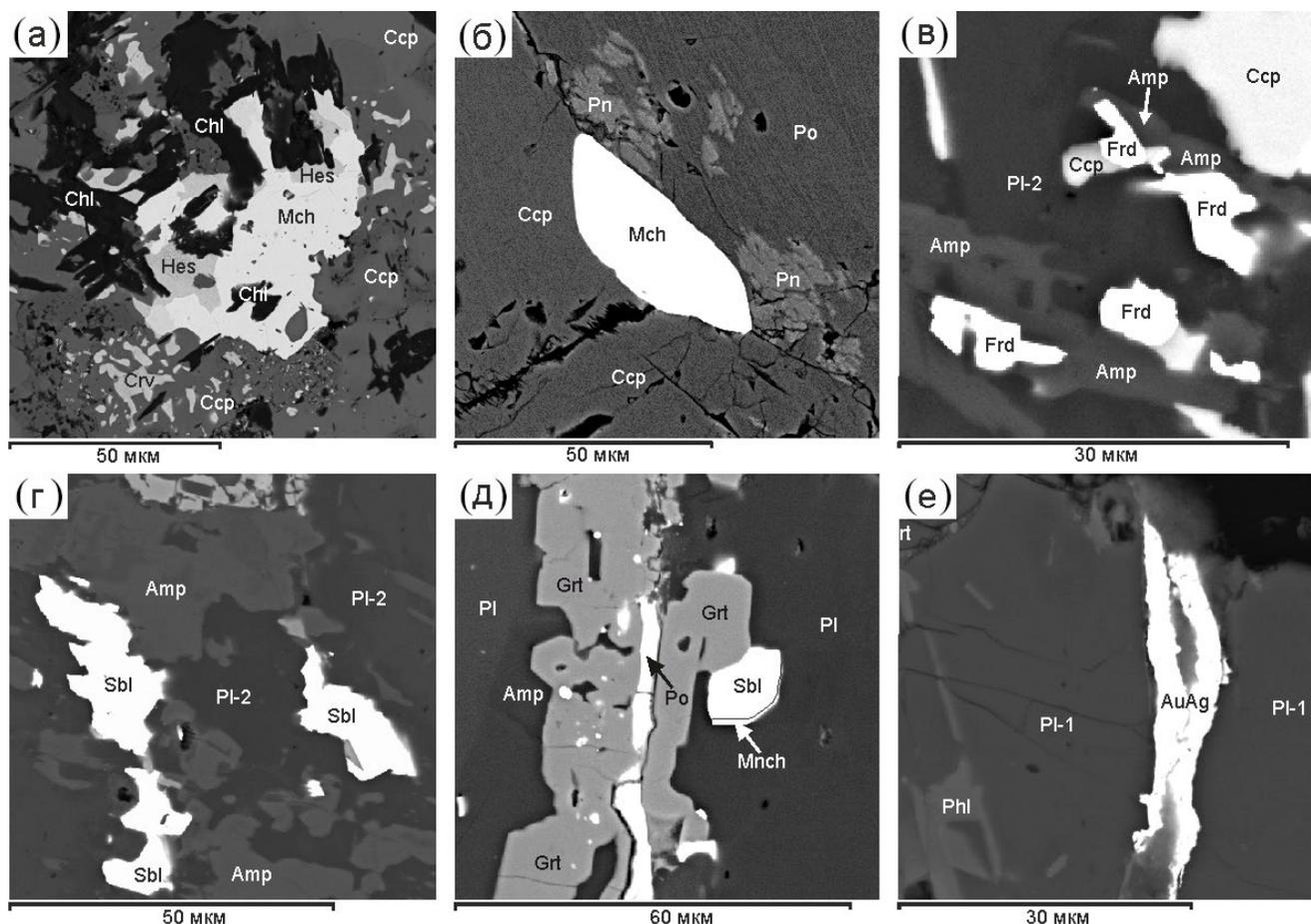
В породах пегматитового тела содержание Re низкое и варьирует в интервале 1.3—78.3 мг/т (среднее 14.5 мг/т) (табл. 6). Тем не менее четко просматривается его зависимость от содержаний S и Ni (фиг. 11г, д). Объясняется это тем, что в сульфидно-силикатных системах он имеет высокий коэффициент распределения ($K_D = 870$) (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 Sg 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).

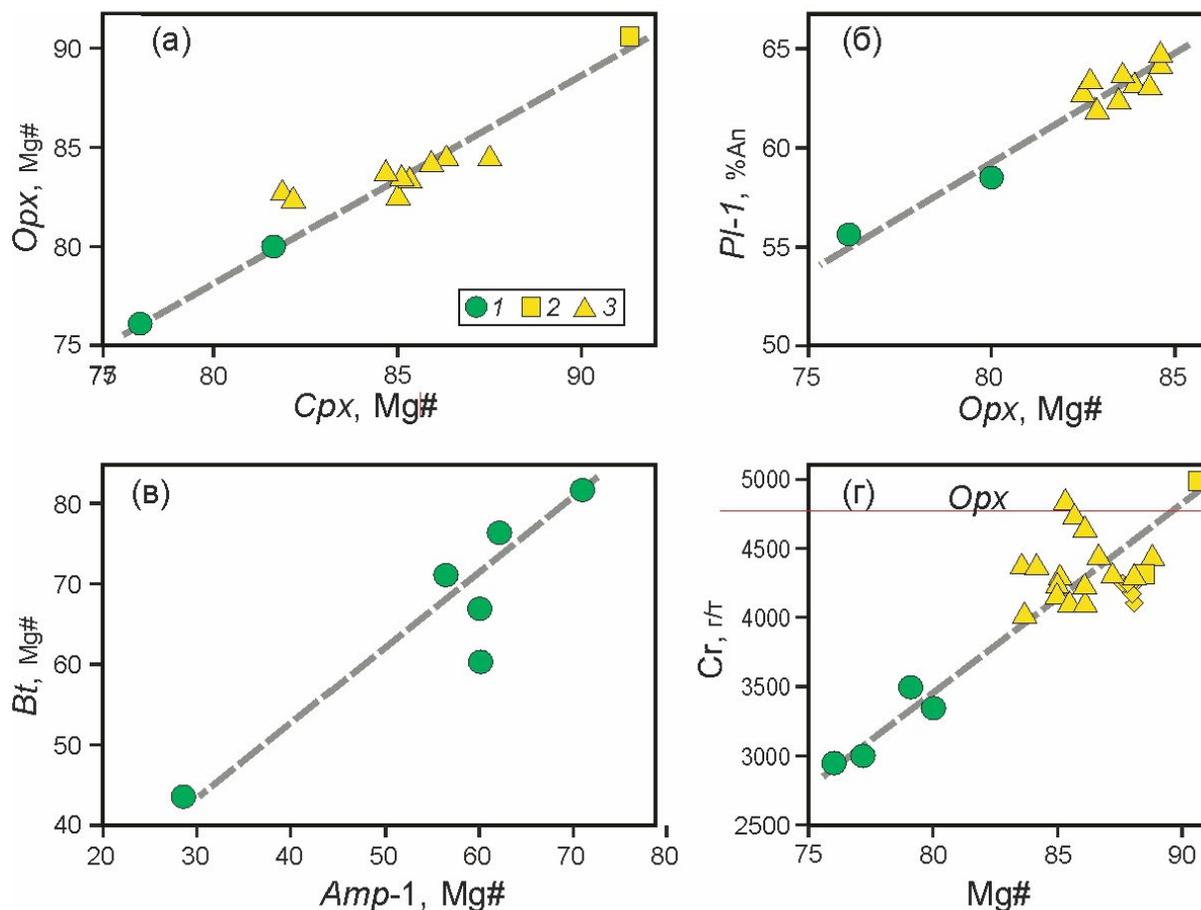
а – сервеллит (*Crv*) и срастание майченерита (*Mch*) с гесситом (*Hes*) в халькопирите (*Ccp*) на участке развития хлорита (*Chl*); б – отдельное зерно майченерита (*Mch*) на границе халькопирита (*Ccp*) с пирротинином (*Po*) и пентландитом (*Pn*), в пирротине наблюдаются пластинчатые структуры распада; в – несколько зерен фрудита (*Frd*) в ассоциации с халькопиритом (*Ccp*) на участке развития амфибола (*Amp*) и позднего плагиоклаза (*Pl-2*); г – выделения соболевскита (*Sbl*) и мочечита (*Mnch*) на участке развития амфибола (*Amp*) и позднего плагиоклаза (*Pl-2*); д – срастание соболевскита (*Sbl*) и мочечита (*Mnch*) в плагиоклазе (*Pl*) 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 → оливинные 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 (*Opx*); 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.

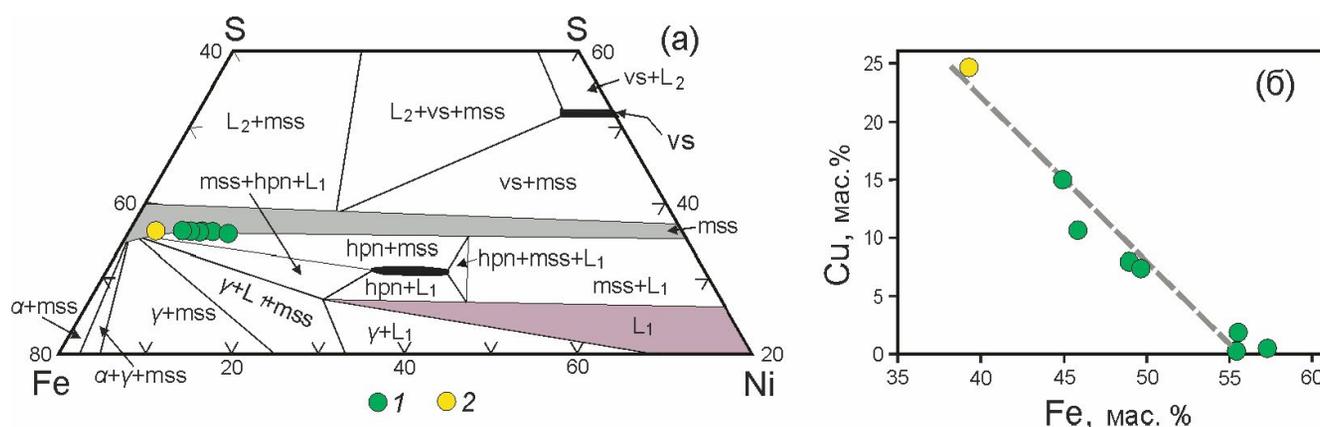
Для проверки условий образования пентландита воспользуемся графической зависимостью изменения летучести серы от температуры и никель-железистого отношения в пентландите, предложенной Г.Р. Колониным и одним из авторов настоящей статьи для ЭПГ-содержащих Cu-Ni руд Йоко-Довыренского расслоенного массива (Колонин и др., 2000). Никель-железистое отношение $Ni/(Ni + Fe)$ (в атомных количествах) для изученных пентландитов (табл. 7) варьирует в пределах 0.50—0.53, что отвечает интервалу температур 615—610°C и значению летучести серы порядка $-8.2-8.9$ ед. I_{gAS_2} . Полученные результаты, таким образом, указывают на то, что пентландит в рудном пегматите образовался, главным образом, из *Mss* при температуре его начала распада $\sim 610^\circ C$. Подобный механизм кристаллизации минерала был описан и для руд месторождения Ньюд-П (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—300°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 сростания с флогопитом, паргаситом и магнезиальной 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 $480^\circ C$, а серия $PdBi-PdTe$ (соболевскит-меренскит-котульскит) устойчива в интервале температур $610-736^\circ C$ (Evstigneeva et al., 2014). Синтетический майченерит не стабилен при температуре выше $501^\circ C$ (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 автотермическом процессе 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 ортопироксенитов путем укрупнения зерен силикатных и сульфидных минералов (собирательная 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 (ортопироксениты) 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 шлиров, 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) несмешивающейся 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. Жалсареву, 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.
- Масленников 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 платинометалльных 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., Voitsekhovskiy 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.
- Evtigneeva 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., Pri-pachkin 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 therszolites // *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

УДК 553.068.58

ЛОПАРИТ В РОССЫПЯХ ЛОВОЗЕРСКОГО РОССЫПНОГО УЗЛА НА ПРИМЕРЕ СЕРГЕВАНЬСКОГО УЧАСТКА¹

© 2024 г. А. В. Григорьева^{а, *}, А. В. Лаломов^а, В. А. Зайцев^б, Д. А. Лаломов^с,

А. В. Чефранова^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^бИнститут геохимии и аналитической химии РАН им. В.И. Вернадского, ул. Косыгина, 19,
Москва, 119991 Россия

^сООО “Геодевайс технолджис”, ул. О. Берггольц, 36, Санкт-Петербург, 192148 Россия

* E-mail: grig357@mail.ru

Поступила в редакцию 09.11.2023

После последней доработки 20.12.2023 г.

Принята к публикации 29.01.2024 г.

Лопарит является основным россыпеобразующим минералом в россыпях, расположенных по периферии Ловозерского щелочного массива. В статье представлены новые материалы изучения лопарита из проб, отобранных при полевых работах на Сергеваньском участке Ревдинской россыпи, расположенной у северного обрамления массива. Минерал был выделен из тяжелой фракции технологической пробы весом около 30 кг. В работе представлены результаты исследования морфологии, особенностей химического состава и внутреннего строения лопарита из россыпей, а также его связь с коренными породами массива. Определено, что в россыпи лопарит представлен двумя типами зерен: “лопарит-1” – крупные (0.25–0.75 мм) двойники кристаллов; “лопарит-2” – более мелкие (0.05–0.20 мм) обломки неправильной формы. В работе изучены минералогические особенности каждого типа зерен и выявлена их связь с коренной минерализацией. Исследование типоморфных особенностей россыпного лопарита позволяет разработать оптимальную технологическую схему обогащения россыпей для расширения редкометальной сырьевой базы России.

Ключевые слова: лопарит, Ловозерский массив, морфология, редкоземельные элементы (РЗЭ), химический состав, зональность, коренные источники.

DOI: 10.31857/S0016777024030045, **EDN:** dbpjyi

ВВЕДЕНИЕ

В отечественной и зарубежной литературе опубликовано большое число работ, посвященных лопариту Ловозерского массива (Mitchell, Chakhmouradian, 1996; Kogarko et al., 2002; Chakhmouradian, Mitchell, 2002; Когарко, 2004; Сук и др., 2012; Пахомовский и др., 2014; Михайлова и др., 2018; Когарко, 2021; и др.), в которых рассматриваются его химический состав, генетические аспекты образования, содержание и распределение минерала в коренных породах. На фоне этого вопросы его концентрации в россыпях, изменение химического состава минерала и гипергенные изменения, происходящие при образовании и становлении россыпей, изучены недостаточно. Цель этой работы — изучение типоморфизма,

морфологических особенностей и химического состава лопарита в рыхлых отложениях на примере Сергеваньского участка Ревдинской россыпи северного обрамления Ловозерского массива, определение коренных источников сноса, а также изучение степени гипергенных изменений, происходящих в условиях его существования в россыпи.

Россыпи лопарита, локализованные в рыхлых отложениях в предгорьях Ловозерского массива и в центральной Сейдозерской впадине, образуют Ловозерский россыпной узел. Наиболее разведанной и перспективной является Ревдинская россыпь, расположенная по северной периферии Ловозерского массива. Она состоит из трех участков: Шомиокского, Ревдинского и Сергеваньского. В процессе полевых работ 2021 г. были опробованы

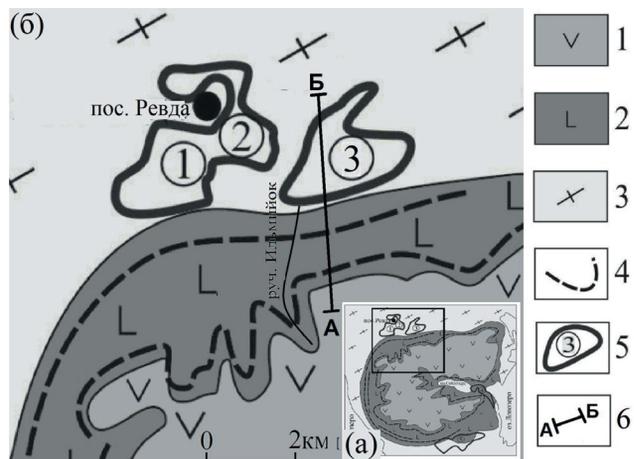
¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0016777024030075 для авторизованных пользователей.

продуктивные отложения наиболее перспективного Сергеваньского участка, расположенного в восточной части россыпного поля. В процессе определения минерального состава шлиховых проб было установлено, что лопарит в россыпи присутствует как в свободном виде, так и во включениях в обломках пород класса крупности более 0.8 мм, которые составляют более половины объема пробы. По петрографическому составу они аналогичны породам Ловозерского массива. Лопарит в свободном состоянии представлен зернами двух типов, отличающихся по крупности, морфологическим особенностям, внутренней структуре и химическому составу. Авторами представлены результаты изучения каждого из этих типов и определена их связь с определенными коренными породами Ловозерского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЛОПАРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Ловозерский массив относится к позднедевонскому комплексу щелочных и нефелиновых сиенитов и представляет собой сложнопостроенную многофазную интрузию площадью 650 км² (фиг. 1). Возраст массива Ловозера определяется Rb-Sr изохронным методом как 370 ± 7 млн лет (Kramm, Kogarko, 1994), Th-Pb изохронным методом как 376 ± 13 (Зартман, Когарко, 2014), U-Pb методом по циркону из цирконсодержащих сиенитов — как 346.9 ± 8.1 и из цирконсодержащей микроклиновой жилы в контактовой зоне массива — как 346.9 ± 8.1 (Арзамасцев и др., 2007), U-Pb методом по первичному титаниту 379.4 ± 3.9 из луаврита дифференцированного комплекса и 361.4 ± 3.2 — по титаниту из зоны апатит-титанитовой минерализации (Родионов и др., 2018). Для лопарита Ловозерского массива возраст составляет 373 ± 11 млн лет (Mitchell et al., 2011). Вмещающими являются докембрийские гранито-гнейсы. По данным геофизических исследований, массив имеет коническое строение и простирается до глубины 7–9 км, где устанавливается его нижняя граница (Глазнев и др., 2008).

В составе массива установлено несколько комплексов (серий) пород, генетические взаимоотношения и детали строения которых трактуются разными исследователями по-разному, нет даже единого мнения относительно количества фаз внедрения. Подавляющая часть поверхности Ловозерского массива занята выходами пород дифференцированного комплекса уртитов-фойяитов-луавритов и прорывающего и перекрывающего его



Фиг. 1. Геологическое строение со снятыми четвертичными отложениями и лопаритовая минерализация части Ловозерского массива: а — обзорная схема массива, б — фрагмент северо-восточной части массива (Лихачев и др., 1980¹; Лаломов и др., 2019). 1 — эвдиалитовые луавриты нерасчлененные; 2 — дифференцированный лопаритоносный комплекс луавритов-фойяитов-уртитов; 3 — вмещающий докембрийский гранито-гнейсовый комплекс; 4 — рудные зоны массива; 5 — Ревдинское редкометальное россыпное месторождение (поле), контурное по содержанию 4 кг/м³; участки: 1 — Шомиокский, 2 — Ревдинский, 3 — Сергеваньский; 6 — разрез по линии АБ, фиг. 2.

комплекса эвдиалитовых луавритов (Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972; Семенов, 1972; Веселовский и др., 1990; Арзамасцев и др., 2013). Остальные комплексы пород присутствуют среди пород двух этих комплексов в виде обособленных тел: в разной степени переработанных, ксенолитов, либо обособлений, для которых предполагают ликвационный генезис (пойкилитовые содалитовые сиениты) (Герасимовский и др., 1966).

Породы дифференцированного комплекса луавритов-фойяитов-уртитов, выполняют основной объем массива. Они геофизически прослеживаются до глубины не менее 8 км. Особенности геологического строения позволяют выделить в вертикальном разрезе дифференцированного комплекса три зоны: верхнюю, мощностью около 300 м, сложенную преимущественно трехчленными пачками пород (уртит-фойяит-луаврит), среднюю, мощностью 650 м, представленную очень слабо расслоенной толщей в основном луавритового состава, и нижнюю, мощностью свыше 500 м, сложенную

¹ Лихачев, А.С. и др. Отчет о детальной разведке Шомиокского участка Ревдинского россыпного месторождения лопарита с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1980 г. ПГО Севзапгеология, Мурманская ГРЭ. Апатиты, 1980. (фондовая, № ТФГИ № 2823).

двухчленными (фойяит-луаврит) и трехчленными (уртит-фойяит-луаврит) пачками пород.

Слои (горизонты) залегают согласно, падение их к центру массива под углами не более 10° – 15° , лишь в непосредственной близости от контакта с вмещающими докембрийскими породами оно становится более крутым — до 30° и даже 50° (Буссен, Сахаров, 1967). Для разреза пород комплекса характерна относительная выдержанность пластов по простиранию и падению и наличие маркирующих горизонтов, прослеживающихся по всему периметру массива. В разрезе пород дифференцированного комплекса встречаются горизонты уртитов и ювитов², резко обогащенных лопаритом и иногда апатитом. Промышленная лопаритовая минерализация приурочена к верхней и нижней зонам дифференцированного комплекса. В верхней зоне находится горизонт малиньитового³ состава мощностью около 20 см, содержащий до 25% лопарита. В нижней зоне имеется несколько рудных горизонтов уртитов и реже луавритов, содержащих промышленные концентрации лопарита (Когарко, 2002). Рудник “Карнасурт” разрабатывает лопаритовые уртиты и малиньиты в составе верхней зоны дифференцированного комплекса (слои I-4 и II-4), в нижней части был заложен рудник “Умбозеро”, разрабатывавший слои III-10 и III-14 (Пожиленко и др., 2002), (фиг. 2).

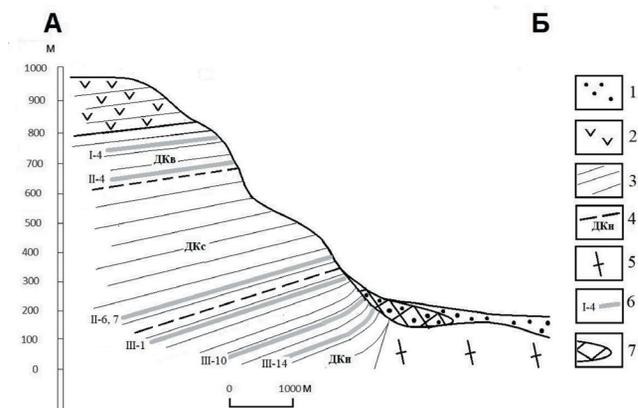
Содержание лопарита в наиболее обогащенных этим минералом породах Ловозера следующее: лопаритовый луаврит — 1–3%, лопаритовый ювит — 1–13%, лопаритовый уртит — 3.5–16%, лопаритовый малиньит — 10–30% (Пеков, 2001).

Породы комплекса эвдиалитовых луавритов образуют пластовое тело мощностью до нескольких сотен метров, субсогласно (за исключением т.н. “ареала прорыва”, где они явно прорывают дифференцированный комплекс, расположенный в центральной части массива), залегающее на породах дифференцированного комплекса (Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972).

В комплексе эвдиалитовых луавритов преобладают мезо- и меланократовые луавриты с подчиненным количеством эвдиалитовых фойяитов,

² Ювит — порода промежуточного состава между уртитом и фойяитом.

³ Малиньит — порода, обедненная полевым шпатом относительно луаврита, т.е. промежуточная по составу между луавритом и ийолитом или мельтейгитом.



Фиг. 2. Схематический обобщенный разрез северозападного фланга Ловозерского массива по линии АБ (фиг. 1) по данным (Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972; Когарко, 2002; Пожиленко и др., 2002; Лаломов и др., 2019). 1 — четвертичные отложения делювиально-пролювиального и горно-ледникового генезиса; 2 — комплекс эвдиалитовых луавритов; 3 — дифференцированный лопаритовый комплекс луавритов-фойяитов-уртитов; 4 — границы серий дифференцированного комплекса (ДКн — нижняя серия, ДКс — средняя серия, ДКв — верхняя серия); 5 — вмещающий докембрийский гранито-гнейсовый комплекс; 6 — рудные горизонты массива; 7 — россыпи лопарита.

какортokitов⁴ и эвдиалитов⁵. Наиболее заметная особенность пород комплекса — обилие идиоморфного эвдиалита.

В вертикальном разрезе этого комплекса фиксируется первичная расслоенность — чередование разных по составу пород, но она выражена значительно слабее, и выдержанность слоев значительно меньше, чем в дифференцированном комплексе. Среди них отдельные линзы нефелиновых сиенитов и фойяитов с низким содержанием эвдиалита содержат лопарит с повышенным содержанием тория, тантала и железа в количестве 0.5–1 об. % (Михайлова и др., 2018).

В дифференцированном комплексе и комплексе эвдиалитовых луавритов обнаружена скрытая расслоенность — закономерное изменение состава минералов в зависимости от гипсометрического (стратиграфического) положения образца (Kogarko et al., 2002; Kogarko et al., 2006; Shubin et al., 2021; Kogarko, Nielson, 2021; Михайлова и др., 2018; Kogarko, 2022). Примечательно, что на диаграммах

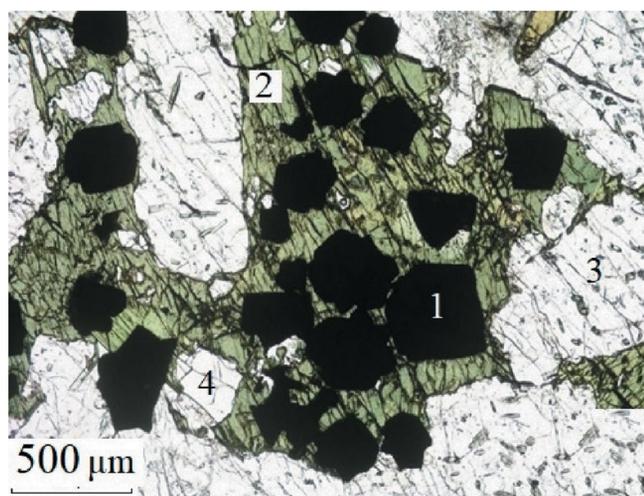
⁴ Какортokitы — тонкослоистые породы, в которых чередуются слои, богатые эвдиалитом, и пироксеновые или амфибол-пироксеновые слои, содержащие полевой шпат и нефелин.

⁵ Эвдиалититы — породы, состоящие в основном (на 60–80%) из эвдиалита, при подчиненной роли амфибола, содалита, цеолитов, нефелина и полевого шпата, находящихся в переменных количествах.

состав минерала — вертикальное положение образца фигуративные точки лопарита и пироксена из пород обоих комплексов образуют единые тренды (Kogarko, 2006, 2022) несмотря на то, что геологически между комплексами отмечается отчетливое несогласие.

В породах массива можно выделить следующие типы зерен лопарита: 1 — хорошо оформленные идиоморфные кристаллы (“кумулятивный” лопарит по Л.Н. Когарко (Когарко, 2002)), как правило, сдвойникованные по флюоритовому закону (фиг. 3), довольно часто среди них встречаются скелетные кристаллы, содержащие включения сингенетических лопариту минералов: нефелина, полевого шпата и пироксена; 2 — интерстициальный, ксеноморфный лопарит, который кристаллизовался из остаточного расплава; 3 — неправильной формы выделения лопарита — остатки кристаллов, частично замещенных вторичными минералами в результате постмагматических процессов. В процессах такого замещения состав ранее сформированного лопарита оказывается устойчивым, но в них же формируется вторая генерация лопарита, обогащенного луешитовым компонентом или луешитом с примесью лопаритового компонента (Mitchell, Chakhmouradian, 1996), а в порфиридных луявритах описано обрастание лопарита каймой, богатой луешитовым компонентом (Chakhmouradian, Mitchell, 2002).

Проведенные исследования показали, что в самой нижней части дифференцированного комплекса присутствует только интерстициальный лопарит; идиоморфная разновидность появляется в верхней части с глубины приблизительно 1500 м



Фиг. 3. Лопарит-1 в малините из промышленной рудной зоны массива (прозрачный шлиф). 1 — лопарит, 2 — эгирин, 3 — нефелин, 4 — полевой шпат (по материалам авторов).

(Kogarko et al., 2002). В вертикальном разрезе всего плутона снизу вверх в лопарите возрастает содержание SrO (от 0.84 до 7.68%), Nb₂O₅ (от 7.40 до 13.35%), Ta₂O₅ (от 0.54 до 0.77%), ThO₂ (от 0.50 до 1.0%), Na₂O (от 8.60 до 10.0%) и уменьшаются концентрации CaO (от 4.35 до 3.08%), FeO (от 0.56 до 0.09%), TiO₂ (от 40.04 до 36.62%), Ce₂O₃ (от 20.38 до 14.76%), La₂O₃ (от 10.05 до 7.8%), Nd₂O₃ (от 4.6 до 3.3%), ΣREE (от 37.6 до 27.6%) (Когарко, 2002). Эти закономерности изменения состава лопарита в разрезе плутона позволили установить основной источник формирования россыпных месторождений, что будет показано далее.

ГЕОЛОГИЯ СЕРГЕВАНЬСКОГО УЧАСТКА РЕВДИНСКОЙ РОССЫПИ

Местоположение россыпей контролируется участками максимального вскрытия лопаритоносных пород дифференцированного комплекса (ледниковыми карами и долинами, поставившими фрагментированный обломочный материал в зону предгорий) и элементами рельефа, благоприятными для накопления лопарита: локальные депрессии коренного ложа по северному и южному обрамлению массива, обработанная ледником и впоследствии занятая подпрудным озером центральная Сейдозерская котловина, береговая зона оз. Ловозеро (Евзеров и др., 1978).

Ревдинская россыпь расположена в северных предгорьях массива (см. фиг. 1). Продуктивный пласт россыпи приурочен к отложениям склонового комплекса, содержащим обломочный материал местных щелочных пород, флювиогляциальным отложениям и морене местного горного оледенения. Нижняя часть флювиогляциальных отложений и морены местных ледников несут в себе повышенную концентрацию лопарита и содержат основную часть промышленных запасов Ревдинской россыпи. При этом максимальные мощности пласта флювиогляциальных галечников и максимальные содержания лопарита (до 35 кг/м³) отмечаются в депрессиях коренного рельефа. В верхней части продуктивного комплекса содержания лопарита уменьшаются и колеблются от 0.5 до 8.5 кг/м³. Россыпное месторождение охватывает почти всю территорию развития шлейфа отложений местных ледников в северных предгорьях Ловозерского массива (Лаломов, Чефранов, 2020). В плане россыпь оконтурена по бортовому содержанию 2 кг/м³. При бортовом содержании 4 кг/м³ россыпное поле распадается на 3 отдельных участка, Сергеваньский участок связан с главным выносом долины руч.

Ильмаюк и занимает восточную часть россыпного поля (Лихачев, 1984⁶).

Продуктивная зернистая часть отложений пласта (размерный класс $-0.8 + 0.045$ мм) составляет 49.45% при содержании класса $+0.8$ мм 47.39% и шламового класса -0.045 мм — 3.16%. В тяжелой фракции зернистого класса (выход 16.6% на зернистый класс или 8.4% на исходную пробу) преобладает пироксен — 92%, титанит — 2.05%, лопарит — 1.49%. В содержании менее 1% присутствуют лоренценит, лампрофиллит, амфиболы, апатит, магнетит, флогопит + биотит, эвдиалит, энigmatит, гранат, эпидот (Лаломов и др., 2022).

На основании технолого-минералогического исследования малой минералого-технологической пробы, взятой из продуктивных отложений Сергеваньской россыпи, были изучены, в первую очередь, гравитационно обогатимые “зернистые” отложения класса крупности $-0.8 + 0.045$ мм, содержание которых в составе продуктивного пласта составляет приблизительно 50%. Общее содержание лопарита в исходной пробе 0.13% (2.67 кг/м^3) или 1.49% от тяжелой фракции, выход которой в зернистом классе $-0.8 + 0.045$ мм составляет 16.4% (или 8.4% на исходную пробу). Эти отложения могут эффективно и экономически оправданно обогащаться по гравитационно-магнитной схеме с выделением на первом этапе в черновой концентрат комплекса тяжелых минералов и последующей двухстадийной магнитной сепарацией, что позволит получить промышленный лопаритовый концентрат для редкометальной промышленности России (Левченко и др., 2023).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материал для изучения россыпи был получен в ходе полевых работ, проведенных по данным разведочных работ предыдущих исследователей (Лихачев, 1984⁷). Авторами были определены площади, где продуктивные отложения расположены максимально близко к поверхности и достигимы неглубокими (до 3 м) шурфами. В процессе полевых работ из Сергеваньской россыпи рядом со скважиной 46 разведочной линии 560 шурфом

⁶ Лихачев А.С. Геологическая записка к ТЭО и расчету временных кондиций по Ревдинскому россыпному месторождению. ПГО Севзапгеология, Мурманская ГРЭ, Апатиты, 1984. (фондовая, № ТФГИ № 3226).

⁷ Лихачев А.С. Геологическая записка к ТЭО и расчету временных кондиций по Ревдинскому россыпному месторождению. ПГО Севзапгеология, Мурманская ГРЭ, Апатиты, 1984. (фондовая, № ТФГИ № 3226).

с координатами $67^{\circ}55.268' \text{ N}$, $034^{\circ} 40.098' \text{ E}$, высотная отметка 310 м, в интервале 0.3—1.3 м был вскрыт промышленный пласт россыпи с содержаниями лопарита по данным минералогического анализа в исходной пробе 0.13% (2.67 кг/м^3), из которого была отобрана крупнообъемная проба весом около 30 кг. Из класса -0.8 мм после обесшламливания (отмывки непродуктивной фракции менее 0.044 мм) в бромформе (плотность 2.89 г/см^3) была выделена тяжелая фракция, которая затем исследовалась с помощью оптического и электронного микроскопа. Выделенные зерна лопарита были помещены в эпоксидную шлифованную шашку для изучения на микрозонде. Также были изготовлены и исследованы шлифы и шашки из галечного материала нефелиновых сиенитов. Породы верхнего рудного пласта (малиниты) были изучены в прозрачных шлифах (фиг. 3).

Минералогия россыпи была изучена с использованием оптического и электронно-микроскопического методов (Лаломов и др., 2022). Диагностика минералов проведена с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5610LV (Япония) в отраженных электронах (BSE COMPO), отображающих контраст в зависимости от среднего атомного номера элемента. Электронный микроскоп оснащен аналитическим энерго-дисперсионным спектрометром (ЭДС) INCA-Energy 450 (Великобритания), который позволяет проводить качественный и полуколичественный анализ с рельефных образцов, и количественный анализ с полированных образцов для определения всех элементов тяжелее С, исключая N, (аналитики Л.О. Магазина и Л.В. Левицкая).

Методом рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) в полированных шашках в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН (аналитик Е.Н. Ковальчук) на приборе JEOL — 8200 было исследовано 35 зерен лопарита, в том числе 12 зерен “лопарита-1” (35 определений состава) и 23 зерна “лопарита-2” (35 определений состава), а также 4 зерна лопарита из обломков пород из россыпи крупностью более 0.8 мм, помещенных в полированные шашки (9 определений состава).

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОПАРИТА В РОССЫПИ

Лопарит в обломках пород

В отобранной пробе продуктивного пласта Сергеваньской россыпи размерный класс более 0.8 мм составляет 42.6 вес. %. Класс более 10 мм

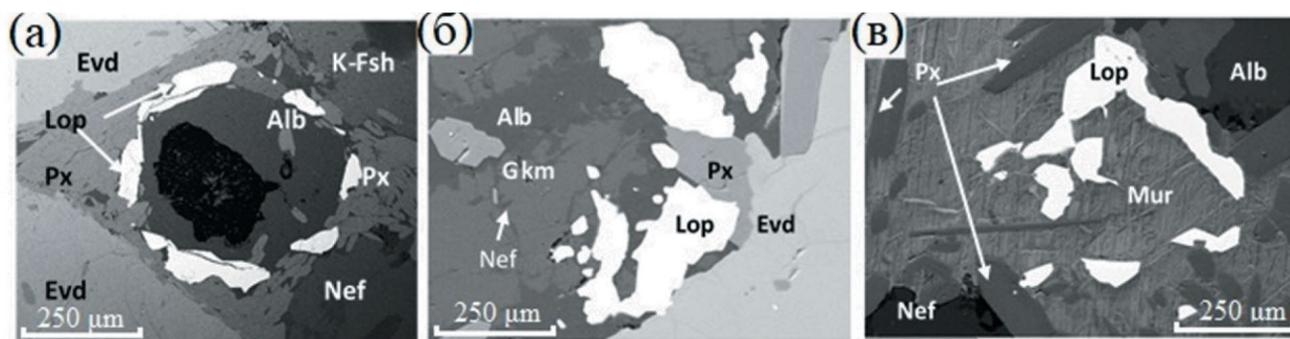
представлен плохо окатанной галькой и щебнем пород Ловозерского массива — преимущественно нефелиновыми сиенитами, эвдиалитовыми и мурманитовыми луявритами. Лопарит выявлен, в основном, в двух последних типах пород в виде включений. Он представлен в породах преимущественно в виде скелетных форм и ксеноморфных выделений в межзерновом пространстве породообразующих минералов. Скелетные формы (фиг. 4а) выделяются в ассоциации с пироксенами, эвдиалитом, нефелином и калиевым полевым шпатом, внутренняя часть выполнена альбитом с мелкими включениями эгирин-авгита; ксеноморфные выделения лопарита (фиг. 4б) отмечаются в межзерновом пространстве нефелина (практически полностью замещенного гакманитом (содалитом) и сохранившегося только в виде тонких просечек в гакманите), эвдиалита (в сростании с пироксенами) и альбита, а также в поле развития мурманита (фиг. 4в), заместившего ломоносвит, по периферии поля мурманита располагаются очаговые выделения нефелина, альбита и редкие кристаллы пироксенов. Аналогичные (фиг. 4а) полифазные

включения в сдвойникованных идиоморфных кристаллах лопарита встречаются в рудных ийолитах (Пахомовский и др., 2014).

Лопарит в свободном состоянии

Лопарит в свободном состоянии концентрируется, в основном, в классе крупности от 0.044 до 0.8 мм. Установлено, что минерал в россыпи представлен разнообразными зернами, различающимися по размерам, морфологии, цвету крошки, внутреннему строению и химическому составу. Эти особенности дали возможность выделить в россыпи два типа зерен лопарита, “лопарит-1” и “лопарит-2” (табл. 1).

Анализируя статистические параметры состава разновидностей лопарита из табл. 1, можно отметить, что “лопарит-1” представляет собой гораздо более однородные минеральные образования — коэффициент вариации по всем проанализированным компонентам для него меньше (в ряде случаев — в 2—3 раза), чем для “лопарита-2”, что можно интерпретировать как свидетельство внутренней неоднородности зерен (зональной или

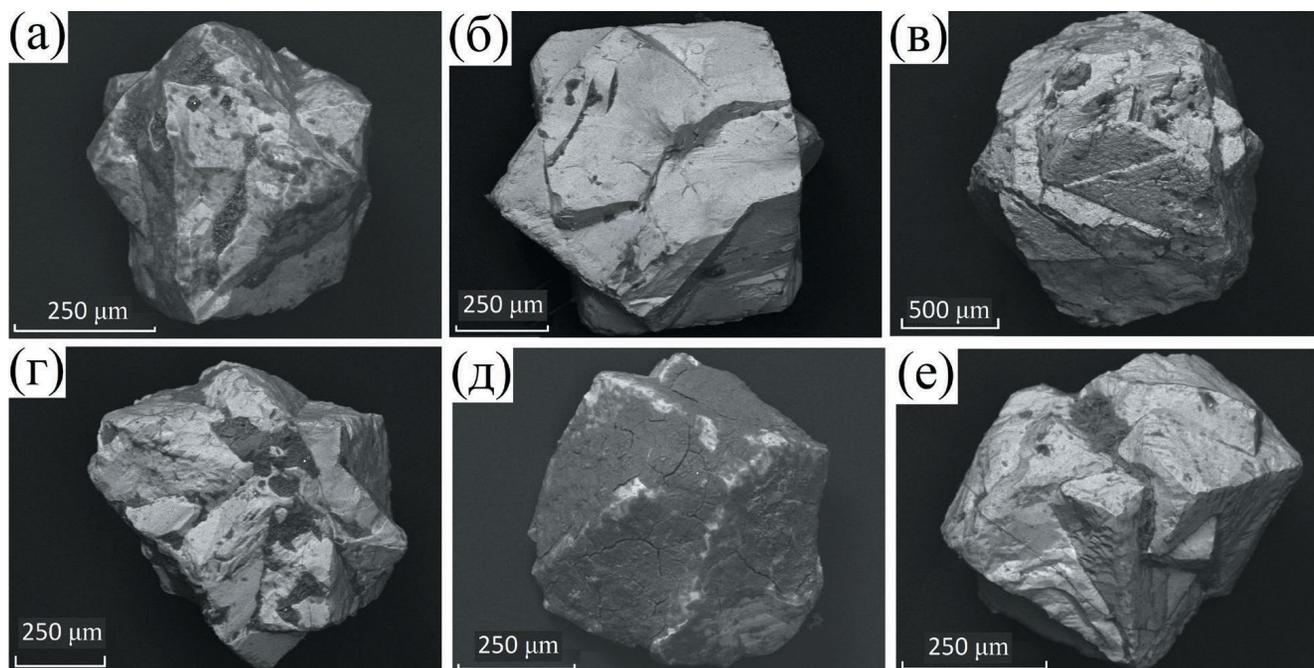


Фиг. 4. Формы нахождения лопарита в крупных обломках пород в россыпи: а — скелетный кристалл лопарита в окружении скоплений кристаллов эгирин-авгита (*Px*); б — ксеноморфные выделения лопарита на контакте эвдиалита (*Evd*) с эгирин-авгитом (*(Px)*), альбитом (*Alb*) и гакманитом (*Gkm*) по нефелину; в — в поле развития мурманита (*Mur*) в окружении очаговых выделений альбита (*Alb*), нефелина (*Nef*) и эгирина (*Px*). Размеры выделений лопарита варьируют в пределах от 20 до 250 мкм. Прозрачно-полированный шлиф. Изображение в отраженных электронах.

Таблица 1. Химический состав лопарита в россыпи (PCMA, мас. %) по 35 анализам для каждой разновидности

		TiO ₂	Na ₂ O	Nd ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	ThO ₂	Ce ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	FeO	CaO	SrO	Total	ΣREE
Лопарит-1	Среднее	42.28	9.75	4.38	7.92	8.67	1.62	0.83	16.28	0.21	0.30	4.88	3.15	100.35	31.99
	S*	0.87	0.34	0.17	1.15	0.38	0.08	0.12	0.68	0.06	0.08	0.63	0.53		0.99
	Cv	0.02	0.03	0.04	0.15	0.04	0.05	0.14	0.04	0.30	0.25	0.13	0.17		0.03
Лопарит-2	Среднее	40.62	9.37	4.53	10.20	7.65	1.52	0.82	16.61	0.20	0.24	4.64	3.68	100.12	31.33
	S*	2.79	0.82	0.56	4.54	0.38	0.15	0.25	1.13	0.08	0.08	0.81	0.70		2.06
	Cv	0.07	0.09	0.12	0.45	0.05	0.10	0.30	0.07	0.38	0.33	0.17	0.19		0.07

Примечание. S* — стандартное отклонение; Cv — коэффициент вариации.



Фиг. 5. Морфологические разновидности зерен лопарита-1 Сергеваньской россыпи: а, д — сочетания кубических и октаэдрических форм; б — двойник кубических кристаллов; в — двойники кубических кристаллов с частичными сколами; г, е — двойники кристаллов по флюоритовому закону (по грани 111). Тяжелая фракция, изображение в отраженных электронах.

блоковой) “лопарита-2” и/или неоднородности выборки в россыпи по источникам поступления.

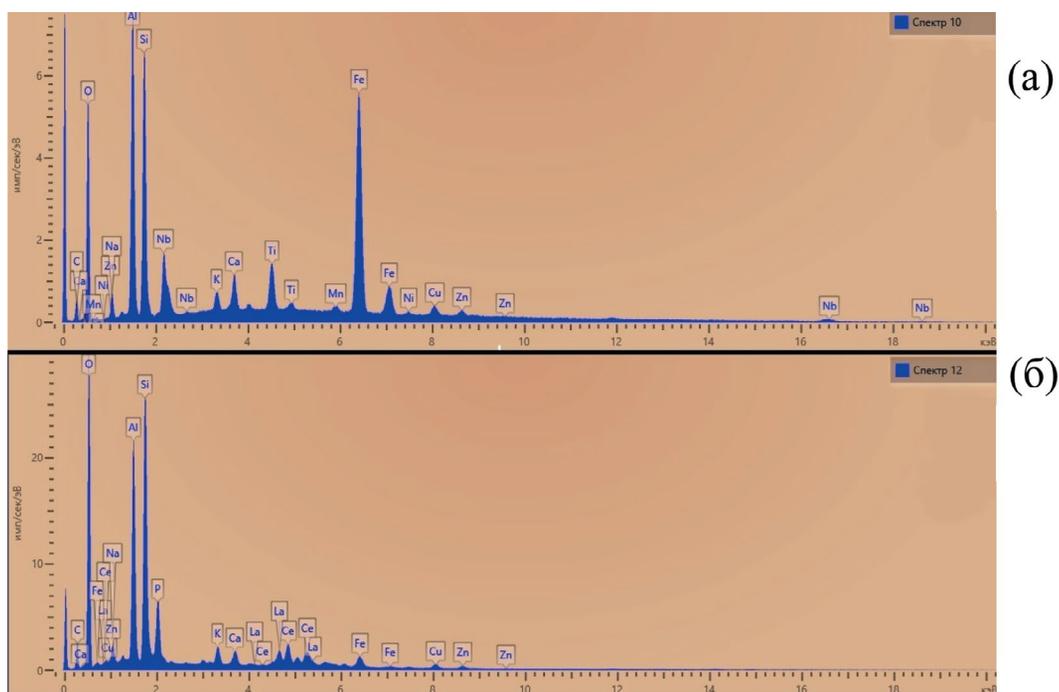
Лопарит-1 составляет около 60 об. % от общего количества свободного лопарита, концентрируется в тяжелой фракции материала Сергеваньской россыпи и представлен зернами правильных кристаллографических форм, как правило, это двойники кристаллов черного цвета с металлическим блеском, находящиеся преимущественно в немагнитной части тяжелой фракции, их содержание в ней составляет более 10 об.%. Морфологические особенности лопарита-1 представлены на фиг. 5.

Наиболее распространенные разновидности двойникованных кристаллов лопарита образованы сочетаниями кубических и октаэдрических форм в разных вариациях. Размеры таких кристаллов находятся в интервале от 0.1 до 1.0 мм с преобладанием индивидов с размерами кристаллов от 0.3 до 0.8 мм. Минерал демонстрирует высокую степень сохранности кристаллографических форм, в редких случаях отмечаются незначительные сколы ребер.

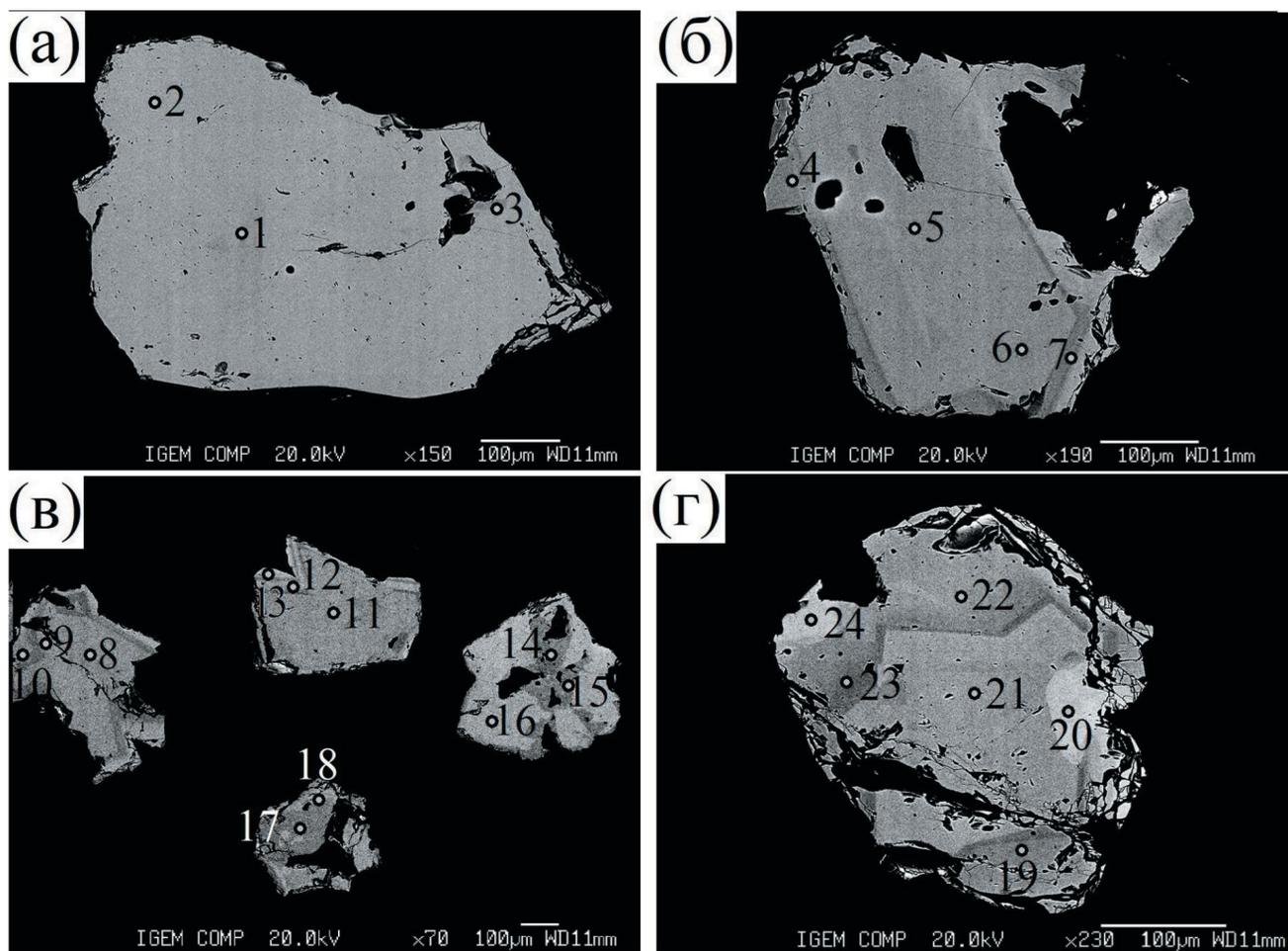
Около 30% кристаллов лопарита-1 имеют поверхностные корочки и примазки, образовавшихся при разрушении пород и сегрегированных в процессе становления россыпи (фиг. 5а, г, е). В ряде случаев наблюдаются корочки, практически полностью покрывающие зерно (фиг. 5д).

Минеральный состав этих образований был изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа и методами оптической микроскопии с использованием бинокулярный микроскопа и иммерсионных препаратов. На энергодисперсионных спектрах (фиг. 6) иллюстрируется приблизительный химический состав в точке на поверхности примазок. Фигура 6а — спектр собственно поверхностной примазки, 6б — на спектре, кроме состава вторичных минералов примазки, отмечается захват основного минерала. Однако эти спектры дают суммарный состав в точке с захватом нескольких минеральных фаз, находящихся в тонких сростаниях, тем не менее на спектре можно выделить элементы, присущие каолиниту (Si, Al), гидрослюдам (Si, Al, Mg, K), а также по высокой интенсивности пика железа можно предположить присутствие гидроксидов железа. Для более точной диагностики этих сростаний были изготовлены иммерсионные препараты, и минеральные фазы определялись по оптическим свойствам. В результате этих определений было подтверждено присутствие вышеперечисленных минералов в составе поверхностных образований.

Во внутренней структуре зерен лопарита-1 наблюдается зональность (ширина зон варьирует от 20 до 100 мкм), выраженная изменением химического состава: более темные в BSE участки зерен содержат меньшее количество ниобия



Фиг. 6. Энерго-дисперсионные спектры примазок на зернах лопарита.



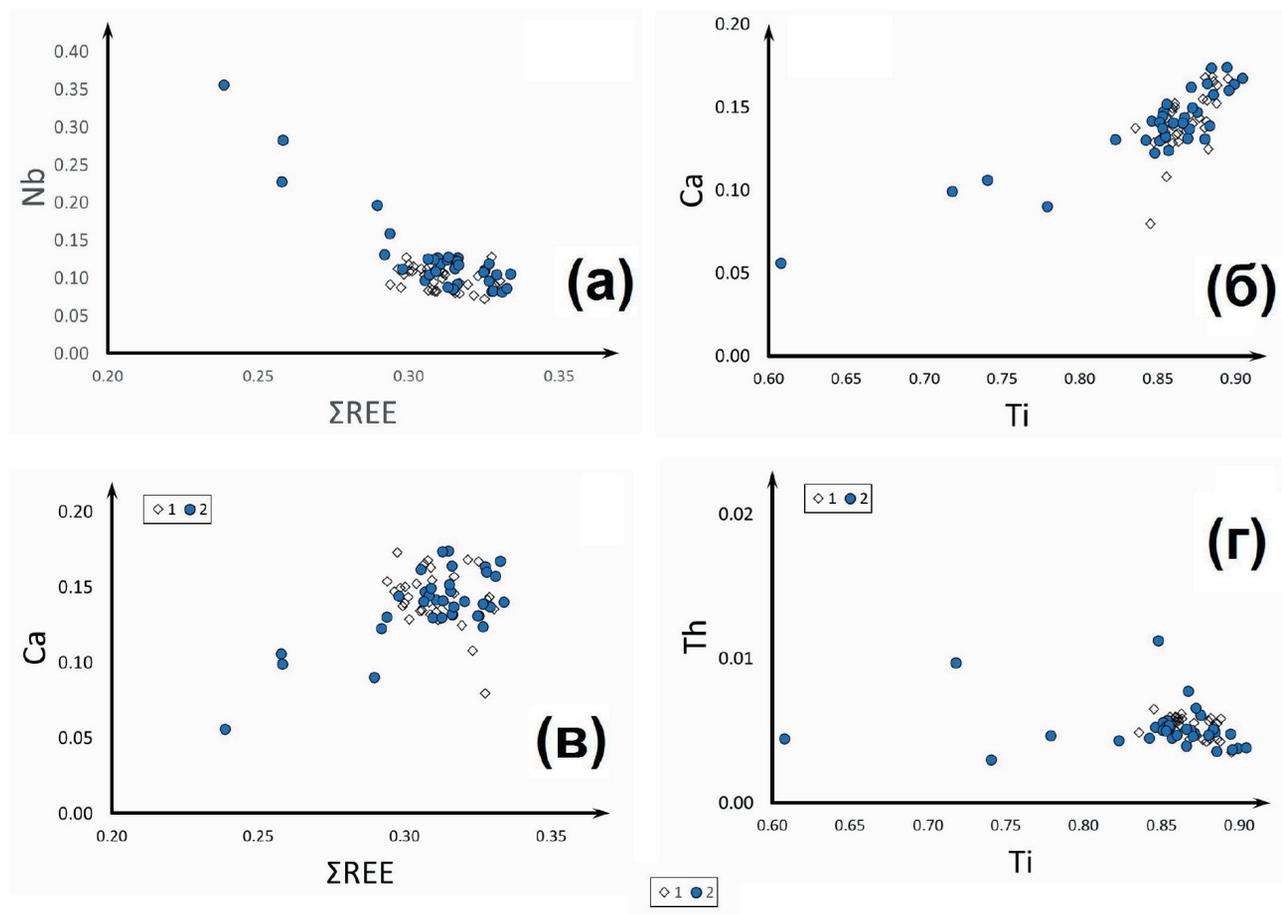
Фиг. 7. Внутреннее строение зерен лопарита-1 в россыпи по данным РСМА, цифры на рисунке соответствуют №№ анализов в Приложении 1. Изображение в отраженных электронах. Полированная шашка.

и стронция и, наоборот, светлые части обогащены этими элементами (фиг. 7, Приложение 1). Фигура 7а — зерно наиболее однородное, отмечаются только небольшие, более темные, участки в центре зерна, содержащие несколько меньшие количества Sr и Nb; фиг. 7б — зональное зерно, где по периферии кристалла образуется зона, обедненная тяжелыми элементами (темная кайма); фиг. 7в и г — кристаллы с концентрической зональностью — чередованием темных и светлых участков, располагающихся по кристаллографическим границам, причем в последнем случае видно наложение вторичной зональности (светлое пятно, в центре которого выполнен анализ, точка 20).

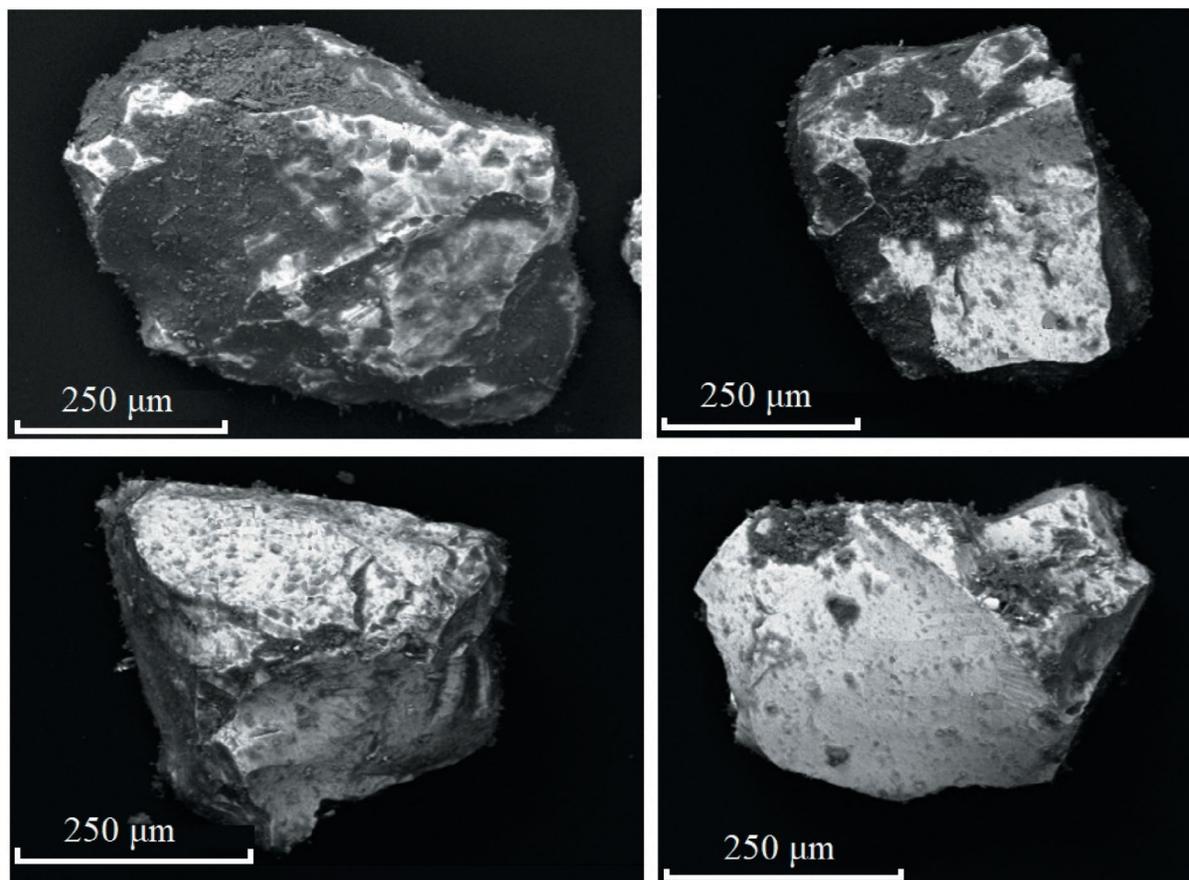
Содержание РЗЭ колеблется в интервале от 30.5 до 33.70 мас. % (среднее — 31.99 мас. %), из них содержание Ce_2O_3 — от 15.27 до 17.85 (среднее — 16.28 мас. %), что составляет более половины от общего содержания РЗЭ. Это дает возможность определить минерал как лопарит-(Ce). Содержание SrO — от 2.10 до 4.10 мас.%; Nb_2O_5 — от 5.88 до 10.28 мас. % (Приложение 1).

Представленные на фиг. 8 соотношения содержаний ΣREE , Ca, Ti и Nb отражают закономерности вариаций химического состава двух типов россыпного лопарита в отношении макроэлементов. Фигуративные точки лопарита-1 формируют единое компактное поле. Наблюдаемые зависимости между содержаниями Ca и Ti и между содержаниями Nb и REE, аналогичны вариациям этих компонентов в зональности отдельных кристаллов лопарита, отмечавшимся ранее (Mitchell, Chakhmouradian 1996; Kogarko et al., 2002).

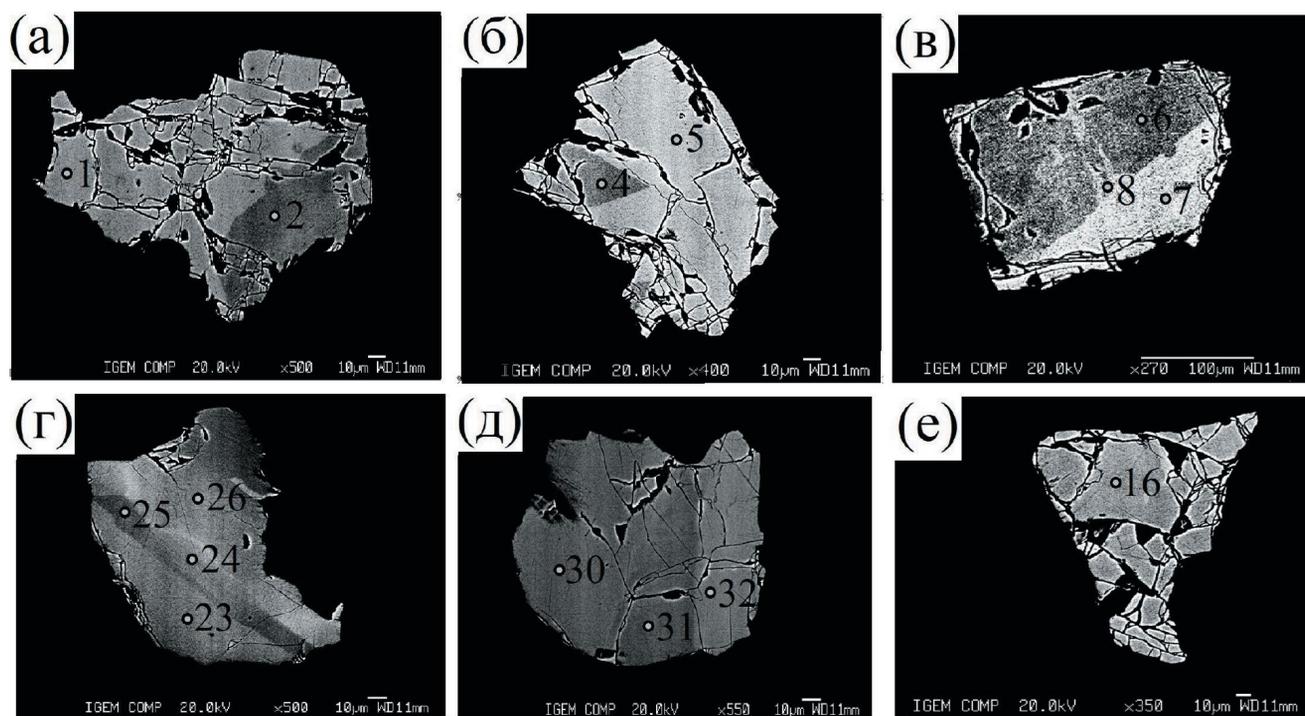
Лопарит-2 составляет около 40% свободных лопаритовых зерен. Он представлен в пробах в виде обломков неправильных форм, концентрируясь преимущественно в классах крупности менее 0.25 мм. Его зерна не обнаруживают кристаллографических форм и представлены обломками, которые обладают раковистым изломом и острыми краями (фиг. 9). Крошка и тонкие сколы лопарита-2 просвечивают коричневым. Поверхность неровная, местами гладкая, в ее углублениях обнаруживаются примазки тонкозернистого материала, аналогичного таковому на поверхности



Фиг. 8. Соотношения содержаний некоторых основных компонентов в лопарите, в формульных единицах. а — ниобий от суммы РЗМ, б — кальций от титана, в — кальций от суммы РЗМ, г — торий от титана. 1 — лопарит-1, 2 — лопарит-2.



Фиг. 9. Морфология зерен лопарита-2. Изображение в отраженных электронах.



Фиг. 10. Внутреннее строение лопарита-2. Изображение в отраженных электронах. Номера точек опробования соответствуют Приложению 2.

кристаллического лопарита-1, которые образовались в процессе формирования россыпи.

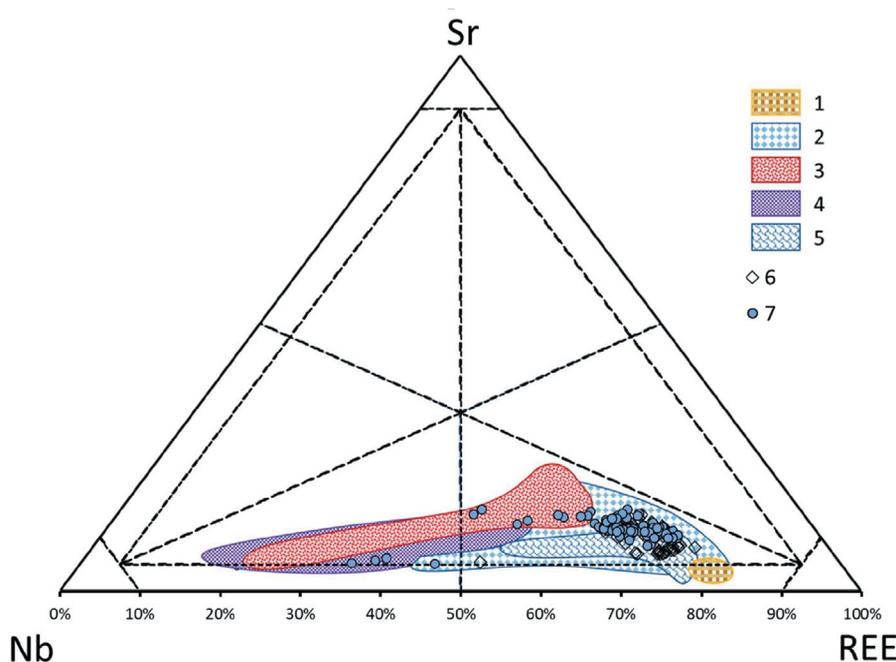
Внутреннее строение зерен лопарита-2 отличается сильной трещиноватостью и неоднородностью химического состава — неравномерным распределением оксидов редких земель, стронция и ниобия в виде очаговых, полосчатых неоднородных выделений (фиг. 10).

Содержание РЗЭ колеблется в интервале от 24.48 до 33.60 мас. % (среднее — 31.33 мас. %), из них содержание Ce_2O_3 — от 14.00 до 17.84 (среднее — 16.61 мас. %), что составляет более половины от общего содержания РЗЭ, что дает возможность определить минерал как лопарит-(Ce). Содержание SrO — от 1.93 до 4.45 мас. %; Nb_2O_5 — от 6.60 до 28.77 мас. %. Химический состав зерен лопарита-2 более неоднороден, чем лопарита-1: при близких средних значениях стандартное отклонение для лопарита-2 больше, чем в лопарите-1 по сумме редких земель — в 2 раза, по TiO_2 — в 3, а по Nb_2O_5 — в 4 раза (Приложение 2). На диаграммах (фиг. 8) видно, что большинство точек лопарита-2 группируются в одной области составов с точками лопарита-1, но есть несколько анализов лопарита-2, резко отличающихся. Такие “аномальные” лопариты содержат меньше редкоземельных

элементов и кальция и больше ниобия. Так, в точках 26 (фиг. 10г) и 32 (фиг. 10д) отмечается повышенное (в 2.5—4 раза) по сравнению с соседними точками содержание Nb_2O_5 , при этом стронцием и торием эти точки могут быть как обогащены, так и обеднены.

В работах (Mitchell, Chakhmouradian, 1996; Chakhmouradian, Mitchell, 2002; Kogarko et al., 2002; Сук и др., 2012; Пахомовский и др., 2014; Михайлова и др., 2018) проанализирован состав лопарита из основных комплексов пород Ловозерского массива. На основании этих данных построена треугольная диаграмма Nb_2O_5 — SrO — REE, на которую были вынесены поля составов лопарита из различных комплексов пород массива и нанесены (в виде отдельных точек) составы лопарита-1 и лопарита-2 из Сергеваньской россыпи (фиг. 11).

Эти поля составов лопарита из разных комплексов пород хотя и смещены друг относительно друга, но в некоторой мере перекрываются. Отдельные поля состоят из двух частей: находящегося в правой части диаграммы “тела”, вытянутого вдоль линии, идущей от правого нижнего (лопаритового) угла к центру треугольника, в которое попадает большинство анализов, и бедной анализами “щупальцы”, протягивающейся к левому (луешитовому) углу диаграммы. Таким образом, образуется два



Фиг. 11. Сравнительная диаграмма состава лопарита Сергеваньской россыпи и из коренных пород Ловозерского массива. Области составов лопарита из массива — обобщение наших и литературных данных (Сук и др., 2012; Chakhmouradian, Mitchell, 2002; Михайлова и др., 2018; Пахомовский и др., 2014; Mitchell, Chakhmouradian, 1996): 1 — пойкилитовые содалитовые и нозеановые сиениты; 2 — дифференцированный комплекс уртитов-фойитов-луявритов; 3 — комплекс эвдиалитовых луявритов; 4 — мурманитовые порфириовидные луявриты; 5 — пегматиты; 6, 7 — составы лопарита из россыпи: 6 — лопарит-1, 7 — лопарит-2.

тренда: первый, к которому принадлежит большинство лопаритов из коренных пород (пойкилитовых сиенитов, дифференцированного комплекса и эвдиалитовых луавритов). Большинство анализов лопарита из россыпи протягивается от поля пойкилитовых сиенитов к центру диаграммы таким образом, что лопарит эвдиалитовых луавритов отмечается пониженным содержанием REE_2O_3 и относительно повышенным SrO и Nb_2O_5 . Второй тренд загибается к Nb-углу, он включает поля лопарита из пегматитов, лопарита из затронутых процессами вторичного изменения пород дифференцированного комплекса и мурманитовых порфиридных луавритов. То есть этот тренд можно связать с действием поздне- и постмагматических процессов.

Анализ показывает, что как лопарит-1, так и лопарит-2 из россыпи в основном попадают в поле, перекрывающееся полем дифференцированного, реже — полем эвдиалитового комплекса, причем лопарит-2 имеет более широкие вариации состава и часть его фигуративных точек попадают в область тренда, протягивающегося к Nb-углу. Таким образом, лопарит в россыпи соответствует двум разновидностям лопарита, выявленным в пределах массива — идиоморфному (“кумулятивному”) и ксеноморфному интерстициальному (с учетом возможного дробления ксеноморфных зерен при дезинтеграции коренных пород и формировании россыпи), однако сделать конкретные выводы об идентификации источников из эвдиалитового

и дифференцированного комплексов на основании такой диаграммы оказывается невозможно.

ОЦЕНКА ПРЕОБЛАДАЮЩЕГО ИСТОЧНИКА В ПРЕДЕЛАХ МАССИВА ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ

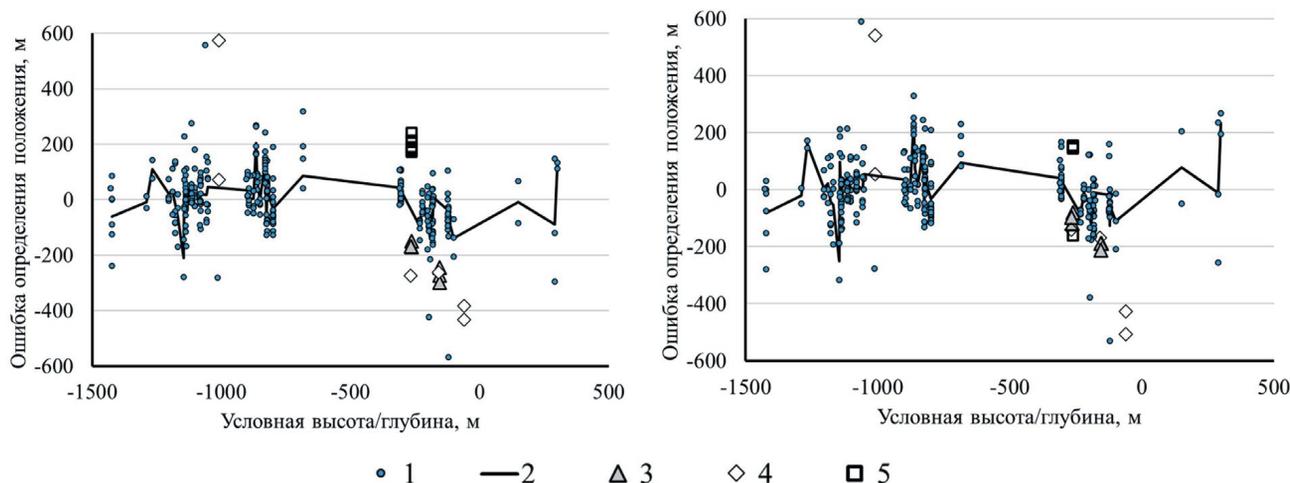
Для построения функции, позволяющей оценить положение лопарита в обобщенном вертикальном разрезе Ловозёрского массива (Герасимовский et al., 1966) по его составу, использован массив данных, любезно предоставленный Л.Н. Когарко, ранее использованный в работе (Kogarko et al., 2002).

Из этого массива были удалены “аномальные анализы”, фигуративные точки которых существенно отстоят от линий зависимости содержаний компонентов: $Na_2O > 10\%$, $FeO > 0.6\%$, $Nb_2O_5 > 18\%$, $ThO_2 > 1.5\%$, $ThO_2 < 0.3\%$, а также анализы, сумма которых < 98 или $> 101\%$. Таким образом, была получена выборка из 293 анализов, принадлежащих 43 образцам. Анализы были приведены к 100%, затем были рассчитаны коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов и высотой образца по обобщенному вертикальному разрезу (табл. 2). Поскольку графики содержаний стронция и ниобия в лопарите, приведенные в работе (Kogarko, 2021), демонстрируют нелинейное возрастание концентраций ниобия и стронция, использованы также логарифмы их концентраций.

На основании этих значений выбраны компоненты, содержание которых значимо на уровне 99%

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов и высотой образца по обобщенному вертикальному разрезу (298 анализов)

Компонент	R	Компонент	R
LREE ₂ O ₃	-0.89	Pr ₂ O ₃	-0.04
Ce ₂ O ₃	-0.88	K ₂ O	-0.02
La ₂ O ₃	-0.81	Y ₂ O ₃	-0.01
FeO	-0.62	Na ₂ O	0.13
TiO ₂	-0.49	Ta ₂ O ₅	0.21
Nd ₂ O ₃	-0.29	UO ₂	0.23
BaO	-0.25	Nb ₂ O ₅	0.65
Gd ₂ O ₃	-0.24	lg(Nb ₂ O ₅)	0.66
Sm ₂ O ₃	-0.20	ThO ₂	0.71
PbO	-0.11	SrO	0.93
CaO	-0.02	lg(SrO)	0.95



Фиг. 12. Распределение ошибок определения высоты в зависимости от истинного положения образца в разрезе Ловозерской интрузии по первой (а) и второй (б) формулам. 1 — по единичным анализам (Kogarko et al., 2002); 2 — усреднение по образцам; 3 — по (Пахомовский и др., 2014); 4 — новые данные по лопаритовому малиньиту; 5 — по (Михайлова и др., 2023)

коррелирует с гипсометрическим положением. Следует отметить, что зависимость между гипсометрической высотой образца и концентрациями ниобия и стронция в лопарите проявлена лучше, если эти содержания выражены в логарифмической форме.

С использованием надстройки статистического анализа MS Excel построены два уравнения для оценки положения образца в обобщенном вертикальном разрезе от контакта с эвдиалитовым комплексом (H^*):

$$H^* = 917 - 20 \cdot \text{TiO}_2 - 66 \cdot \text{FeO} - 48 \cdot \text{REE}_2\text{O}_3 + 69 \cdot \lg(\text{Nb}_2\text{O}_5) + 269 \cdot \text{ThO}_2 + 1451 \cdot \lg(\text{SrO}), \quad (1)$$

$$H^* = 1863 - 28 \cdot \text{TiO}_2 - 63 \cdot \text{LREE}_2\text{O}_3 + 84 \cdot \lg(\text{Nb}_2\text{O}_5) + 1557 \cdot \lg(\text{SrO}), \quad (2)$$

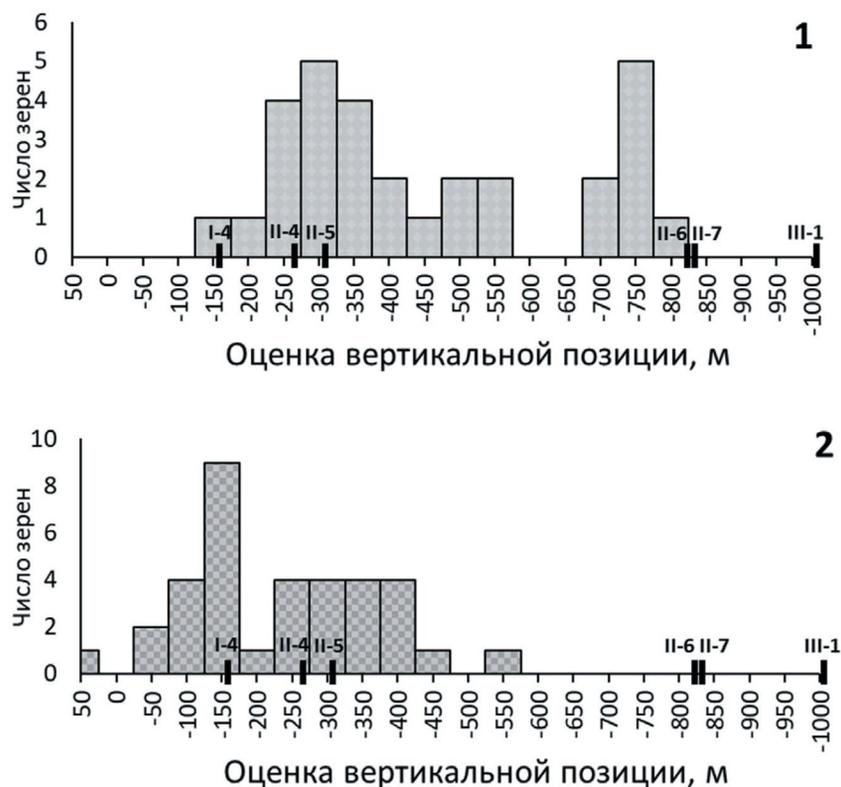
где TiO_2 , FeO , REE_2O_3 , Nb_2O_5 , ThO_2 и SrO — массовые проценты содержания соответствующих компонентов в анализе, нормированном к 100%, в LREE включены La, Ce, Pr и Nd⁸.

⁸ Зависимость между составом кумулятивного минерала и положением образца породы в вертикальном разрезе определяется процессами внутрикамерного фракционирования расплава, который находился в равновесии с этим минералом в момент осаждения и был частично захвачен в межзерновое пространство при формировании осадка. Поскольку связь между составом расплава и степенью фракционирования нелинейна (см., напр., (Арискин и Бармина, 2000), полученные уравнения представляют только аппроксимацию зависимостей, их коэффициенты не несут геологического смысла.

Первое уравнение включает все элементы, содержания которых значимо коррелированы с положением в вертикальном разрезе, второе уравнение не включает элементы с низким содержанием, что, по нашему мнению, должно способствовать большей устойчивости получаемых оценок при использовании анализов, выполненных в разных лабораториях.

Сопоставление ошибок оценки, полученных с использованием двух уравнений, показало близкие результаты (фиг. 12). При использовании единичных анализов первое уравнение дает оценки высоты, отличающиеся от истинной в среднем на 76 м, а второе — на 80 м, при этом для первого уравнения 95%, а для второго 94% оценок отклоняются от истинного значения не более чем на 200 м, отклонение менее чем на 100 м фиксируется в 74 и 68% случаев соответственно. Усреднение результатов анализов в пределах образца приводит к уменьшению средней ошибки до 59 и 64 м соответственно.

Для проверки применимости функций к анализам, выполненным в других лабораториях, взяты средние составы лопарита из рудного, подстилающего и перекрывающего слоев, разрабатываемых Ловозерским ГОК, горизонтов I-4 и II-4 из работы (Пахомовский и др., 2014). Выполненные по первой формуле оценки высоты отличаются от истинных на 150—298 м (среднее 217), тогда как по второй — на 81—212 м (среднее 148), а также 6 анализов из работы (Михайлова и др., 2013), для которых эти различия составили в среднем 118 по первой формуле и 108 — по второй, и 4 анализа из рудного малиньита, выполненных в ИГЕМ РАН,



Фиг. 13. Распределение зерен лопарита из россыпи по оценке вертикальной позиции источника (высотные отметки уровней от границы с эвдиалитовым комплексом). 1 – лопарит-1, 2 – лопарит-2. Черные отметки на осях показывают положение маркирующих горизонтов.

для них среднее отклонение составило 164 и 73 м соответственно. Таким образом, первая функция, учитывающая больше компонентов, дает лучшие результаты только на анализах, выполненных в той же лаборатории, тогда как для анализов, выполненных в разных лабораториях, использование второй функции оказывается предпочтительным. Вторым выводом состоит в том, что нужно усреднять несколько анализов по одному образцу или кристаллу, но даже при этом реальная точность оценки составляет порядка 100 м.

По этой методике были рассчитаны оценки положения зерен лопарита-1 и лопарита-2, выделенных из россыпи. Были исключены анализы, сумма которых не попадала в диапазон 98–101%, анализы с высокими содержаниями натрия, железа и тория ($\text{Na}_2\text{O} > 10\%$, $\text{FeO} > 0.6\%$, $\text{ThO}_2 > 1.5\%$), и с аномально-низкими содержаниями тория ($\text{ThO}_2 < 0.3\%$), оставшиеся анализы были приведены к 100%. В качестве оценки вертикальной позиции источника для каждого из зерен принято как среднее арифметическое из величин H^* , рассчитанных по единичным анализам по формуле (2).

Полученные оценки показаны в ESM 1 и ESM 2. Полученные данные об уровнях поступления лопарита в россыпь представлены на фиг. 13.

Анализ полученных гистограмм распределения показывает, что хотя большинство зерен лопарита обоих типов происходит из горизонтов на 100–400 м ниже контакта с эвдиалитовым комплексом, но форма распределения существенно различается, что свидетельствует о множественности источников. Так, главный максимум распределения как лопарита-1, так и лопарита-2, может быть соотнесен с разрабатываемым “малиньтовым горизонтом” II-4, занимающим положение –265...–268 м и горизонтом II-5—310 м от контакта с эвдиалитовым комплексом (Герасимовский и др., 1966). Максимум 150 м, наблюдаемый для лопарита-2, можно соотнести с “уртитовым горизонтом” I-4, занимающим положение –156...–158 м по обобщенному разрезу, причем лопарита-1 с этого уровня мало. Зато для лопарита-1 наблюдается дополнительный максимум около –700...–800 м, который можно соотнести с нижними горизонтами второй серии

II-6 и II-7, находящихся на уровнях –825 и –835 м, ни один из которых не разрабатывается.

Зерна лопарита, высота для которых оценивается как 500–650 м, с этими горизонтами соотнесены быть уже не могут, следовательно, это рассеянный аксессуарный лопарит. Лопарита, который можно было бы соотнести с более низкими горизонтами, в россыпи не обнаружено. Почти нет и лопарита, который бы соотносился с эвдиалитовым комплексом, несмотря на то, что именно в этом районе в лопаритовом комплексе обнаружено промышленно значимое лопаритовое оруденение.

ВЫВОДЫ

1. Лопаритовые россыпи северного обрамления Ловозерского массива тесно связаны с проявлениями коренной минерализации массива, что подтверждается наличием рудоносной гальки нефелиновых сиенитов, низкой окатанностью обломочного материала и близкими типоморфными особенностями лопарита из коренных пород и россыпей.

2. Лопарит является россыпеобразующим минералом и представлен двумя типами зерен, отличающихся друг от друга по морфологическим и химическим характеристикам. Лопарит-1 представляет собой высвобожденные из пород идиоморфные кристаллы, тогда как лопарит-2 представлен ксеноморфными зернами лопарита и их обломками.

3. Гипергенные изменения зерен лопарита в россыпи проявлены в частичном дроблении зерен и появлении на зернах плотных корочек, состоящих из агрегатов каолинита и гидрослюд с окислами железа.

4. Источником лопарита послужила верхняя часть дифференцированного комплекса, причем главная основная часть зерен может быть соотнесена с промышленно-рудоносными горизонтами, наряду с этим, значимый вклад дают и горизонты с не промышленной минерализацией и аксессуарно-рассеянный в породах дифференцированного комплекса лопарит.

5. Лопарит Сергеваньской россыпи присутствует в гравитационно обогатимых классах, содержит в своем составе высокие содержания РЗЭ, Sr и Nb + Ta и доступен для добычи открытым способом, что имеет важное промышленное значение для диверсификации сырьевых источников Ловозёрского ГОКа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках гос. задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Жирова А.М., Глазнев В.Н. Модель формирования Хибино-Ловозерского рудоносного вулканоплутонического комплекса // Геология рудн. месторождений. 2013. № 5. С. 397–414.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В., Беляцкий Б.В., Шаматрина А.М., Антонов А.В., Ларионов А.Н., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Длительность формирования полифазной магматической системы палеозойских щелочных комплексов центральной части Кольского полуострова: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar данные // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 5. С. 666–670.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, ЛО, 1972. 296 с.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. Л.: Наука, 1967. 144 с.
- Веселовский Н.Н., Сахаров А.С., Савченко Е.Э., Войтеховский Ю.Л. Зональность в распределении лопарита Ловозерского щелочного массива // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, изд. КНЦ АН СССР. 1990. С. 79–84.
- Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Саприкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 392 с.
- Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Новые данные о глубинном строении Хибинского и Ловозерского массивов, Кольский полуостров // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 391–393.
- Евзеров В.Я. Роль древних кор выветривания в формировании антропогенных отложений и связанных с ними месторождений северо-восточной части Балтийского щита // Литология и полез. ископ. 1978. № 1. С. 50–58.
- Зартман Р.Э., Когарко Л.Н. Изотопный состав свинца апатитовых нефелиновых сиенитов и редкометалльных руд Ловозерского массива (Кольский полуостров, Россия) // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 77. <https://doi.org/10.7868/S0869565214010241>
- Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских редкометалльных месторождений Кольского полуострова // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, экология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 773–787.
- Когарко Л.Н. Новый геохимический критерий редкометального оруденения гигантской Ловозерской интрузии (Кольский полуостров) // Докл. РАН. Геохимия. 2004. Т. 394. № 3. С. 377–379.
- Когарко Л.Н., Вильямс Т., Осокин Е.Д. Эволюция состава лопарита Ловозерского массива // Геохимия. 1996. № 4. С. 294–297.
- Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б. Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива (изотопия рублидия и стронция) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 4. С. 970–972.

- Лаломов А.В., Григорьева А.В., Бочнева А.А., Магазина Л.О., Чефранов Р.М.* Редкометалльные россыпи Ловозерского массива // Разведка и охрана недр. 2019. № 1. С. 51—56.
- Лаломов А.В., Чефранов Р.М.* Разработка метода прогнозирования потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования на базе лопаритовых россыпей Ловозерского массива // Арктика: экология и экономика. 2020. № 4 (40). С. 54—65. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2020-4-54-65>
- Лаломов А.В., Григорьева А.В., Зайцев В.А.* Минеральный состав редкометалльных россыпей Ловозерского массива // Геология рудн. месторождений. 2022. № 5. С. 485—497.
- Левченко Е.Н., Лаломов А.В., Григорьева А.В., Зайцев В.А.* Минералого-технологическое исследование лопаритовых россыпей Ловозерского массива // Обогащение руд. 2023. № 1. С. 29—37. <https://doi.org/10.17580/or.2023.01.05>
- Михайлова Ю.А., Малыгина А.В., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Калашиников А.О.* Лопарит аллюийского участка Ловозерского эвдиалитового месторождения // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 246—250.
- Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н.* Лопарит-(Ce) в породах ловозерского расслоенного комплекса гор Карнасурт и Кедыквырпахк // Записки РМО. 2014. Т. 143. № 1. С. 68—87.
- Пеков И.В.* Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: ТО “Земля”, 2001. 464 с.
- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.* Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. 359 с.
- Родионов Н.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Капитонов И.Н., Балашова Ю.С., Беляцкий Б.В., Арзамасцев А.А., Сергеев С.А.* U-Pb SHRIMP-II возраст титанита и время образования апатит-нефелиновой минерализации Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1195—1210.
- Семенов Е.И.* Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.
- Сук Н.И., Котельников А.Р., Ковальский А.М.* Составы минералов лопаритсодержащих пород Ловозерского щелочного массива и физико-химические условия образования минеральных парагенезисов // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 41—58.
- Чефранов Р.М., Лаломов А.В., Чефранова А.В.* Поисково-ориентированная методика численного прогнозирования редкометалльных россыпей ближнего сноса на примере Ловозерского россыпного района // Геология руд. месторождений. 2023. № 2. С. 138—151. <https://doi.org/10.31857/S0016777023020016>
- Chakhmouradian A.R., Mitchell R.H.* New data on pyrochlore- and perovskite-group minerals from the Lovozero alkaline complex, Russia // Eur. J. Mineral. 2002. V. 14. P. 821—836.
- Kogarko L.N.* Geochemistry of Super-Large Deposits of Eastern Fennoscandia (Kola Peninsula) // Geochemistry International 2021. V. 59. Iss. 11. P. 1063—1076.
- Kogarko L.N., Williams C.T., Woolley A.R.* Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, Kola peninsula, Russia // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 74. P. 1—24.
- Kogarko L.N., Williams C.T., Woolley A.R.* Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia // Mineral. Mag. 2006. V. 70(4). P. 347—359.
- Kogarko, L.N., Nielsen, T.F.D.* Compositional variation of eudialyte-group minerals from the Lovozero and Ilímaussaq complexes and on the origin of peralkaline systems // Minerals. 2021. V. 11. P. 548. <https://doi.org/10.3390/min11060548>
- Mikhailova J., Pakhomovsky Ya, Selivanova E., Kompanchenko A.* Polymineralic Inclusions in Loparite-(Ce) from the Lovozero Alkaline Massif (Kola Peninsula, Russia) // Hydrothermal Association in Miniature. Minerals. 2023. V. 13. P. 715. <https://doi.org/10.3390/min13060715>
- Mitchell R.H., Chakhmouradian A.R.* Composition variation of loparite from the Lovozero alkaline complex, Russia // The Canadian Mineralogist. 1996. V. 34. P. 977—990.
- Mitchell R.H., Wu F.Y., Yang Y.H.* In situ U-Pb, Sr and Nd isotopic analysis of loparite by LA-(MC)-ICP-MS // Chemical Geology. 2011. V. 280 (1—2). P. 191—199. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.11.008>
- Shubin I.I., Filina M.I., Kogarko L.N.* Evolution of Pyroxenes of the Lovozero Rare Metal Deposit (Lower Zone) // Geochemistry International. 2021. V. 59. № 1. P. 92—98.

LOPARITE IN PLACERS OF THE LOVOZERO PLACER CLUSTER ON THE EXAMPLE OF THE SERGEVAN SITE

V. Grigorieva^{1,*}, A. V. Lalomov^{1,**}, V. A. Zaitsev², D. A. Lalomov³,

A.V. Cefranova¹

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

² *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Kosygin str., 19, Moscow, 119991 Russia*

³ *LLC Geodevice Technologies, O. Bergholz Street, 36, St. Petersburg, 192148 Russia*

*E-mail: grig357@mail.ru

Loparite is the main placer-forming mineral in placers located along the periphery of the Lovozero alkaline massif. The article presents new materials for the study of loparite from samples taken during field work at the Sergevan site of the Revda placer, located near the northern frame of the massif. The mineral was extracted from the heavy fraction of a technological sample weighing about 30 kg. The paper presents the results of a study of the morphology, features of the chemical composition and internal structure of loparite from placers, as well as its relationship with the bedrock of the massif. It was determined that loparite in the placer is represented by two types of grains: “loparite-1” – large (0.25–0.75 mm) twins of crystals of regular crystallographic forms; “loparite-2” – smaller (0.05–0.20 mm) fragments of irregular shape. The work studied the mineralogical features of each type of grains and revealed their relationship with the bedrock mineralization. The study of the typomorphic features of placer loparite makes it possible to develop an optimal technological scheme for the enrichment of placers to expand the rare metal resource base of Russia

Keywords: loparite, Lovozero massif, morphology, rare earth elements (REE), chemical composition, zoning, primary sources

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
№ 0110255 от 9 февраля 1993 г., выдано Министерством печати
и информации Российской Федерации

Подписано к печати

г. Дата выхода в свет

г. Формат $60 \times 88 \frac{1}{8}$ Усл. печ. л. Уч.-изд. л.

Тираж экз. Зак. Цена свободная

Учредители: Российская академия наук,
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-039-24: ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал
 Астрономический вестник. Исследования солнечной системы
 Астрономический журнал
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря
 Биоорганическая химия
 Биофизика
 Биохимия
 Ботанический журнал
 Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук
 Вестник древней истории
 Вестник Российской академии наук
 Вестник российской сельскохозяйственной науки
 Водные ресурсы
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии
 Вопросы языкознания
 Вулканология и сейсмология
 Высокмолекулярные соединения. Серия А
 Высокмолекулярные соединения. Серия Б
 Высокмолекулярные соединения. Серия С
 Генетика
 Геология рудных месторождений
 Геомагнетизм и аэрномия
 Геоморфология и палеогеография
 Геотектоника
 Геохимия
 Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия
 Дифференциальные уравнения
 Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления
 Доклады Российской академии наук. Науки о жизни
 Доклады Российской академии наук. Науки о Земле
 Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки
 Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах
 Журнал аналитической химии
 Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики
 Журнал неорганической химии
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии
 Журнал органической химии
 Журнал прикладной химии
 Журнал физической химии
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии
 Журнал экспериментальной и теоретической физики
 Записки Российского минералогического общества
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа
 Известия Российской академии наук. Механика твердого тела
 Известия Российской академии наук. Серия биологическая
 Известия Российской академии наук. Серия географическая
 Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка
 Известия Российской академии наук. Серия физическая
 Известия Российской академии наук. Теория и системы управления
 Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана
 Известия Российской академии наук. Энергетика
 Известия Русского географического общества
 Исследование Земли из Космоса
 Кинетика и катализ
 Коллоидный журнал
 Координационная химия
 Космические исследования
 Кристаллография
 Латинская Америка
 Лёд и Снег
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые
 Мембраны и мембранные технологии
 Металлы
 Микология и фитопатология
 Микробиология
 Микроэлектроника
 Молекулярная биология
 Наука Юга России
 Нейрохимия
 Неорганические материалы
 Нефтехимия
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология
 Онтогенез
 Палеонтологический журнал
 Паразитология
 Петрология
 Письма в Астрономический журнал
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение
 Приборы и техника эксперимента
 Прикладная биохимия и микробиология
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации
 Программирование
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиозоология
 Радиотехника и электроника
 Радиохимия
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российская история
 Российская сельскохозяйственная наука
 Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Современная Европа
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция
 США и Канада: экономика, политика, культура
 Теоретические основы химической технологии
 Теплофизика высоких температур
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли
 Физика и химия стекла
 Физика металлов и металловедение
 Физика плазмы
 Физикохимия поверхности и защита материалов
 Физиология растений
 Физиология человека
 Химическая физика
 Химия высоких энергий
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология
 Экономика и математические методы
 Электрохимия
 Энергия: экономика, техника, экология
 Энтомологическое обозрение
 Этнографическое обозрение
 Ядерная физика