

УДК 553.412/447+553.21/.24+553.261

**МЯУЧАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (северо-восток Азии) —
ПРИМЕР СЛАБОЭРОДИРОВАННОЙ Ag-Pb-Zn
ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ**

А.Н. Глухов, Е.Е. Колова, А.В. Соболев*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия*

Охарактеризовано Мяучанское рудное поле, расположенное в пределах Омсукчанской зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Составляющие рудное поле Ag-Pb-Zn рудопроявления Коренное и Малютка локализованы в центральной части антиклинальной складки северо-западного простирания, сложенной верхнетриасовыми карбонатно-терригенными толщами, прорванными штокообразными телами и дайками позднемиоценовыми андезитами, монцодиоритами, гранит-порфирами и риолитами. Сульфидно-карбонат-флюорит-кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны с арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, Ag-тетраэдритом распространены как в интрузиях, так и в терригенных толщах. Геохимический спектр минерализации As-Sb-Ag-Pb-Au-Bi-Cu-Zn-W. Результаты изучения флюидных включений наряду с данными по распределению редкоземельных и рудных элементов указывают на формирование руд в эпitherмальной обстановке гидротермально-магматической системы из хлоридных растворов с участием поверхностных вод. Отложение руд происходило в диапазоне температур 106–287 °C из растворов соленостью от 0.5 до 9.0 мас. % NaCl-экв. Руды, содержащие Ag порядка 70 г/т и Pb до 1.2 %, формировались в условиях выкипания из растворов, обогащенных солями Fe; руды с содержанием Ag менее 7 г/т, а Pb до 25 г/т образовались в условиях разбавления из гидротерм, в составе которых преобладали соли Na с незначительной примесью K. Минерализация Мяучанского рудного поля представляет верхний уровень Ag-Pb-Zn рудной системы, аналогичной месторождению Гольцовое.

Ag-Pb-Zn минерализация, риолиты, Ag-тетраэдрит, флюидные включения, эпitherмальный, градиент

**MYAUCHAN ORE FIELD (Northeastern Asia), AN EXAMPLE
OF WEAKLY ERODED AG-PB-ZN VOLCANOPLUTONIC MINERALIZATION**

A.N. Glukhov, E.E. Kolova, A.V. Sobolev

The Myauchan ore field located in the Omsukchan zone of the Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt is described. The Korennoe and Malyutka Ag–Pb–Zn ore occurrences forming this field are localized at the center of anticlinal fold of NW strike made up of Upper Triassic carbonate-terrigenous deposits intruded by stock-like bodies and dikes of Upper Cretaceous andesite, monzodiorite, granite-porphyry, and rhyolite-porphyry. Sulfide-carbonate-fluorite-quartz veins and vein-veinlet zones with arsenopyrite, pyrite, sphalerite, galena, chalcopryrite, and Ag-tetrahedrite are localized both in intrusions and in terrigenous strata. The field bears As–Sb–Ag–Pb–Au–Bi–Cu–Zn–W mineralization. Study of fluid inclusions and REE and ore element patterns show that the field ores formed from chloride solutions with the participation of surface waters in hydrothermal-magmatic system under epithermal conditions. The ores were deposited from solutions with TDS = 0.5–9.0 wt.% NaCl equiv. in the temperature range 106–287 °C. The ores containing ca. 70 ppm Ag and up to 1.2% Pb formed through boiling-off of solutions enriched in iron salts. The ores with Ag < 7 ppm and Pb ≤ 25 ppm were generated from diluted hydrothermal solutions with predominant sodium salts and potassium admixture. Mineralization of the Myauchan ore field marks the upper level of the Ag–Pb–Zn ore system similar to the Gol'tsovoe deposit.

Ag–Pb–Zn mineralization, rhyolite, Ag-tetrahedrite, fluid inclusions, epithermal, gradient

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения и рудопроявления Ag-Pb-Zn типа широко распространены в структурах северо-востока Азии. В последние два десятилетия они приобрели важное экономическое значение: пять подобных объектов обрабатываются (Гольцовое, Перевальное, Тидид, Терем, Менкече), еще на двух (Мангазейское, Прогноз) строятся горно-рудные предприятия. По региональной тектонической позиции месторождения этой территории разделяются на две группы. Первая — объекты Верхоянского складчато-надвигового пояса, связанные с позднеколлизийными гранитоидами «поперечных рядов» [Тектоника..., 2001]; Прогноз [Гамянин, 2018], Мангазейское [Аникина и др., 2016], Менкече [Костин, Денисов,

2007]. Вторая — месторождения ОЧВП, ассоциирующие с кислыми вулканитами и гранитоидами поздней фазы развития пояса [Геодинамика..., 2006]: Гольцовое [Шило и др., 1992; Савва, 2018; Савва и др., 2021], Тидид [Колесников, Шатков, 1994; Пляшкевич, 2002], Арманское [Goryachev et al., 2018]. В существующей классификации [Борисенко и др., 1992] они относятся к Ag-Pb и Sn-Ag рудным формациям. При схожести основных черт геологического строения и состава руд Ag-Pb-Zn месторождения Северо-Востока Азии характеризуются индивидуальными чертами, которые могут отражать как региональную металлогеническую специфику, так и особенности условий рудообразования конкретных объектов.

Многими исследователями отмечалось сочетание в рудах этого типа текстурно-минералогических и геохимических черт присущих как эпитермальным, так и более глубинным обстановкам, а также участие поверхностных (метеорных и морских) вод в формировании рудообразующего флюида [Аникина и др., 2016; Савва и др., 2021]. Традиционно упоминается зональное строение Ag-Pb-Zn рудных полей с Sn-W минерализацией на глубоких горизонтах, Sn-Ag на более высоких [Кравцова и др., 1996; Пляшкевич, 2002; Кравцова, 2010] и Au-Bi — в периферических частях [Hart, 2007]. Следует отметить, что общее количество Ag-Pb-Zn месторождений ОЧВП, подробно охарактеризованных в опубликованных источниках, невелико. Поэтому многие вопросы, касающиеся важнейших аспектов их геологического строения и генезиса, остаются открытыми. Мы попытаемся дополнить существующие представления о предмете на примере Мяучанского рудного поля (далее РП), расположенного в Омсукчанском районе Магаданской области, в 30 км по прямой от пос. Омсукчан, на междуречье Сугой—Мяучан. Рудное поле локализовано на крайнем восточном фланге Дукатского рудного района (РР), который характеризуется исключительно высокой, не имеющей аналогов на Северо-Востоке Азии, насыщенностью месторождениями и рудопроявлениями Ag, Pb, Zn, Sn, Au (рис. 1). Они относятся к различным геолого-генетическим типам: эпитермальному Au-Ag адуляр-серицитовому (Дукат, Лунное), Ag-Pb-Zn (Гольцовое, Мечта, Напористое, Перевальное, Тидид, Терем, Теутэрэнджек), Sn-Ag (Мало-Кэнское, Труд), Sn-касситерит-силикатному (Галимое, Невское, Ирча, Лесное, Джагын, Новый Джагын), Au-Bi, связанному с гранитоидами (Подгорное, Порожистое). Дукатский РР занимает центральную часть Омсукчанской зоны ОЧВП — далеко вдающейся в континент, вытянутой ортогонально по отношению к поясу линейной магматической полосы, сложенной вулканоплутоническими ассоциациями мелового возраста, получивших в литературе наименование «зон тектономагматической активизации» [Кузнецов, 2006]. Омсукчанская зона наложена на Балыгычано-Сугойский континентальный рифт [Ливач, Третьякова, 2022] — предшествовавшую ОЧВП постколлизийную структуру, сформировавшуюся в геохронологическом интервале 130—140 млн лет [Петров и др., 2009] и выполненную вулканогенной ассоциацией специфического состава, известной как аскольдинская свита неокомового возраста [Филатов, Самолина, 1966; Котляр, Русакова, 2004].

Основанием для рифта послужили терригенные шельфовые и турбидитовые комплексы триасово-юрского возраста, относимые к Куларо-Нерскому и Вилигинскому террейнам [Геодинамика..., 2006]. Минерализация Мяучанского РП вмещается в том числе и триасовыми терригенными отложениями, в отличие от большинства других рудных объектов Омсукчанской зоны, которые локализованы в поздне-меловых вулканитах либо гранитоидах. Это отчасти сближает ее с оруденением Верхоянского пояса, что может помочь наметить параллели между двумя группами Ag-Pb-Zn объектов северо-востока Азии. Рудопроявления Коренное и Малютка были выявлены при поисковых работах Омсукчанской экспедицией Северо-Восточного территориального геологического управления (геологические фонды, отчет Н.Т. Дорофеева и др., 1973 г.). Фактический полевой материал, положенный в основу данного исследования, был собран авторами при проведении полевых тематических исследований в 2017 г. Каменный материал отбирали из поисковых канав.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основная часть исследований проведена на базе лаборатории петрологии, изотопной геохронологии и рудообразования СВКНИИ ДВО РАН и в центре коллективного пользования СВКНИИ ДВО РАН. Минералогический и петрографический анализ выполнены в соответствии с классическими методиками посредством микроскопов Axioplan Imaging и Leitz, укомплектованных фото- и видеорегистраторами. Химические составы основных рудных минералов установлены с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax с использованием ЭДС-детектора Xmax-50 фирмы Oxford Instruments и программного обеспечения Aztec, в режиме Point ID, с ускоряющим напряжением 20 кВ, при диаметре излучающей области около 4 мкм. Калибровка прибора проводилась на стандарте меди. Предел обнаружения элементов составляет 0.3 мас. %. Силикатный анализ выполнялся на рентгенофлуоресцентных спектрометрах CPM-25 и VRA-30 по методикам KXA 165/2009, № 181-РС, № 212-РС, № 308-РС. Содержания редкоземельных элементов определяли методом ICP-MS в инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск) на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно

связанной плазме ICP-MS Elan 9000. Содержания Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Bi, W, As, Sb, Co определяли методом ICP-OES в лаборатории ООО «АЛС Чита» (г. Чита) на спектрометре с ионизацией в индуктивно связанной плазме Agilent 5800 ICP-OES; Au — методом пробирного анализа с ICP-OES окончанием в той же лаборатории.



Рис. 1. Тектонометаллогеническая схема Дукатского рудного района (по материалам В.М. Кузнецова и др., 1998 г.).

1 — четвертичные отложения; 2 — меловые вулканогенные комплексы; 3 — осадочные толщи перми, триаса и юры; 4 — гранитоиды; 5 — разломы; 6 — месторождения Ag-Pb-Zn (а), Au-Ag (б), Au-Bi (в), Sn (г). Звездочкой показано Мяучанское РП. Номера месторождений: 1 — Дукат, 2 — Перевальное, 3 — Малый Кэн, 4 — Мечта, 5 — Тидид, 6 — Новый Джагын, 7 — Джагын, 8 — Терем, 9 — Лесное, 10 — Лунное, 11 — Подгорное, 12 — Теутэрэнджек, 13 — Невское, 14 — Напористое, 15 — Труд, 16 — Гольцовое, 17 — Ирча, 18 — Порожистое, 19 — Арылах, 20 — Начальное, 21 — Бастой, 22 — Хатарен-Индустриальное, 23 — Хивовчан, 24 — Приветливое, 25 — Галимое, 26 — Охотничье, 27 — Турман. На врезке показан район исследований.

Микротермометрические исследования флюидных включений (ФВ) выполнены с использованием измерительного комплекса на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam, микроскопа Motic, снабженного длиннофокусным объективом $\times 50$ фирмы Olympus и видеокамеры Moticam solution 3 Mpx. Отнесение ФВ к генетическим типам и измерение параметров проводилось в соответствии с имеющимися методиками [Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, Хитаров, 1987; Bodnar, Vityk, 1994; Bodnar, 2003; Мельников и др., 2008]. Солевой состав растворов и их концентрацию определяли методом криометрии, согласно экспериментальным данным [Борисенков, 1977; Bodnar, Vityk, 1994]. Плотность флюида и давления рассчитывали с помощью программы FLINCOR [Brown, 1989] по системе [Zhang, Frantz, 1987]. Химический состав водных вытяжек из ФВ, приготовленных авторами из 11 образцов рудного кварца по методике [Кражев и др., 2006], определялся на атомно-эмиссионном спектрометре Agilent4100 MP-AES.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЯУЧАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Мяучанское РП приурочено к пересечению границ разновозрастных и разноориентированных региональных тектонических структур. Во-первых, это восточная граница Омсукчанской магматической зоны ОЧВП и предшествовавшего ей Балыгычано-Сугойского континентального рифта. Во-вторых, граница Куларо-Нерского турбидитового и Вилигинского задугового террейнов [Геодинамика..., 2006]. Рудное поле (рис. 2) локализуется в центральной части антиклинальной складки северо-западного простирания, сложенной триасовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями туфогенных песчаников и ракушечниковых известняков. Осадочная толща прорвана штокообразными интрузиями, дайками и субвулканическими телами андезитов, монцодиоритов, риолитов и гранит-порфиров северо-восточного и субмеридионального простирания. Наиболее крупная субвулканическая интрузия, она же является вмещающей для рудных тел, имеет протяженность около 9 км, ширину до 1.2 км, вытянута в субмеридиональном направлении, сложного строения, выполнена гранит-порфирами и рвущими их крупнопорфировыми риолитами. По химическому составу эти породы высококальциевые известково-щелочные, умеренно глиноземистые и могут быть соотнесены с вулканитами шороховской свиты [Котляр,

Русакова, 2004], абсолютный U-Pb возраст которых 82.5—86.3 млн лет [Полин и др., 2021]. В местах соприкосновения гранит-порфиров с осадочными породами последние в разной степени ороговикованы; прослой ракушечниковых известняков здесь вмещают маломощные линзовидные тела кальцит-эпидотовых скарноидов. Ширина контактового ореола достигает 0.7 км. Изверженные породы неравномерно окварцованы, серицитизированы и сульфидизированы. Разрывные нарушения имеют преимущественно субширотную, северо-восточную и северо-западную ориентировки.

Мяучанское РП включает Ag-Pb-Zn рудопоявления Коренное и Малютка (см. рис. 2), рудные тела которых представлены кварцевыми и кальцит-флюорит-кварцевыми жилами и жильно-прожилковыми зонами с сульфидной минерализацией, контролируемые тектоническими на-

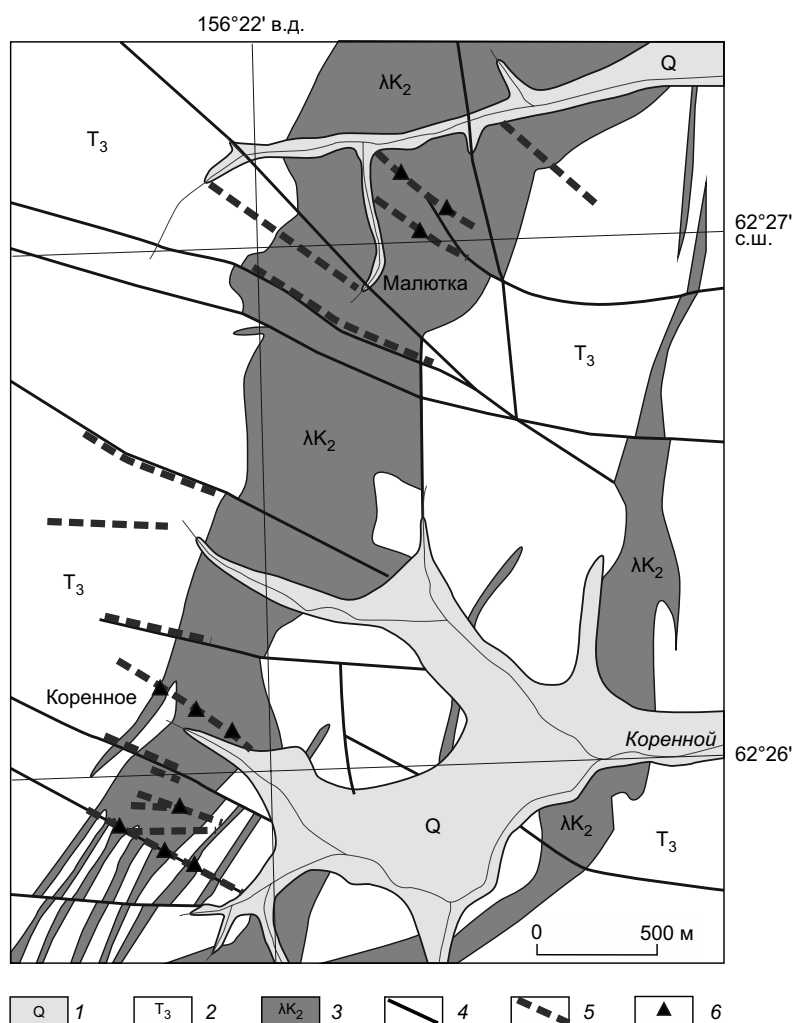


Рис. 2. Геологическая карта Мяучанского рудного поля:

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — триасовые песчаники, алевролиты, известняки; 3 — субвулканические риолиты и гранит-порфиры; 4 — разломы; 5 — рудные зоны; 6 — места отбора образцов.

Таблица 1. Содержания некоторых рудных элементов в минерализованных жилах Мяучанского рудного поля по результатам анализа ICP-OES, г/т

№ пробы	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Bi	W	As	Sb	Co	Mn
Коренное											
105502	0.0410	56.1	25000	520	715	70	5	7745	170	2.00	27
105405	33.6000	110	8230	127	275	28	5	10 000	1070	0.50	202
105406	17.9500	142	35300	151	351	25	5	10 000	1070	0.50	101
105407	0.2060	4.8	538	1100	68	1	5	803	12	2.00	19
105411	4.1240	156	33000	7080	620	2	5	10 000	245	1.00	37
105020	0.0450	22.2	41500	1620	779	14	5	10 000	137	7.00	258
105021	0.3930	93.0	2390	63	80	7	5	1370	46	2.00	29
Малютка											
105418	1.8230	24.1	11950	41	240	5	5	10 000	144	5.00	25
105420	0.0660	23.5	1440	43	41	19	5	1370	16	1.00	37
105421	0.0590	5.3	792	33	14	5	5	1570	5	2.00	24
105022	0.4600	33.1	1530	431	53	14	80	8490	37	3.00	61
105023	0.8950	8.8	4210	709	81	62	50	6110	1	0.50	234

рушениями северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений, часто выполненными зонами брекчирования и милонитизации.

На рудопроявлении Коренное установлено 10 рудных тел (Н.Т. Дорофеев и др., 1973 г.), представленных крутопадающими жилами и зонами прожилкования северо-восточного простирания мощностью до 0.9 м, протяженностью до 750 м. Рудные тела локализуются в теле гранит-порфиров и триасовых осадочных породах, выходя в которые резко сокращают мощности (не более 0.2 м), а количество сульфидов уменьшается (менее 1 %). Вмещающие породы интенсивно окварцованы; вертикальный интервал распространения минерализации превышает 100 м. Жильные зоны сложены среднезернистым прозрачным светло-серым, иногда молочно-белым кварцем, в центральных частях часто шестоватым до друзовидного, в меньшей степени среднезернистым флюоритом и кальцитом. Рудная минерализация имеет вкрапленный характер распространения. У трех жил зальбанды сложены сплошными сульфидными рудами, количество которых достигает 40 %. В целом доля рудной минерализации не превышает 5 %. Руды интенсивно окислены и часто превращены в лимонитовые «сухари» с пленками гидрооксидов As.

В рудных телах установлены высокие концентрации Ag, Pb, Zn, As, Sb, повышенные — Au, Cu и Bi (табл. 1). Геохимический спектр минерализации (в скобках здесь и далее — кларки концентрации): As (675)—Sb (353)—Ag (152)—Pb (136)—Au (78)—Bi (54)—Cu (10)—Zn (9)—W (7).

На рудопроявлении Малютка установлены (Н.Т. Дорофеев и др., 1973 г.) две рудные жильно-прожилковые зоны мощностью до 1.1 м, протяженностью до 600 м северо-западного простирания. Они локализуются в гранит-порфирах и прорывающих их дайкоподобных телах крупнопорфировых риолитов. Вмещающие породы интенсивно изменены: площадные — гематитизация, серицитизация; околорудные — каолинизация, окварцевание, эпидотизация, иногда хлоритизация. Рудные тела сложены крупнокристаллическим кварцем, небольшим количеством флюорита и кальцита. Рудная минерализация вкрапленная. Ее количество не превышает 3 %. Рудные тела в нескольких местах нарушены зонами дробления, милонитизации и минерализации. Мощность зон дробления до 0.5 м.

В жилах и прожилках установлены высокие концентрации Au, Pb, As, повышенные — Zn и W (см. табл. 1). Геохимический спектр минерализации: As (315)—Bi (67)—Ag (56)—Sb (43)—Pb (40)—Au (32)—W (14)—Zn (3)—Cu (2).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Текстуры. На Мяучанском РП нами выделяются следующие генетические группы текстур: деформации, выполнения, коррозионные (рис. 3). Для рудопроявления Коренное наиболее характерны текстуры деформации и выполнения — брекчиевые и прожилково-полосчатые, которые часто между собой сочетаются; для рудопроявления Малютка — текстуры выполнения и коррозионные.

Брекчиевые текстуры образованы остроугольными обломками вмещающих пород, сцементированных мелко- и среднезернистым, сахаровидным или стекловатым кварцем (см. рис. 3, а—в). Соотношение обломков к цементу колеблется от 3:1 до 1:3. Обломки не несут следов значительных перемещений. Брекчиевые текстуры часто полностью заполняют пространство жил и прожилков или сочетаются с полосами, сложенными мелкозернистым кварцем и сульфидной вкрапленностью.

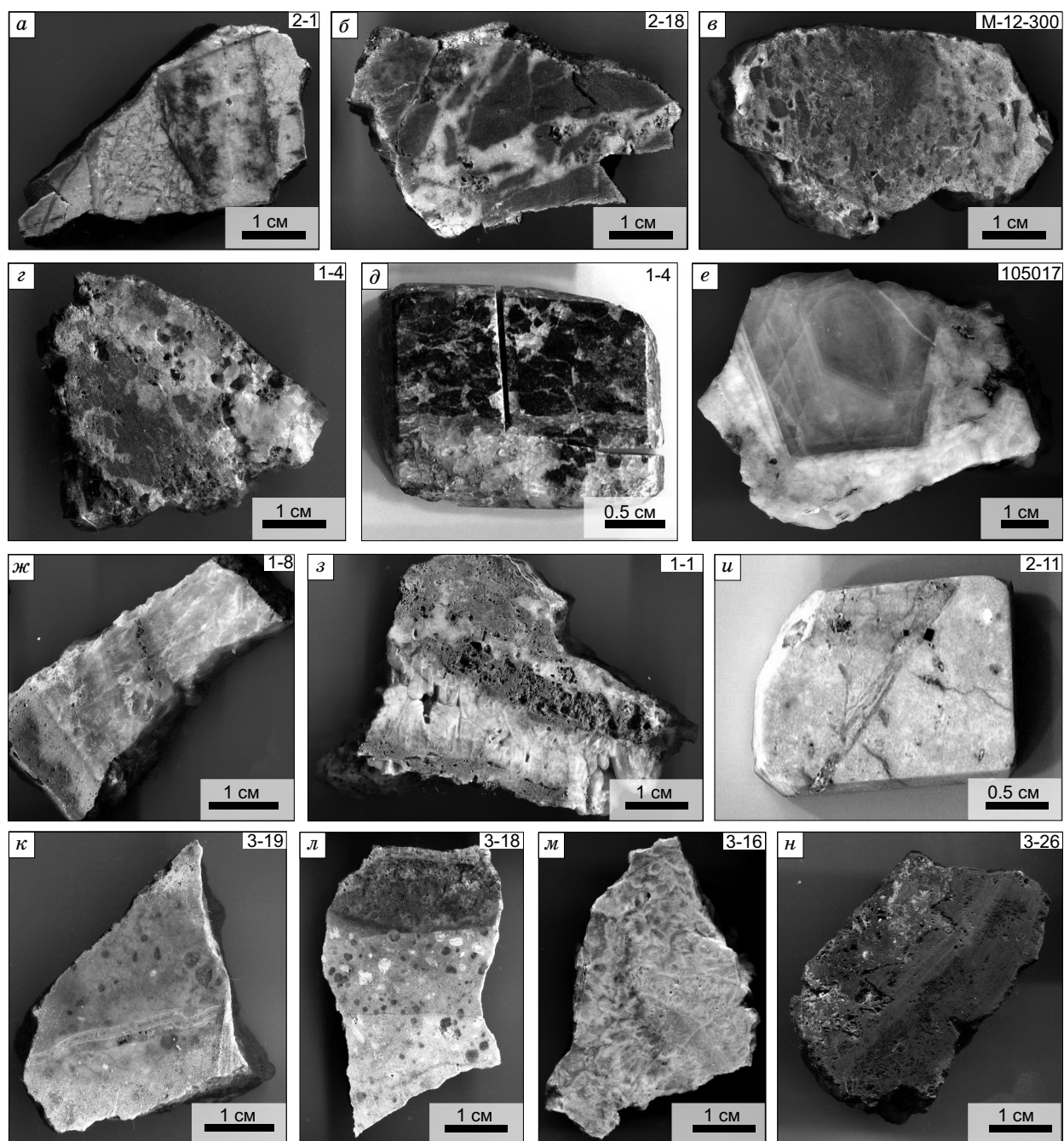


Рис. 3. Текстуры руд рудопроявлений Коренное (а—и) и Малютка (к—н):

а — сочетание брекчиевой и прожилково-полосчатой; б, в — брекчиевая; г, д — гнездово-вкрапленная, в режиме макросъемки (д) — микробрекчиевая; е — крупнокристаллическая, зональная; ж, з — шестоватая; и, к — прожилковая, вкрапленная; л — вкрапленная; м — кокардовая; н — полосчатая, кавернозная.

Текстуры выполнения образованы тонкорассеянной (размер от 0.03 до 0.1 см) и гнездовой (размер от 0.2 до 4—5 см) сульфидной вкрапленностью, неравномерно распределенной в мелко- и среднекристаллическом кварце. Сульфидные агрегаты и окружающий его кварц сильно катаклазированы и сцементированы более поздним кварцем (см. рис. 3, д).

Редкие жилы мощностью до 10 см сложены средне-, крупнокристаллическим, шестоватым кварцем (см. рис. 3, ж, з). В отдельных случаях в центральной части жил между головок кварца «зажаты» округлые агрегаты сфалерита размером до 0.5 мм. Зачастую в приконтактных частях жилы шестоватой текстуры сопровождаются штокверковым прожилкованием. Редко встречаются текстуры обрастания,

представленные агрегатами до 2 см в диаметре мелко-, среднезернистого кварца, по краю которых нарастает средне-, крупнозернистый, друзовидный кварц (см. рис. 3, м).

Коррозионные текстуры имеют преимущественно пористый и полосчатый (см. рис. 3, н), реже брекчиевый рисунки. Минеральные агрегаты здесь сложены гидроксидами Fe и Pb с редкими реликтами первичных руд и рудных минералов.

Текстурный анализ показывает, что рудообразование происходило в открытых полостях в условиях многократного неравномерного поступления гидротермальных растворов, при этом важную роль в формировании руд играли деформационные процессы, которые сопровождали все стадии. Наличие шестоватых текстур указывает на то, что скорость раскрытия рудовмещающих структур была меньше, нежели скорость роста кристаллов кварца. Разная степень распространенности брекчиевых и коррозионных текстур на рудопрооявлениях Коренное и Малютка позволяет предположить, что рудное поле Коренное имеет сравнительно больший эрозионный срез.

Минеральный состав. Сульфидность рудопрооявлений Мяучанского РП в среднем не превышает 5 %, на единичных отрезках жил количество сульфидов достигает 40 %. Сульфиды распространены неравномерно в виде вкрапленности, гнезд, реже полосок в кварцевых жилах и прожилках, при этом пирит — единственный минерал, который в виде равномерной вкрапленности распределен во вмещающих рудные тела риолитах и гранит-порфирах. Зачастую сульфиды локализуются в зальбандах жил, ассоциируя с мелко-, среднезернистым кварцем. Наиболее распространенные рудные минералы арсенопирит и пирит, менее распространенные — сфалерит и халькопирит, еще реже встречается галенит (табл. 2). Основным минералом-носителем Ag является Ag-содержащая блеклая руда — аргентотетраэдрит. Жильные минералы представлены главным образом кварцем, менее развиты кальцит, эпидот, флюорит. Последний часто слагает отдельные флюорит-кварцевые жилы и прожилки, которые, как правило, не рудоносны. Широко распространены гипергенные минералы Fe и Pb (англезит, церуссит). Рудопрооявление Малютка характеризуется невысокой общей сульфидностью, не превышающей 5 %, и более широким развитием зоны окисления.

Кварц по составу образуемых парагенезисов, взаимоотношениям с другими минералами можно разделить на три типа: кварц-I — мелкозернистый, выполняет зоны прожилкования, единичные маломощные жилы и зальбанды жил, зачастую ассоциирует с серицитом. Совместно с арсенопиритом-I и пиритом подвержен интенсивному катаклазу и сцементирован кварцем-II. Кварц-II — мелко-, среднезернистый выполняет жилы и центральные части прожилков. Он является основной «матрицей» для сульфидной минерализации. Ассоциирует с эпидотом и кальцитом. Кварц-III — крупнокристаллический, друзовидный, шестоватый, выполняет центральные части жил, крупные, редко маломощные прожилки, секущие агрегаты кварца-I и II. Не минерализован. Обладает зональной структурой, обусловленной полосчатыми скоплениями газовой-жидких флюидных включений.

Арсенопирит — наиболее распространенный рудный минерал. Его доля в общей массе сульфидов достигает 70—80 %. Образует вкрапленность, заполняет трещины в кварце-I. Выделяются два его типа. Арсенопирит-I встречается в виде массивных агрегатов, выполняющих гнездовую вкрапленность. Размеры гнезд достигают 3—5 см. Зачастую наблюдается в сростаниях с пиритом, с которым имеет равновесные границы. Выделения арсенопирита-I всегда сильно раздроблены, корродированы, сцементированы кварцем и гипергенными минералами (рис. 4). Арсенопирит-II образует единичные ромбовидные кристаллы размером 0.1—0.5 мм в ассоциации с халькопиритом, галенитом, сфалеритом. При этом границы с халькопиритом и сфалеритом неравновесные, коррозионные. Галенит, в свою очередь, либо в виде вкрапленности выполняет в арсенопирите-II зоны роста, либо обособления этих минералов имеют равновесные контакты. Химический состав арсенопирита не стехиометричен, в нем, в отличие от эталонного [https://www.webmineral.com/], повышены концентрации Fe до 36.11 мас. % и S до 22.3 мас. %, при этом снижено содержание As до 43.07 мас. % (табл. 3).

Пирит широко распространен в виде мелкой неравномерной вкрапленности как в кварцевых жилах, так и во вмещающих породах. Преимущественно образует идиоморфные кристаллы размером до 2 мм. Часто находится в сростании с арсенопиритом-I (см. рис. 4), халькопиритом, сфалеритом и блеклой рудой. Последние иногда образуют в пирите вкрапленность (см. рис. 4). Пирит в ассоциации с

Таблица 2. Минеральный состав рудопрооявлений Мяучанского рудного поля

Главные	Второстепенные	Редкие
Рудные минералы		
Арсенопирит Пирит Галенит Халькопирит	Сфалерит Гематит Пирротин	Аргентотетраэдрит Теннантит
Жильные минералы		
Кварц	Эпидот Кальцит Флюорит	Хлорит Серицит
Гипергенные минералы		
Гидроксиды Fe	Скородит, англезит	Церуссит

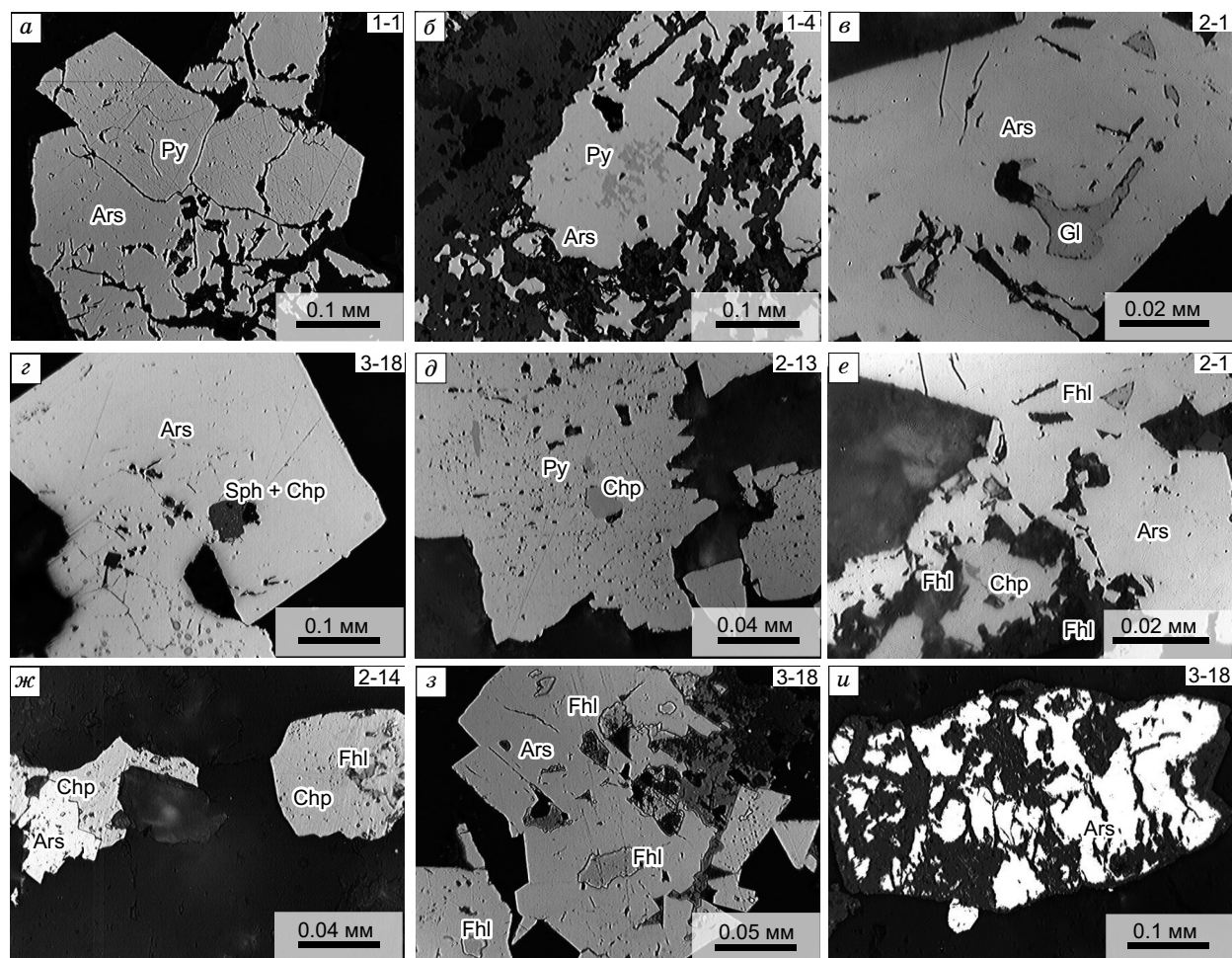


Рис. 4. Минеральные взаимоотношения в рудах рудопроявлений Мяучанского рудного поля:

a — сростание арсенопирита (Ars) и пирита (Py); *б* — вкрапленность пирита в арсенопирите; *в* — вкрапленность галенита (Gl) в арсенопирите; *з* — выполнение каверны в арсенопирите зерном сфалерита (Sph) с тонкой вкрапленностью халькопирита (Chp); *д* — вкрапленность халькопирита в пирите; *е–з* — ассоциация халькопирита, арсенопирита и блеклых руд (Fhl); *и* — катаклазированный и корродированный агрегат арсенопирита.

арсенопиритом-I гораздо менее подвержен катаклазу, нежели арсенопирит-II. Изредка наблюдаются единичные растресканные зерна пирита. Химический состав пирита (см. табл. 3) близок к стехиометрическому, с небольшим превышением Fe до 47.54 мас. % [<https://www.webmineral.com/>].

Сфалерит встречается гораздо реже, нежели арсенопирит и пирит, и составляет не более 5–10 % от общей массы сульфидов. Распространен как в виде самостоятельных зерен размером до 0.5 мм, так и в виде неравномерно распределенной ксеноморфной вкрапленности размером до 0.1 мм, в сростании с арсенопиритом-II, пиритом, халькопиритом и блеклыми рудами (рис. 4) в мелко- и среднезернистом кварце, выполняющем зальбанды жил. В таком сфалерите зачастую отмечается вкрапленность халькопирита и блеклой руды. Парагенезис сфалерит + халькопирит + блеклая руда наблюдается также в виде вкрапленности в зернах пирита (см. рис. 4). Количество включений халькопирита в сфалерите достигает 20 %. Относительно крупные зерна сфалерита содержат редкие газовой-жидкие флюидные включения. Изучение химического состава сфалерита показало увеличенные по отношению к эталонному составу [<https://www.webmineral.com/>] значения Zn до 66.02 мас. % и S до 33.21 мас. %, снижено содержание Fe до 1.12 мас. % (см. табл. 3).

Халькопирит распределен в рудах крайне неравномерно. Количество его не превышает 5 % от общей массы сульфидов. Он образует мелкую вкрапленность в сфалерите и пирите (см. рис. 4), редко в арсенопирите-II. Реже сфалерит наблюдается в зальбандах кварцевых жил в виде ксеноморфной вкрапленности в ассоциации с сульфидами (см. рис. 4). Размер зерен не превышает 0.5 мм. Химический состав очень близок к эталонному [<https://www.webmineral.com/>], установлено незначительное увеличение Fe до 31.16 мас. % (см. табл. 3).

Галенит — относительно мало распространенный в рудах минерал, его доля не превышает 1—2 %. Наблюдается в мелко- и среднезернистом кварце в виде единичных мелких ксеноморфных и интерстициальных зерен размером до 0.1 мм (см. рис. 4). Агрегаты галенита округлой и вытянутой формы, иногда наблюдается вкрапленность в арсенопирите-II. Зачастую галенит окружен вторичными минералами, микронзондовый анализ которых показал состав Pb — 63.13, Ca — 0.68, Al — 0.55, Si — 1.04,

Таблица 3. Химический состав минералов Мяучанского рудного поля (мас. %)

Образец	Fe	Cu	Zn	Ag	Pb	Sb	As	S	Сумма
Халькопирит									
1-8	31.16	34.84	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	34.98	100.98
1-8	31.04	34.79	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	34.88	100.70
2-1	30.69	33.63	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	35.25	99.58
2-1	31.04	34.57	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	34.97	100.58
Сфалерит									
1-8	1.27	н.о.	65.95	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	33.03	100.25
1-8	1.12	»	66.02	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	33.21	100.36
1-8	1.31	»	65.68	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	33.21	100.20
3-18	4.13	1.13	61.19	< 0.3	< 0.3	< 0.3	0.85	33.24	100.54
3-18	4.76	2.14	59.49	< 0.3	< 0.3	< 0.3	0.77	33.20	100.36
3-18	5.82	2.70	57.16	< 0.3	< 0.3	< 0.3	0.93	33.61	100.22
Пирит									
1-4	46.74	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	53.41	100.15
1-4	47.03	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	53.58	100.61
1-4	47.46	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	53.46	100.92
1-4	47.54	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	53.49	101.03
Пирротин									
3-26	60.61	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	39.48	100.09
Арсенопирит									
1-4	35.76	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	21.81	100.77
1-4	35.86	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	22.03	100.96
2-2	36.00	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	21.83	101.43
2-2	35.92	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	21.71	101.28
2-2	36.11	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	22.30	101.80
2-1	35.68	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	21.21	100.20
3-18	35.83	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	21.74	100.84
Галенит									
2-2	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	86.23	< 0.3	< 0.3	12.83	99.06
2-2	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	86.26	< 0.3	< 0.3	12.95	99.20
2-1	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	86.52	< 0.3	< 0.3	13.34	99.86
3-18	1.39	< 0.3	10.91	< 0.3	73.15	< 0.3	< 0.3	15.12	100.57
3-26	2.70	< 0.3	< 0.3	< 0.3	84.00	< 0.3	< 0.3	12.47	99.18
3-26	12.10	< 0.3	< 0.3	< 0.3	70.90	< 0.3	< 0.3	17.25	100.26
Фрейбергит									
2-1	7.48	27.72	0.85	15.51	< 0.3	26.43	1.29	24.01	103.29
2-1	8.57	33.72	0.76	4.83	< 0.3	25.66	1.86	24.54	99.94
2-1	9.34	35.27	0.88	4.74	< 0.3	25.66	1.11	26.46	103.44
3-18	6.53	24.22	н.о.	18.82	< 0.3	26.43	2.49	23.06	101.55
3-18	6.26	22.73	»	22.31	< 0.3	27.22	2.62	23.09	104.23
Теннантит									
3-26	5.03	36.45	3.71	4.74	< 0.3	< 0.3	17.55	26.97	94.46
3-26	3.53	24.73	23.25	3.58	< 0.3	< 0.3	12.34	29.26	98.69

Примечание. Образцы с номерами от 1-4 до 2-2 — рудопроявление Коренное, 3-18 и 3-26 — Малютка, н.о. — не обнаружено.

Минерал	Гипогенный этап			Гипергенный этап
	I	II	III	
Кварц	■	■	■	
Эпидот		■		
Серицит	■			
Кальцит			■	
Флюорит			■	
Арсенопирит	■	■		
Пирит	■	■		
Сфалерит		■	■	
Халькопирит		■		
Галенит		■		
Пирротин			
Блеклые руды		■	
Гидроксиды Fe				■
Вторичные минералы Pb				■

Рис. 5. Схема последовательности формирования минералов в Мяучанском рудном поле.

O — 25.31 мас. %, соответствующий церусситу. Химический состав галенита стехиометричный (см. табл. 3).

Ag-содержащая блеклая руда установлена микронзондовым анализом. Размер ее агрегатов не превышает 2—3 мкм. Образуется вкрапленность в халькопирите и галените, а также встречается в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом в зернах пирита и халькопирита (см. рис. 4). По данным микронзондового анализа, содержание Ag в блеклой руде составляет от 4.74 до 15.51 мас. % (см. табл. 3), что по сравнению с эталоном состава фрейбергита является низким значением [https://www.webmineral.com/].

Снижено также содержание As до 1.11 мас. %; повышено — Fe до 9.34 мас. %, Cu до 35.27, Sb до 26.43, S до 26.46 мас. %, при этом присутствует незначительная примесь Zn до 0.88 мас. %. Вариации соотношения Cu и Ag показывают, что состав блеклой руды значительно отклоняется от эталонного в область медистых разновидностей [Рамдор, 1962; Борисенко, 1977].

Самородное золото определено предшественниками в шлиховых ореолах, сопровождающих рудопроявления Мяучанского РП.

Минерализация Мяучанского РП формировалась в четыре этапа, в том числе гипергенном (рис. 5). На первом этапе выделялись кварц, серицит, пирит, арсенопирит; на втором — основная часть минералов продуктивной ассоциации (галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды), на третьем — кальцит, флюорит и некоторая часть блеклых руд. Гипергенный этап характеризовался образованием гидроксидов, сульфатов и карбонатов Fe, As и Pb.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Рудопроявления Коренное и Малютка по сравнению с другими месторождениями России [Волков и др., 2017] обогащены РЗЭ (Σ РЗЭ = 212; табл. 4). Преобладают легкие РЗЭ (значения Hf/Sm, Nb/La и Th/La меньше 1). Спектры богатых и бедных руд сходны со спектрами вмещающих пород. Нормированные на хондрит содержания РЗЭ образуют на спайдерграмме (рис. 6) слабонаклонные спектры с явно выраженным Eu минимумом (Eu/Eu^* колеблется от 0.01 до 0.93, в среднем 0.23) и отчетливо выраженным Ce (Ce/Ce^* в среднем 1.34). Отношение Co/Ni варьирует от 0.03 до 0.28, значения Y/No — от 12.61 до 27.64, среднее 20.62, что близко к показателям рудообразующих флюидов актив-

Рис. 6. Спайдерграммы распределения редкоземельных элементов в минерализованных жилах и прожилках Мяучанского рудного поля, нормированные по хондриту [Boynton, 1984]:

1 — руды (Ag > 100 г/т, Pb, Zn > 0.1 %), 2 — риолиты, 3 — спектр руд месторождения Гольцовое [Савва и др., 2021].

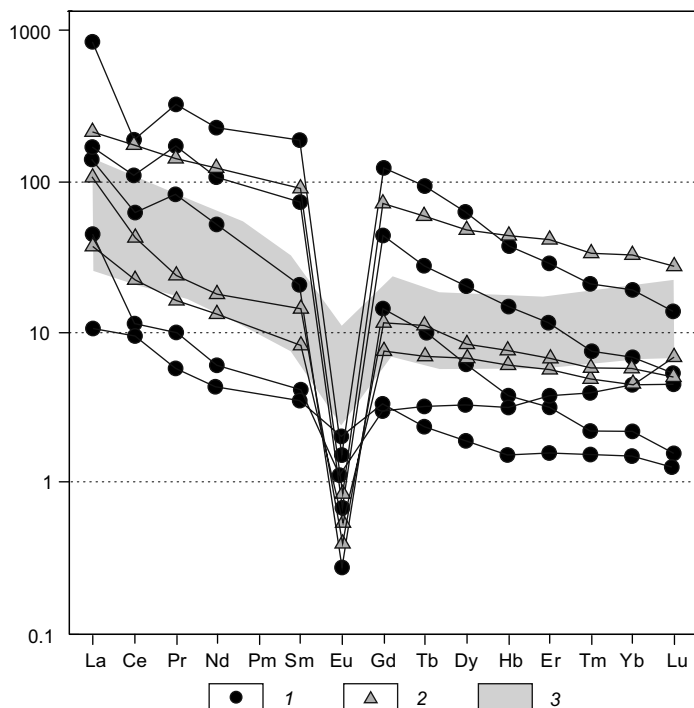


Таблица 4. Содержание редкоземельных элементов в минерализованных жилах и вмещающих риолитах Мяучанского рудного поля по результатам анализа ICP-MS (г/т)

Элемент	Руды						Риолиты				
	1-1	1-5	2-19	3-10	3-26	3-27	2-6	3-22	2-11	3-18	3-5
La	480.33	860.05	136.31	10.57	42.67	45.63	243.14	23.36	37.12	57.60	118.07
Ce	104.21	186.10	58.97	9.53	494.46	11.16	208.62	18.36	22.59	23.04	41.97
Pr	174.59	339.09	82.80	5.68	42.47	9.91	170.98	12.99	15.74	14.28	24.17
Nd	102.04	224.32	52.84	4.26	39.19	5.89	137.43	10.37	13.55	10.46	16.43
Sm	71.89	184.41	21.23	3.42	36.02	4.06	91.21	8.14	14.48	7.86	12.70
Eu	1.03	1.97	0.30	0.05	0.73	0.03	0.83	0.12	0.36	0.07	0.09
Gd	44.86	121.80	14.34	3.05	44.37	2.95	72.42	7.96	15.24	7.71	12.04
Tb	35.07	95.27	10.04	3.24	26.33	2.34	58.72	8.44	17.00	7.14	12.46
Dy	22.51	63.08	6.19	3.29	19.62	1.90	50.26	8.42	16.56	6.77	12.19
Ho	13.24	38.05	3.73	3.26	14.37	1.51	43.63	7.51	15.29	5.97	11.22
Er	10.26	29.06	3.24	3.70	12.71	1.59	41.13	7.76	15.71	6.10	11.29
Tm	7.33	20.56	2.24	4.01	10.86	1.43	34.24	7.65	14.73	5.95	10.66
Yb	6.99	18.98	2.22	4.56	10.79	1.47	30.81	7.82	14.54	5.91	10.54
Lu	4.98	13.69	1.64	4.56	8.87	1.31	27.41	6.93	13.42	5.39	9.77
Eu/Eu*	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Ce/Ce*	0.36	0.34	0.56	1.23	11.62	0.52	1.02	1.05	0.93	0.80	0.79
(La/Yb) _N	68.76	45.31	61.30	2.32	3.96	31.00	7.89	2.99	2.55	9.75	11.21
(La/Sm) _N	6.68	4.66	6.42	3.09	1.19	11.25	2.67	2.87	2.56	7.33	9.30
(Gd/Yb) _N	6.42	6.42	6.45	0.67	4.11	2.01	2.35	1.02	1.05	1.31	1.14
(La/Lu) _N	96.49	62.85	83.01	2.32	4.81	34.81	8.87	3.37	2.77	10.70	12.08
(Ce/Yb) _N	14.92	9.80	26.52	2.09	45.82	7.58	6.77	2.35	1.55	3.90	3.98
(Ce/Sm) _N	1.45	1.01	2.78	2.78	13.73	2.75	2.29	2.26	1.56	2.93	3.31
(Eu/Yb) _N	0.15	0.10	0.14	0.01	0.07	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
Сумма REE	355.21	699.32	143.59	19.14	474.17	31.02	423.03	40.92	61.08	53.86	99.48

ных гидротермальных систем задуговых бассейнов Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского рифтов [Вау, 1991].

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Методами термобарогеохимии изучено 110 первичных и первично-вторичных флюидных включений (далее ФВ) в 18 образцах мелко- и среднезернистого кварца и одно ФВ в сфалерите. Исследованиями охвачено четыре жилы рудопоявления Коренное и две — рудопоявления Малютка.

С целью выявления корреляции продуктивности руд с физико-химическими параметрами их формирования все образцы, в которых проводились исследования ФВ, разделены на три группы в зависимости от содержаний рудных элементов и преобладающей минеральной ассоциации: I — с содержанием Ag от 10 до 70 г/т, As 0.08—3.00 %, Pb 0.04—1.20 %, Sb до 700 г/т, с преобладанием арсенопирит-галенитовой ассоциации; II — Ag от 2 до 10 г/т, As до 10, Pb до 350, Sb до 45 г/т с преобладанием пирит-сфалеритовой ассоциации; III — Ag от 0.5 до 7.0 г/т, As до 10, Pb до 25, Sb до 45 г/т, с преобладанием пиритовой минерализации. При комнатной температуре (+20 °C) все обнаруженные ФВ двухфазовые газовой-жидкой отнесены к L-типу. Признаков наличия малоплотных газов не обнаружено. ФВ имеют преимущественно удлиненную, продолговатую, близкую к «отрицательному кристаллу», иногда округлую, редко прямоугольную форму (рис. 7). Локализуются в центральных частях кристаллов, скопления не формируют, обычно наблюдается группа из 2—3 ФВ со схожим наполнением. В периферийных частях кристаллов ФВ располагаются гораздо реже, выстраиваясь в цепочки. Размер ФВ в кварце рудных тел Коренного варьирует от 6 до 39 мкм, в среднем 18 мкм. ФВ в кварце рудных тел Малютки достигают размера 58 мкм, при среднем значении 24 мкм. Коэффициент наполнения всех изученных ФВ от 67 до 96, закономерно увеличиваясь для ФВ гомогенизирующихся ниже 200 °C. Данные, полученные при экспериментах и расчетах, приведены в табл. 5. В процессе работы было обнаружено семь ФВ, температура плавления льда в которых превышала 0 °C, эти данные в статистическую выборку не включены.

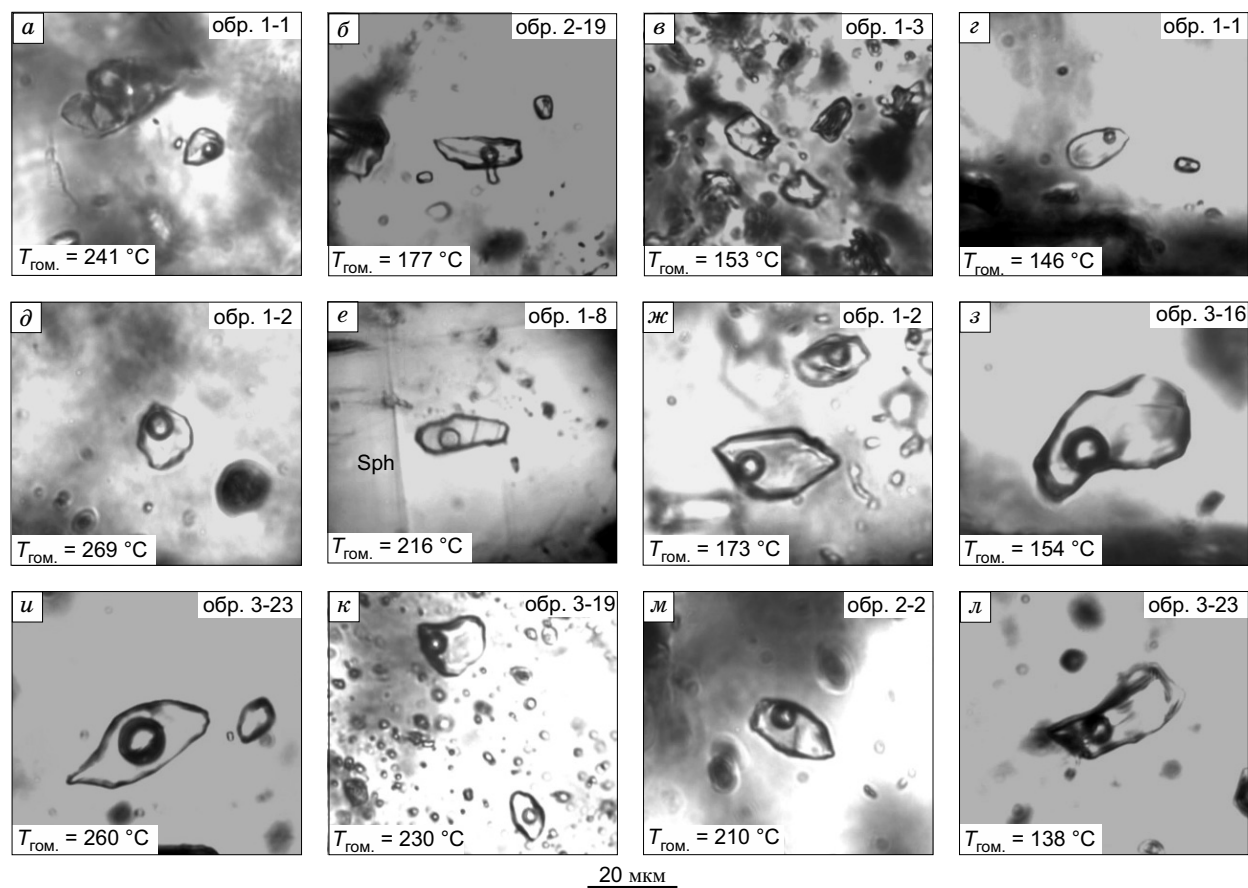


Рис. 7. Морфология флюидных включений L-типа в кварце и сфалерите (е) рудных тел Мячанского рудного узла с указанием их $T_{\text{гом}}$:

а—г — в образцах группы I (см. табл. 5); д—з — в образцах группы II; и—л — в образцах группы III.

ФВ в образцах первой группы гомогенизируются в температурном интервале от 119 до 269 °C. В них плавление последнего кристаллика льда в 70 % случаев происходит при температурах от –2.2 до –0.5 °C, что соответствует концентрациям солей в растворе 0.9—3.7 мас. % NaCl-экв. [Bodnar, Vityk, 1994]. В 30 % ФВ лед плавится при температурах от –5.6 до –2.5 °C, что соответствует концентрации солей от 8.7 до 4.0 мас. % NaCl-экв. [Bodnar, Vityk, 1994]. В первой группе образцов соотношение параметров ФВ $T_{\text{гом}}$ —концентрация имеет наиболее проявленный тренд повышения концентрации с уменьшением температуры гомогенизации (рис. 8), что, согласно предложенной модели [Wilkinson, 2001], соответствует процессу «выкипания».

ФВ в кварце и сфалерите второй группы образцов гомогенизируются при температурах от 137 до 216 °C. Температуры плавления последнего кристаллика льда варьируют от –5.0 до –1.3 °C, в 60 % случаев не превышая –3 °C. Данный параметр соответствует концентрациям от 4.0 до 7.9 мас. % NaCl-экв. [Bodnar, Vityk, 1994]. Для этой группы соотношение $T_{\text{гом}}$ —концентрация также имеет тренд «выкипания», демонстрируя повышение концентрации растворов при снижении температуры (см. рис. 8).

ФВ в кварце третьей группы образцов имеют наибольший разброс температур гомогенизации от 120 до 287 °C и температур плавления льда от –5.6 до –0.3 °C, что соответствует концентрации солей от 8.7 до 0.5 мас. % NaCl-экв. [Bodnar, Vityk, 1994], при этом наблюдается тренд на разбавление растворов при снижении температуры гомогенизации (см. табл. 5; рис. 8).

Температуры эвтектики лежат в интервале от –35 до –18 °C, характеризуя составы растворов как $\text{FeCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-NaCl-KCl-H}_2\text{O}$ [Борисенко, 1977] и показывая изменения при снижении температуры гомогенизации от FeCl_2 к NaCl-KCl для ФВ в образцах первой и второй групп и от KCl к NaCl для ФВ в образцах третьей группы.

Анализ водных вытяжек из монофракций кварца подкрепил результаты, полученные методом криометрии ФВ, и показал следующие соотношения элементов в растворах: для первой группы образ-

Таблица 5. Результаты изучения индивидуальных флюидных включений в кварце и сфалерите рудных тел Мяучанского рудного поля

№ образца	Группа	n	Экспериментальные			Расчетные	
			T _р , °C	T _{эвт} , °C	T _{пл. льда} , °C	КН, %	C, мас % NaCl-экв.
Коренное							
1-3	I	3	269	-18.9	-0.6	67—70	1.1
		5	<u>241—190</u> 210	-23.2...-19.0	-2.2...-1.2	<u>90—75</u> 80	<u>3.7—2.2</u> 2.5
		3	183—180	-29	-4.6	89	7.3
		4	<u>153.4—106.0</u> 139	-22.4...-21.5	<u>-5.0...-1.6</u> -3.35	<u>93—90</u> 91	<u>7.9—2.7</u> 5.41
1-1	I	2	257		-0.5	89	0.9
		2	241	-28	-1.3	80	2.2
		2	231	-31	-1	83	1.7
1-4	I	3	231—230	-35...-29	-1.3...-0.9	<u>83—75</u> 81	<u>2.2—1.6</u> 1.85
		8	<u>229—180</u> 206	-29...-21	-3.7...-1.9	<u>89—67</u> 78	<u>6.0—3.2</u> 4.61
2-19	I	3	<u>177—172</u> 175	-27.5...-19.0	-4.3...-3.2	<u>90—89</u> 98	<u>6.9—5.3</u> 6
		7	<u>170—151</u> 159	-27...-19	-1.4...-0.5	<u>91—80</u> 86	<u>2.4—0.9</u> 1.4
		4	148—119	-32...-20	-4.1...-1.3	94—8890	<u>6.6—2.2</u> 4.5
1-2	II	9	<u>175—163</u> 167.9	-25.1...-19.6	-5.0...-1.8	<u>93—75</u> 87	<u>7.9—3.1</u> 5.96
		3	158—157	-24.0—22.4	-1.8—1.3	<u>92—86</u> 89	<u>3.1—2.2</u> 2.65
1-8 Sph	II	1	216	-27	-4.8	80	7.6
1-8	II	3	210	-20	-2.2	86	3.7
		3	<u>163—109</u> 140	-23...-20	-4.6...-3.5	<u>92—86</u> 89	<u>7.3—5.7</u> 6.51
2-14	II	5	<u>209—162</u> 175	-23...-21	-4.9...-2.5	<u>89—80</u> 85	<u>7.7—5.4</u> 6.3
2-18	III	3	248.8—235.0	-24.2...-18.5	-1.7...-1.0	83—75	2.9—1.7
2-7	III	3	<u>162—156</u> 159	-22...-18	-5.6...-3.2	<u>90—83</u> 87	<u>8.7—5.3</u> 6.9
2-2	III	4	<u>154—120</u> 142	-25...-21	-4.4...-2.7	<u>96—89</u> 91	<u>7.0—4.5</u> 5.9
Малютка							
3-27	I	2	189	-23	-5.6	80	8.7
3-16	II	2	189—188	-20...-17	-2.1	90	3.5
		6	<u>177—165</u> 169	-28...-22	-4.8...-3.5	<u>91—86</u> 89	<u>7.6—5.7</u> 6.4
		4	<u>164—137</u> 154	-28...-22	-5...-3	<u>91—86</u> 88	<u>7.8—4.9</u> 6.0
		3	176—170	-22...-21	-3.6	88	5.9
3-10	II	3	176—170	-22...-21	-3.6	88	5.9
3-25	III	3	<u>287—260</u> 273	-18	-3.1...-2.6	<u>67—60</u> 63	<u>5.1—4.3</u> 4.7
3-19	III	4	<u>241—230</u> 235	-23...-21	-1.3...-0.3	<u>89—71</u> 83	<u>2.2—0.5</u> 1.22
		3	222—220	-22...-18	-2.5...-2.1	<u>86—80</u> 83	0.9
3-22	III	3	230—218	-24.5...-20.3	-2.7...-2.5	88—86	4.3
		4	<u>195—163</u> 179	-24...-19	-1.4...-0.6	<u>89—80</u> 83	<u>2.4—1.1</u> 1.5
3-23	III	5	<u>219—205</u> 210	-26...-18	-2.5...-0.1	<u>83—80</u> 82	<u>4.2—0.2</u> 2.0

Примечание. Группа образцов: I — с содержанием Ag до 70 г/т, As 0.08—3.00 %, Pb 0.04—1.20 %, Sb до 700 г/т, с преобладанием арсенопирит-галенитовой ассоциации; II — Ag до 10 г/т, As до 10 г/т, Pb до 350 г/т, Sb до 45 г/т с преобладанием пирит-сфалеритовой ассоциации; III — Ag до 7 г/т, As до 10 г/т, Pb до 25 г/т, Sb до 45 г/т, с преобладанием пиритовой минерализации; n — количество учтенных ФВ в выборке; КН — соотношение жидкой и газовой фаз; C — концентрация растворимых компонентов; над чертой — интервал от максимума до минимума, под чертой — среднее значение.

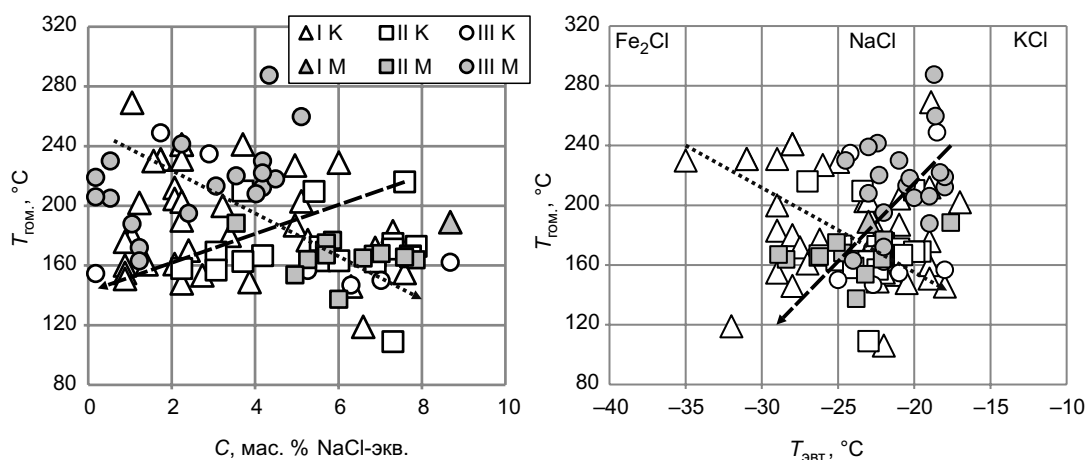


Рис. 8. Диаграммы соотношения температура гомогенизации—концентрация, температура гомогенизации—температура эвтектики.

Группы I, II и III в соответствии с табл. 5. К — Коренное, М — Малютка. Пунктирная стрелка — тренд кипения; штриховая стрелка — тренд разбавления в соответствии [Wilkinson, 2001].

цов — Na/Fe до 15, Na/K 2—3; для второй группы — Na/Fe >14, Na/K до 450; для третьей группы — Na/Fe >230, Na/K 10—14.

Расчет давления насыщенного пара воды растворов NaCl и их плотности с помощью программы FLINCOR [Brown, 1989] показал незначительные вариации этих параметров. Расчетное давление не превышает 80 бар, плотность не снижается менее 0.92 г/см³. Сравнивая полученные параметры процесса формирования жил рудопроявлений Коренное и Малютка выявляется, что жилы Малютки образовались при чуть более высоких температурах (288—137 °C, среднее 199 °C) из NaCl-KCl растворов в отличие от Коренного (269—106 °C, среднее 182 °C), для которого определен состав растворов FeCl₂-MgCl₂-NaCl. Вариации концентраций солей в растворах ФВ в кварце обоих объектов схожи (8.7—0.2 мас. % NaCl-экв.), но при этом тренд их эволюции разный, для Коренного при снижении температуры концентрации возрастают (испарение воды), для Малютки напротив, уменьшаются (разбавление неминерализованными поверхностными водами). В этом аспекте обращают на себя внимание следующие особенности руд Малютки в сравнении с Коренным: незначительное количество проб с повышенными содержаниями Ag, Pb, Zn, As, Sb; крайне скудное распространение сульфидов серебра; отсутствие массивных, гнездовых скоплений рудных минералов; более широкое распространение прожилковых текстур и отсутствие брекчиевых. Это позволяет сделать вывод, что физико-химические условия формирования жил рудопроявления Малютка, в отличие от Коренного, являются менее благоприятными для образования продуктивных руд.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ассоциация с субвулканическими интрузиями риолитов и гранит-порфиров, геохимические спектры руд As-Ag-Pb-Sb-Bi-Au-Cu-Zn-W профиля, высокие концентрации Ag и Pb, минеральная ассоциация арсенопирита, галенита, сфалерита, халькопирита и Ag-содержащей блеклой руды позволяют отнести минерализацию Мяучанского РП к Ag-Pb-Zn типу. Основным и единственным минералом серебра является Ag-содержащая блеклая руда. Обращает на себя внимание сравнительно с полисульфидными объектами Омсукчанского района ограниченное распространение галенита в изученных образцах, отобранных с дневной поверхности. Высокие концентрации Pb при этом могут обеспечиваться за счет развития гипергенных минералов Pb — англезита и церуссита.

Широкое развитие в жилах флюорита может быть объяснено, наряду с существованием глубинных разломов, являвшихся поставщиком F, заимствованием его наряду с Ca, из прослоев ракушечниковых известняков в рудовмещающей триасовой толще. Обращает на себя внимание широкое распространение арсенопирита в рудах Мяучанского РП в сравнении с Гольцовым, который локализуется в вулканогенной толще игнимбритов и риолитов наяханской свиты. Не исключаем, что источником мышьяка также могли выступить терригенные породы верхоянского комплекса.

Текстурный анализ руд показал широкое распространение текстур деформации, выполнения и коррозионных процессов. Наличие жил выполнения с шестоватым кварцем указывает на не соответ-

ствующие скоростям роста кварца скорости раскрытия трещин. Сочетание брекчиевых текстур в альбандах с шестоватым, иногда друзовидным кварцем в центральных частях жил позволяет предположить пульсационный режим формирования рудных тел, что также подтверждается наличием трех генераций арсенопирита и кварца, катаклизмом арсенопирита и пирита, полосчатых и зональных текстур руд. На рудопроявлении Коренное преобладание более мощных и выдержанных жил в отличие от маломощных жил и зон прожилкования на рудопроявлении Малютка показывает, что первые образовались в открытых трещинах, вторые — в зоне рассеянной трещиноватости.

Термобарогеохимические исследования выявили, что жилы Коренного и Малютки образовались примерно в сходных температурных условиях от 106 до 288 °С из хлоридных, среднеконцентрированных (до 9 мас. % NaCl-экв.) гидротерм. При более подробном рассмотрении выясняется, что бедные руды, в которых Ag менее 7 г/т, а Pb до 25 г/т, рудопроявления Малютка формировались при чуть более высоких температурах (137—288 °С, среднее 199 °С) из NaCl-KCl растворов, а более богатые руды Коренного (Ag порядка 70 г/т, Pb до 1.2 %) при менее высоких температурах 106—269 °С ($\mu = 182$ °С) из растворов FeCl₂-MgCl₂-NaCl состава. Соотношение параметров температура гомогенизации—концентрация солей в растворах также выявляет отличие режимов образования жил: бедные руды образовались при уменьшении концентрации солей в растворах на фоне уменьшения температуры, а богатые, напротив, при увеличении. Это соответствует в первом случае режиму «разбавления», во втором — «выкипания». Сравнивая физико-химические параметры формирования руд Мяучанского РП и месторождения Гольцовое [Савва и др., 2021], определяется схожесть температурного режима (138—276 °С), уровня концентрации солей в гидротермах (0.2—4.2 мас. % NaCl-экв.) и наличия тренда «выкипания» с параметрами рудопроявления Коренное, что позволяет оценить его рудный потенциал как более высокий относительно Малютки.

Физико-химические условия формирования минерализации Мяучанского РП также близки Ag-Pb-Zn месторождениям серебро-полисульфидно-оловянного типа Верхоянского пояса [Гамянин и др., 2003]. По таким особенностям руд, как широкое развитие брекчиевых и полосчатых текстур, указывающих на неоднократные приоткрывания трещин, интервал температур рудообразования 106—288 °С, давления не более 100 бар, общая соленость флюида 9.0—0.5 мас. % NaCl-экв., наиболее близкими аналогами Мяучанского РП являются месторождения Мангазейское и Купольное [Аникина и др., 2016]. Оруденение Ag-Pb-Zn типа, наиболее крупным и известным представителем которого является месторождение Прогноз [Гамянин, 2018], характеризуется намного более высококонцентрированными (9—29 мас. % NaCl-экв.) растворами.

Требуется объяснения полное отсутствие в рудах Мяучанского РП сидерита, который является, наряду с кварцем, главным жильным минералом и Ag-Pb-Zn месторождений Верхоянья, и месторождения Гольцовое. По нашему мнению, причиной этого является верхнерудное положение Мяучанского РП в вертикальной колонне Ag-Pb-Zn рудной системы. Сидерит здесь является одним из наиболее ранних и высокотемпературных минералов [Кондратьева, Емельянова, 2017], температуры его образования на Ag-Pb-Zn месторождениях оцениваются в 400—570 °С [Шило и др., 1992]. Косвенно на принадлежность Мяучана к верхнерудному уровню указывает отсутствие в рудах минералов Sn, которые есть в рудах всех полиметаллических объектов Омсукчанской зоны. Таким образом, мы считаем, что минерализация Мяучанского РП представляет собой верхний уровень Ag-Pb-Zn оруденения, аналогичного месторождению Гольцовое. В пользу этого свидетельствует и сопоставление геохимических спектров: на Гольцовом первые позиции в нем, помимо Ag и Pb, занимают Sn и Bi [Кравцова и др., 1996], на объектах Мяучанского РП — As и Sb. На глубине 200—300 м от поверхности возможно выявление массивных сульфидных, существенно галенитовых руд, аналогичных Гольцовому. Наличие золота в шлиховых ореолах Мяучанского РП может быть объяснено наложением более поздней Au-Bi минерализации, связанной с гранитами омсукчанского комплекса, имеющими более молодой возраст [Котляр, Русакова, 2004]. Отметим, что в 30 и 40 км соответственно к северо-западу от Мяучанского РП располагаются Au-Bi месторождения Подгорное и Порожистое [Савва, 2005]. Близким примером подобного наложения золотого оруденения на более раннее полиметаллическое является месторождение Березитовое [Вах и др., 2008].

ВЫВОДЫ

1. Минерализация Мяучанского рудного поля представляет верхний уровень Ag-Pb-Zn рудной системы, характерной для Омсукчанской зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Присутствие значимых концентраций золота на рудопроявлениях Коренное и Малютка объясняется наложением более поздней Au-Bi минерализации, связанной с гранитами омсукчанского комплекса, имеющими более молодой возраст.

2. Результаты изучения ФВ, наряду с данными по распределению РЗЭ и рудных элементов, указывают на формирование руд в эпitherмальной обстановке, в гидротермально-магматической системе, при участии поверхностных вод.

3. Образование руд происходило в диапазоне температур 106—287 °С и солёности растворов от 0.5 до 9.0 мас. % NaCl-экв., при этом «богатые» руды формировались в режиме «выкипания», а «бедные» — разбавления.

4. По результатам изучения минерального, геохимического состава и флюидных включений предполагается, что на глубине 200—300 м от поверхности возможно выявление массивных серебро-полиметаллических, а глубже (более 0.5 км) — Sn-полисульфидных руд, широко проявленных на территории Дукатского рудного района.

Исследования выполнены в рамках Государственной программы НИР: «Рудообразующие процессы и системы в истории формирования главных тектонических структур Арктической и Тихоокеанской континентальных окраин Северо-Востоке Азии» (№ гос. регистрации: 121031700301-5), при частичной финансовой поддержке гранта губернатора Магаданской области и в рамках проекта НОЦ «Север: территория устойчивого развития».

ЛИТЕРАТУРА

Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Клубникин Г.К., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю. Мангазейское Ag-Pb-Zn жильное месторождение в осадочных породах (Саха-Якутия, Россия): минеральные ассоциации, флюидные включения, стабильные изотопы (С, О, S) и особенности их образования // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 3, с. 206—238, doi: 10.7868/S0016777016030023.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977 (8), с. 16—27.

Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Оболенский А.А. Серебро-сурьмяная рудная формация. Ч. 1. Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения. Новосибирск, Наука, 1992, 189 с.

Вах А.С., Степанов В.А., Авченко О.В. Березитовое золото-полиметаллическое месторождение: геологическое строение и состав руд // Руды и металлы, 2008, № 6, с. 44—55.

Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Чинова И.А., Мурашов К.Ю. Геохимические особенности вулканогенного рудообразования в северо-западном сегменте Тихоокеанского рудного пояса (Северо-Восток России) // Вулканология и сейсмология, 2017, № 6, с. 3—20, doi: 10.7868/S0203030617060013.

Гамянин Г.Н. Месторождение Прогноз — уникальное месторождение серебра Восточной Якутии. Якутск, Изд-во СВФУ, 2018, 370 с.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бортников Н.С., Аникина Е.Ю. Типы серебряного оруденения верхояно-колымских мезозой // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 113—126.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с.; кн. 2, 573 с.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М., Недра, 1979, 271 с.

Колесников Д.И., Шатков Н.Г. Этапы эпигенетических преобразований рудовмещающих пород серебро-полиметаллических месторождений Мечта и Тидид (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 3, с. 250—260.

Кондратьева Л.А., Емельянова Н.И. Типоморфизм эндогенных карбонатов как показатель формационной принадлежности оруденения // Руды и металлы, 2017, № 2, с. 29—39.

Костин А.В., Денисов Г.В. Крупные благороднометалльные рудно-магматические системы Западного Верхоянья РФ // Отечественная геология, 2007, № 5, с. 17—25.

Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2004, 152 с.

Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2010, 292 с.

Кравцова Р.Г., Захаров М.Н., Иванов О.П. Комплексные геохимические исследования Пестринского рудного поля (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 5, с. 424—436.

Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология, 2006, № 4, с. 30—37.

Кузнецов В.М. Разнопорядковые структуры тектономагматической активизации в Верхояно-Чукотской складчатой области // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2006, № 2, с. 2—17.

Ливач А.Э., Третьякова Н.И. Балыгычано-Сугойский континентальный рифт: строение, основные черты развития и металлогении // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2022, № 2, с. 3—13, doi: 10.34078/1814-0998-2022-2-3-13.

Мельников Ф.А., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. М., Академический проект, 2008, 222 с.

Петров О.В., Михайлов Б.К., Шевченко С.С., Розинов М.И., Колесников Д.И., Лохов К.И., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Капитонов И.Н., Быкова Э.В., Сергеев С.А. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения, 2009, № 27, с. 60—76.

Пляшкевич А.А. Минералогия и геохимия олово-серебро-полиметаллических месторождений Северо-Востока России. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2002, 72 с.

Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U/Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования предджугжурских вулканитов — новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // ДАН, 2021, т. 497, № 2, с. 107—115, doi: 10.31857/S2686739721040125.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 1132 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. В 2-х томах. М., Мир, 1987, т. 1, 560 с.

Савва Н.Е. Особенности металлогении континентального рифта на примере Дукатского рудного района // Проблемы металлогении рудных районов. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2005, с. 196—219.

Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. М., Триумф, 2018, 518 с.

Савва Н.Е., Волков А.В., Любимцева Н.Г., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. Ag-Pb-Zn месторождение Гольцовое (Северо-Восток России): геологическое строение, минералогическо-геохимические особенности, условия рудообразования // Геология рудных месторождений, 2021, т. 63, № 3, с. 207—235, doi: 10.31857/S0016777021030060.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.

Филатов С.И., Самылина В.А. Стратиграфия и флора нижнемеловых отложений Балыгычано-Сугойского прогиба // Докл. АН СССР, 1966, № 1, с. 186—189.

Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривичкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М., Наука, 1992, 256 с.

Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chem. Geol., 1991, v. 93, p. 219—230.

Bodnar R.J. Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions // Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral. Assoc. Can., 2003, v. 32, p. 81—100.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O -NaCl fluid inclusions // Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications / Eds. B.D. Vivo, M.L. Frezzotti. Pontignano, Siena, 1994, p. 117—130.

Boydton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies // Rare Earth Elements Geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Brown P.E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // Am. Mineral., 1989, v. 74 (11—12), p. 1390—1393.

Goryachev N.A., Shpikerman V.I., Church S.E., Gvozdev V.I. Calcic skarn ore deposits of the North-East Russia // Ore Geol. Rev., 2018, v. 103, p. 3—20, doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.03.024.

Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geol. Assoc. Can., Mineral Deposits Div., Spec. Publ., 2007, v. 5, p. 95—112.

Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos, 2001, v. 55 (1—4), p. 229—272.

Zhang Y.G., Frantz J.D. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system $\text{NaCl-KCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ using synthetic fluid inclusions // Chem. Geol., 1987, v. 64 (3—4), p. 335—350.