

УДК 551.441.(571.65)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ Au-Ag ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАЙЕНМЫВААМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА)

© 2022 г. А. В. Волков^а, *, А. А. Вольфсон^а, А. Л. Галямов^а, К. Ю. Мурашов^а

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

*e-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 31.01.2022 г.

После доработки 10.02.2022 г.

Принята к публикации 27.06.2022 г.

В статье рассмотрены геохимические особенности Au-Ag эпитеpмальной минерализации Кайенмываамского вулканического поднятия (КВП), расположенного в центральной части чукотского отрезка внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Приведены новые данные по составу и содержаниям микроэлементов, включая PЗЭ, в рудах эпитеpмальных Au-Ag месторождений (Арыкэваам, Кайенмываам и Телевеем). Выявлено обогащение руд широким спектром микроэлементов (Li, Se, Mo, Au, Ag, As, Sb, Cu, Pb, In, Cd, Tl, Zn, Bi, Te, W). Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких (Li, Se, Bi, Zn, Tl, In) – до десятков (Mo, Te, Pb, Cd), сотен (As, Cu), тысяч и десятков тысяч раз (Au, Ag, Sb). Сравнительный анализ спектров распределения микроэлементов показывает синхронное обогащение руд изученных месторождений сходным набором микроэлементов. Установлено преобладание в рудах легких “гидрофильных” лантаноидов “цериевой” группы, слабо наклонные близзондритовые спектры, без явных европейских максимумов и минимумов, сходные по конфигурации со спектрами PЗЭ вулканических толщ андезит-диоритового ряда. Рудообразующие флюиды принадлежали NaCl–H₂O гидротермальной системе, обогащенной Cl относительно F; значения Y/No руд коррелирует с интервалом отношений характерных для современных гидротермальных флюидов задуговых бассейнов. Низкие Co/Ni отношения в рудах, вероятно, отражают широкое участие в рудообразовании метеорных близповерхностных флюидов. Ce/Ce* и Eu/Eu* варьируют от слабо отрицательных до умеренно положительных значений (Ce/Ce* = от 0.71 до 1.07) и (Eu/Eu* = 0.63 до 1.14). Такое сочетание Ce/Ce* и Eu/Eu* отвечает окислительным условиям, существовавшим при рудообразовании. Геохимические данные, указывают на андезитовые магмы и метеорные воды как наиболее вероятные источники флюидов. Полученные результаты позволяют отнести изученную минерализацию к высокосульфидизированному эпитеpмальному классу.

Ключевые слова: Центральная Чукотка, вулканическое поднятие, кальдера, месторождения Арыкэваам, Кайенмываам, Телевеем, эпитеpмальная минерализация, золото, серебро, геохимические особенности руд

DOI: 10.31857/S020303062205008X

ВВЕДЕНИЕ

Кайенмываамское вулканическое поднятие находится на территории Анадырского района Чукотского автономного округа (ЧАО) в Арктической зоне России, в 340 км к северо-востоку от окружного центра г. Анадырь (рис. 1). Расстояние до села Марково – 240 км, до г. Билибино – 350 км, до г. Певека – 350 км, до рудника Купол – 110 км.

В результате геологоразведочных работ поисковой стадии в пределах КВП было выделено семь перспективных рудопроявлений эпитеpмальной Au-Ag минерализации (с севера на юг): Арыкэваам, Кварцитовый, Левый Кайенмываам,

Маюлервеем, Средний Кайенмываам, Телевеем и Комплексное [Малышева и др., 2012]. К настоящему времени потенциально-промышленные руды установлены на трех объектах, получивших статус месторождений: Арыкэваам, Кайенмываам (Левый) и Телевеем.

Основные элементы строения чукотской части ОЧВП показаны на рис. 1 по В.Ф. Белому [1994]. Восточно-Чукотская фланговая зона ОЧВП перекрывает в основном структуры дорифейского Эскимосского срединного массива. Внутренняя зона ОЧВП наложена на Амгуэмский флишевый и Эргувеемский офиолитовый субтеррейны, а

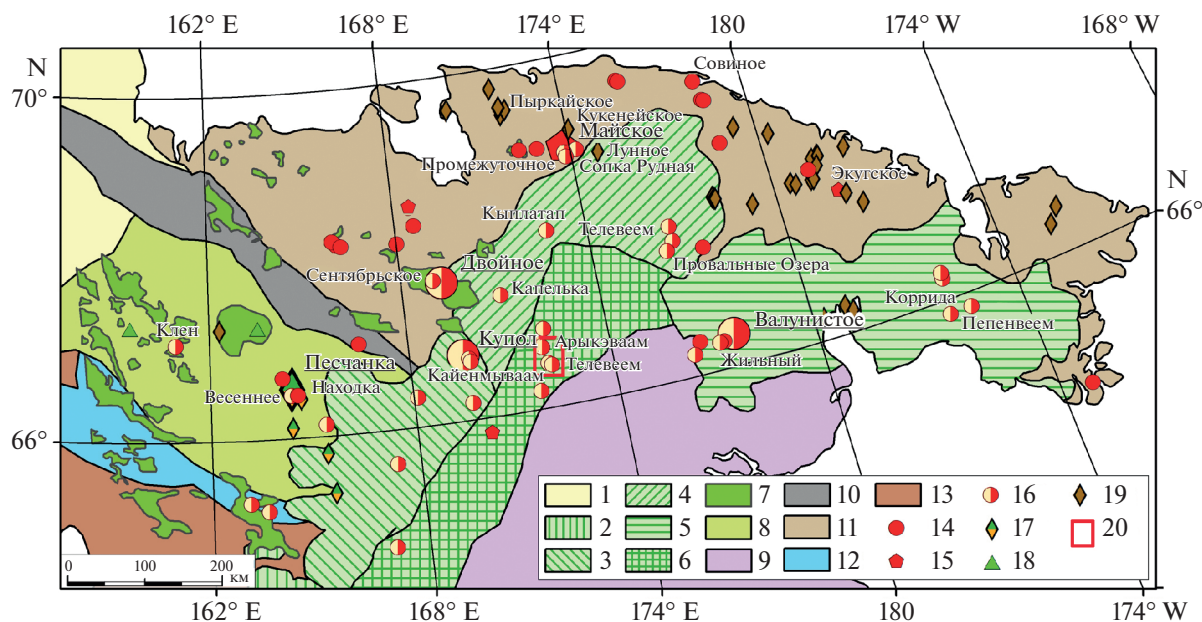


Рис. 1. Вулканические пояса и Au-Ag эпитермальные месторождения Чукотки. Схема составлена с использованием материалов [Белый, 1994; Соколов и др., 1999; Тихомиров и др., 2017].

1 – кайнозойский чехол; 2–6 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП): 2–4 – сектора ОЧВП (2 – Пенжинский, 3 – Анадырский, 4 – Центрально-Чукотский), 5 – Восточно-Чукотская фланговая зона, 6 – внутренняя зона ОЧВП; 7 – раннемеловые вулканические впадины; 8 – Олойский вулканические пояс; 9 – Корякско-Камчатская складчатая система; 10 – Южно-Анюйская сутура; 11 – Чукотская складчатая система; 12 – палеозойско-мезозойские островодужные комплексы; 13 – деформированные палеозойско-мезозойские комплексы чехла Омолонского массива; 14–19 – рудные месторождения (большие значки – крупные, маленькие – средние и мелкие объекты): 14 – золото-кварцевые жильные, 15 – золото-сульфидные (вкрапленные), 16 – эпитермальные золото-серебряные, 17 – медно-молибден-порфировые, золото- и серебросодержащие, 18 – колчеданно-полиметаллические в вулканических породах, 19 – оловорудные; 20 – местоположение Кайенмываамского вулканического поднятия.

также на Канчаланский шельфовый субтерреин с метаморфическим фундаментом предположительно протерозойского возраста. Внешняя зона ОЧВП в пределах Чукотки разделена на два сектора: Анадырский и Центрально-Чукотский, различающимися по особенностям эволюции магматизма, объемным соотношениям вулканических формаций и строению. В Анадырском секторе основание вулканических покровов внешней зоны представлено структурами ОВП и Березовского террейна, а в Центрально-Чукотском секторе – структурами Чукотского складчатого пояса. В Центрально-Чукотском секторе происходит резкий излом границы внешней и внутренней зон ОЧВП, простираение которого меняется с северо-восточного на юго-восточное направление (см. рис. 1). Развитие Центрально-Чукотского сектора в отличие от остальных районов начиналось с образования игнимбритовой формации и лишь затем покровов андезитов. В чукотском отрезке ОЧВП известны многочисленные золото-серебряные месторождения, основные из которых показаны на рис. 1.

Главная цель статьи – комплексное изучение геохимических особенностей мезозойской Au-Ag эпитермальной минерализации КВП с целью по-

лучения новой информации об условиях вулкано-генного рудообразования чукотского отрезка внутренней зоны ОЧВП; в выделении на этой основе новых и уточнении известных критериев оценки промышленной значимости и прогнозирования месторождений. Необходимо отметить, что Au-Ag эпитермальная минерализация во внутренней зоне ОЧВП, в отличие от его внешней зоны практически не изучена.

Известно, что микроэлементы и РЗЭ активно реагируют на окислительно-восстановительную среду природных обстановок, что позволяет использовать их в качестве геохимических индикаторов источников вещества. Следует отметить, что информация о составе и распределении микроэлементов и РЗЭ для Au-Ag эпитермальной минерализации во внутренней зоне ОЧВП получена впервые.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В рамках проекта РФФ № 14-17-00170 собрана представительная коллекция образцов типичных руд и вмещающих пород Au-Ag эпитермальных месторождений КВП. Определение концентрации породообразующих и отдельных примесных эле-

ментов выполнено методом рентгенфлуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре модель Axios mAX производства компании PANalytical (аналитик А.И. Якушев) в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН. Измерения микроэлементов (ICP-MS) проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II (аналитик Я.В. Бычкова). Пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Золото в пробах определялось методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220Z (аналитик В.А. Сычкова).

Для оценки условий формирования вулканогенного оруденения были определены геохимические показатели, а также отношения между элементами: ΣREE , ΣLREE , ΣHREE , $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$, Hf/Sm, Nb/La, Th/La, Y/Ho, U/Th, Co/Ni, δEu , δCe , и др. Показатели рассчитаны по усредненным значениям элементов для руд каждого месторождения. Кроме того, рассчитаны коэффициенты обогащения микроэлементами руд и вмещающих пород путем нормирования результатов анализов к результатам средних содержаний микроэлементов в земной коре и хондритах. Полученные значения сведены в таблицы, по которым построены графики распределения РЗЭ и других микроэлементов в рудах месторождений.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И ЭПИТЕРМАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАЙЕНМЫВААМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОДНЯТИЯ

Кайенмываамское вулканическое поднятие, расположено в центральной части чукотского отрезка внутренней зоны ОЧВП (см. рис. 1). Вулканические породы ОЧВП в районе поднятия перекрывают мезозойское складчатое основание в зоне сопряжения двух островодужных структур: юрско-раннемеловой Южной-Анюйской северо-западного направления, и раннемеловой Западно-Пекульнейской субмеридионального направления [Мальшева и др., 2012].

В пределах КВП обнажаются обширные однородные поля игнимбритов и риолитов пыкарваамской свиты (верхний альб) и сопряженные с ними субвулканические куполообразные тела, штоки, силлы и дайки (рис. 2). Мощность пыкарваамской свиты варьирует от 800 до 1200 м. В нижней части (500–800 м) преобладают игнимбри-ты дацитов, тонко чередующиеся с игнимбри-тами риолитов и более редкими туфами и витрофирами дацитов и риолитов. Верхнюю часть (300 м) слагают преимущественно игнимбри-ты риолитов, среди которых изредка присутствуют туфы риолитов и игнимбри-ты дацитов [Мальшева и др., 2012].

Глубинные северо-восточные и северо-западные разломы служат тектоническими ограничителями КВП (см. рис. 2).

Эпитермальная Au-Ag минерализация выявлена в Маюлервеевской кальдере, осложняющей западный фланг КВП и положительных вулканотектонических структурах или куполах, в ядрах которых вскрываются субвулканические тела среднего и кислого состава, и пространственно связано с полями вторичных кварцитов и аргиллизитов. Размещение купольных структур контролируется разломами северо-западного простирания [Мальшева и др., 2012].

Месторождение Арыкэваам локализовано на восточном фланге купольной вулканоструктуры, на северном замыкании КВП (см. рис. 2). В геологическом строении месторождения участвуют разнообразные позднемеловые вулканы от базальтов до субщелочных риолитов. Субвулканические и жерловые образования преимущественно кислого состава приурочены к участкам развития дуговых и линейных разноориентированных тектонических нарушений. С выходами субвулканических тел пространственно связано развитие полей вторичных кварцитов и аргиллизитов, вмещающих кварцевые жилы с эпитермальной золото-серебряной минерализацией.

Потенциальные рудные тела представлены жилами мощностью до 20 м (в раздувах) и длиной до 300 м с коломорфно-полосчатой, каркасно-пластинчатой, брекчиевой, полосчатой и массивной текстурами. Падение основной массы жил крутое западное (около 70°). Главный жильный минерал – кварц (75–100%), адуляр развит спорадически, в незначительных количествах присутствуют хлорит, гидрослюда, каолинит, гипс. Основные рудные минералы: пирсеит и полибазит, реже встречаются – акантит, фрейбергит, прустит, халькопирит, галенит, пирит, сфалерит и самородное низкопробное золото.

Характерно крайне неравномерное распределение рудных минералов – от рассеянных пылевидных выделений до концентрированных, “бонанцевых”, руд на локальном участке (2.2 × 32 м). По данным опробования траншеи, в пределах “бонанцы” средние содержания составили: Au – 84 г/т, Ag – 15.1 кг/т, Pb – 1.0%, Cu – 1.5%, Zn – 0.2%, Mo – 0.1%, W – 0.03%, As – 0.7%, Sb – 0.9% [Мальшева и др., 2012]. За пределами бонанцы, по данным штучного и бороздового опробования, содержание колеблется: Au от 0.5–0.8 до 37–71 г/т, при среднем содержании 3.5–4.5 г/т и Ag от 20 до 2000–4500 г/т, при среднем содержании 185–290 г/т.

Месторождение Кайенмываам находится на северном фланге Маюлервеевской кальдеры, в месте ее осложнения разломами северо-западной и северо-восточной ориентировки. В геологиче-

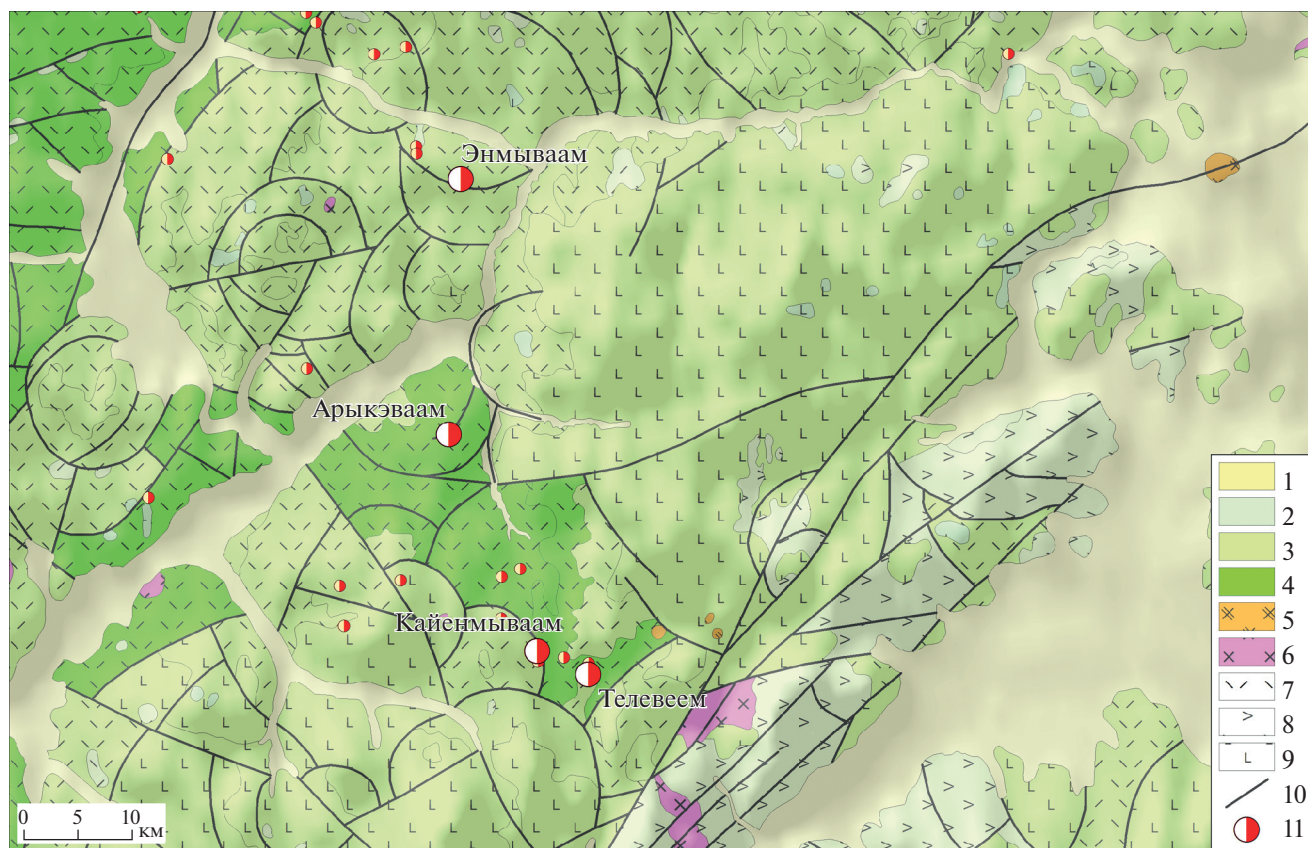


Рис. 2. Геологическая карта Кайенмываамского вулканического поднятия.

1 – четвертичные отложения; 2 – верхние горизонты позднего мела; 3 – позднемеловые отложения; 4 – раннемеловые отложения пыкарваамской свиты; 5 – сиениты; 6 – диориты; 7 – риолиты; 8 – дациты; 9 – базальты; 10 – разломы; 11 – Au-Ag эпитермальные месторождения и рудопроявления.

ском строении принимают участие кислые игнимбриты, андезибазальты, андезиты, базальты и туфы среднего-кислого состава, которые прорваны здесь субвулканическими телами, дайками и штоками трахиандезитов, андезитов, субщелочных диоритов. Пространственное положение субвулканических тел, метасоматитов и кварцевых жил совпадает с радиально-кольцевым рисунком разломов, который в целом типичен для Маюлервеемской кальдеры [Малышева и др., 2012].

Месторождение связано с зоной неоднородной пропилитизации андезитов, внутри которой выделяется серия сближенных крутопадающих субпараллельных кварц-адуляровых жил северо-восточной ориентировки. По горным выработкам установлено, что жилы длиной 200–300 м имеют четковидную форму, мощность их в среднем около 0.6 м, редко достигая в раздувах 3.5–3.7 м. Монокварцевые вторичные кварциты в юго-восточной части в плане имеют линейную форму, связанную с разрывами северо-западного и субмеридионального простирания. Вертикальный размах оруденения более 100 м.

Промышленная минерализация (в среднем – 26.8 г/т золота и 214.4 г/т серебра) локализуется преимущественно в жилах выполнения кварцевого и кварц-адулярового состава и приурочено к эндоконтактовым частям жил. Средняя величина золото-серебряного отношения 1 : 11. Адуляр развит спорадически, в незначительных количествах отмечаются карбонат, хлорит, гидрослюда, каолинит, гипс. Количество рудных минералов в жилах не превышает 5–7%. Они образуют скопления в виде полос и фестонов мощностью от 1 до 5 см вдоль зальбандов жильного кварца с колло-морфно-полосчатой текстурой. Главные рудные минералы представлены самородным золотом, сульфосолями серебра, халькопиритом, галенимом, сфалеритом. Самородное золото в рудах образует сростания, в первую очередь с акантитом (60%) и с кварц-адуляровыми агрегатами (около 30%), подчиненную роль играют сростания с сульфидами (20%). Пробность золота варьирует от 600 до 800‰.

Месторождение Телевеем расположено в северо-западной части одноименного купольного поднятия, приурочено к узлу его пересечения с

разломом северо-западного простирания. В пределах месторождения выявлено более 50 крутопадающих разрозненных или сближенных кварцевых жил, которые локализуются в лавах и туфах среднего и основного состава, реже в игнимбритах [Малышева и др., 2012]. Рудоносные эпиптермальные жилы, мощностью от 0.3 до 3.0 м и протяженностью до 300 м локализованы в линейных зонах аргиллизации мощностью от 20 до 120 м, протяженностью до 3 км. Средние содержания, определенные по всем пересечениям рудных тел, составляют 30.0 г/т золота и 51.8 г/т серебра. Средняя мощность 1.2 м.

На месторождении выделены руды двух основных минеральных парагенезисов золото-сульфосольного и золото-теллуридного [Власов и др., 2016].

Золото-сульфосольные руды выявлены в адуляр-кварцевых жилах центральной части месторождения. Содержание Au достигает 98 г/т, Ag – 113 г/т. Au/Ag отношение изменяется от 1 : 1 до 1 : 10, в отдельных пробах встречается рассеянная теллуридная минерализация. Для этого парагенезиса характерны: пирит, электрум (пробность 630–655‰), минералы ряда пирсеит–полибазит, а также более редкие халькопирит, сфалерит, галенит и агвиларит.

Золото-теллуридные руды обнаружены на юго-западном фланге месторождения и представляют собой кварц-карбонатные жильные тела северо-западного простирания. Содержание Au в пробах может превышать 500 г/т, Ag 5000 г/т, а Te 2000 г/т [Власов и др., 2016]. В этом парагенезисе выявлены: борнит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, цинкистый тетраэдрит, спионкопит, самородное золото, разнообразные минералы теллура – сильванит, петцит, алтаит, гессит, мелонит, вольтскит, теллуровисмутит, самородный теллур. Минералы теллура в рудах находятся в тесной ассоциации с более ранними сульфидами, формируя в них каплевидные или слегка вытянутые вроски размером до 100 мкм [Власов и др., 2016].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

В составе изученных образцов руд эпиптермальных месторождений КВП преобладает SiO_2 (76.05–97.96%), присутствуют заметные концентрации Al_2O_3 (0.61–13.11%), Fe_2O_3 (общ.) (0.55–2.21) и K_2O (0.06–6.5) (табл. 1). В рудах месторождения Кайенмываам отмечены значительные концентрации CaO (в среднем – 4.82%) (см. табл. 1), что, по-видимому, может быть связано с присутствием известняков и мергелей в фундаменте, перекрытом рудовмещающими вулканитами [Малышева и др., 2012]. Судя по табл. 1, содержание сульфидов в изученных образцах руд достаточно низкое: в рудах месторождений Арыкэваам и

Кайенмываам $S_{\text{общ}}$ не превышает 0.72%, за исключением месторождения Телевеам, где $S_{\text{общ}}$ достигает 1.93%.

Результаты анализа микроэлементов в рудах вулканогенных эпиптермальных Au-Ag месторождений КВП представлены в табл. 2 и на рис. 3, на котором они нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Как следует из табл. 2 и рис. 2 руды месторождений характеризуются явным обогащением широким спектром элементов (Li, Se, Mo, Au, Ag, As, Sb, Cu, Pb, In, Cd, Tl, Zn, Bi, Te, W), по сравнению со средними значениями верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких (Li, Se, Bi, Zn, Tl, In) – до десятков (Mo , Te, Pb, Cd), сотен (As, Cu), тысяч и десятков тысяч раз (Au, Ag, Sb, см. табл. 2, рис. 3), что свидетельствует о геохимическом родстве микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании. Сравнительный анализ средних содержаний микроэлементов руд эпиптермальных Au-Ag месторождений КВП показывает почти полную аналогию в составе и спектрах распределения микроэлементов (см. табл. 2, рис. 3), что свидетельствует о сходных условиях рудообразования этих месторождений. Наиболее широкими спектрами, но разными по составу и интенсивности выделяются руды месторождений Арыкэваам и Телевеам (см. рис. 3), что, возможно, связано с совмещением в рудах минерализации нескольких этапов.

Известно, что гидротермальные флюиды, содержащие Cl, эффективно концентрируют легкие РЗЭ, но бедны тяжелыми РЗЭ [Oreskes, Einaudi, 1990], в этом случае отношения Hf/Sm, Nb/La и Th/La в рудах, как правило, меньше, чем 1; а флюиды, обогащенные F, синхронно концентрируют легкие и тяжелые РЗЭ – значения Hf/Sm, Nb/La и Th/La обычно больше чем 1 [Oreskes, Einaudi, 1990]. Руды месторождений КВП явно обогащены легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ, имеют значения Hf/Sm, Nb/La и Th/La значительно меньше 1 (см. табл. 2).

Следовательно, рудообразующие флюиды этих месторождений принадлежали NaCl– H_2O гидротермальной системе, обогащенной Cl относительно F, что коррелирует с результатами изучения флюидных включений в рудном кварце [Власов и др., 2016; Прокофьев и др., 2019; Волков и др., 2020б].

Значения U/Th руд отражают окислительно-восстановительные особенности вмещающей среды [Jones, Manning, 1994]: в окислительной среде $U/Th \leq 0.75$, $U/Th 0.75–1.25$ характерно для не содержащей кислород среды; для восстановительной среды $U/Th > 1.25$. Судя по табл. 2, значе-

Таблица 1. Химический состав руд (в мас. %) эпитеpмальных месторождений КВП

| № пробы | ППП | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O _{3(общ.)} | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | S _{общ.} | Σ |
|---------------------------|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------|-------|
| Месторождение Арыкэваам | | | | | | | | | | | | | |
| АРК-17/5 | <0.50 | 95.46 | 0.02 | 1.31 | 1.74 | 0.02 | <0.10 | 0.08 | 0.10 | 0.55 | <0.02 | 0.07 | 99.36 |
| АРК-17/1 | 3.74 | 82.09 | 0.01 | 6.78 | 0.83 | 0.01 | <0.10 | 0.04 | 0.14 | 6.02 | <0.02 | 0.11 | 99.78 |
| АРК-17/4 | 1.76 | 90.39 | 0.01 | 2.96 | 1.10 | 0.02 | <0.10 | 0.05 | 0.10 | 2.30 | 0.02 | 0.72 | 99.43 |
| АРК-17/6 | 0.91 | 96.15 | 0.02 | 1.08 | 1.28 | 0.02 | <0.10 | 0.04 | <0.10 | 0.34 | <0.02 | <0.02 | 99.84 |
| C _с | 1.60 | 91.02 | 0.02 | 3.03 | 1.24 | 0.02 | 0.00 | 0.05 | 0.09 | 2.30 | 0.01 | 0.23 | 99.60 |
| Месторождение Кайенмываам | | | | | | | | | | | | | |
| LK-17/11-2 | 11.15 | 68.72 | 0.01 | 1.31 | 0.70 | 0.11 | 0.28 | 17.22 | 0.07 | 0.25 | <0.02 | <0.02 | 99.82 |
| LK-17/11-8 | 4.51 | 85.28 | 0.01 | 2.61 | 0.78 | 0.06 | 0.17 | 5.64 | 0.08 | 0.81 | <0.02 | <0.02 | 99.95 |
| SK-17/31-2 | 1.17 | 82.67 | 0.13 | 7.20 | 1.55 | 0.03 | 0.41 | 1.12 | 0.47 | 4.70 | 0.14 | <0.02 | 99.59 |
| SK-17/17-6 | 3.19 | 83.07 | 0.36 | 11.89 | 0.62 | 0.01 | 0.00 | 0.05 | 0.15 | 0.06 | 0.04 | 0.18 | 99.62 |
| SK-17/12-3 | 0.19 | 97.96 | 0.01 | 0.61 | 0.90 | 0.01 | 0.02 | 0.05 | 0.09 | 0.12 | <0.02 | <0.02 | 99.96 |
| 4195-2 | | 91.61 | 0.03 | 4.14 | 0.62 | 0.24 | 0.12 | 0.01 | 0.13 | 1.63 | 0.02 | | 98.55 |
| 4195-1 | | 82.34 | 0.09 | 9.64 | 0.55 | 0.02 | 0.16 | 0.05 | 0.24 | 5.39 | 0.02 | 0.05 | 98.55 |
| 7136-IV | | 88.26 | 0.04 | 5.72 | 0.57 | 0.01 | 0.06 | 0.02 | 0.33 | 2.67 | 0.02 | 0.13 | 97.83 |
| 6041-1a | | 76.05 | 0.15 | 13.11 | 2.08 | 0.03 | 0.33 | 0.12 | 3.32 | 2.58 | 0.03 | | 97.80 |
| C _с | 4.04 | 83.54 | 0.10 | 4.72 | 0.91 | 0.04 | 0.18 | 4.82 | 0.17 | 1.19 | 0.04 | 0.04 | 99.79 |
| Месторождение Телевеем | | | | | | | | | | | | | |
| ТЕЛ-1 | | 87.66 | 0.01 | 5.88 | 0.48 | 0.01 | <0.10 | <0.10 | 0.12 | 4.64 | 0.02 | 0.7 | 99.52 |
| ТЕЛ-2 | | 77.3 | 0.13 | 9.54 | 2.21 | 0.01 | 0.24 | <0.10 | 0.2 | 6.5 | 0.02 | 1.93 | 98.08 |
| C _с | | 82.48 | 0.07 | 7.71 | 1.35 | 0.01 | 0.12 | <0.10 | 0.16 | 5.57 | 0.02 | 1.32 | 98.80 |

Примечание. C_с – среднее содержание, ППП – потери при прокаливании.

ния U/Th в рудах месторождения Кайенмываам в три раза меньше, чем 0.75 (в среднем 0.19), что свидетельствует об окислительной среде рудообразования [Jones, Manning, 1994]. Высокие значения этого отношения в рудах месторождений Арыкэваам и Телевеем (см. табл. 2) указывают на восстановительную среду рудообразования, по-видимому, характерную для более глубоких уровней эпитеpмальной системы.

Величина отношения Co/Ni в рудах месторождений (см. табл. 2) гораздо меньше, чем 1.0 (варьирует от 0.12 до 0.8), что характерно для смешения средне- и низкотемпературных гидротермальных флюидов метеорного происхождения и высокотемпературного магматического флюида [Kun et al., 2014].

Эффективное использование отношения Y/No для оценки происхождения рудообразующих флюидов показано в работах [Вау, 1991; Jones, Manning, 1994; Monecke et al., 2002]. В соответствии с табл. 2, значения отношения Y/No эпитеpмальных Au-Ag руд месторождений КВП варьируют от 16.2 до 41.22, что коррелирует с интервалом отношений характерных для современных гидротермальных флюидов задуговых

бассейнов [Вау, 1991; Jones, Manning, 1994; Monecke et al., 2002].

Состав PЗЭ эпитеpмальных Au-Ag руд и вмещающих пород месторождений КВП приведен в табл. 2, а спектры PЗЭ, нормированных на хондрит, показаны на рис. 4. Аномально низкие содержания ΣPЗЭ (от 1.59 до 4.48 г/т) обнаружены в рудах месторождения Арыкэваам. Пониженные содержания ΣPЗЭ (до 17.66 и 18.36 г/т) характерны для эпитеpмальной минерализации месторождений Кайенмываам и Телевеем (см. табл. 2).

Сумма концентраций PЗЭ в рудах месторождений КВП (см. табл. 2) заметно ниже, чем в вулканических породах чукотского отрезка ОЧВП [Akinin, Miller, 2011; Tikhomirov et al., 2016] и андезитах островных дуг [Кравцова, 2010]. Аналогично низкие суммы концентраций PЗЭ установлены в продуктивных кварцах руд эпитеpмальных высокосульфидизированных месторождений Кураминского хребта (Узбекистан) и района Банска-Штьявница (Словакия) [Винокуров и др., 1999], а также месторождений Северо-Востока России (Двойное, Кубака, Биркачан и др.) [Волков и др., 2017].

Таблица 2. Элементный состав (г/т) изученных образцов эпитермальных руд месторождения Гольцовое и других месторождений Дукатского рудного района (средние значения)

| Название | Арыкэваам | | | | | | Кайенмываам | | | | | | Телевеем | |
|----------|-----------|----------|----------|----------|--------|------------|-------------|------------|------------|------------|--------|---------|----------|---------|
| | АРК-17/5 | АРК-17/1 | АРК-17/4 | АРК-17/6 | Сс | ЛК-17/11-2 | ЛК-17/11-8 | СК-17/17-6 | СК-17/31-2 | СК 17/12-3 | Сс | ТЕЛ-1 | ТЕЛ-2 | Сс |
| Au | 3.4 | 19.0 | 193 | 0.37 | 54.01 | 27.1 | 3.4 | 0.18 | 0.15 | <ПО | 6.16 | 305 | 11 | 158.00 |
| Ag | 295 | 400 | 307 | 6.1 | 252.06 | 169 | 33.0 | 0.18 | 43.0 | <ПО | 49.1 | 589 | 1565 | 1077.05 |
| As | 11.9 | 65.8 | 1181 | 1.7 | 315.06 | <ПО | 1.2 | 20.7 | 1.2 | 4.4 | 5.52 | 563 | 73 | 318.18 |
| Sb | 86.8 | 232 | 1021 | 24.3 | 341.16 | 20.5 | 3.4 | 2.5 | 2.1 | 9.8 | 7.66 | 392 | 72 | 231.7 |
| Cu | 118 | 131 | 1758 | 17.5 | 506.17 | 117 | 17.4 | 5.1 | 905 | 14.7 | 211.96 | 766 | 12408 | 6587.1 |
| Pb | 13.1 | 93.3 | 924 | 1.4 | 257.88 | 141 | 26.9 | 17.7 | 297 | 3.3 | 97.3 | 251 | 499 | 374.96 |
| Zn | 6.8 | 34.6 | 288 | 3.5 | 83.22 | 220 | 27.1 | 8.2 | 196 | 13.7 | 93.14 | 87 | 410 | 248.27 |
| Li | 118 | 73.4 | 125 | 142 | 114.65 | 89.7 | 108 | 6.7 | 109 | 264 | 115.59 | 68 | 29 | 48.11 |
| Be | 5.4 | 2.2 | 1.9 | 0.83 | 2.59 | 0.71 | 0.82 | 0.59 | 0.45 | 0.28 | 0.57 | 8.1 | 1.1 | 4.57 |
| Sc | 0.56 | 1.5 | 0.85 | 0.38 | 0.83 | 0.10 | <ПО | 1.9 | 2.7 | <ПО | 0.94 | 14 | 10 | 11.82 |
| Ti | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 22 | 666 | 343.75 |
| V | 10.3 | 6.3 | 1.6 | 7.7 | 6.49 | 13.0 | 8.7 | 25.1 | 18.5 | 7.3 | 14.51 | 14 | 21 | 17.62 |
| Cr | 11.1 | 6.2 | 7.6 | 10.1 | 8.76 | 3.1 | 5.4 | 6.4 | 21.7 | 9.2 | 9.18 | 11 | 7.9 | 9.53 |
| Mn | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 14 | 72 | 42.68 |
| Co | 2.1 | 0.9 | 1.0 | 1.4 | 1.33 | 0.72 | 1.3 | 0.36 | 2.9 | 1.1 | 1.26 | 0.11 | 0.90 | 0.51 |
| Ni | 13.1 | 5.6 | 7.8 | 11.5 | 9.50 | 5.2 | 7.2 | 2.4 | 11.8 | 19.7 | 9.27 | 3.1 | 1.1 | 2.11 |
| Bi | 0.05 | 0.02 | 0.04 | <ПО | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.11 | 0.55 | 0.02 | 0.15 | 0.31 | 0.63 | 0.47 |
| Ga | 4.0 | 10.3 | 4.1 | 2.5 | 5.23 | 1.3 | 1.5 | 9.9 | 2.7 | 0.86 | 3.25 | 6.1 | 11 | 8.32 |
| Se | 4.3 | 53.8 | 720.5 | <ПО | 194.64 | 24.7 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 4.93 | 83 | 14 | 48.62 |
| Rb | 30.1 | 334 | 133 | 11.7 | 127.18 | 9.1 | 27.4 | 2.6 | 165 | 4.2 | 41.57 | 210 | 277 | 243.51 |
| Sr | 40.8 | 59.4 | 47.9 | 6.0 | 38.55 | 118 | 45.1 | 119 | 567 | 6.0 | 171.04 | 54 | 115 | 84.57 |
| Y | 0.40 | 0.25 | 0.27 | 0.57 | 0.37 | 0.27 | 0.59 | 5.0 | 3.3 | 0.020 | 1.83 | 0.29 | 3.6 | 1.92 |
| Zr | 1.6 | 0.70 | 0.92 | 3.7 | 1.72 | 1.3 | 1.2 | 95.6 | 14.3 | 0.33 | 22.55 | <0.0006 | 32 | 16.01 |
| Nb | 0.19 | 0.10 | 0.13 | 0.43 | 0.21 | 0.067 | 0.074 | 5.5 | 0.89 | 0.053 | 1.32 | <0.0003 | 2.9 | 1.45 |
| Mo | 4.0 | 16.5 | 52.8 | 1.1 | 18.58 | 2.8 | 0.67 | 1.2 | 0.61 | 0.61 | 1.17 | 47 | 41 | 43.77 |
| Cd | <ПО | 0.17 | 0.89 | <ПО | 0.265 | 2.7 | 0.54 | <ПО | 4.7 | <ПО | 1.58 | 0.56 | 1.4 | 1.0 |
| In | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.27 | 0.33 | 0.30 |
| Sn | 8.4 | 0.88 | 0.81 | 0.75 | 2.72 | 0.11 | 0.24 | 0.57 | 0.80 | <ПО | 0.34 | 2.8 | 4.3 | 3.56 |
| Te | 2.1 | 29.7 | 63.6 | <ПО | 23.83 | 5.4 | 13.5 | 0.33 | 28.0 | <ПО | 9.45 | 26 | 119 | 72.2 |
| Cs | 3.8 | 3.8 | 2.6 | 1.4 | 2.9 | 2.1 | 3.1 | 0.52 | 4.0 | 1.0 | 2.15 | 2.7 | 6.8 | 4.73 |
| Ba | 41.0 | 102.3 | 46.7 | 58.8 | 62.2 | 8.5 | 131 | 2130 | 960 | 18.9 | 649.70 | 57 | 376 | 216.84 |
| La | 0.65 | 0.30 | 1.0 | 1.3 | 0.81 | 0.19 | 0.74 | 15.9 | 3.8 | 0.07 | 4.15 | 0.64 | 8.2 | 4.43 |
| Ce | 1.2 | 0.65 | 2.1 | 1.8 | 1.42 | 0.29 | 1.1 | 28.6 | 8.3 | 0.11 | 7.68 | 1.4 | 15 | 8.13 |
| Pr | 0.14 | 0.07 | 0.18 | 0.23 | 0.15 | 0.04 | 0.12 | 2.7 | 1.1 | <ПО | 0.78 | 0.18 | 1.6 | 0.88 |
| Nd | 0.64 | 0.33 | 0.63 | 0.78 | 0.6 | 0.17 | 0.52 | 8.8 | 4.8 | <ПО | 2.85 | 0.71 | 5.1 | 2.93 |
| Sm | 0.12 | 0.08 | 0.11 | 0.13 | 0.11 | 0.04 | 0.10 | 1.4 | 1.0 | <ПО | 0.51 | 0.16 | 0.92 | 0.54 |

Таблица 2. Окончание

| Название | Арыкэваам | | | | | Кайенмываам | | | | | Телевеем | | | |
|-----------------|-----------|----------|----------|----------|-------|-------------|------------|------------|------------|------------|----------|-------|-------|-------|
| | АРК-17/5 | АРК-17/1 | АРК-17/4 | АРК-17/6 | Сс | ЛК-17/11-2 | ЛК-17/11-8 | СК-17/17-6 | СК-17/31-2 | СК 17/12-3 | Сс | ТЕЛ-1 | ТЕЛ-2 | Сс |
| Eu | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.21 | 0.23 | <ПО | 0.1 | 0.03 | 0.26 | 0.14 |
| Gd | 0.08 | 0.04 | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.05 | 0.12 | 1.0 | 0.79 | <ПО | 0.4 | 0.08 | 0.52 | 0.30 |
| Tb | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.14 | 0.10 | <ПО | 0.05 | 0.01 | 0.10 | 0.05 |
| Dy | 0.05 | 0.022 | 0.04 | 0.07 | 0.05 | 0.03 | 0.09 | 0.90 | 0.60 | <ПО | 0.32 | 0.06 | 0.63 | 0.35 |
| Ho | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.17 | 0.12 | <ПО | 0.06 | 0.02 | 0.11 | 0.06 |
| Er | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.49 | 0.31 | <ПО | 0.17 | 0.03 | 0.41 | 0.22 |
| Tm | <ПО | <ПО | <ПО | 0.01 | <ПО | <ПО | 0.01 | 0.07 | 0.04 | <ПО | 0.02 | <ПО | 0.06 | 0.03 |
| Yb | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.60 | 0.28 | <ПО | 0.19 | 0.04 | 0.48 | 0.26 |
| Lu | <ПО | <ПО | <ПО | 0.01 | <ПО | 0.17 | 0.46 | 0.81 | 0.36 | <ПО | 0.36 | 0.01 | 0.08 | 0.04 |
| Hf | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.12 | 0.05 | <ПО | <ПО | 2.6 | 0.41 | <ПО | 0.61 | 0.01 | 0.88 | 0.45 |
| Ta | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | <ПО | <ПО | 0.44 | 0.13 | <ПО | 0.11 | <ПО | 0.18 | 0.09 |
| W | 0.24 | 0.15 | 0.17 | 0.25 | 0.20 | 0.17 | 0.15 | 0.62 | 0.27 | 0.11 | 0.26 | <ПО | <ПО | — |
| Tl | 0.96 | 8.7 | 4.2 | 0.13 | 3.49 | 0.23 | 0.23 | 0.12 | 2.17 | 0.06 | 0.53 | 3.4 | 2.8 | 3.11 |
| Th | 0.12 | 0.22 | 0.37 | 0.39 | 0.27 | <ПО | <ПО | 7.9 | 0.57 | <ПО | 1.7 | 0.06 | 3.4 | 1.76 |
| U | 0.17 | 1.3 | 0.61 | 0.11 | 0.55 | 0.02 | 0.01 | 2.6 | 0.37 | <ПО | 0.59 | 0.21 | 1.3 | 0.74 |
| ΣREE | 3.03 | 1.59 | 4.2 | 4.48 | 3.33 | 1.06 | 3.41 | 61.77 | 21.85 | 0.19 | 17.66 | 3.41 | 33.32 | 18.36 |
| ΣLREE | 2.8 | 1.45 | 4.05 | 4.18 | 3.12 | 0.75 | 2.63 | 57.57 | 19.25 | 0.19 | 16.08 | 3.17 | 30.92 | 17.04 |
| ΣHREE | 0.23 | 0.14 | 0.15 | 0.29 | 0.20 | 0.31 | 0.78 | 4.21 | 2.60 | 0.00 | 1.58 | 0.24 | 2.4 | 1.32 |
| ΣLREE/ ΣHREE | 11.96 | 10.53 | 27.25 | 14.20 | 15.99 | 2.41 | 3.36 | 13.67 | 7.40 | — | 5.37 | 13.10 | 12.89 | 12.1 |
| Rb/Sr | 0.74 | 5.62 | 2.78 | 1.95 | 2.77 | 0.08 | 0.61 | 0.022 | 0.29 | 0.69 | 0.34 | 3.86 | 2.41 | 3.12 |
| Sr/Ba | 0.99 | 0.58 | 1.03 | 0.10 | 0.68 | 13.85 | 0.34 | 0.056 | 0.59 | 0.32 | 3.03 | 0.94 | 0.30 | 0.62 |
| Y/Ho | 37.34 | 35.48 | 34.18 | 38.92 | 36.48 | 41.22 | 38.47 | 29.13 | 27.79 | — | 27.32 | 16.22 | 31.94 | 24.08 |
| Te/Se | 0.48 | 0.55 | 0.09 | — | 0.28 | 0.22 | — | — | — | — | 0.04 | 0.31 | 8.35 | 4.33 |
| Co/Ni | 0.16 | 0.15 | 0.13 | 0.12 | 0.14 | 0.14 | 0.18 | 0.15 | 0.24 | 0.05 | 0.15 | 0.04 | 0.80 | 0.42 |
| U/Th | 1.41 | 5.84 | 1.66 | 0.3 | 2.30 | — | — | 0.32 | 0.64 | — | 0.19 | 3.31 | 0.37 | 1.84 |
| Au/Ag | 0.01 | 0.05 | 0.63 | 0.06 | 0.19 | 0.16 | 0.10 | 1.03 | — | — | 0.26 | 0.52 | 0.01 | 0.26 |
| Eu/Eu* | 0.78 | 0.87 | 1.14 | 0.89 | 0.92 | 1.59 | 1.05 | 0.63 | 0.89 | — | 0.83 | 0.94 | 1.02 | 0.98 |
| Ce/Ce* | 0.96 | 1.03 | 1.05 | 0.75 | 0.95 | 0.77 | 0.79 | 0.97 | 1.04 | — | 0.71 | 1.07 | 0.96 | 1.02 |
| Eu/Sm | 0.18 | 0.19 | 0.27 | 0.22 | 0.21 | 0.55 | 0.32 | 0.15 | 0.23 | — | 0.25 | 0.21 | 0.28 | 0.24 |
| ΣCe | 2.66 | 1.35 | 3.91 | 4.03 | 2.99 | 0.69 | 2.5 | 55.94 | 18.03 | 0.19 | 15.47 | 2.97 | 29.74 | 16.36 |
| ΣY | 0.29 | 0.17 | 0.24 | 0.33 | 0.26 | 0.17 | 0.37 | 3.86 | 2.83 | 0.00 | 1.45 | 0.36 | 2.54 | 1.45 |
| ΣSc | 0.08 | 0.07 | 0.05 | 0.11 | 0.08 | 0.21 | 0.54 | 1.97 | 0.99 | 0.00 | 0.74 | 0.07 | 1.03 | 0.55 |

Примечание. Метод плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS), лаборатория ИГЕМ РАН (аналитик Я.В. Бычкова). Золото в пробах определяли методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией на спектрометре Срефт AA220 Z (аналитик В.А. Сычкова); ПО — предел обнаружения. Eu/Eu* = $Eu_N/(Sm_N(Tb_N*Eu_N)^{1/2})^{1/2}$; Ce/Ce* = $Ce_N/((2La_N + Sm_N)/3)$; REE — P3Э; LREE — легкие P3Э; HREE — тяжелые P3Э.

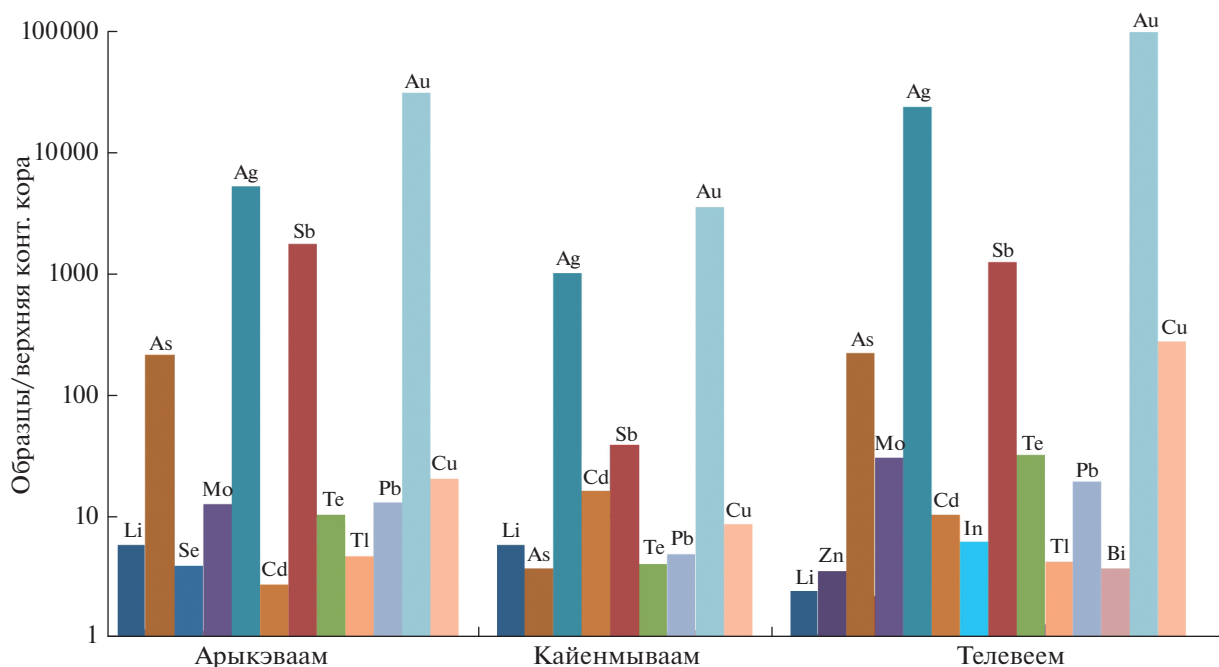


Рис. 3. Распределение основных микроэлементов в эпитермальных рудах месторождений КВП, нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Легкие РЗЭ при повышении давления переходят в водный флюид, а тяжелые удерживаются в магме, что позволяет считать первые “гидрофильными”, а вторые “магмафильными” элементами [Жариков и др. 1999]. Кроме того, РЗЭ были разделены на три группы: цериевые – La, Ce, Pr, Nd, иттриевые – Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, скандиевые – Er, Yb, Lu [Минеев, 1974]. Таким образом, табл. 2 показывает, что в изученных рудах преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы.

Нормированные на хондрит РЗЭ руд образуют слабо наклонные близхондритовые спектры без явных европиевых максимумов и минимумов (см. рис. 4), во многом сходные по конфигурации со спектрами РЗЭ вулканических пород чукотского отрезка ОЧВП [Akinin, Miller, 2011; Tikhomirov et al., 2016] и андезитов островных дуг [Кравцова, 2010]. Полученные данные, позволяют предположить, что вмещающие породы КВП могли служить источником РЗЭ и, возможно, других микроэлементов для рудообразующих флюидов.

По спектрам РЗЭ в ОЧВП отчетливо выделяются три группы руд [Волков и др., 2018a]. Спектры месторождений первой группы (Купол, Валунистое Марошка и др.) характеризуются хорошо выраженными Eu максимумами [Волков и др., 2018a, 2020a]. Отчетливые Eu минимумы установлены для спектров руд месторождений второй группы (Двойное, Пепенвеем и др.) [Волков и др.,

2018a, 2018b]. Месторождения первой и второй группы отнесены к низосульфидизированному эпитермальному классу [Волков и др., 2018a]. Слабонаклонные близхондритовые спектры без явных Eu максимумов и минимумов характерны для руд третьей группы [Волков и др., 2018a]. Именно в эту группу попадают изученные месторождения КВП (см. рис. 4), что может свидетельствовать о принадлежности изученной минерализации к высокосульфидизированному эпитермальному классу и коррелирует с полученным ранее выводом [Волков и др., 2020b].

Eu и Ce аномалии обычно рассматриваются как маркеры окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования [Бортников и др., 2007; Горячев и др., 2008; Jones, Manning, 1994]. В пробах изученных руд месторождений КВП (см. табл. 2) Ce/Ce* и Eu/Eu* варьируют от слабо отрицательных до умеренно положительных значений (Ce/Ce* = от 0.71 до 1.07) и (Eu/Eu* = 0.63 до 1.14). Такое сочетание Ce/Ce* и Eu/Eu* указывает на окислительные условия, существовавшие при рудообразовании в КВП.

Низкие Eu/Sm отношения (<1) в изученных рудах (см. табл. 2) позволяют считать, что рудообразование в КВП протекало на верхнекоровом уровне, в близких физико-химических условиях [Винокуров, 1996].

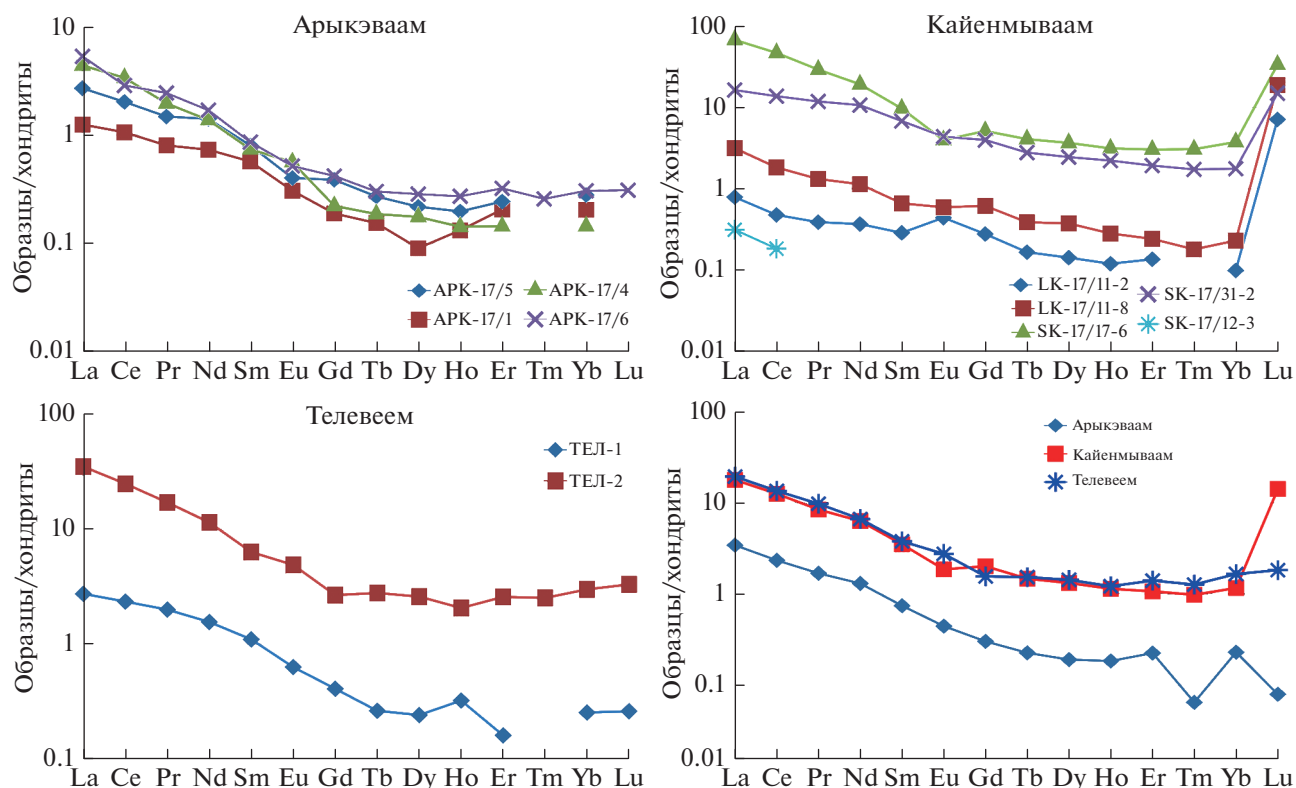


Рис. 4. Распределение РЗЭ, нормированных по хондритам [McDonough, Sun, 1995], в эпитермальных рудах месторождений КВП. Номера проб соответствуют табл. 1, 2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволили установить, что изученные руды эпитермальных Au-Ag месторождений КВП характеризуются явным обогащением широким спектром элементов, по сравнению со средними значениями верхней коры. Сравнительный анализ спектров распределения микроэлементов в изученных рудах показывает синхронное обогащение руд сходным набором микроэлементов и свидетельствует о сходных условиях рудообразования этих месторождений. В спектрах РЗЭ изученных руд, как и вмещающих пород, преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы.

Сравнение полученных данных с известными опубликованными примерами [Винокуров и др., 1999; Кравцова, 2010; Волков и др., 2017] показывает, что обеднение изученных руд РЗЭ, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, низкие Eu/Sm отношения (<1), слабо наклонные близ хондритовые спектры без явных европейских максимумов и минимумов – типичны для эпитермальной рудообразующей системы КВП.

Полученные результаты подтверждают выдвинутое ранее предположение [Волков и др., 20206], что рассмотренные выше Au-Ag эпитермальные месторождения Арыкэваам, Кайенмываам и Те-

левеем производные одной крупной порфирово-эпитермальной минералообразующей системы пространственно связанной с Кайенмываамским вулканическим поднятием и позволяют отнести изученную минерализацию к высокосульфидизированному эпитермальному классу. Рассмотренные геохимические данные, указывают на андезитовые магмы и метеорные воды как наиболее вероятные источники флюидов.

Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки эпитермальных Au-Ag месторождений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- 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 рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Винокуров С.Ф.* Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их генетическое значение // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 6. С. 792–795.
- Винокуров С.Ф., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г. Керзин А.Л.* Лантаноиды в кварцах эпиптермальных золоторудных месторождений: распределение и генетическое значение // Геохимия. 1999. № 2. С. 171–180.
- Власов Е.А., Прокофьев В.Ю., Николаев Ю.Н. Калько И.А.* Новая находка золото-теллуридной минерализации на Чукотке: минералогия и условия формирования рудопроявления Телевеем // Руды и металлы. 2016. № 4. С. 48–50.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Чижова И.А., Мурашов К.Ю.* Геохимические особенности вулканогенного рудообразования в северо-западном сегменте Тихоокеанского рудного пояса // Вулканология и сейсмология. 2017. № 6. С. 3–20.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю.* Геохимические особенности эпиптермальных Au-Ag месторождений Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // Вулканология и сейсмология. 2018а. № 6. С. 1–20.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Прокофьев В.Ю., Мурашов К.Ю.* Au-Ag эпиптермальное месторождение Двойное (Чукотка) // Геология рудных месторождений. 2018б. Т. 60. № 6. С. 590–609.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Винокуров С.Ф., Мурашов К.Ю., Андреева О.В., Киселева Г.Д., Вольфсон А.А., Сидорова Н.В.* Эпиптермальное Au-Ag месторождение Валунистое (Восточная Чукотка, Россия) геологическое строение, минералого-геохимические особенности и условия рудообразования // Геология рудных месторождений. 2020а. Т. 62. № 2. С. 107–133.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Галямов А.Л., Вольфсон А.А., Сидорова Н.В.* Условия формирования Au-Ag эпиптермальной минерализации Арыкэваамского вулканического поля (Центральная Чукотка) // Вулканология и сейсмология. 2020б. № 4. С. 13–21.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В.* Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П., Дохерти В.* Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным) // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239–241.
- Кравцова Р.Г.* Геохимия и условия формирования золотосеребряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2010. 291 с.
- Мальшева Г.М., Исаева Е.П., Тихомиров Ю.Б.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 – Марково. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 226 с.
- Минеев Д.А.* Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974. 241 с.
- Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Николаев Ю.Н., Калько И.А., Власов Е.А., Вольфсон А.А., Сидоров А.А.* Условия формирования Au-Ag эпиптермальной минерализации Кайенмываамского рудного поля (Центральная Чукотка) // Руды и металлы. 2019. № 1. С. 52–57.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н.* Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–82.
- Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А. Анлеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э.* Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Akinin V.V., Miller E.L.* The evolution of the calc-alkalic magmas of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt // Petrology. 2011. V. 19. № 3. P. 237–277.
- 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.
- Jones B., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch. et al.* Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // Chin. J. Geochem. 2014. V. 33. P. 109–118.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Monecke T., Kempe U., Gotze J.* Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 709–724.
- Oreskes N., Einaudi M.T.* Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit, Roxby Downs, South Australia // Econ. Geol. 1990. V. 85. № 1. P. 1–28.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Nakamura E.* Trace element and isotopic geochemistry of Cretaceous magmatism in NE Asia: Spatial zonation, temporal evolution, and tectonic controls // Lithos. 2016. V. 264. P. 453–471.

Geochemical Features of Au-Ag Epithermal Mineralization of the Kayenmyvaam Volcanic Uplift (Central Chukotka)

A. V. Volkov^{1, *}, A. A. Wolfson¹, A. L. Galaymov¹, and K. Yu. Murashov¹

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

**e-mail: tma2105@mail.ru*

The article considers the geochemical features of Au-Ag epithermal mineralization of the Kayenmyvaam volcanic uplift (KVU) located in the central part of the Chukchi segment of the inner zone of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt (OCHVB). New data on the composition and contents of trace elements, including REE, in the ores of epithermal Au-Ag deposits of the KVU (Arykevaam, Kayenmyvaam and Televeem) are presented. Ore enrichment with a wide range of trace elements (Li, Se, Mo, Au, Ag, As, Sb, Cu, Pb, In, Cd, Tl, Zn, Bi, Te, W) was revealed. The coefficients of enrichment vary from several (Li, Se, Bi, Zn, Tl, In) – up to tens (Mo, Te, Pb, Cd), hundreds (As, Cu), thousands and tens of thousands times (Au, Ag, Sb). Comparative analysis of the distribution spectra of trace elements shows synchronous enrichment of ores of the studied deposits with a similar set of trace elements. In the ores a predominance of light “hydrophilic” lanthanides of the “cerium” group, weakly inclined near-chondrite spectra, without obvious Eu maxima and minima, similar in configuration to the REE spectra of volcanic strata of the andesite-diorite series, has been established. Ore-forming fluids belonged to the NaCl–H₂O hydrothermal system enriched with Cl relative to F; the values of Y/Ho of ores correspond to the interval of ratios characteristic of modern hydrothermal fluids of back-arc basins. The low Co/Ni ratios in ores probably reflect the widespread participation of meteoric subsurface fluids in ore formation. Ce/Ce* and Eu/Eu* vary from slightly negative to moderately positive values (Ce/Ce* = 0.71 to 1.07) and (Eu/Eu* = 0.63 to 1.14). This combination of Ce/Ce* and Eu/Eu* indicates the oxidative conditions that existed during ore formation. The geochemical data indicate andesite magmas and meteoric waters as the most likely sources of fluids. The obtained results allow us to attribute the studied mineralization to the high-sulphidation epithermal class.

Keywords: Central Chukotka, volcanic uplift, caldera, deposits, Arykevaam, Kayenmyvaam, Televeem, epithermal mineralization, gold, silver, geochemical features of ores