ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИВиС ДВО РАН)

На правах рукописи



Жегунов Павел Сергеевич

МИНЕРАЛОГИЯ, ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЭВЕВПЕНТА (КАМЧАТКА)

Специальность: 1.6.4 – Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
к.г.-м.н. Житова Е.С.

Петропавловск-Камчатский
2026 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Список сокращений и условных обозначений 4
Введение 6
Глава 1. Литературный обзор 12
1.1. Классификация эпитермальных золото-серебряных месторождений 12
1.2. Общие сведения об эпитермальных золото-серебряных месторождениях 13
1.3. Состояние изученности эпитермальных золото-серебряных месторождений Северо-Востока России 15
1.4. Краткая история геологического изучения эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента 18
1.5. Выводы 20
Глава 2. Общие сведения о геологическом строении района исследования и рудопроявления Эвевпента 22
2.1. Структурно-геологическая позиция 22
2.2. Геологическое строение 26
2.3. Характеристика золотоносных жильных зон 29
2.4. Характеристика гидротермально-измененных пород 31
2.5. Выводы 37
Глава 3. Изотопный возраст 38
3.1. Материалы и методы исследования 39
3.2. Результаты исследования 42
3.2.1. Результаты U–Pb изотопного датирования вмещающих риодацитов 42
3.2.2. Результаты K–Ar изотопного датирования рудных жил 47
3.3. Обсуждение результатов 47
3.4. Выводы 53
Глава 4. Структурно-текстурные особенности и минеральный состав руд 55
4.1. Материалы и методы исследования 56
4.2. Результаты исследования 58
4.2.1 Текстурные особенности и минеральный состав руд 58
4.2.2. Характеристика минералов руд участка Центральный 62
4.2.3. Характеристика минералов руд участка Северный 87
4.2.4. Уточнение степени Si–Al упорядоченности структуры калиевого полевого шпата . 102
4.3. Обсуждение результатов 110
4.3.1. Особенности структурного состояния калиевого полевого шпата 110

4.3.2. Последовательность минералообразования 112
4.3.3. Сравнительный минералогический анализ и уточнение минерального типа эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента 118
4.4. Выводы 121
Глава 5. Условия формирования золотоносных жил: по данным исследования флюидных включений в кварце 124
5.1. Материалы и методы исследования 125
5.2. Результаты 128
5.2.1. Типизация флюидных включений 128
5.2.2. Фазовый состав флюидных включений 130
5.2.3. Фазовые преобразования при охлаждении и нагревании 133
5.3. Обсуждение результатов 136
5.3.1. Параметры минералообразующих флюидов 136
5.3.2. Сравнительный анализ условий минералообразования 140
5.4. Выводы 144
Заключение 146
Список литературы 149
Приложение 173

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

Аббревиатуры минералов:

Ab – альбит;
Aca – акантит;
Ag – самородное серебро;
Agpy – аргентопирит;
Alt – алтаит;
Alu – алунит;
Ang – англезит;
Ap – апатит;
As-Py – мышьяксодержащий пирит;
Au – самородное золото;
Bn – борнит;
Br-Cag – бромсодержащий хлораргирит;
Bt – биотит;
Cag – хлораргирит;
Cal – кальцит;
Ccp – халькопирит;
Cd-Sp – кадмийсодержащий сфалерит;
Cin – киноварь;
Chl – минералы группы хлорита;
Clr – колорадоит;
Clv – калаверит;
Cv – ковеллин;
Fe–ox – гидроксиды железа (гетит, лепидокрокит);
Gn – галенит;
Hes – гессит;
Hmc – минералы группы гидрослюд (иллит);
Jds – йордизит;
Jrs – ярозит;
Kfs – калиевый полевой шпат;
Kln – минералы подгруппы каолинита;
Mag – магнетит;
Nau – науманнит;
Pl – плагиоклаз;
Ptz – петцит;
Py – пирит;
Qz – кварц;
Rds – родохрозит;
Rt – рутил;
Sme – минералы группы смектитов;
Sp – сфалерит;
Spi – спионкопит;
Tlr – теллурит.

а.ф. – атомов на формулу.

СКВО – средний квадрат взвешенных отклонений.

$T_{г.}$ – температура гомогенизации.

$T_{пл.}$ – температура плавления льда.

$T_{эв.}$ – температура начала плавления (эвтектики).

ММА – Международная минералогическая ассоциация (англ. International Mineralogical Association, IMA).

RRUFF – база данных КР-спектроскопии (рамановской), рентгеновской дифракции и УФ-видимой флуоресценции (англ. Raman, X-ray, and UV-Visible Fluorescence Database).

ICDD – Международный центр дифракционных данных (англ. International Centre for Diffraction Data).

ArDI – веб-приложение, усовершенствованный прибор для деконволюции рамановских спектров (англ. Advanced spectRa Deconvolution Instrument).

КР-спектроскопия – спектроскопия комбинационного рассеяния света (рамановская спектроскопия).

ЛА–ИСП–МС – лазерная абляция с масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой.

ГХ–МС – газовая хроматография–масс-спектрометрия.

SHRIMP–II – вторично-ионный масс-спектрометр высокого разрешения (англ. Sensitive High-Resolution Ion Microprobe).

СЭМ-ЭДС – сканирующая электронная микроскопию с энерго-дисперсионным спектрометром.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Эпитермальные вулканогенные золото-серебряные месторождения служат важным источником благородных металлов и входят в число приоритетных объектов геологоразведочных работ для наращивания минерально-сырьевой базы рудного золота в Российской Федерации (Волков, Сидоров, 2013; Михайлов и др., 2014). Большой интерес к таким месторождениям объясняется их высокой рентабельностью, которая обеспечивается стабильным ростом цен на золото и легкообогатимыми рудами с высокими средними содержаниями металла (Волков, Сидоров, 2013). Учитывая появившийся в последнее время интерес и общую тенденцию к выявлению в основном маломасштабных месторождений, особенно в труднодоступных районах Северо-Востока России, возникает необходимость в проведении соответствующих фундаментальных исследований с целью их оценки и определения актуальных направлений развития поисков и разведки, технологий и техники добычи, переработки полезных ископаемых (Иванов и др., 2024; Постановление…, 2025).

Камчатка в этом отношении относится к числу наиболее перспективных и активно осваиваемых золоторудных провинций России (Бортников, Толстых, 2023). Для Камчатского края развитие горнодобывающей промышленности остается одним из главных стратегических направлений, однако ключевым сдерживающим фактором развития отрасли является недостаточная степень изученности минерально-сырьевой базы региона (Щепотьев и др., 2013ф; Правительство…, 2023). В связи с этим становится актуальной проблема переоценки известных и выявления новых золоторудных объектов, большая часть которых представлена разными по типу эпитермальными золото-серебряными месторождениями и рудопроявлениями. Этим определяются два главных направления исследований камчатских эпитермальных месторождений: фундаментальное (изучение генезиса благороднометалльного оруденения) и прикладное (расширение минерально-сырьевой базы края).

Наиболее перспективным и слабо изученным в крае является Северо-Камчатский рудный район, расположенный в труднодоступной северной части полуострова. В его пределах известен ряд перспективных золоторудных объектов, в числе которых выделяется эпитермальное золото-серебряное рудопроявление Эвевпента, рекомендованное в качестве одного из первоочередных для проведения поисковых работ и дальнейшей оценки его промышленной значимости (Безрукова и др., 2004ф; Щепотьев и др., 2013ф). Успешные поисково-оценочные работы здесь могут привести к выявлению месторождения золота малого или среднего класса. Экономический потенциал рудопроявления Эвевпента дополнительно повышается благодаря относительной транспортной доступности, благоприятным горнотехническим условиям, близостью к районным логистическим

центрам (п. Тымлат и Оссора) и побережью Берингова моря. Кроме того, наличие около 20 уже известных и обнаружение новых золоторудных объектов в районе исследования открывает перспективы для кластерной отработки. Подобный подход был успешно реализован на Агинском ГОКе (Центрально-Камчатский рудный район), для которого сырьевую базу составляют эпитермальные золото-серебряные месторождения Агинское, Бараньевское, Золотое, Оганчинское, Кунгурцевское и Южно-Агинское (Бортников, Толстых, 2023, стр. 727). Выбор рудопроявления Эвевпента в качестве объекта диссертационного исследования подкрепляется близким сходством его геологического строения, рудных минеральных ассоциаций и предполагаемой стадийности минералообразования с различными эпитермальными золото-серебряными месторождениями Северо-Востока России: Асачинское, Родниковое, Агинское, Ирбычан, Дальнее, Кварцевая сопка, Купол, Ольча, Двойное, Кубака, Валунистое, Коррида и многие другие (Константинов и др., 2000; Савва и др., 2007, 2011, 2012; Кравцова, 2010; Волков и др., 2012, 2013а, 2020а, 2020б; Пальянова и др., 2016; Takahashi et al., 2002, 2007; Andreeva et al., 2013; Kolova et al., 2021; Tomson et al., 2022).

Однако, несмотря на перспективность, золото-серебряное рудопроявление Эвевпента остается недостаточно изученным. Предыдущими работами установлено его геологическое строение, тогда как минералогические особенности руд охарактеризованы лишь предварительно, в самых общих чертах (Казуров и др., 1994ф; Аррибас и др., 1999ф; Вартанян и др., 2000ф; Безрукова и др., 2004ф). До настоящего времени на рудопроявлении Эвевпента, как и на большинстве других эпитермальных золото-серебряных объектов Северо-Камчатского рудного района, не проводились детальные минералогические, изотопно-геохронологические и термобарогеохимические исследования с применением современных аналитических методов. В этой связи приобретает большую значимость проведение фундаментальных работ, включающих детальное изучение минералогических особенностей руд, реконструкцию последовательности минералообразования и флюидного режима. Это необходимо как для понимания условий формирования данного рудопроявления, так и для выявления общих закономерностей образования и локализации эпитермальных золоторудных объектов в регионе и как следствие их оценки.

Цель и задачи исследования. Основная цель – реконструкция последовательности минералообразования, установление особенностей флюидного режима рудообразующей системы, определение возраста руд и вмещающих магматических комплексов на эпитермальном золото-серебряном рудопроявлении Эвевпента. Основные задачи исследования:

1) комплексное изучение минерального состава руд, их структурно-текстурных особенностей, выявление минеральных форм нахождения золота и серебра, определение типоморфных свойств минералов и их взаимоотношений;

2) определение возраста формирования калиевополевошпат-кварцевых рудных жил и вмещающих субвулканических тел изотопно-геохронологическими методами;

3) определение параметров (температуры и состава) минералообразующих флюидов, сформировавших рудные калиевополевошпат-кварцевые жилы.

Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора. В основу работы положен каменный материал, собранный автором при участии в поисковых работах на рудное золото на рудопроявлении Эвевпента, проводившихся Кичигинской партией АО «Северо-Восточное ПГО».

Полевые исследования включали поисковые маршруты масштаба 1:10 000 и документирование поисковых канав, сопровождавшиеся бороздовым, сколковым, задирковым и штуфным опробованием жильных тел, околорудно-измененных и неизмененных вмещающих пород. Всего для данного исследования автором отобрано около 120 образцов и проб горных пород и руд.

На камеральном этапе автором были выполнены пробоподготовка (распиловка образцов, дробление проб), гравитационное обогащение, выделение мономинеральных фракций акцессорных и породообразующих минералов, изготовление полированных препаратов. Под оптическим микроскопом изучено около 80 шлифов, 100 аншлифов и 11 прозрачно-полированных пластинок. При участии автора методом СЭМ-ЭДС исследованы морфология, минеральные взаимоотношения и химический состав рудных и жильных минералов, общее количество выполненных анализов составило около 4000 (ИВиС ДВО РАН, аналитики С.В. Москалева, Ш.С. Кудаева, Е.Ю. Плутахина; Ресурсный центр «Геомодель» СПбГУ, аналитик Н.С. Власенко). Автором изучено более 200 флюидных включений в кварце, микротермометрически охарактеризовано около 70 из них. Фазовый состав флюидных включений изучен автором методом КР-спектроскопии под руководством д.г.-м.н. С.З. Смирнова (ИГМ СО РАН). Уточнение степени упорядоченности Si–Al в структуре калиевого полевого шпата выполнено методом КР-спектроскопии (ИВиС ДВО РАН, аналитик М.А. Хохлова) и порошковой рентгеновской дифрактометрии (Ресурсный центр «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ, аналитик Р.М. Шевелева). Выполнено 7 определений абсолютного возраста изотопно-геохронологическими методами: возраст рудных жил определялся K–Ar методом по калиевому полевому шпату (ИГЕМ РАН, аналитик В.А. Лебедев); U–Pb датирование по циркону вмещающих пород производилось методом ЛА–ИСП–МС (КФУ, аналитик А.В. Куликова), а также на вторично-ионном микрозонде SHRIMP–II (Институт Карпинского, аналитик Е.Н. Лепехина). Автором также выполнены сбор и анализ фондовых материалов, после чего проведены обработка, интерпретация и обсуждение результатов исследования.

Защищаемые положения.

1. По данным изотопного K–Ar датирования (по калиевому полевому шпату), возраст калиевополевошпат-кварцевых рудных жил рудопроявления Эвевпента составляет

от 11.7 ± 0.7 до 8.7 ± 0.2 млн лет и соответствует периодам становления двух потенциально рудоносных вулканических комплексов. Выделено две подстадии рудообразования: (I) жилы возрастом от 11.7 ± 0.7 до 11.4 ± 0.4 млн лет, что согласуется с периодом становления умуваямского комплекса; (II) жилы возрастом от 9.3 ± 0.3 до 8.7 ± 0.2 млн лет, что согласуется с периодом становления толятоваямского комплекса.

2. В рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах рудопроявления Эвевпента выявлены ранее неустановленные минеральные формы золота и серебра. Основными минералами золота являются очень мелкое самородное золото (пробность 505–989‰) и калаверит, менее распространены петцит и сульфиды ряда ютенбогардтит–петровскаит. Серебро присутствует преимущественно в виде акантита, гессита и петцита. Для рудных жил подстадии I характерна золото-теллуридно-кварцевая рудная ассоциация, а для жил подстадии II – теллуридно-сульфидно-кварцевая с самородным золотом. На основании минерального состава руд рудопроявление Эвевпента относится к золото-теллуридному минеральному типу эпитермальной (вулканогенной) золото-серебряной формации руд.

3. На рудопроявлении Эвевпента минеральные ассоциации в калиевополевошпат-кварцевых жилах были образованы при последовательном снижении температуры и солености рудообразующих флюидов. Жилы подстадии I формировались слабосолеными ($T_{пл.}$ от –3.3 до –0.7 °C) средне-, низкотемпературными флюидами в интервале от 338 до 260 °C. Жилы подстадии II формировались слабосолеными ($T_{пл.}$ от –0.5 до –0.1 °C) низкотемпературными флюидами в интервале от 233 до 183 °C. Минералообразующие среды характеризовались как гомогенным, так и гетерогенным состоянием и были представлены системой H_2O–CO_2 с растворенными сульфатами и гидрокарбонатами натрия, калия, магния.

Научная новизна. Впервые для эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента выполнены комплексные детальные минералогические исследования. Перечень минералов, образующих метасоматиты, руды и гипергенные ассоциации изученного рудопроявления, значительно расширен. Среди гипогенных рудных минералов впервые для рудопроявления Эвевпента диагностированы: сфалерит, калаверит, акантит, алтаит, гессит, петцит, фазы состава $(Ag,Au)_{2-x}S$ (минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит), киноварь, колорадоит, науманнит, йордизит, арсенопирит, аргентопирит. Установлены ранее не выявленные минеральные формы золота в рудах рудопроявления Эвевпента. Главной минеральной формой является самородное золото, распространенной – калаверит, в подчиненных количествах встречены петцит и сульфиды ряда ютенбогардтит–петровскаит. Наиболее распространенные минеральные формы серебра – акантит, гессит, петцит. Впервые выделены две минеральные ассоциации благородных металлов, соответствующие двум подстадиям рудообразования: золото-теллуридно-кварцевая и

теллуридно-сульфидно-кварцевая с самородным золотом. Полученные новые данные о минеральном составе руд позволили отнести эпитермальное золото-серебряное рудопроявление Эвевпента к золото-теллуридному минеральному типу. Впервые изотопно-геохронологическими методами определен возраст рудных жил (K–Ar метод, по калиевому полевому шпату) и вмещающих субвулканических риодацитов (U–Pb метод, по циркону). На основании полученных данных и литературных источников выявлены возрастные соотношения между рудообразующими и магматическими процессами: показано, что формирование жил первой подстадии (от 11.7 ± 0.7 до 11.4 ± 0.4 млн лет) совпадает со становлением умуваямского вулканического комплекса, а второй подстадии (от 9.3 ± 0.3 до 8.7 ± 0.2 млн лет) – со становлением толятоваямского вулканического комплекса. Изучены параметры минералообразующей среды (температура, состав). Впервые установлено, что формирование рудных жил происходило при снижении температуры (от 338 до 183 °C) и солености флюидов ($T_{пл.}$ от –3.3 до –0.1 °C). На основе комплекса полученных данных реконструирована последовательность минералообразования.

Теоретическая и практическая значимость исследования. Основные наработки автора вносят вклад в фундаментальные представления о генезисе эпитермальных золото-серебряных месторождений и позволяют уточнить и детализировать ранее предложенные обобщенные модели подобных объектов (Петренко, 1999; Константинов, 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2003 и др.). В практическом отношении полученные данные могут быть использованы при прогнозировании, поиске и оценке объектов-аналогов в регионе, что будет способствовать повышению эффективности поисково-оценочных и разведочных работ. Результаты исследования вошли в итоговый производственный отчет по поисковым работам на рудное золото в пределах рудного поля Эвевпента, при подготовке которого автор диссертации участвовал в составлении ряда разделов (Семериков и др., 2021ф).

Апробация работы и публикации. По теме диссертации опубликовано 12 работ, в том числе 4 статьи в рецензируемых научных журналах, рекомендуемых ВАК при Минобрнауки РФ для опубликования основных научных результатов диссертации. Результаты исследования были представлены на 8 всероссийских и международных конференциях: XXIX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2021), Российской молодежной научно-практической школе с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2021, 2022, 2023), ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» (Петропавловск-Камчатский, 2022, 2024), Международной научной школе по наукам о Земле им. проф. Л.Л. Перчука (Петропавловск-Камчатский, 2022), годичном собрании Российского минералогического общества (Апатиты, 2024).

Структура и объем работы. Диссертация общим объемом 176 страниц состоит из введения, пяти глав и заключения, одного приложения, 59 рисунков, 24 таблиц и списка литературы из 246 наименований.

Благодарности. Работа выполнена под руководством кандидата геолого-минералогических наук Е.С. Житовой, которой автор выражает глубокую признательность за неоценимую помощь и поддержку. Автор искренне благодарен члену-корреспонденту РАН, доктору геолого-минералогических наук А.Ю. Озерову за всестороннюю помощь, поддержку и консультации по теме исследования. За ценные советы, практическую помощь, критические замечания и поддержку соискатель также хотел бы поблагодарить Л.П. Аникина, к.г.-м.н. Д.С. Буханову, д.г.-м.н. Е.В. Каневу, В.В. Куликова, Р.А. Кузнецова, А.Н. Купчиненко, к.г.-м.н. А.В. Кутырева, к.г.-м.н. А.С. Макшакова, С.В. Москалеву, А.С. Московского, к.г.-м.н. А.А. Нуждаева, д.г.-м.н. Г.А. Пальянову, чл.-корр. РАН, д.г.-м.н. И.В. Пекова, к.г.-м.н. Т.А. Радомскую, Л.А. Семерикова, д.г.-м.н. Е.Г. Сидорова, д.г.-м.н. С.З. Смирнова, Л.П. Федосенкову, М.А. Хохлову, к.г.-м.н. Е.О. Шапаренко, П.Е. Швейгерта, д.ф.-м.н. Р.Ю. Шендрика. За терпение, понимание и поддержку отдельные слова благодарности автор выражает жене Д.А. Кегель и маме Г.Е. Жегуновой.

Минералогические исследования, обработка и интерпретация данных, подготовка диссертационной работы выполнены по государственному заданию ИВиС ДВО РАН в рамках научно-исследовательской темы «Минералообразование в надсубдукционной зоне Северной Пацифики» (FWME-2024-0004, номер государственного учета 124031900001-9). КР-спектроскопические и термобарогеохимические исследования флюидных включений проведены в рамках темы научно-исследовательских работ ИГМ СО РАН «Мантийно-коровые флюидно-магматические системы в континентальной и островодужной литосфере, их эволюция и рудоносность (по флюидным и расплавным включениям в минералах и изотопно-геохимическим данным)» (FWZN–2022–0035, номер государственного учета 122041400312-2). КР-спектроскопические исследования минералов выполнены по теме научно-исследовательских работ ИВиС ДВО РАН «Геохимия продуктов современной вулканической и поствулканической деятельности» (FWME-2024-0013, номер государственного учета 124080600037-9). Запись порошковых рентгенограмм и проведение части электронно-зондовых микроанализов осуществлены в Ресурсных Центрах «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета, финансирование которых осуществляется в рамках государственных заданий АААА-А19-119091190094 и 95439487 соответственно.

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

1.1. Классификация эпитермальных золото-серебряных месторождений

Впервые термин «эпитермальный» был введен В. Линдгреном, который понимал под этим «близповерхностные (менее 1 км) геотермальные месторождения, связанные с вулканическими породами, с возможными температурами формирования от 50 до 200 °C» (Lindgren, 1933). В российской литературе термину «эпитермальное месторождение» соответствуют понятия «вулканогенные золото-серебряные месторождения» или «вулканогенная золото-серебряная формация» (Смирнов, 1982; Петренко, 1999; Константинов и др., 2000). Классификации эпитермальных месторождений предлагались многими авторами (Константинов, 1984, 2000; Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987; Щепотьев и др., 1989; White, Hedenquist, 1995; Euinaudi et al., 2003; Wang et al., 2019). В настоящее время в зарубежной литературе и в большинстве российских источников принято подразделять эпитермальные месторождения на три типа: низкосульфидизированные или восстановительно-щелочные (*low-sulfidation*, LS-тип); промежуточно-сульфидизированные или субнейтральные (*intermediate sulfidation*, IS-тип); высокосульфидизированные или кислотно-сульфатные (*high-sulfidation*, HS-тип) (Sillitoe, Hedenquist, 2003; Taylor, 2007; John et al., 2018; Кигай, 2020). Эпитермальные месторождения разных типов различаются между собой по минеральному составу метасоматических образований, видовому набору жильных и рудных минералов, и, соответственно, по физико-химическим параметрам минералообразующих флюидов (Heald et al., 1987; Константинов, 2000; Einaudi et al., 2003). Наиболее контрастно различаются два крайних члена этого ряда – низкосульфидизированные и высокосульфидизированные (White, Hedenquist, 1995; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Taylor, 2007; John et al., 2018). Однако общепринятая за рубежом трехчленная классификация эпитермальных месторождений в последнее время критикуется российскими исследователями из-за неудобства применения, особенно при полевых исследованиях (Бортников, Толстых, 2023). Поэтому в данной работе мы придерживаемся классификации, рекомендованной в статье Н.С. Бортникова и Н.Д. Толстых (2023), и подразделяем эпитермальные месторождения золота и серебра на два типа: адуляр-серицитовые (аналог *low-sulfidation*) и кислотно-сульфатные (аналог *high-sulfidation*).

1.2. Общие сведения об эпитермальных золото-серебряных месторождениях

Эпитермальные золото-серебряные месторождения – это гидротермальные месторождения, пространственно и генетически связанные с наземным вулканизмом, образуются при умеренном давлении на небольшой глубине (от 50 до 700 м) и температуре рудообразующего флюида от 100 до 400 °C (White, 1995; Константинов, 2000; Hedenquist et al., 2000; Corbett, 2002; Sillitoe, 2003, 2020; Simmons et al., 2005; Richards, 2013; Сидоров и др., 2015; John et al., 2018). Данный тип месторождений является важным источником золота: по различным оценкам, на их долю приходится от 6 до 17.5 % всей исторической добычи (Singer, 1995; Frimmel, 2008; Волков, Сидоров, 2013). Эпитермальные месторождения также рассматривают в качестве перспективного источника критических химических элементов, задействованных в современной промышленности – теллура, селена, кадмия, галия, индия, германия (Вартанян, 2015; Sahlström et al., 2017; Gallard-Esquivel et al., 2018; Якич и др., 2022).

Эпитермальные месторождения золота и серебра формируются в надсубдукционных обстановках (островные дуги и активные континентальные окраины), в пределах континентальных и задуговых рифтовых зон, а также в областях постколлизионного растяжения (White, Hedenquist, 1995; Константинов, 2000; Hedenquist et al., 2000; Corbett, 2002; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Simmons et al, 2005; Волков, Сидоров, 2013; Richards, 2013; Сидоров и др., 2015; John et al., 2018; Бортников, Толстых, 2023). Они распространены на всех континентах, при этом основная их часть сосредоточена в пределах трех глобальных металлогенических поясов: Тихоокеанского, Средиземноморско-Азиатского и Центральноазиатского (Волков, Сидоров, 2013; Richards, 2013; Сидоров и др., 2015; John et al., 2018). Формирование эпитермальных месторождений происходило на протяжении большей части геологического развития Земли, однако вследствие формирования в верхней части земной коры, предполагается, что большинство таких месторождений было уничтожено эрозией. Поэтому большинство известных объектов имеют преимущественно мезозойский и кайнозойский возраст (Kesler, Wilkinson, 2009; Волков, Сидоров, 2013; John et al., 2018). Эпитермальные месторождения формируются в субаэральных вулканических провинциях, пространственно и генетически связаны с вулканическими породами различных серий: месторождения кислотно-сульфатного типа ассоциируют с известково-щелочными андезит-дацитовыми вулканическими сериями, а адуляр-серицитовые – с известково-щелочными андезит-риолитовыми или толеитовыми бимодальными базальт-риолитовыми сериями (Sillitoe, Hedenquist, 2003; Richards, 2013; John et al., 2018). Структурный контроль месторождений осуществляется вулкано-тектоническими структурами, зонами долгоживущих глубинных

разломов и узлами их пересечения с разломами более мелких порядков (Умитбаев, 1986; Петренко, 1999; Константинов, 2000; John et al., 2018).

Обобщенные геолого-генетические модели формирования эпитермальных месторождений предложены и подробно рассмотрены в многочисленных публикациях (Гончаров, 1983; Henley, Ellis, 1983; Синяков, 1987; Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987; Arribas, 1995; White, Hedenquist, 1995; Петренко, 1999; Шило, 1999; Константинов, 2000; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Taylor, 2007; Кравцова, 2010). В их основе лежат данные исследований современных вулканогенных гидротермальных систем, рассматриваемых в качестве аналогов палеосистем, сформировавших рудные объекты. Согласно этим моделям, образование эпитермальных месторождений происходит в результате циркуляции глубинных перегретых гидротермальных флюидов (как правило, хлоридно-натриевого состава). По мере движения к поверхности флюиды претерпевают ряд изменений: взаимодействуют с вмещающими породами, обогащаются эндогенными газами (преимущественно сероводородом и углекислым газом), смешиваются с холодными метеорными водами, вскипают на определенных глубинах, с последующей конденсацией пара и окислением в приповерхностной зоне. Совокопность перечисленных процессов приводит к формированию специфического набора минералов, создающих сложные зональные метасоматические ореолы, а в наиболее проницаемых зонах при этом возникают потенциально золотоносные жильные тела. Минеральные ассоциации метасоматитов выполняют индикаторную роль при реконструкции палеоглубины и физико-химических условий формирования эпитермальных месторождений (Heald et al., 1987; Константинов, 2000; Einaudi et al., 2003). Изотопные данные указывают на то, что флюиды эпитермальных месторождений адуляр-серицитового типа имеют преимущественно метеорное происхождение с примесью магматической компоненты, а для месторождений кислотно-сульфатного типа характерен магматический, реже смешанный источник (Hedenquist, Lowenstern, 1994; John et al., 2018). Источник металлов может быть различным: основная их доля имеет мантийное происхождение, однако допускается также участие коровых источников (Hedenquist, Lowenstern, 1994; Петров и др., 2006; Saunders et al., 2016; John et al., 2018; Deng et al., 2021; Кравцова и др., 2023).

1.3. Состояние изученности эпитермальных золото-серебряных месторождений Северо-Востока России

К числу фундаментальных проблем при исследовании эпитермальных месторождений относятся: установление состава и параметров рудообразующих флюидов, установление генетической связи минерализации с материнскими магматическими породами и выявление источников рудного вещества.

Комплексный подход, объединяющий изучение минералогических особенностей руд и околорудно-измененных пород, а также флюидных включений в жильных и рудных минералах, позволяет оценить физико-химические параметры минералообразующих гидротермальных флюидов. Подобные исследования имеют ключевое значение для понимания процессов формирования благороднометалльного оруденения и разработки надежных прогнозно-поисковых моделей вулканогенных эпитермальных золото-серебряных месторождений. Подобным вопросам посвящено большое число публикаций в зарубежной и отечественной литературе. Особое место среди них занимают работы российских исследователей, выполненные для объектов Северо-Востока России, причем значительная их часть опубликована в последние годы (например, Кравцова, 1998, 2010; Кравцова и др., 2000, 2003, 2015, 2017; Савва и др., 2007, 2010, 2012; Глухов, 2008, 2009; Пальянова, Савва, 2009; Волков, Прокофьев, 2011; Волков и др., 2012, 2013а, 2013б, 2016а, 2016б, 2018, 2020а, 2020б, 2022; Прокофьев и др., 2012а, 2012б, 2015, 2019; Журавкова и др., 2015, 2019; Колова и др., 2015, 2018; Пальянова и др., 2015, 2016; Макшаков и др., 2017; Zhuravkova et al., 2017; Елманов и др., 2018; Савва, 2018; Прийменко и др., 2020, 2022; Беляева, 2021; Глухов, Тихомиров, 2021; Kolova et al., 2021; Yakich et al., 2021, 2025; Беляева и др., 2022; Бортников и др., 2022; Savva et al., 2022; Беляева, Пальянова, 2023; Глухов и др., 2023; Якич и др., 2025). Решение проблемы связи рудной минерализации с материнскими магматическими породами невозможно без проведения изотопно-геохронологических исследований как самих руд, так и вмещающих магматических комплексов. Кроме того, получение прецизионных абсолютных датировок по рудно-магматическим системам имеет важное практическое значение, поскольку способствует повышению эффективности прогнозно-поисковых работ (Акинин и др., 2025). Вопрос возраста и места эпитермального золото-серебряного оруденения в геологической эволюции региона также рассмотрен на примере месторождений Северо-Востока России (Лейер и др., 1997; Ньюберри и др., 2000; Петров и др., 2006; Акинин и др., 2020, 2025; Глухов и др., 2021, 2023; Прийменко и др., 2022; Кравцова и др., 2023).

На полуострове Камчатка расположен ряд эпитермальных месторождений, являющихся важными источниками золота. Большинство детально изученных объектов сосредоточено в южной части полуострова и отличается относительно хорошей транспортной доступностью. Примерами служат Асачинское, Мутновское, Родниковое, Агинское и Бараньевское месторождения. По этим и некоторым другим объектам производственными и научными организациями выполнены обобщения результатов поисково-разведочных работ, отраженные в ряде монографий (Василевский, 1977; Константинов, 1984, 2006; Щепотьев, 1989; Моисеенко, Эйриш, 1996). Накопленный опыт лег в основу фундаментального исследования, в котором предложена геолого-генетическая модель формирования эпитермальных месторождений и разработан прогнозно-поисковый комплекс для выявления золото-серебряного оруденения в вулканогенных поясах Камчатки (Петренко, 1999).

Для перечисленных месторождений Камчатки детально изучены вещественный состав руд и околорудных метасоматитов, а также флюидные включения, что позволило охарактеризовать минералогические особенности руд, выделить продуктивные минеральные ассоциации, установить стадийность и физико-химические условия минералообразования (Петренко и др., 2001; Takahashi et al., 2002, 2006, 2007, 2013; Лапухов и др., 2007а, 2007б; Боровиков и др., 2009; Округин, Шишканова, 2013; Andreeva et al., 2013; Округин и др., 2014, 2017; Okrugin et al., 2014; Tolstykh et al., 2021, 2022a; Якич и др., 2022; Бортников, Толстых, 2023; Shapovalova et al., 2025). Параметры флюидов (температура, давление, состав) определялись методом микротермометрии флюидных включений в кварце, при этом данные об их химическом составе, полученные с помощью КР-спектроскопии, ЛА–ИСП–МС и ГХ–МС, остаются довольно ограниченными. Комплексная интерпретация результатов изучения флюидных включений и минеральных парагенетических ассоциаций позволила оценить фугитивность серы, селена и теллура в рудообразующих флюидах. Итоги этих исследований подведены в обобщающей работе Н. С. Бортникова и Н. Д. Толстых (2023). В ней предложена уточненная классификация эпитермальных золото-серебряных месторождений Камчатки с выделением двух типов – кислотно-сульфатного и адуляр-серицитового, показаны основные различия их минеральных ассоциаций и условий формирования. Кроме того сделан вывод, что общей спецификой камчатских месторождений является принадлежность к золото-теллуридному металлогеническому типу с переменным вкладом полисульфидной, сульфосольной и селенидной минеральных ассоциаций.

Для наиболее изученных эпитермальных золото-серебряных месторождений Камчатки получены изотопно-геохронологические данные, представленные в ряде публикаций (Петренко, 1999; Takahashi et al., 2002, 2006, 2007, 2013; Лапухов и др., 2007а; Округин, Шишканова, 2013; Andreeva et al., 2013). В обобщающем исследовании Р. Такахаши с

соавторами (Takahashi et al., 2013) показано, что возраст эпитермальных золото-серебряных месторождений в вулканогенных поясах Камчатки закономерно снижается в направлении от северо-запада к юго-востоку: от 41 млн лет (Центрально-Корякский пояс), через интервал 20–2.4 млн лет (Центрально-Камчатский) до 7.4–0.9 млн лет (Восточно-Камчатский пояс), что коррелирует с эпохами вулканической активности соответствующих поясов.

В северной части полуострова Камчатка расположен ряд перспективных эпитермальных золото-серебряных объектов. Большинство из них из-за транспортной труднодоступности слабо изучены и в настоящее время не эксплуатируются. Данные об их минералогии и условиях формирования фрагментарны, абсолютный возраст и изотопно-геохимические характеристики руд не установлены. Лишь в последние годы начали появляться первые сведения по двум объектам – месторождениям Озерновское и Малетойваям, для которых были изучены минералого-геохимические особенности руд (Плотинская и др., 2005; Спиридонов и др., 2009, 2014; Tolstykh et al., 2018, 2019; Sidorov et al., 2020; Кудаева и др., 2024; Стрельников и др., 2025; Толстых и др., 2025). Совсем недавно в рудах этих месторождений были открыты новые минералы – малетойваямит, гачингин, светланаит, толстыхит и округинит (Tolstykh et al., 2020, 2022b; Okrugin et al., 2022; Kasatkin et al., 2023; Vymazalova et al., 2024). В этом же районе эксплуатируется Озерновское месторождение, а также проводятся поисково-оценочные работы на рудное золото (месторождение Малетойваям, рудопроявления Ветроваям, Эвевпента, Каньон, Тутхливаям, Спрут), что говорит о высоком интересе со стороны производственных организаций (Семериков и др., 2021ф; Буханова и др., 2022; Швейгерт и др., 2025). Таким образом, рост числа публикаций (в том числе посвященных открытию новых минералов) и проведение поисково-оценочных работ не только подтверждают недостаточную изученность эпитермальных золото-серебряных объектов северной части полуострова Камчатка, но и указывают на высокий потенциал дальнейших прикладных и фундаментальных минералогических исследований.

1.4. Краткая история геологического изучения эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента

Эпитермальное золото-серебряное рудопроявление Эвевпента расположено в северной части полуострова Камчатка, в пределах Центрально-Камчатского вулканогенного пояса, с которым связан ряд сходных по типу месторождений и рудопроявлений (**рис. 1.1**). Объект характеризуется благоприятными горнотехническими условиями, близостью к морскому побережью и круглогодичной доступностью для гусеничного транспорта к входным базам (пос. Тымлат и Оссора). Рудопроявление располагается на левом берегу реки Кичига и находится в 35 км к северу от поселка Тымлат и в 30 км к западу от побережья Берингова моря. Рельеф в районе исследования низкогорный, расчлененный. Благороднометалльная минерализация выявлена на выположенных водоразделах с абсолютными отметками 400–450 м.

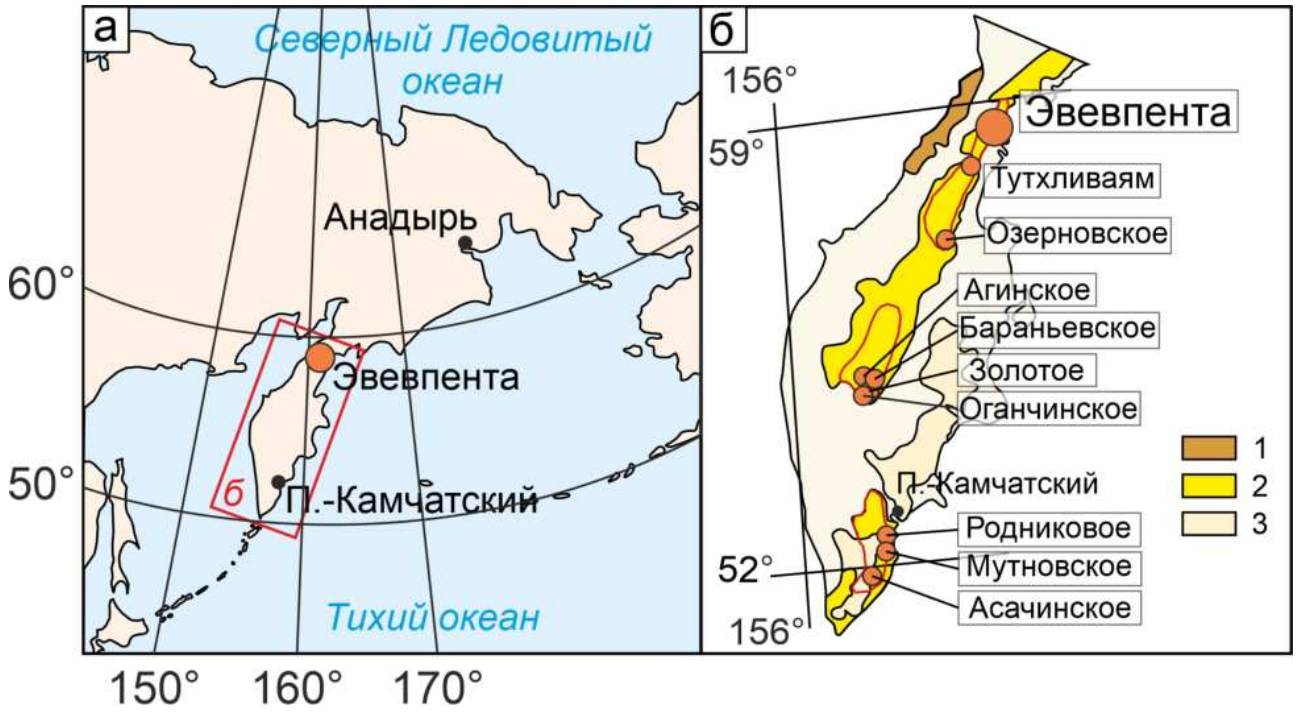


Рис. 1.1. Схема расположения эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента: а – географическое положение полуострова Камчатка; б – местоположение рудопроявления Эвевпента на полуострове Камчатка. Вулканогенные пояса Камчатки по (Петренко, 1999): 1 – Западно-Камчатский, 2 – Центрально-Камчатский и 3 – Восточно-Камчатский. Красными контурами на (б) обозначены Северо-Камчатский, Центрально-Камчатский и Южно-Камчаткий рудные районы.

Систематическое геологическое исследование рассматриваемой территории началось с проведения геологической съемки масштаба 1:1 000 000 в начале 1950-х годов (Дьяченко и др., 1953ф). В 1963–1967 гг. исследования продолжились в рамках работ по созданию

Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000 листов О–58–I, II (Демидов, 1978, 1979). В результате была разработана стратиграфическая схема, выявлены особенности тектонического строения и магматизма территории, установлена многостадийность процессов рудообразования, пространственная приуроченность выявленных золото-серебряных рудопроявлений к вулканитам неогенового возраста.

Золото-серебряное оруденение в бассейне р. Эвевпентаваям выявлено при геолого-минерагеническом картировании масштаба 1:200 000, выполненном Камчатской поисково-съемочной экспедицией государственного геологического предприятия «Камчатгеология» (Казуров и др., 1994ф). В результате работ установлены высокоаномальные потоки рассеяния золота, серебра, меди, свинца, было выявлено повышенное содержание благородных металлов в коренных породах (аргиллизитах, пропилитах, кварцевых и кварц-карбонатных жилах и прожилках), обнаружены шлиховые потоки золота, а также приведены первые данные о минеральном составе коренных руд рудопроявления. Проведенные работы позволили выделить и обосновать минерагенические факторы и поисковые признаки для прогнозирования эпитермального оруденения.

В 1998 г. в пределах рудопроявления Эвевпента поисково-рекогносцировочные работы проводились компанией ЗАО «Паламос» (Аррибас и др., 1999ф). В результате было уточнено геологическое строение рудопроявления, в частности выявлены основные кварцево-жильные зоны, оценены их геометрические параметры. Проведены систематическое опробование и картирование площадей развития околорудно-измененных пород, осуществлено их расчленение на фации, охарактеризован вещественный состав.

В период с 1997 по 2004 гг. на территории Северо-Камчатского рудного района силами ОАО «Камгео» проводились поисковые работы на рудное и россыпное золото (Безрукова и др., 2004ф). В ходе этих работ было изучено рудопроявление Эвевпента, а также другие объекты Северо-Камчатского рудного района. На рудопроявлении Эвевпента выполнен комплекс поисковых работ: изучены зоны гидротермально-измененных пород, выделены многочисленные кварцевые, кварц-карбонатные и калиевополевошпат-кварцевые жилы и их зоны, проведены наземные геофизические исследования. Установлено, что золотая минерализация приурочена к кварцево-жильным структурам. Содержания золота в них варьируют от 1.6 до 81.2 г/т, а содержания серебра низкие и не превышают 14 г/т. Прогнозные ресурсы золота оценены по категории P_1 в 2.7 т, по категории P_2 – в 10.7 т. Прогнозные ресурсы серебра составляют 0.5 т и 4.3 т по категориям P_1 и P_2 соответственно. Сделан вывод, что перспективы объекта позволяют рассчитывать на выявление здесь малого или среднего месторождения золота. В связи с этим рудопроявление Эвевпента было рекомендовано к проведению поисково-оценочных работ с целью выявления промышленных запасов золота

(Безрукова и др., 2004ф). В этот же период проводились минералогические исследования руд рудопроявления Эвевпента, однако в изученных пробах существенных скоплений гипогенной рудной минерализации установлено не было (Вартанян и др., 2000ф).

В 2012–2013 гг. по инициативе президента Российского геологического общества В.П. Орлова проведен анализ материалов по всем выявленным рудопроявлениям цветных и благородных металлов Камчатского края (Щепотьев и др., 2013ф). Целью работ была выработка рекомендаций по планированию поисковых работ на эти виды сырья на среднесрочную перспективу за счет средств федерального бюджета. По результатам анализа рудопроявление Эвевпента включено в число десяти первоочередных объектов для постановки поисково-оценочных работ на рудное золото в Камчатском крае.

В 2012–2014 гг. на территории листа O–58–I проводились работы по геологическому доизучению площадей масштаба 1:200 000 (Еремина и др., 2014ф). В результате исследования уточнено геологическое строение территории, подготовлен к изданию комплект Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание).

В 2018–2020 гг. на рудопроявлении Эвевпента проводились поисковые работы на рудное золото (Семериков и др., 2021ф). В ходе работ были переинтерпретированы материалы предшественников, уточнены геолого-структурная позиция и условия локализации благороднометалльного оруденения, а также поисковые критерии и признаки (магматические, структурные, геохимические, геофизические). Были также детализированы геологическое строение и параметры рудных зон, выявлены рудные тела с промышленными параметрами и изучены их характеристики. В рамках поисковых работ механизированным способом пройдено 10 канав (1600 пог. м) и 14 скважин (3450 пог. м). В результате комплекса проведенных исследований на участке Центральный выполнена авторская оценка прогнозных ресурсов золота категории P_2 в количестве около 9.5 т. В качестве следующего этапа рекомендованы заверочные работы на флангах рудопроявления.

1.5. Выводы

Проведенный анализ публикаций по эпитермальным золото-серебряным объектам Северо-Востока России и, в частности, по рудопроявлению Эвевпента, позволяет сделать следующие выводы.

(1) Эпитермальные золото-серебряные месторождения представляют собой важный источник благородных металлов и перспективный источник редких металлов в мировой и

российской промышленности. За более чем столетнюю историю исследований зарубежными и российскими специалистами разработаны геолого-генетические и прогнозно-поисковые модели месторождений, а также предложены различные их классификации. Эпитермальные месторождения формируются в вулканогенных поясах, связанных с разными типами геодинамических обстановок: надсубдукционной, рифтовой и постколлизионного растяжения. Образование эпитермальных золото-серебряных месторождений обусловлено функционированием вулканогенных гидротермальных систем.

(2) Большинство эпитермальных золото-серебряных месторождений южной части полуострова Камчатка достаточно детально изучены в вопросах их геологического строения, минералогических особенностей руд, условий и возраста рудообразующих процессов. Им посвящено значительное количество современных публикаций. В северной части полуострова эпитермальные золото-серебряные объекты, несмотря на их многочисленность, изучены слабо, главным образом из-за труднодоступности (исключение составляют недавние работы по месторождениям Озерновское и Малетойваям). Поэтому данные по минералогии, термобарогеохимии флюидных включений и изотопной геохронологии для этих объектов в опубликованной литературе отсутствуют.

(3) Для эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента в ходе проведения предшествующих работ была установлена геолого-структурная позиция, изучены околорудно-измененные породы, оценены прогнозные ресурсы золота и серебра. Сделан вывод о возможности выявления здесь малого или среднего месторождения золота при условии успешного продолжения поисково-оценочных работ. Однако, несмотря на проведенные исследования, вещественный состав руд, условия их формирования, а также изотопный возраст магматических комплексов и рудных жил остаются неизученными. Настоящее исследование, выполненное на рудопроявлении Эвевпента впервые, направлено на восполнение этих пробелов и расширение знаний о генезисе эпитермальных золото-серебряных объектов Северо-Камчатского рудного района.

ГЛАВА 2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЭВЕВПЕНТА[1]

В 2018–2021 гг. Кичигинской геологической партией АО «Северо-Восточное ПГО» в пределах рудопроявления Эвевпента проводились поисковые работы на рудное золото, в которых принимал участие автор настоящего исследования. Полученные при этом данные легли в основу производственного отчета (Семериков и др., 2021ф), а также использованы при написании данной главы. Кроме того, при ее подготовке привлекались материалы предшествующих исследований на рудопроявлении (Казуров и др., 1994ф; Аррибас, Гьеримский, 1999; Безрукова и др., 2004ф), а также материалы по региональной геологии (Геодинамика…, 2006; Карта…, 1999; Сляднев…, 2013 и другие источники).

2.1. Структурно-геологическая позиция

Структура фундамента Корякско-Камчатского региона сложена тектоно-стратиграфическими террейнами, вещественные комплексы которых образовались в пределах островодужных систем и океанических бассейнов, постепенно аккретировавшихся к Евразии по мере субдукции Тихоокеанской плиты (Геодинамика…, 2006; Lander, Shapiro, 2007; Metallogenesis…, 2010; Цуканов, 2015). На структуры мелового фундамента полуострова Камчатка наложены магматические образования трех разновозрастных вулканогенных поясов – Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатского, возраст которых омолаживается в восточном направлении (Петренко, 1999; Геодинамика…, 2006). Эти вулканогенные пояса, в свою

[1] При подготовке данной главы диссертации использованы материалы из публикаций, выполненных автором лично или в соавторстве, в которых отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Жегунов П.С.**, Житова Е.С., Кутырев А.В., Швейгерт П.Е., Грибушин К.А., Москалева С.В. «Горчичное» золото эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента (Камчатка) // Записки Российского минералогического общества. 2024а. № 4. С. 38–54. DOI: 10.31857/S0203030624020053
2. **Жегунов П.С.**, Кутырев А.В., Житова Е.С., Москалева С.В., Швейгерт П.Е. Первые данные о минералогии эпитермального серебряно-золоторудного проявления Эвевпента (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2024б. № 2. С. 59–77. DOI: 10.31857/S0869605524050038
3. **Zhegunov P.S.**, Smirnov S.Z., Shaparenko E.O., Ozerov A. Yu., Scholz R. Fluid Inclusion Constraints on the Formation Conditions of the Evevpenta Au–Ag Epithermal Deposit, Kamchatka, Russia // Minerals. 2025. Vol. 15, No. 11. Paper 1196. DOI: 10.3390/min15111196.
4. **Жегунов П.С.**, Шевелева Р.М., Житова Е.С., Хохлова М.А., Москалева С.В., Золотарев А.А. Калиевый полевой шпат рудных жил на эпитермальном золото-серебряном рудопроявлении Эвевпента (Камчатка) // Записки Российского минералогического общества. 2026. № 3. С. 80–94. DOI: 10.7868/S2658435226030046

очередь, определяют металлогенический облик полуострова Камчатка (Петренко, 1999; Геодинамика…, 2006; Metallogenesis…, 2010).

Центрально-Камчатский вулканогенный пояс является главной региональной структурой. Согласно металлогеническому районированию, в пределах этого пояса выделяются три золоторудных района: Южно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Северо-Камчатский (Петренко, 1999). Изученное эпитермальное золото-серебряное рудопроявление Эвевпента приурочено к Кичигинскому рудному узлу, который, в свою очередь, входит в состав Северо-Камчатского рудного района. Непосредственно рядом с ним расположены также Ваняваямский и Тымлатский рудные узлы (**рис. 2.1, 2.2**). В пределах этих узлов известен ряд рудопроявлений, отнесенных к порфировому и эпитермальному типам.

В северной части Северо-Камчатского рудного района породы фундамента обнажаются в пределах Лесновского поднятия. В строении фундамента выделяются два структурных яруса: верхнемеловой, сложенный сильнодислоцированными вулканогенно-кремнистыми образованиями ирунейского комплекса и эоцен-нижнемиоценовый, объединяющий флишоидные и молассовые отложения снатольской, гакхинской и утхолокской свит.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, слагающие Центрально-Камчатский вулканогенный пояс, подразделяется на четыре структурных яруса: миоценовый, миоцен-плиоценовый, плиоцен-четвертичный и четвертичный. Миоценовый структурный ярус сложен вулканогенными породами умуваямского вулканического комплекса и представлен преимущественно потоками андезитов, чередующимися с туфами среднего состава. Миоцен-плиоценовый ярус включает эффузивно-пирокластические образования и комагматичные им субвулканические тела, объединенные в толятоваямский вулканический комплекс. Практически все рудопроявления и месторождения эпитермального и порфирового типа в пределах рудного района связаны с магматическими образованиями среднемиоцен-плиоценового возраста. Плиоцен-четвертичный ярус объединяет образования веемгетверского комплекса, а венчают разрез плато раннечетвертичных эффузивов и вулканические постройки позднечетвертичного возраста.

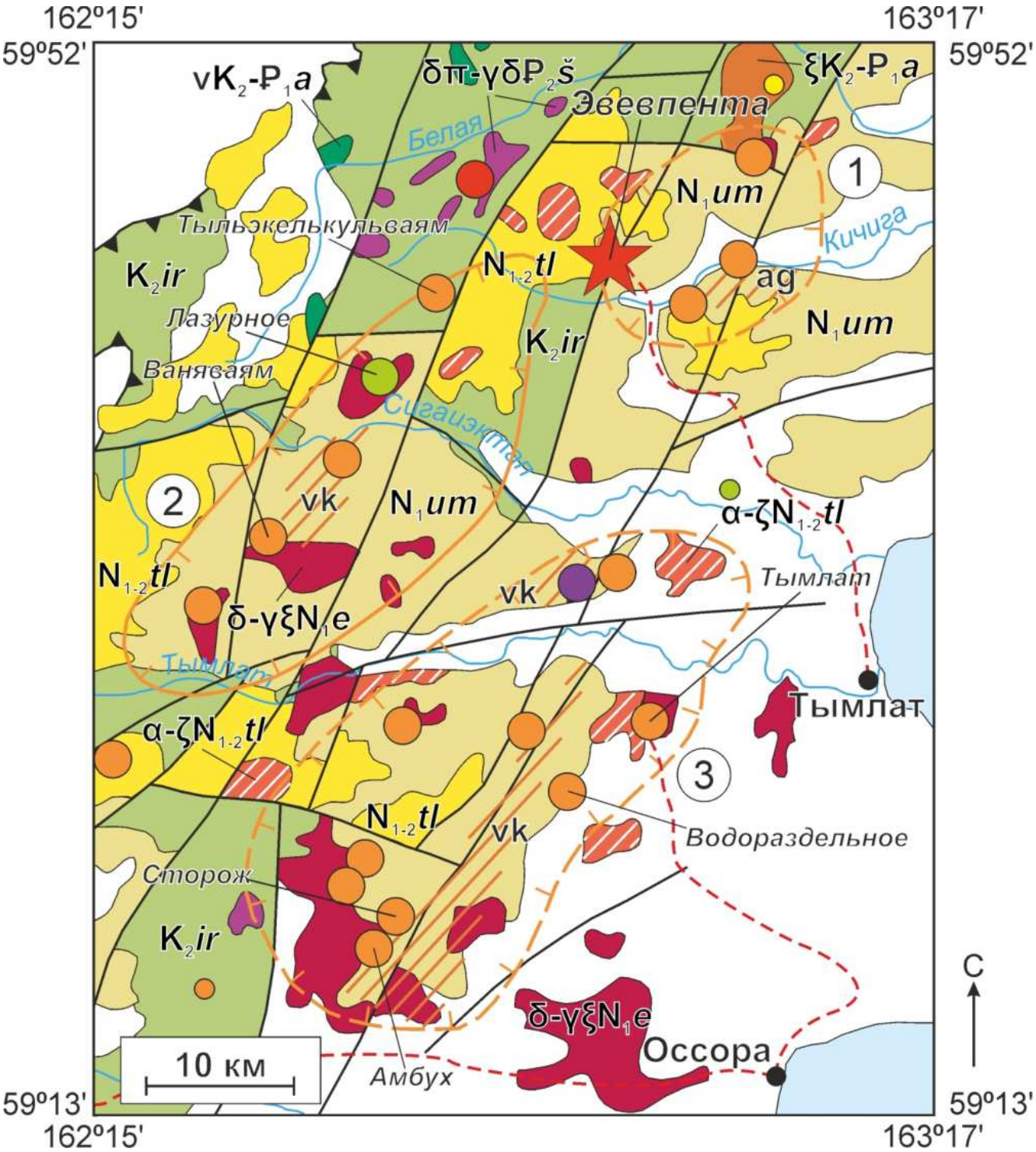


Рис. 2.1. Схематическая карта закономерностей размещения полезных ископаемых для северной части Северо-Камчатского рудного района. Составлена автором с использованием материалов (Карта…, 1999; Безрукова и др., 2004ф; Сляднев…, 2013).

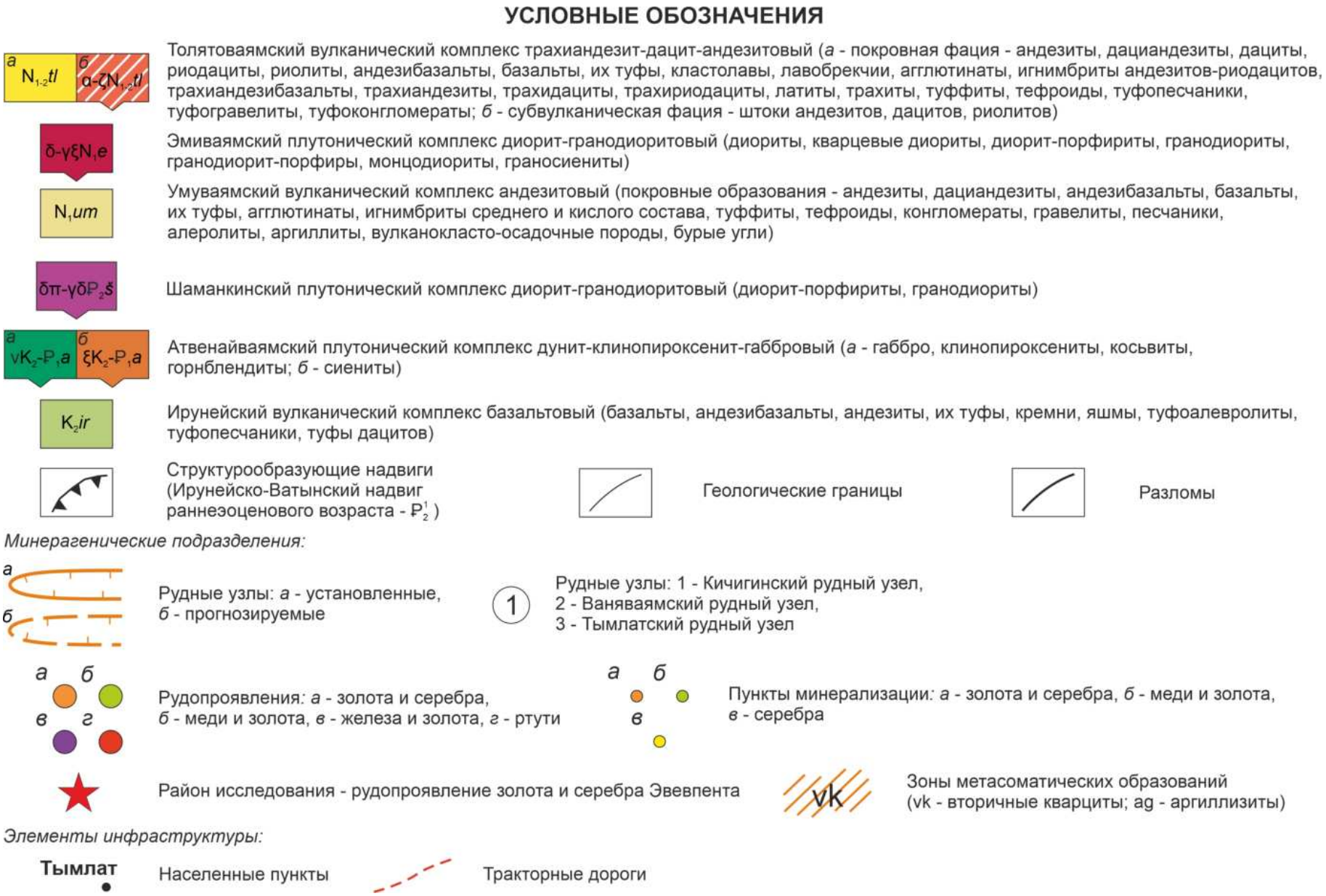


Рис. 2.2. Условные обозначения к **рис. 2.1**.

В строении Центрально-Камчатского вулканогенного пояса ключевую роль играет блоковая тектоника, а основными структурными элементами выступают крупные вулкано-тектонические структуры, контролирующие размещение рудных узлов. В северной части Северо-Камчатского рудного района к ним относятся: Кичигинская и Ваняваямская вулкано-тектонические структуры первого порядка, а также Тыкляваямская, Толятоваямская и Асуваямская структуры второго порядка. Данные вулкано-тектонические структуры сложены образованиями миоцен-плиоценовых вулканических комплексов (умуваямским и толятоваямским). Определяющую роль в геологическом развитии вулканогенного пояса и формировании месторождений и рудопроявлений играли глубинные разломы. Главной магмо- и рудоконтролирующей структурой является Центрально-Камчатский глубинный разлом, который протягивается с юго-запада на северо-восток согласно простиранию полуострова Камчатка. Помимо Центрально-Камчатского глубинного разлома, большое значение при формировании вулканогенного пояса и связанных с ним месторождений и рудопроявлений играли зоны глубинных разломов северо-западного простирания.

2.2. Геологическое строение

Кичигинский рудный узел объединяет эпитермальные золото-серебряные рудопроявления адуляр-серицитового типа Эвевпента, Каюолотваям, Камынан, а также рудопроявление Янтаневаям кислотно-сульфатного типа (см. **рис. 2.1, 2.2**). Рудный узел приурочен к Кичигинской вулкано-тектонической структуре депрессионного типа первого порядка. Рудное поле Эвевпента, общей площадью около 20 км^2, оконтурено по полям аргиллизитов, внутри которых выделяется ряд кварцево-жильных зон (**рис. 2.3**). Оно занимает западную часть Кичигинского рудного узла и приурочено к южному сектору Галькальской вулкано-тектонической структуры второго порядка. Рудное поле расположено близ западной границы Центрально-Камчатского вулканогенного пояса с Лесновским поднятием, в зоне пересечения Центрально-Камчатского глубинного разлома и субмеридионального Оссорско-Пновуваямского глубинного разлома третьего порядка.

Геологическое строение района исследования характеризуется трехъярусным строением (**рис. 2.3**). Фундамент палеовулканической постройки представлен верхнемеловыми породами ирунейского вулканического комплекса. Верхняя часть питающей системы палеовулкана сложена субвулканическими телами среднемиоценовых андезитов (умуваямский комплекс) и позднемиоцен-плиоценовых дацитов и риодацитов (толятоваямский комплекс), а также их эффузивно-пирокластическими эквивалентами. В совокупности эти образования формируют

средний структурный ярус. На флангах рудного поля наблюдается первичное пологое периклинальное залегание (10–15°) эффузивно-пирокластической толщи, слагающей палеовулканическую постройку. Собственно рудопроявление Эвевпента локализовано в верхней части питающей системы миоцен-плиоценовой палеовулканической постройки. Верхний структурный ярус сложен рыхлыми четвертичными отложениями.

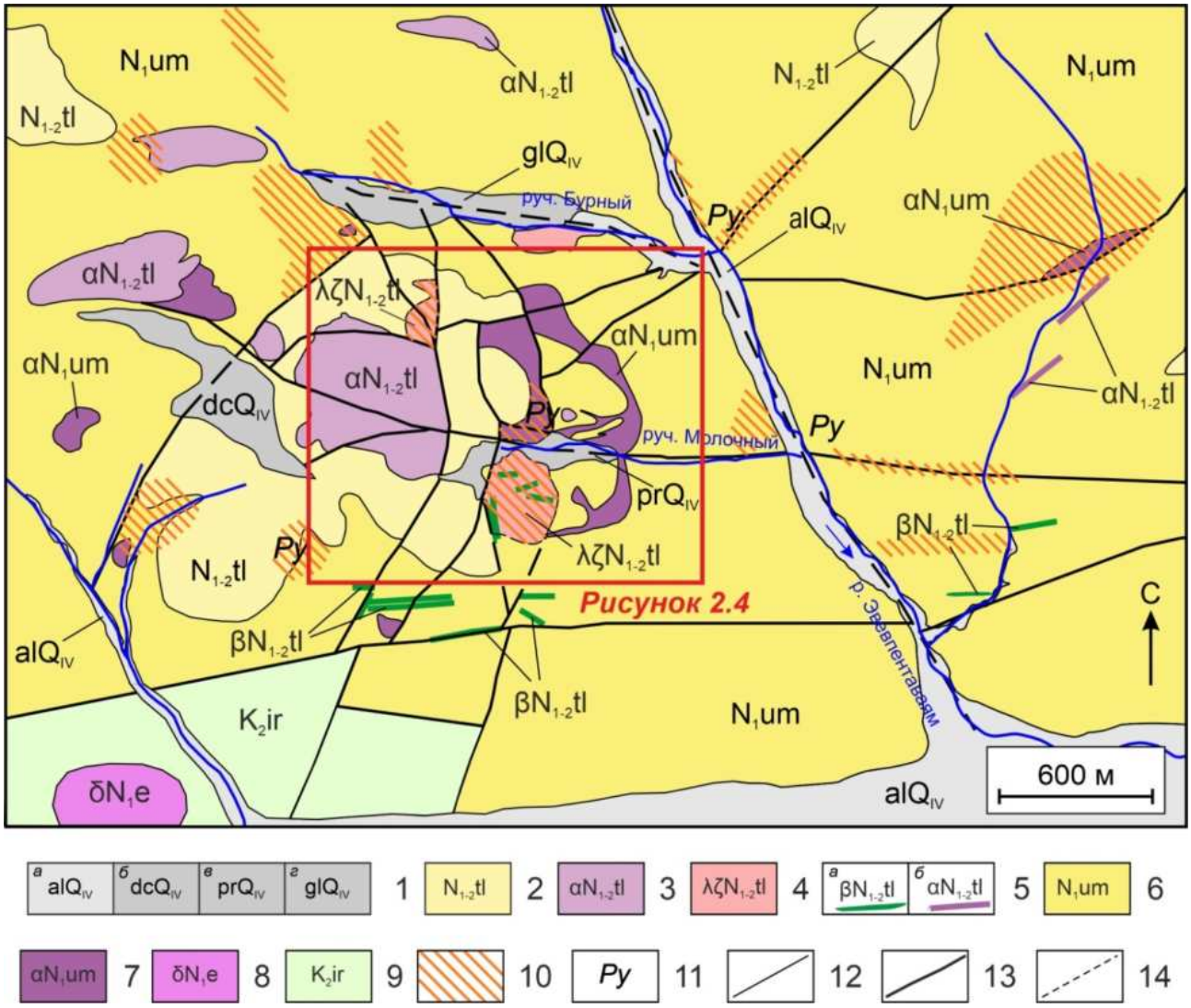


Рис. 2.3. Схема геологического строения рудопроявления Эвевпента (составлена по материалам Л. А. Безруковой с соавторами (2004ф) с дополнениями и упрощениями). 1 – четвертичные отложения (а – аллювиальные, б – делювиальные, в – пролювиальные, г – гляциальные); 2 – покровные образования толятоваамского вулканического комплекса; 3 – субвулканические андезиты толятоваамского комплекса; 4 – субвулканические дациты и риодациты толятоваамского комплекса; 5 – дайки толятоваамского комплекса (а – базальтового состава, б – андезитового состава); 6 – покровные образования умуваамского вулканического комплекса; 7 – субвулканические тела андезитов умуваамского комплекса; 8 – шток диоритов эмиваамского плутонического комплекса; 9 – вулканогенно-осадочные образования ирунейского комплекса; 10 – зоны аргиллизации и окварцевания; 11 – зоны пиритизации; 12 – границы геологических подразделений; 13 – разломы, выходящие на дневную поверхность; 14 – разломы предполагаемые, скрытые под четвертичными отложениями.

Породы фундамента обнажаются примерно в 1.5 км к юго-западу от рудопроявления Эвевпента, в нижней части склонов. Они сложены верхнемеловыми (сантон-кампанского возраста) вулканогенно-осадочными породами ирунейского базальтового комплекса, среди которых преобладают кремнистые алевролиты, аргиллиты и туфопесчаники, местами пропилитизированные. Мощность верхнемеловых образований составляет 2500 м (Еремина и др., 2014ф). Породы фундамента прорываются штоком (площадью около 0.2 км^2) миоценовых диоритов эмиваямского диорит-гранодиоритового плутонического комплекса.

В составе покровной фации умуваямского вулканического комплекса выделяют три толщи. Нижняя толща сложена тонкозернистыми черными андезитовыми лавами мощностью более 250 м. Выше по разрезу залегает пачка светло-серых игнимбритов андезитов мощностью около 150 м. Верхняя толща представлена туфами, туффитами, вулканокластическими конгломератами с прослоями тонкослоистых песчаников. В ее составе присутствуют бледно-сиреневые тонкослоистые отложения, интерпретируемые как озерные осадки кальдерного происхождения (Аррибас и др., 1999ф). Мощность толщи не превышает 50 м. Отличительной чертой умуваямских образований является преобладание пород с зелеными оттенками, что связано с процессами региональной пропилитизации. Вулканогенная толща умуваямского комплекса прорывается комагматичными ей субвулканическими телами андезибазальтов и андезитов, которые в морфологическом отношении обладают штоко- и дайкообразной формой.

Породы умуваямского комплекса несогласно перекрываются образованиями толятоваямского вулканического комплекса. В его нижней части залегают темно-зеленые тонкозернистые туфы дацитов мощностью 30–40 м. Верхняя часть разреза сложена толщей мощностью 150 м, которую слагают потоки андезитов и андезибазальтов, чья окраска варьирует от светло-серой до темно-зеленой. Эти андезиты слабо подвержены вторичным изменениям, не содержат кварцево-жильных тел и зон, что позволяет рассматривать их как слабопроницаемый экран для гидротермальной системы (Безрукова и др., 2004ф; Семериков и др., 2021ф). Схожие андезиты слагают также крупное неккоподобное тело, интерпретируемое как подводящий канал палеовулканической постройки (Безрукова и др., 2004ф). В пределах рудного поля развиты базальтовые и долеритовые дайки мощностью до 1–2 м, имеющие субвертикальное падение и простирание северо-западного (300°) и северо-восточного (60°) направлений. На завершающем этапе вулканической деятельности породы обоих комплексов прорываются предрудными субвулканическими телами светло-серых дацитов и риодацитов. В их пределах развиты эксплозивные брекчии. Субвулканические образования характеризуются высокой степенью метасоматической проработки (аргиллизация, окварцевание). Золотоносные кварцево-жильные зоны пространственно приурочены преимущественно к субвулканическим телам дацитов и риодацитов.

2.3. Характеристика золотоносных жильных зон

На рудопроявлении Эвевпента выделяются два участка: Центральный и Северный (**рис. 2.4**). В свою очередь, в пределах участка Центральный золотоносные жилы сосредоточены в двух субпараллельных пучках (кварцево-жильных зонах), удаленных друг от друга на 150 м – зоне Павловская и зоне Екатерина.

На участке Центральный жилы, зоны прожилкования и тела гидротермальных брекчий локализуются в субвулканическом теле риодацитов, а в субвулканическом теле андезитов они менее распространены. Кварцевые жилы и прожилки характеризуются значительным морфологическим разнообразием: встречаются как единичные жилы, так и сближенные, образующие зоны, пучки и группы. Жилы субпараллельны, они разделены слабопродуктивными промежутками мощностью 10–40 м. Преобладающие параметры залегания жил: азимут падения 180–200°, угол падения от 60–70° до субвертикального. По простиранию жилы прослеживаются на 150–300 м. Мощность отдельных жил достигает 1–5 м, мощность зон прожилкования и тел гидротермальных брекчий — до 5 м. На восточном фланге, при выходе из субвулканического тела риодацитов, жилы и жильные зоны переходят в зоны аргиллизированных пород с тонким прожилкованием. На западном фланге жильные зоны перекрыты сейсмогенными оползневыми пластинами неизмененных андезитов толятоваямского комплекса мощностью 20–70 м. По геофизическим данным жильные зоны прослеживаются по простиранию на расстояние до 400 м (Безрукова и др., 2004ф). По падению отдельные жильные зоны были заверены буровыми работами до глубины от 20 до 100 м (Семериков и др., 2021ф). С глубиной, по мере выхода жил из субвулканических тел андезитов и риодацитов и перехода их в пропилитизированные андезиты и туфы, мощность жил постепенно уменьшается вплоть до их выклинивания.

На участке Северный в субвулканическом теле риодацитов, подверженном интенсивной аргиллизации, установлена зона прожилкования и гидротермальных брекчий. Протяженность вскрытой канавой части зоны составляет до 65 м. Мощность отдельных прожилков не превышает 30 см, тогда как мощность тел гидротермальных брекчий достигает 5 м. Жильные зоны и гидротермальные брекчии расположены субпараллельно, их азимут падения варьирует в пределах 150–180°, а угол падения составляет 45–65°. На южном и северном флангах жильная зона и субвулканическое тело риодацитов перекрыты сейсмогенными оползневыми пластинами андезитов толятоваямского комплекса, поэтому по простиранию зона не прослежена. Предположительно, канавой была вскрыта апикальная часть субвулканического тела риодацитов.

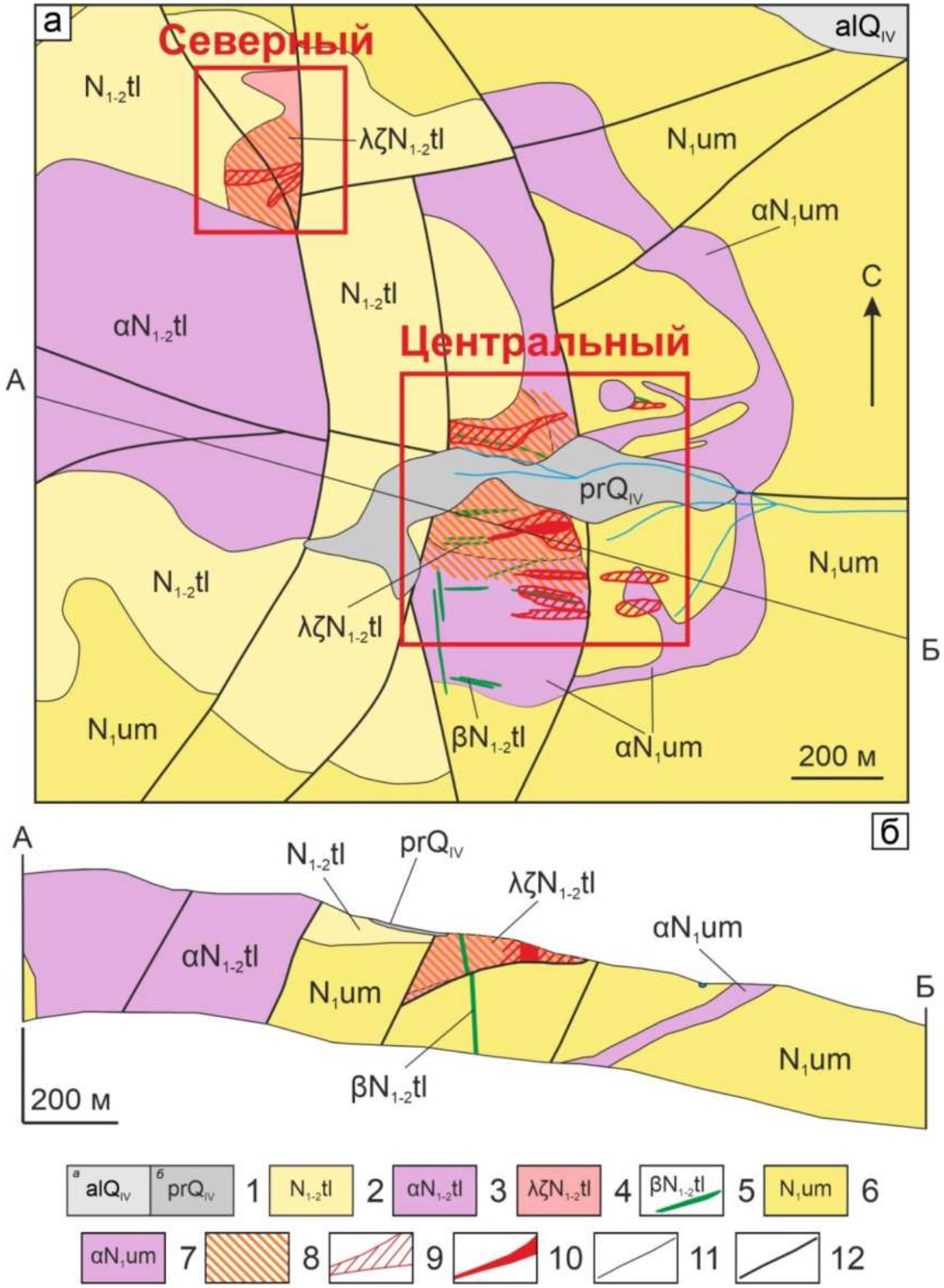


Рис. 2.4. Схема геологического строения участков Центральный и Северный рудопроявления Эвевпента и разрез по линии АБ (Безрукова и др., 2004ф; Семериков и др., 2021ф с дополнениями и упрощениями). 1 – четвертичные отложения (а – аллювиальные, б – пролювиальные); 2 – покровные образования толятоваямского вулканического комплекса; 3 – субвулканические андезиты толятоваямского комплекса; 4 – субвулканические дациты и риодациты толятоваямского комплекса; 5 – дайки базальтов толятоваямского комплекса; 6 – покровные образования умуваямского вулканического комплекса; 7 – субвулканические тела андезитов умуваямского комплекса; 8 – зоны аргиллизации и окварцевания; 9 – зоны кварцевого прожилкования; 10 – кварцевые жилы; 11 – границы геологических подразделений; 12 – разломы, выходящие на дневную поверхность.

Благороднометалльное оруденение на рудопроявлении Эвевпента связано с жильными зонами. По минеральному составу гидротермальные жилы и прожилки являются преимущественно кварцевыми, калиевополевошпат-кварцевыми, карбонат-кварцевыми, редко карбонатными, в качестве второстепенного минерала присутствуют гидрослюды. Содержание рудных минералов в жилах не превышает 1 %. Распределение благородных металлов в жилах крайне неравномерное: содержание золота по отдельным пробам колеблется от 1.6 до 81.2 г/т, содержания серебра низкие и не превышают 14.7 г/т (Безрукова и др., 2004ф; Семериков и др., 2021ф). На основании минерального состава руд и околорудных метасоматитов рудопроявление Эвевпента было отнесено предшественниками к адуляр-серицитовому (*low-sulfidation*) типу эпитермальных золото-серебряных месторождений (Безрукова и др., 2004ф), что позднее было подтверждено нашими исследованиями (Жегунов и др., 2024б). Подробно минеральный состав и структурно-текстурные особенности руд рассмотрены в **Главе 4**.

2.4. Характеристика гидротермально-измененных пород

Первые данные о гидротермально-измененных породах, проявленных на рудопроявлении Эвевпента, представлены в работах предшественников (Казуров и др., 1994ф; Аррибас и др., 1999ф; Безрукова и др., 2004ф). Среди метасоматических образований выделяются: дорудные пропилиты, имеющие площадное распространение, предрудные аргиллизиты и синрудные кварцевые или калиевополевошпат-кварцевые метасоматиты (Безрукова и др., 2004ф).

Пропилиты

Пропилиты и пропилитизированные породы развиты в пределах всего рудопроявления, изменения затронули все разновидности пород, в особенности субвулканические тела андезитов, а также высокопроницаемые породы – туфы и туффиты среднего состава. Степень преобразованности варьирует от первых процентов до 70–80 %. Интенсивность пропилитизации возрастает в ослабленных зонах и в пористых породах. Среди новообразованных минералов преобладают хлорит, карбонат, альбит, кварц, калиевый полевой шпат, глинистые минералы, цеолиты, редко встречается эпидот (**рис. 2.5**). По минеральному составу эти породы относятся к хлорит-карбонатной фации пропилитов. Присутствие глинистых минералов, вероятно, связано с наложением на ранние пропилитовые ассоциации более поздних минералов аргиллизитовой ассоциации.

Породы характеризуются зеленовато-серой и светло-серой окраской с хорошо выраженными реликтовыми структурно-текстурными особенностями (**рис. 2.6 а**). Структура

пород бластопорфировая, бластопсефитовая. Порфировые вкрапленники плагиоклаза и биотита замещаются глинистыми минералами, кальцитом, кварцем, хлоритом и рутилом (**рис. 2.6 б–г**). Основная ткань породы сложена микролепидогранобластовым агрегатом, состоящим из глинистых минералов, хлорита и кварца с примесью альбита и калиевого полевого шпата. Текстура пропилитов реликтовая флюидально-полосчатая, распространены массивная, пятнистая, миндалекаменная, прожилковая. Прожилки и миндалины выполнены кальцитом и кварцем (**рис. 2.6 б**). Пятнистая текстура обусловлена участками скоплений новообразованных минералов, неравномерно замещающими основную массу породы. В пропилитах присутствует рассеянная сульфидная вкрапленность пирита, халькопирита и галенита (**рис. 2.6 д, е**).

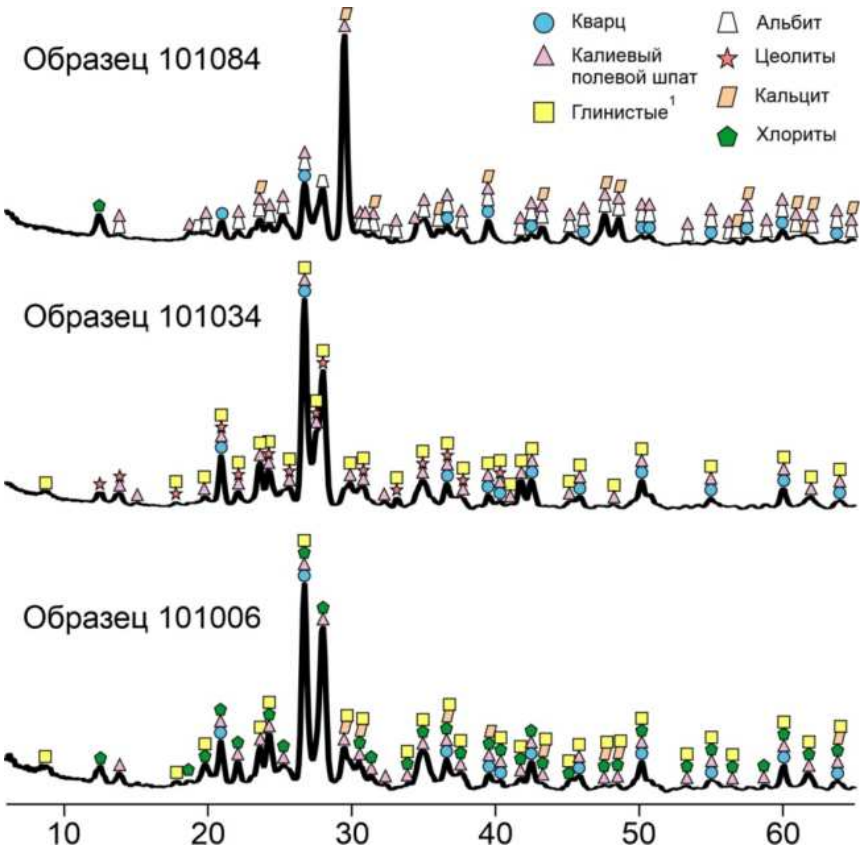


Рис. 2.5. Порошковые рентгеновские дифрактограммы представительных образцов пропилитов, развивающихся по андезитам умуваямского комплекса. [1]Минералы группы гидрослюд и смектитов.

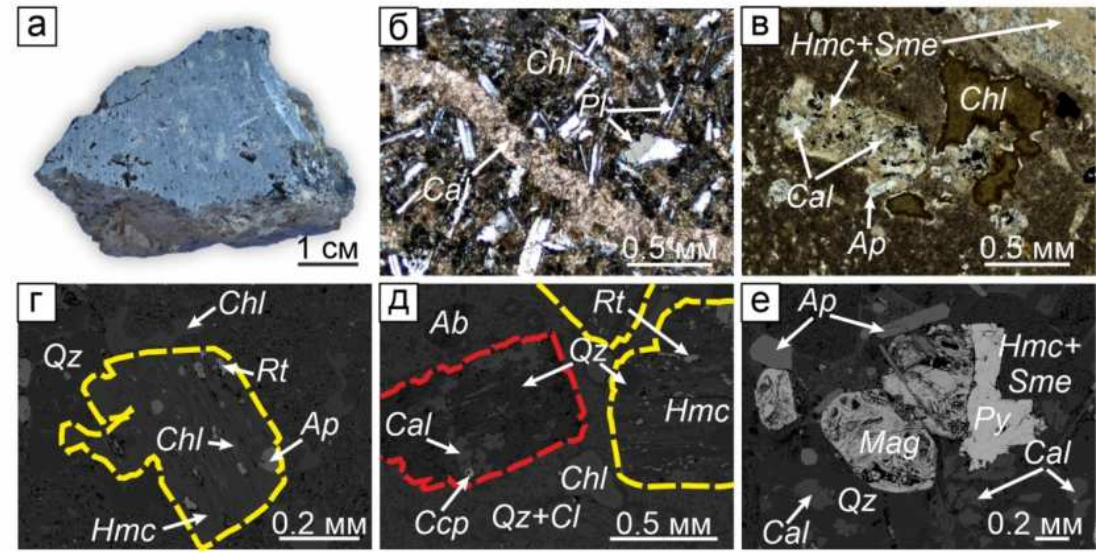


Рис. 2.6. Пропилиты по андезитам: а – фото образца; б – карбонатный прожилок в пропилитизированном базальте (дайка); в – глинистые минералы, кальцит и апатит по плагиоклазу; г – глинистые минералы, хлорит, апатит и рутил по биотиту (желтые контуры); д – кальцит и кварц по плагиоклазу (красный контур), кварц, глинистые минералы и рутил по биотиту (желтые контуры); е – пирит, обрастающий реликтовый магнетит. Изображение (б) в проходящем свете с анализатором, (в) – в проходящем свете без анализатора; (г–е) – изображения в обратно-рассеянных электронах. *Chl* – хлорит, *Pl* – плагиоклаз, *Cal* – кальцит, *Hmc* – минералы группы гидрослюд, *Sme* – минералы группы смектитов, *Ap* – апатит, *Qz* – кварц, *Rt* – рутил, *Ab* – альбит, *Ccp* – халькопирит, *Mag* – магентит, *Py* – пирит.

Аргиллизиты

В пределах рудопроявления Эвевпента аргиллизиты имеют площадное распространение: их площадь на участке Центральный составляет примерно 400×400 м, а на участке Северный – около 150×200 м. Наибольшим изменениям подверглись субвулканические тела риодацитов. Предрудные аргиллизиты накладываются на дорудные пропилиты, они приурочены к линейным зонам дробления и трещиноватости и вмещают более поздние жильные зоны рудной стадии (Безрукова и др., 2004ф). Контакты с более ранними пропилитизированными породами нечеткие. Интенсивность аргиллизации различная, местами доля новообразованных минералов достигает 90–100 %. По данным А. Аррибаса и соавторов (1999ф), описываемые аргиллизиты относятся к средней степени аргиллизации. Их минеральный состав определен как гидрослюдисто-смектит-каолинит-кварцевый, а в участках наиболее интенсивной проработки вблизи жильных зон появляется калиевый полевой шпат, и незначительно серицит, что согласуется с нашими данными (**рис. 2.7**).

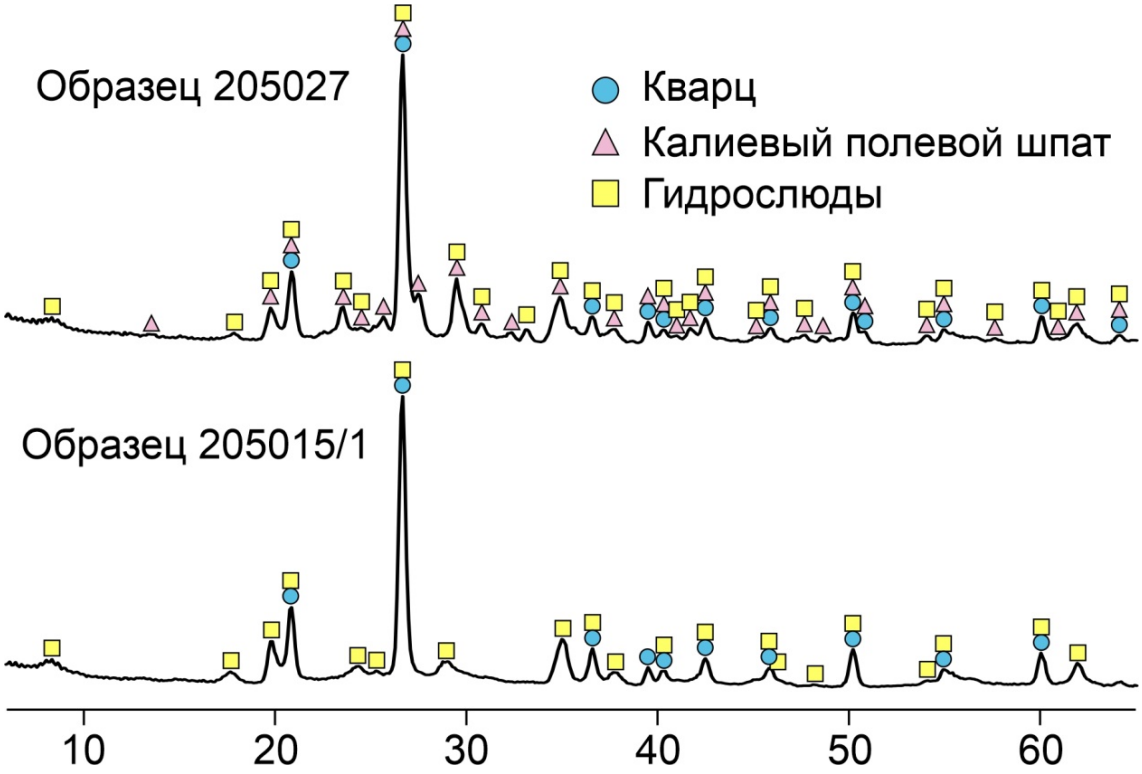


Рис. 2.7. Порошковые рентгеновские дифрактограммы представительных образцов аргиллизитов, развивающихся по риодацитам толятоваямского комплекса.

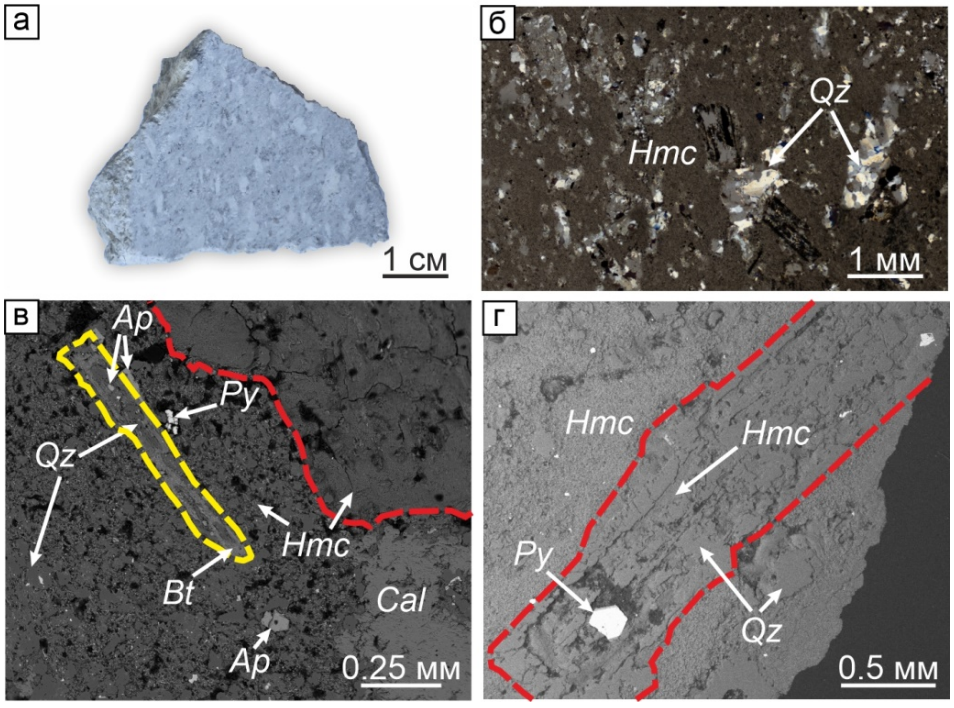


Рис. 2.8. Аргиллизиты по риодацитам: а – фото образца; б – реликтовая бластопорфировая структура породы; в – кварц по биотиту (желтый пунктир) и глинистые минералы по плагиоклазу (красный пунктир); г – кварц, глинистые минералы и пирит по плагиоклазу (красные контуры). Изображение (б) – в проходящем свете с анализатором; (в, г) – изображения в обратно-рассеянных электронах. *Hmc* – минералы группы гидрослюд, *Qz* – кварц, *Ap* – апатит, *Bt* – биотит, *Cal* – кальцит, *Py* – пирит.

Породы имеют белую и желтовато-белую окраску, обладают бластопорфировой структурой (**рис. 2.8 а, б**). Вкрапленники плагиоклаза замещены кварцем и глинистыми минералами, изредка кальцитом (**рис. 2.8 в, г**). По вкрапленникам биотита развиваются кварц, рутил, пирит (**рис. 2.8 в**). Основная ткань породы сложена микрозернистым лепидогранобластовым агрегатом кварца и глинистых минералов с подчиненным количеством калиевого полевого шпата и карбоната. Текстура пород реликтовая флюидально-полосчатая, распространена массивная с элементами прожилковой и миндалекаменной. Прожилки и линзовидные обособления сложены кварцем и пиритом с примесью гидрослюд. В породах присутствует рассеянная сульфидная вкрапленность пирита, встречаются галенит и халькопирит. В зоне окисления отмечены ярозит, гидроксиды железа (минералы системы Fe–O–OH), гипс. Установлено, что в аргиллизированных породах повсеместно наблюдаются повышенные содержания золота, достигающие 0.05–1 г/т (Аррибас и др., 1999ф; Безрукова и др., 2004ф).

Калиевополевошпат-кварцевые метасоматиты

Калиевополевошпат-кварцевые метасоматиты являются синрудными, образуют осевые зоны, которые непосредственно вмещают жилы и прожилковые зоны (Безрукова и др., 2004ф). Калиевополевошпат-кварцевые метасоматиты формируют тела линзовидной формы, не выдержаны по мощности. Мощность этих зон колеблется от первых миллиметров до первых сантиметров вдоль контактов жил, а на участках наиболее интенсивных изменений могут достигать мощности 4 м. По минеральному составу они близки к аргиллизитам, однако в них резко доминируют калиевый полевой шпат и кварц, тогда как гидрослюды находятся в подчиненном количестве (**рис. 2.9**).

Породы светло-серые с розоватым или желтоватым оттенком, ожелезненные, неравномернозернистые, с реликтовой бластопорфировой структурой (**рис. 2.10 а, б**). Порфировые вкрапленники плагиоклаза и биотита замещены агрегатом кварца и калиевого полевого шпата с примесью пирита, гидрослюд и апатита (**рис. 2.10 в, г**). Основная ткань породы представляет собой микрозернистый гранобластовый калиевополевошпат-кварцевый агрегат с незначительным количеством гидрослюд. Текстура породы – реликтовая флюидально-полосчатая, распространена массивная, с элементами пористой, пятнистой и прожилковой. В калиевополевошпат-кварцевых метасоматитах присутствует рассеянная вкрапленность пирита, иногда встречаются галенит, сфалерит, ковеллин, гессит, акантит (**рис. 2.10 в, г**). В зоне окисления развиваются гидроксиды железа, ярозит, гипс.

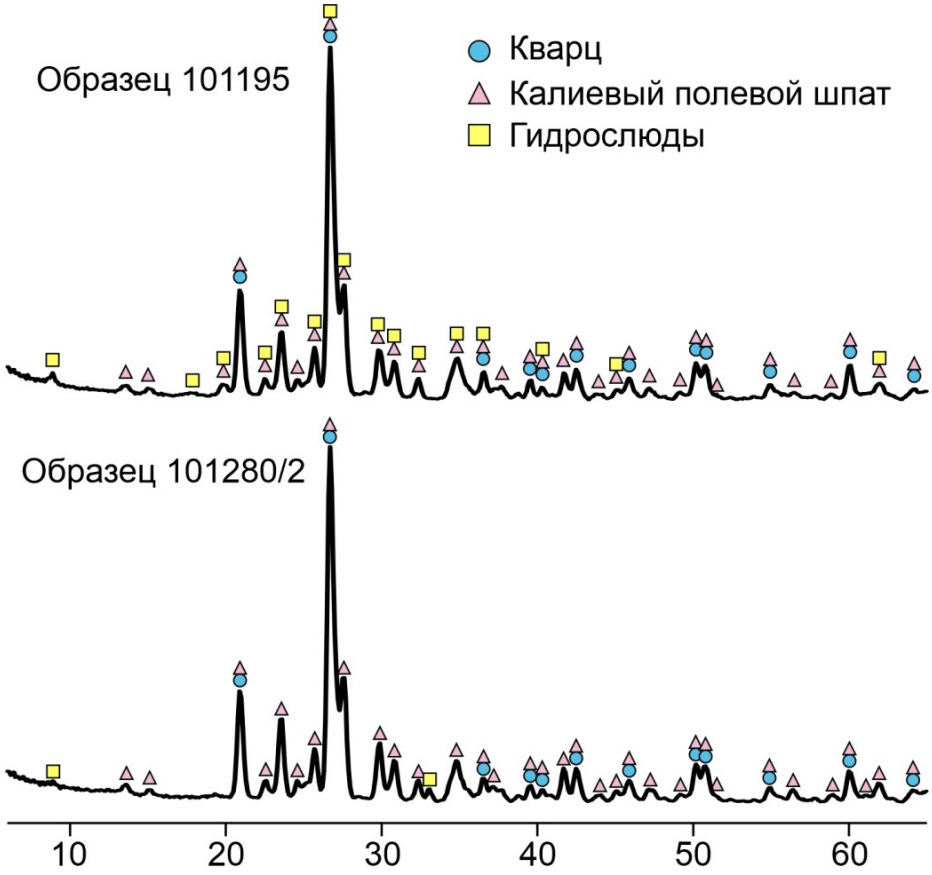


Рис. 2.9. Порошковые рентгеновские дифрактограммы представительных образцов калиевополевошпат-кварцевых метасоматитов, развивающихся по риодацитам толятоваямского комплекса.

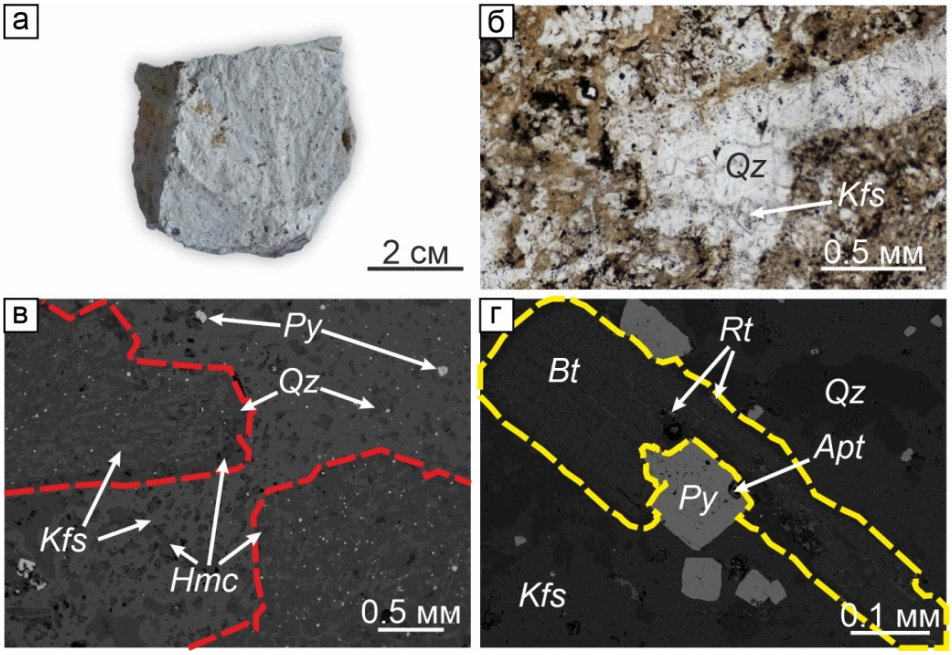


Рис. 2.10. Калиевополевошпат-кварцевые метасоматиты по риодацитам: а – фото образца; б – калиевополевошпат-кварцевый прожилок; в – агрегат глинистых минералов, кварца и пирита по плагиоклазу (красные контуры); г – реликтовый биотит, частично замещенный кварцем, рутилом, пиритом (желтые контуры). Изображение (б) в проходящем свете без анализатора; (в, г) – изображения в обратно-рассеянных электронах. *Qz* – кварц, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Py* – пирит, *Hmc* – минералы группы гидрослюд, *Rt* – рутил, *Bt* – биотит, *Apt* – апатит.

2.5. Выводы

На основе данных предшествующих исследований, дополненных результатами, полученными при поисковых работах 2018–2020 гг. с участием автора, приведена характеристика геологического строения рудопроявления Эвевпента. Краткие выводы можно сформулировать следующим образом.

1) Рудопроявление Эвевпента располагается в Центрально-Камчатском вулканогенном поясе, близ его западной границы с Лесновским поднятием (выступом верхнемелового фундамента). Оно приурочено к Галькальской вулкано-тектонической структуре и контролируется зоной повышенной проницаемости земной коры, а именно пересечением Центрально-Камчатского глубинного разлома и субмеридионального Оссорско-Пновуваямского глубинного разлома. Вмещающими породами служат вулканические комплексы миоцен-плиоценового возраста, представленные субвулканическими телами андезитов и риодацитов, а также их эффузивно-пирокластическими эквивалентами.

2) Благороднометалльное оруденение на рудопроявлении Эвевпента связано с жильно-прожилковыми зонами. По минеральному составу выделяются кварцевые, калиевополевошпат-кварцевые, карбонат-кварцевые, реже карбонатные жильные тела. Большинство золотоносных тел локализовано в интенсивно аргиллизированных и окварцованных субвулканических телах риодацитов и контролируется разрывными нарушениями субширотного и северо-западного простирания.

3) Жильные зоны окружены ореолами гидротермально-измененных пород. По относительному времени формирования выделяются три типа метасоматических образований: дорудные пропилиты, предрудные аргиллизиты и синрудные калиевополевошпат-кварцевые метасоматиты. По отношению к жильным телам и зонам метасоматические тела сменяют друг друга следующим образом. На контактах жил располагаются околорудные калиевополевошпат-кварцевые метасоматиты, они сменяются зонами околотрещинных гидрослюдисто-смектит-каолинит-кварцевых аргиллизитов. Калиевополевошпат-кварцевые метасоматиты и аргиллизиты содержат рассеянную рудную вкрапленность пирита с резко подчиненным количеством галенита, сфалерита, халькопирита, гессита, акантита. По данным Безруковой с соавторами (2004ф) отмечается повсеместная повышенная золотоносность указанных метасоматитов (до 0.05–1 г/т). На удалении от рудных тел располагается зона площадных пропилитов низкотемпературной хлорит-карбонатной фации (с альбитом, кварцем, калиевым полевым шпатом и цеолитами). В целом подобная метасоматическая зональность является типичной для большинства эпитермальных (вулканогенных) золото-серебряных месторождений (Рундквист, Неженский, 1975; Константинов и др., 2000; Кравцова, 2010; John et al., 2018 и др.).

ГЛАВА 3. ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

При исследовании процессов эндогенного рудообразования особую значимость приобретают изотопно-геохронологические методы, позволяющие провести корреляцию между магматическими, тектоническими и рудообразующими процессами (Camprubí et al., 2003; Кравцова и др., 2023; Акинин и др., 2025).

На полуострове Камчатке главной региональной структурой является Центрально-Камчатский вулканогенный пояс. Согласно металлогеническому районированию, в его пределах выделяют три золоторудных района (Петренко, 1999): Южно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Северо-Камчатский (см. **рис. 1.1 б**). В пределах Южно- и Центрально-Камчатского руных районов расположены наиболее изученные эпитермальные золото-серебряные месторождения: Асачинское, Мутновское, Родниковое, Агинское, Бараньевское. Для указанных месторождений ранее был определен возраст руд (K–Ar и ^{40}Ar–^{39}Ar методами по калиевому полевому шпату), что нашло отражение в ряде публикаций (Петренко, 1999; Takahashi et al., 2002, 2006, 2007, 2013; Лапухов и др., 2007б; Округин, Шишканова, 2013; Andreeva et al., 2013). Для Северо-Камчатского рудного района, обладающего высоким потенциалом, но остающегося слабо изученным, предыдущими работами была показана приуроченность эпитермальных золото-серебряных объектов к миоцен-плиоценовым вулканическим комплексам (Казуров и др., 1994ф; Безрукова и др., 2004ф; Сляднев и др., 2013). Тем не менее, эта связь требует дополнительного подтверждения, поскольку сведения об изотопном возрасте эпитермальных объектов в рудном районе полностью отсутствуют.

В этой связи приобретает актуальность проведение изотопно-геохронологических исследований на конкретных эпитермальных объектах Северо-Камчатского рудного района. В частности, к таким объектам относится и объект диссертационного исследования – эпитермальное золото-серебряное рудопроявление Эвевпента. Несмотря на ранее проведенные поисково-оценочные работы на рудопроявлении Эвевпента, вопрос возрастных соотношений вмещающих вулканических комплексов и золотоносных жильных тел изучен недостаточно: изотопное датирование не проводилось, а существующие представления о возрасте жильных зон основаны на геологических взаимоотношениях.

Таким образом, целью данной главы исследования является изотопное датирование рудных калиевополевошпат-кварцевых жил и вмещающих их субвулканических риодацитов на эпитермальном золото-серебряном рудопроявлении Эвевпента. Результаты исследования могут иметь важное значение для региональной геологии и понимания пространственно-временных закономерностей формирования золоторудных объектов Курило-Камчатской островодужной системы.

3.1. Материалы и методы исследования

Образцы и пробоподготовка

Пробы отобраны из коренных выходов, вскрытых поверхностными горными выработками (поисковыми канавами). Для U–Pb изотопного датирования была отобрана проба (массой около 8 кг) из субвулканического тела риодацитов на участке Северный, которые визуально обладали минимальными признаками вторичных изменений. В лабораторных условиях проба раздроблена до фракции 0.5–1.0 мм, а затем проведено гравитационное обогащение в воде с последующим разделением минералов по классам крупности. Из полученных концентратов под бинокуляром вручную отобраны зерна циркона. Выбор участков для последующего анализа на поверхности зерен осуществлялся с использованием оптической микроскопии (в проходящем и отраженном свете), а также сканирующей электронной микроскопии (режимы обратно-рассеянных электронов и катодолюминесценции). Изображения получены при помощи сканирующего электронного микроскопа MX2500S (CamScan, Великобритания) в Центре изотопных исследований Института Карпинского (г. Санкт-Петербург; аналитик Е.Н. Лепехина).

K–Ar изотопное датирование выполнено для образцов рудных калиевополевошпат-кварцевых жил с Центрального и Северного участков. Калиевый полевой шпат в образцах находится в подчиненном количестве и рассеян среди зерен кварца, иногда формирует практически мономинеральные зоны и слои. Под бинокуляром визуально выделены и отобраны участки жил, обогащенные калиевым полевым шпатом. Затем отобранный материал раздроблен, после чего отсеяна фракция 0.50–0.25 мм массой 1.0 г. Выделенная фракция промыта дистиллированной водой и высушена при температуре 50 °C. Краткая характеристика изученных проб приведена в **табл. 3.1**.

Табл. 3.1. Краткая характеристика изученных проб

№ п/п	Авторский номер пробы	Место отбора	Краткая характеристика	Материал для изотопного датирования	Содержание в образцах, г/т	
					Au	Ag
Участок Центральный						
1	101096	Поисковая канава 101	Калиевополевошпат-кварцевая жила с каркасно-пластинчатой текстурой, с элементами колломорфной и друзовой с богатой благороднометалльной и теллуридной минерализацией	Калиевополевошпат-кварцевые срастания (валовая проба)	64.4	10.7
2	101151	Поисковая канава 101	Калиевополевошпат-кварцевый прожилок колломорфной текстуры с самородным золотом, сульфидной и теллуридной минерализацией	Калиевополевошпат-кварцевые срастания (валовая проба)	7.2	6.9
3	101168	Поисковая канава 101	Калиевополевошпат-кварцевая жила каркасно-пластинчатой текстуры с элементами колломорфной и друзовой, с самородным золотом, сульфидной и теллуридной минерализацией	Калиевополевошпат-кварцевые срастания (валовая проба)	0.7	3.1
Участок Северный						
4	205015	Поисковая канава 205	Кварцевый прожилок колломорфно-полосчатой текстуры с элементами друзовой, с небольшим количеством калиевого полевого шпата, с сульфидной и теллуридной минерализацией	Калиевополевошпат-кварцевые срастания (валовая проба)	0.4	1.1
5	204065	Поисковая канава 204	Риодациты светло-серого цвета, порфировой структуры, массивной текстуры, порфировые вкрапленники – плагиоклаз и биотит	Цирконы	–	–

Примечание. Содержание Au установлено методом Au-AA26 (пробирно-атомно-абсорбционный анализ), а Ag – методом ME-ICP41 (атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) в ООО «АЛС Чита – Лаборатория». Прочерк – содержания не определялись

U–Pb изотопное датирование методом ЛА–ИСП–МС

Изотопное датирование первой группы цирконов выполнено при помощи установки, состоящей из лазера Analyte Excite (Teledyne CETAC Technologies, США) и квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой ThermoScientific iCAP Q (Thermo Fisher Scientific, Германия) в Научно-образовательном центре Геотермохронологии Казанского федерального университета (г. Казань; аналитик А.В. Куликова). В качестве эталонов использовались цирконы: стандарт 91500, возрастом 1062 млн лет (Weidenbeck et al., 1995) и стандарт Плешовице, возрастом 337 млн лет (Slama et al., 2008). Для мониторинга стабильности работы прибора и калибровки чувствительности в начале, середине и конце аналитической сессии проводились измерения синтетического стекла NIST SRM 612. Обработка масс-спектрометрических данных, учет коррекций, выбор оптимального участка сигнала, расчет изотопных отношений ($^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$, $^{208}Pb/^{232}Th$) и соответствующих возрастов проводился с помощью программы Iolite 3.65, встроенной в Igor Pro 7 (Paton et al., 2010). Погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ. Расчет средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям, построение диаграмм с конкордией выполнялись в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot 4.15 (Ludwig, 2003). Более детально методика рассмотрена в работах (Силантьев и др., 2023; Дьякова и др., 2025).

U–Pb изотопное датирование на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II

Изотопное датирование второй группы цирконов выполнено при помощи вторично-ионного микрозонда SHRIMP–II (ASI, Австралия) в Центре изотопных исследований Института Карпинского (г. Санкт-Петербург; аналитик Е.Н. Лепехина). Измерения U–Pb отношений проводились в соответствии со стандартной процедурой (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 3 нА, диаметр пятна составлял ~30 мкм. В качестве стандарта использовались международные эталонные образцы цирконов: стандарт 91500, возрастом 1062 млн лет (Weidenbeck et al., 1995) и стандарт Темора, возрастом 416±1.30 млн лет (Black et al., 2003). Обработка данных выполнена с помощью программы SQUID (Ludwig, 2000). Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 2001). Подробноо методика исследования описана в (Schuth et al., 2012).

K–Ar изотопное датирование

Исследование проведено с применением высокочувствительной низкофоновой методики, адаптированной для датирования молодых геологических объектов (Чернышев и др., 2006). Определение содержания радиогенного ^{40}Ar выполнено на масс-спектрометре МИ–1201 ИГ (SELMY Company, Украина) в ИГЕМ РАН (г. Москва; аналитик В.А. Лебедев). Для определения концентрации радиогенного ^{40}Ar была применена методика изотопного разбавления, в качестве трассера использован изотоп ^{38}Ar (чистота 97.5 %). Содержание калия определено методом пламенной спектрофотометрии на приборе ФПА–01 (НПП «Люмэкс», Россия) с точностью ± 1 % отн. (1σ). При расчете возраста использованы константы распада калия, рекомендованные Международной подкомиссией по геохронологии Международного союза геологических наук: $\lambda K = 0.581 \times 10^{-10}$ год$^{-1}$, $\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ год$^{-1}$, $^{40}K = 0.01167$ (ат. %) (Steiger, Jäger, 1977).

3.2. Результаты исследования

3.2.1. Результаты U–Pb изотопного датирования вмещающих риодацитов

Датированый образец отобран из субвулканического тела риодацитов, обнажающихся в пределах участка Северный, на фланге рудопроявления Эвевпента. Макроскопически породы характеризуются светло-серым цветом (**рис. 3.1 а**). Структура порфировая, основная масса породы обладает микрофельзитовой структурой и сложена агрегатом микрокристаллов плагиоклаза, заключенных в вулканическом стекле. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и биотитом (**рис. 3.1 б**). Они располагаются как одиночно, так и в виде гломеропорфировых срастаний, составляя не более 5–10 % от объема породы. Плагиоклаз имеет таблитчатый облик, размер зерен составляет от долей мм до 3–4 мм по удлинению. Биотит образует листочки размером до 4–5 мм по удлинению. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и цирконом. Вторичные изменения выражены в незначительной карбонатизации и пелитизации плагиоклаза, а также в замещении вулканического стекла основной массы глинистыми минералами.

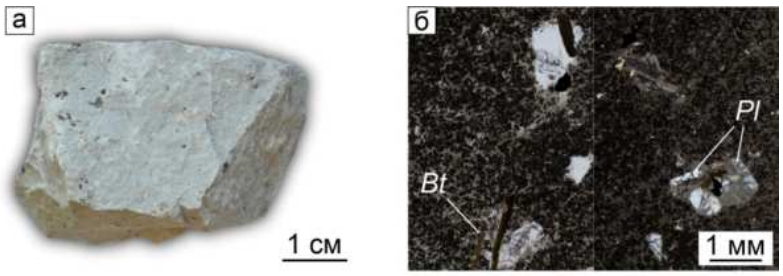


Рис. 3.1. Вмещающие риодациты: а – образец риодацита; б – микрофотография риодацита в петрографическом шлифе (слева – без анализатора, справа – под анализатором). *Bt* – биотит, *Pl* – плагиоклаз.

Из пробы риодацитов выделено более 100 зерен циркона. Исследованные цирконы представлены прозрачными кристаллами бледно-розового и желтовато-розового цвета. Преобладают идиоморфные короткопризматические кристаллы, реже встречаются игольчатые кристаллы (**рис. 3.2 а, 3.3 а**). Размер зерен по длинной оси варьирует от 75 до 300 мкм, по короткой – от 60 до 130 мкм, коэффициент удлинения составляет 1.2–2.8. Часть зерен содержит включения силикатных минералов размером менее 20–25 мкм. На катодолюминесцентных изображениях зерна обнаруживают осцилляторную зональность, характерную для цирконов магматического происхождения. Для большинства зерен установлены варьирующие концентрации урана (204–1157 г/т) и тория (106–1930 г/т). Отношение Th/U (0.44–1.66) соответствует значениям, типичным для цирконов из магматических пород кислого состава (Hoskin, Schaltegger, 2003; Xiang et al., 2011).

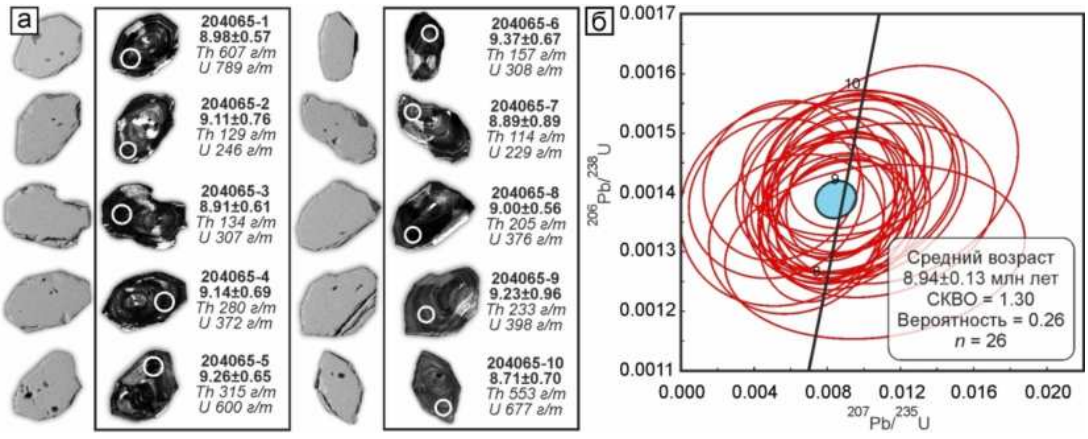


Рис. 3.2. Результаты U–Pb изотопного датирования первой группы кристаллов циркона, проанализированных методом ЛА-ИСП-МС: а – зональность и возраст цирконов; левый столбец – изображения в обратно-рассеянных электронах, правый столбец – катодолюминесцентные изображения, белые круги – область анализа; б – диаграмма с конкордией, красные эллипсы – единичные измерения для разных кристаллов циркона и их зон с погрешностью 2σ, синий эллипс – средневзвешенное значение возраста конкордии с погрешностью 2σ.

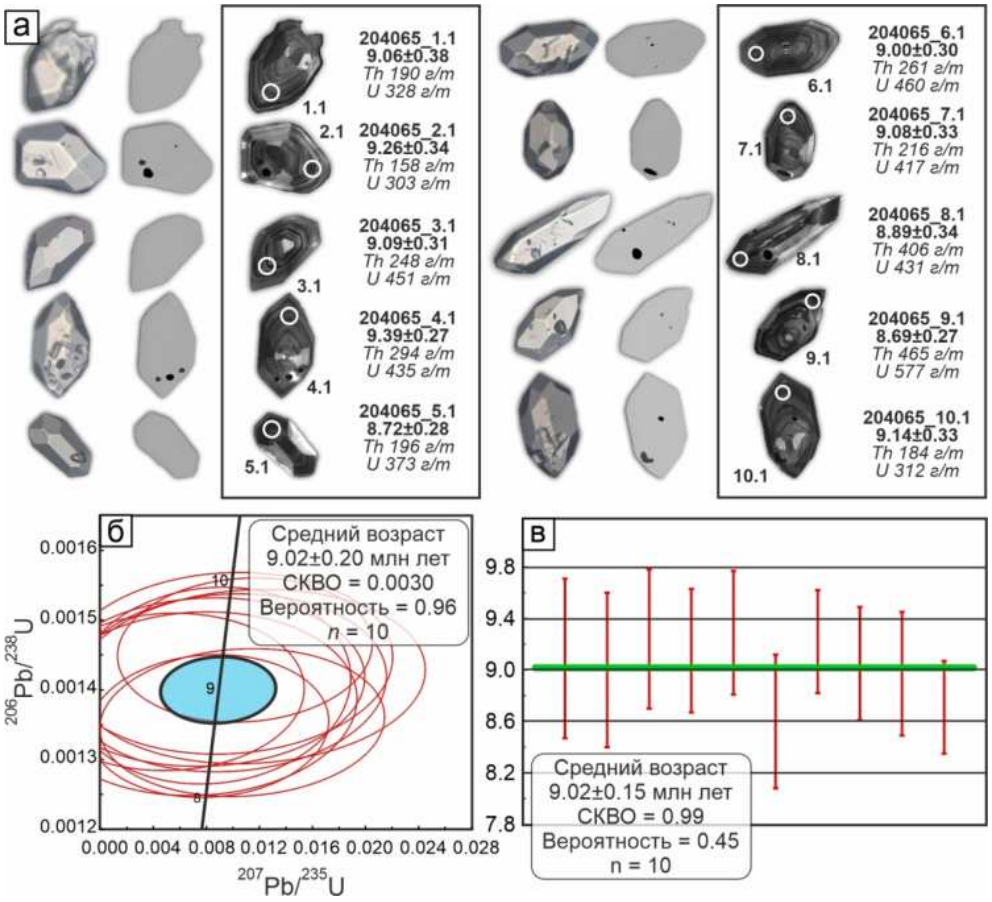


Рис. 3.3. Результаты U–Pb изотопного датирования второй группы кристаллов циркона, проанализированных на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II: а – морфология, зональность и возраст цирконов, левый столбец – фото в проходящем свете, центральный – изображения в обратно-рассеянных электронах, правый столбец – катодолюминесцентные изображения, белые круги – область анализа; б – диаграмма с конкордией, красные эллипсы – единичные измерения для разных кристаллов циркона и их зон с погрешностью 1σ, синий эллипс – средневзвешенное значение возраста конкордии с погрешностью 2σ; в – датировки с погрешностью 2σ индивидуальных кристаллов и средневзвешенное значение $^{206}Pb/^{238}U$ возраста.

Изотопное исследование первой группы цирконов методом ЛА-ИСП-МС дало конкордантный возраст 8.94 ± 0.13 млн лет (СКВО = 1.30, *n* = 26). Изотопное датирование второй группы цирконов на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II дало конкордантный возраст 9.02 ± 0.20 млн лет (СКВО = 0.003, *n* = 10). Результаты проведенного U–Pb изотопного датирования приведены в **табл. 3.1, 3.3** и на **рис. 3.2 б, 3.3 б, в**. Полученные разными методами средневзвешенные конкордантные значения возраста согласуются между собой и отвечают тортонскому веку позднемиоценовой эпохи неогена, согласно Международной хроностратиграфической шкале.

Табл. 3.2. Результаты U–Pb изотопного датирования (ЛА-ИСП-МС) первой группы цирконов из риодацитов рудопроявления Эвевпента

№ точки	Содержание, г/т		$^{232}Th/^{238}U$	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет	
	^{238}U	^{232}Th		$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±2σ	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±2σ	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±2σ		$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ
1	789	607	0.78	0.0470	1.4	0.0088	0.25	0.00139	0.009	0.222	9.0	0.6
2	246	129	0.53	0.0470	2.9	0.0090	0.49	0.00141	0.012	0.156	9.1	0.8
3	307	134	0.44	0.0520	2.5	0.0086	0.39	0.00138	0.010	0.151	8.9	0.6
4	372	280	0.74	0.0270	1.8	0.0055	0.35	0.00142	0.011	0.122	9.1	0.7
5	600	315	0.53	0.0430	1.8	0.0089	0.36	0.00144	0.010	0.172	9.3	0.7
6	308	157	0.51	0.0490	2.6	0.0091	0.47	0.00145	0.010	0.134	9.4	0.7
7	229	114	0.50	0.0060	3.6	0.0058	0.48	0.00138	0.014	0.123	8.9	0.9
8	376	205	0.54	0.0360	1.5	0.0086	0.31	0.00140	0.009	0.173	9.0	0.6
9	398	233	0.58	0.0590	3.0	0.0117	0.55	0.00143	0.015	0.223	9.2	1.0
10	677	553	0.81	0.0420	1.4	0.0077	0.28	0.00135	0.011	0.224	8.7	0.7
11	324	205	0.63	0.0490	2.3	0.0091	0.38	0.00143	0.011	0.184	9.2	0.7
12	481	235	0.49	0.0440	1.9	0.0086	0.34	0.00139	0.011	0.200	9.0	0.7
13	416	286	0.68	0.0450	2.1	0.0086	0.41	0.00137	0.010	0.153	8.8	0.7
14	231	114	0.49	0.0770	4.5	0.0107	0.53	0.00137	0.012	0.177	8.8	0.8
15	344	225	0.65	0.0510	2.7	0.0095	0.50	0.00141	0.013	0.175	9.1	0.8
16	507	367	0.72	0.0520	2.1	0.0088	0.33	0.00135	0.009	0.176	8.7	0.6
17	701	350	0.50	0.0460	1.4	0.0085	0.27	0.00136	0.009	0.200	8.7	0.6
18	297	205	0.69	0.0560	2.8	0.0097	0.45	0.00141	0.012	0.183	9.1	0.7
19	376	182	0.48	0.0380	1.7	0.0087	0.29	0.00136	0.008	0.174	8.8	0.5
20	379	245	0.64	0.0500	2.1	0.0085	0.34	0.00136	0.009	0.166	8.7	0.6
21	241	106	0.44	0.0340	2.6	0.0052	0.39	0.00139	0.011	0.106	9.0	0.7
22	425	417	0.97	0.0320	2.3	0.0063	0.39	0.00133	0.011	0.134	8.6	0.7
24	204	142	0.69	0.0570	4.5	0.0106	0.67	0.00130	0.012	0.146	8.4	0.8
25	1157	1930	1.66	0.0480	1.3	0.0090	0.25	0.00142	0.006	0.160	9.1	0.4
26	493	289	0.59	0.0550	2.0	0.0093	0.33	0.00142	0.010	0.196	9.2	0.6
27	355	161	0.45	0.0530	2.0	0.0085	0.31	0.00141	0.010	0.189	9.1	0.6

Примечание. Pb* – доля радиогенного свинца. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}Pb^*/^{235}U$ и $^{206}Pb^*/^{238}U$

Табл. 3.3. Результаты U–Pb изотопного датирования (SHRIMP-II) второй группы цирконов из риодацитов рудопроявления Эвевпента

№ точки	^{238}U	^{232}Th	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb_c$, %	$^{206}Pb^*$, г/т	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет
	г/т					$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%		$^{206}Pb/^{238}U$
1.1	328	190	0.60	4.27	0.414	0.077	10.0	0.0084	51	0.001406	4.1	0.081	9.06 ± 0.38
2.1	303	158	0.54	4.60	0.392	0.085	14.0	0.0096	53	0.001438	3.7	0.070	9.26 ± 0.34
3.1	451	248	0.57	4.28	0.571	0.075	16.0	0.0080	61	0.001411	3.5	0.056	9.09 ± 0.31
4.1	435	294	0.70	3.27	0.563	0.08	14.0	0.0109	36	0.001457	2.9	0.081	9.39 ± 0.27
5.1	373	196	0.54	3.70	0.451	0.086	18.0	0.0107	41	0.001353	3.2	0.077	8.72 ± 0.28
6.1	460	261	0.59	4.08	0.575	0.0601	7.4	0.0052	80	0.001397	3.3	0.042	9.00 ± 0.30
7.1	417	216	0.53	4.58	0.530	0.0854	9.5	0.0096	51	0.001410	3.7	0.073	9.08 ± 0.33
8.1	431	406	0.97	4.59	0.535	0.0757	13.0	0.0074	66	0.001380	3.9	0.058	8.89 ± 0.34
9.1	577	465	0.83	3.77	0.695	0.074	6.9	0.0082	45	0.001348	3.1	0.069	8.69 ± 0.27
10.1	312	184	0.61	4.49	0.399	0.093	18.0	0.0114	47	0.001419	3.6	0.077	9.14 ± 0.33

Примечание. Погрешности единичных анализов – 1σ. Pb_c и Pb* – доли обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. Погрешность калибровки по стандарту – 0.43 % (не включено в погрешности единичных анализов). Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}Pb^*/^{235}U$ и $^{206}Pb^*/^{238}U$

3.2.2. Результаты K–Ar изотопного датирования рудных жил

Определение K–Ar изотопного возраста проводилось по участкам рудных калиевополевошпат-кварцевых жил, насыщенных калиевым полевым шпатом (валовые пробы). Результаты проведенного K–Ar изотопного датирования приведены в **табл. 3.4**.

На участке Центральный возраст калиевого полевого шпата из двух рудных жил, расположенных в субвулканическом теле риодацитов, составил 9.3 ± 0.3 млн лет и 8.7 ± 0.2 млн лет (образцы 101151 и 101168, соответственно). Возраст калиевого полевого шпата из одной рудной жилы, расположенной в субвулканическом теле андезитов, определенный по двум параллельным навескам, составил 11.7 ± 0.7 и 11.4 ± 0.4 млн лет (образцы 101096–1, 101096–2).

На участке Северный возраст калиевого полевого шпата из одного рудного прожилка, расположенного в субвулканическом теле риодацитов, составил 9.0 ± 0.3 млн лет (образец 205015).

Полученные изотопные возрасты рудных жил и прожилков отвечают серравальскому веку (средний миоцен) и тортонскому веку (поздний миоцен) неогена, согласно Международной хроностратиграфической шкале.

Табл. 3.4. Результаты K–Ar изотопного датирования калиевополевошпат-кварцевых рудных жил рудопроявления Эвевпента

№ п/п	Авторский номер пробы	№ пробы лабораторный	Калий, % ± σ	$^{40}Ar_{рад}$, (нг/г) ± σ	$^{40}Ar_{атм}$, %	Возраст, млн. лет ± 2σ
Участок Центральный						
1	101096–1	17211	1.67 ± 0.05	1.367 ± 0.009	70.5	11.7 ± 0.7
2	101096–2	17231	1.34 ± 0.02	1.070 ± 0.010	78.2	11.4 ± 0.4
3	101151	17212	6.11 ± 0.07	3.930 ± 0.060	50.0	9.3 ± 0.3
4	101168	17213	3.83 ± 0.04	2.302 ± 0.009	48.9	8.7 ± 0.2
Участок Северный						
5	205015	17232	1.25 ± 0.02	0.782 ± 0.005	45.9	9.0 ± 0.3

3.3. Обсуждение результатов

Полученные результаты позволяют определить возраст рудных калиевополевошпат-кварцевых жил и вмещающих субвулканических риодацитов, а также провести сопоставление этих датировок с литературными данными об изотопном возрасте магматических комплексов, распространенных в районе исследования.

Для интерпретации новых геохронологических данных необходимо рассмотреть полученные датировки в контексте эволюции магматизма в районе исследования, основные

черты которой приведены в работах (Боровцов и др., 1999ф; Сляднев и др., 2013). Наиболее ранними породами являются образования умуваямского андезитового вулканического комплекса (17.0 – 9.2 млн лет). За ними следует эмиваямский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс (12.5 – 8.0 млн лет), представленный штоком диоритов, прорывающим породы верхнемелового фундамента на юго-западном фланге рудопроявления Эвевпента (см. **рис. 2.3**). Наиболее поздние образования – вулканиты толятоваямского трахиандезит-дацит-андезитового вулканического комплекса (10.0 – 3.0 млн лет).

Далее рассмотрим изотопно-геохронологические данные, полученные в рамках данного исследования. Результаты изотопных определений в сопоставлении с литературными данными о возрасте магматических комплексов приведены на **рис. 3.4, 3.5**.

Возраст рудных калиевополевошпат-кварцевых жил, локализованных в теле риодацитов на участке Центральный, варьирует от 9.3 ± 0.3 до 8.7 ± 0.2 млн лет (образцы 101151 и 101168). Эти значения согласуются с возрастом рудных прожилков на участке Северный – 9.0 ± 0.3 млн лет (образец 205015), а также в пределах погрешности хорошо сопоставимы с U–Pb изотопным возрастом риодацитов (от 9.02 ± 0.20 до 8.94 ± 0.13 млн лет). На основании возраста и геологической позиции субвулканическое тело риодацитов участка Северный стоит относить к толятоваямскому трахиандезит-дацит-андезитовому комплексу (10–3 млн лет).

Особый интерес представляет образец 101096 из калиевополевошпат-кварцевой жилы, залегающей в субвулканическом теле андезитов умуваямского комплекса на участке Центральный (см. **табл. 3.4**, **рис. 3.4**). Его возраст, определенный по двум параллельным навескам, составил 11.7 ± 0.7 и 11.4 ± 0.4 млн лет, что заметно древнее остальных рудных жил. Можно предположить, что для данной пробы могла быть нарушена K–Ar изотопная система, в результате чего полученный изотопный возраст, может не отражать истинного времени формирования жилы. В случае K–Ar метода изотопного датирования удревнение возраста может быть вызвано: (1) наличием избыточного радиогенного аргона, захваченного жильными минералами при их кристаллизации или (2) потерей калия в ходе поздних наложенных метасоматических процессов при сохранении ранее накопленного радиогенного аргона. Однако обычно для образцов с нарушенной K–Ar изотопной системой характерна плохая воспроизводимость результатов по параллельным измерениям, в то время как в данном случае сходимость результатов достаточно хорошая, что не позволяет однозначно отвергнуть достоверность полученного возраста.

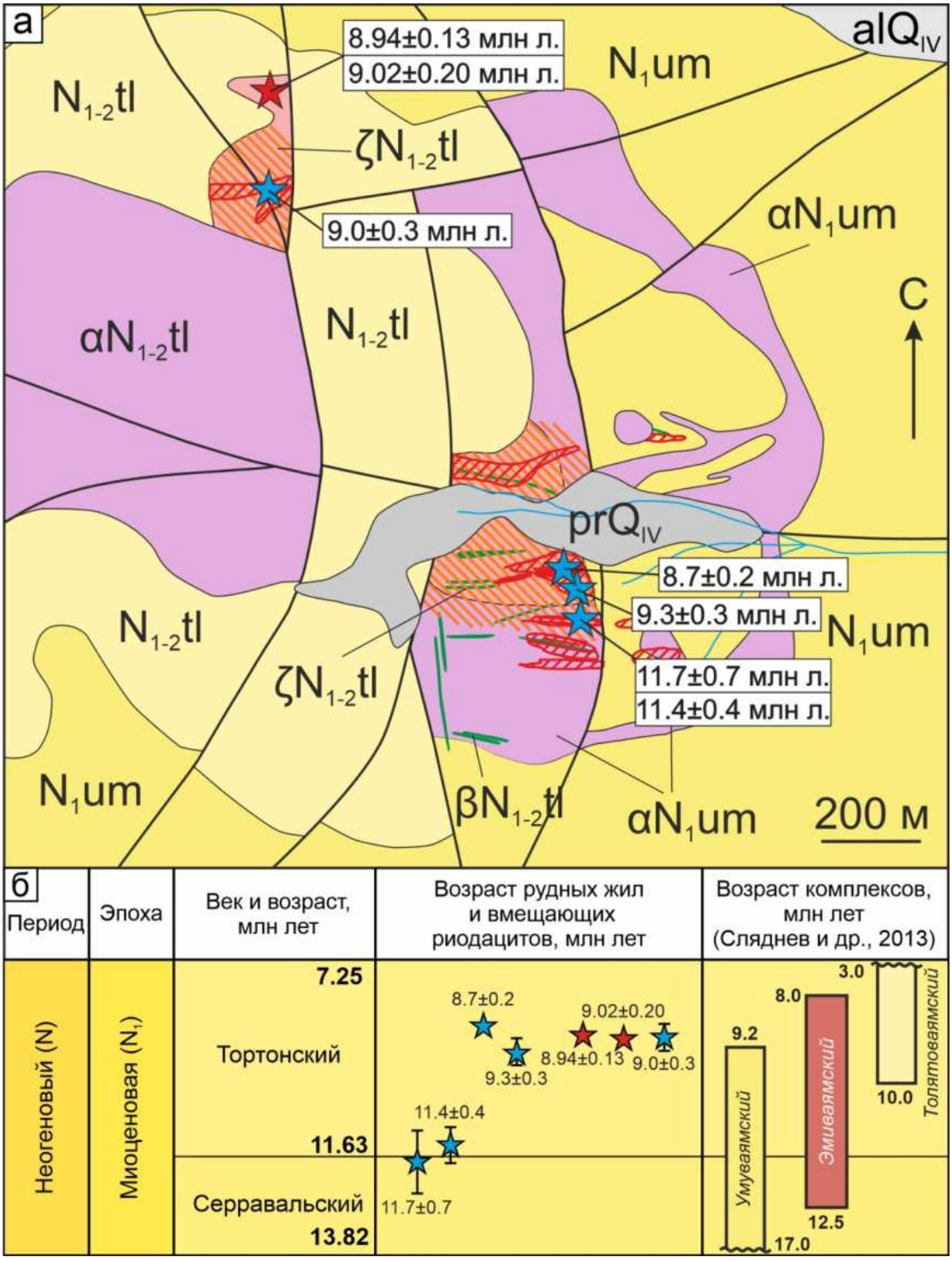


Рис. 3.4. Геологическая схема эпитермального рудопроявления Эвевпента (а) и сопоставление изотопных возрастов (б). Схема (а) составлена по данным Л. А. Безруковой с соавторами (2004ф) и Л. А. Семерикова с соавторами (2021ф). На схеме (а) синими звездами отмечены места отбора проб из калиевополевошпат-кварцевых рудных жил с результатами K–Ar датирования; красной звездой – место отбора пробы вмещающих риодацитов с результатами U–Pb датирования. На изображении (б) показано сопоставление полученных возрастов. Остальные условные обозначения см. на **рис. 2.4**.

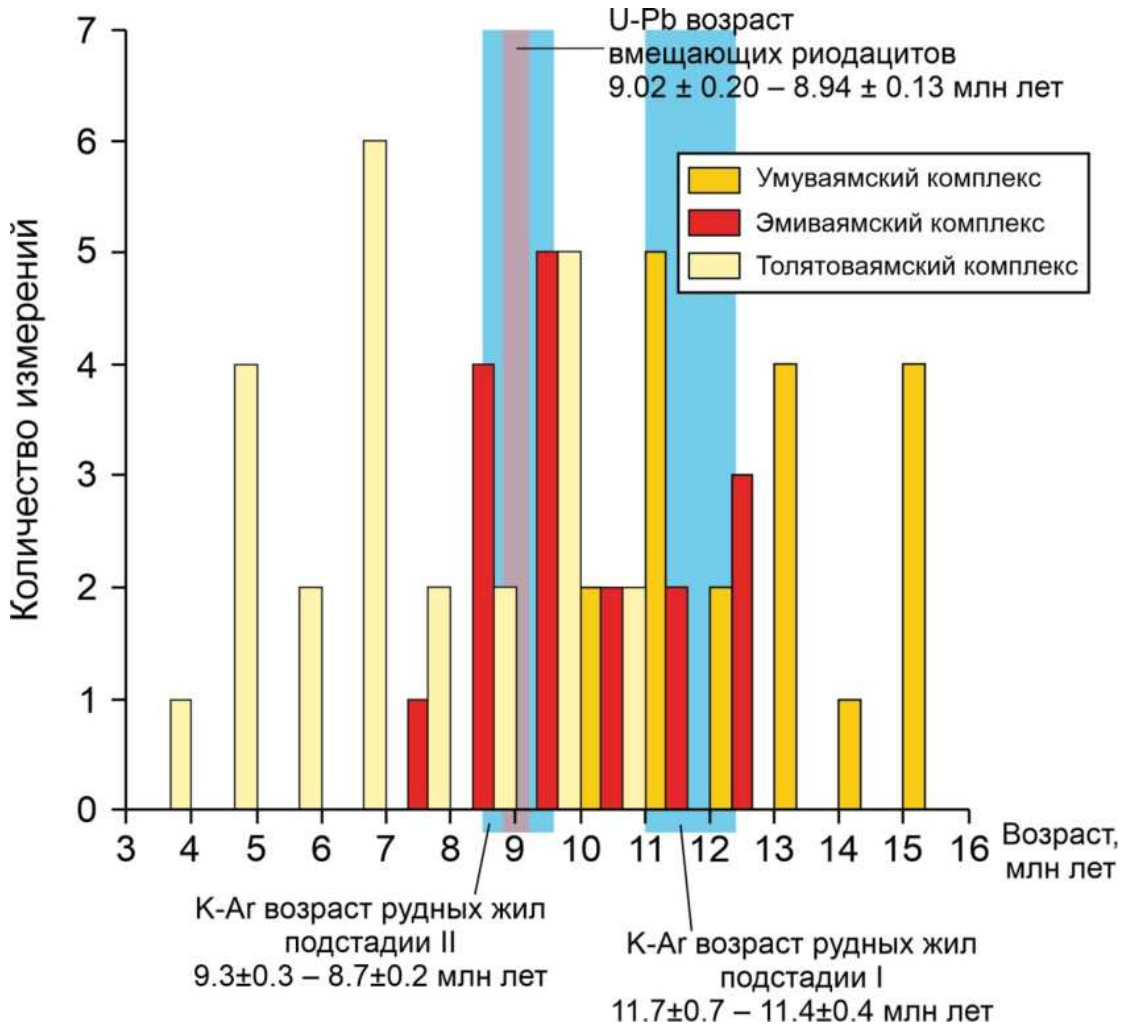


Рис. 3.5. Гистограмма распределения результатов датирования горных пород умуваямского и толятоваямского вулканических комплексов, а также эмиваямского плутонического комплекса Центрально-Камчатского вулканогенного пояса по данным (Боровцов и др., 1999ф; Федоров и др., 2025). Для сравнения показаны результаты изотопно-геохронологических исследований, полученные в данном исследовании.

Поэтому на данном этапе исследований на основании полученных результатов K–Ar изотопного датирования можно утверждать, что рудные калиевополевошпат-кварцевые жилы рудопроявления Эвевпента были сформированы в две подстадии: первая возрастом около 11.7 ± 0.7 – 11.4 ± 0.4 млн лет, а вторая возрастом 9.3 ± 0.3 – 8.7 ± 0.2 млн лет, а общая продолжительность рудообразующих процессов могла достигать ~ 2 млн лет. Косвенным подтверждением формирования рудных жил в две подстадии служит наличие тел гидротермальных брекчий, в которых обломки более ранних кварцевых жил и метасоматитов сцементированы поздним кварцем. Рудные калиевополевошпат-кварцевые жилы первой подстадии, предположительно, формировались синхронно завершающей фазе становления умуваямского вулканического комплекса (17–9.2 млн лет). В этот же временной интервал укладывается становление эмиваямского плутонического комплекса (12.5–8 млн лет). Однако, учитывая дискуссионный характер генетической связи эпитермальных золото-серебряных

месторождений адуляр-серицитового (*low-sulfidation*) типа с плутоническими комплексами, предположение о возможной парагенетической связи рудных жил с интрузивными телами требует дополнительного обоснования (Hedenquist, Lowenstern, 1994).

Возраст рудных жил второй подстадии, напротив, хорошо сопоставим с возрастом вмещающих субвулканических риодацитов толятоваямского комплекса. Для эпитермальных золото-серебряных месторождений адуляр-серицитового типа связь с магматическими образованиями, как правило, трудно прослеживается. Считается, что они представляют собой продукт высокотемпературных гидротермальных систем, ассоциированных с близповерхностными кислыми коровыми очагами в связи с кальдерным вулканизмом (Шеймович, 1979; Леонов, Гриб, 2004). С этим связана субсинхронность эпитермальной минерализации и поздних дацит-риодацитовых куполов либо игнимбритовых покровов, которые свидетельствуют о затухающих стадиях вулканизма (Camprubi et al., 2003; Arancabia et al., 2006; Wallier et al., 2006; Thomson et al., 2022; Акинин и др., 2025). Близость возрастов рудных жил и кислых вулканитов также прослеживается на датированных месторождениях Камчатки. Например, на Мутновском месторождении установлено совпадение возраста поздней рудной стадии (0.7 ± 0.1 млн лет) с возрастом субвулканических тел андезидацитов, дацитов и риолитов (от 0.8 ± 0.04 до 0.63 ± 0.03 млн лет) (Петренко, 1999; Takahashi et al., 2006). На месторождении Асачинское возраст вмещающего субвулканического тела андезидацитов (4.0 ± 1.0 млн лет) также хорошо согласуется с возрастом жил ранних рудных стадий (от 4.7 ± 0.2 до 4.5 ± 1.0 млн лет) (Петренко, 1999; Takahashi et al., 2007). Сходные возрастные соотношения характерны и для других эпитермальных золото-серебряных месторождений, в том числе: Ирбычан, Кегали, Невенрекан (Охотско-Чукотский пояс, Россия; Прийменко и др., 2022; Акинин и др., 2025); Покровское, Буринда (Аргунский массив, Россия; Бучко и др., 2019; Сорокин и др., 2021); Эль-Пеньон (Чили; Arancibia et al., 2006).

Предполагаемая общая продолжительность формирования золото-серебряного рудопроявления Эвевпента (~2 млн лет) хорошо согласуется с оценками для подобных эпитермальных объектов: Асачинское (4.7 ± 0.2 – 1.1 ± 0.2 млн лет; Центрально-Камчатский вулканогенный пояс; Лапухов и др., 2007; Takahashi et al., 2007); Тутхливаям (7.7 ± 0.2 – 5.7 ± 0.4 млн лет; Центрально-Камчатский вулканогенный пояс; Швейгерт и др., 2026); Дальнее и Кварцевая Сопка (80.5 ± 0.2 – 77 ± 3.2 млн лет; Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; Кравцова, 2010), Буринда (126–128 млн лет; Аргунский массив; Бучко и др., 2019), Эль-Пеньон (53.1±0.5 – 51.0±0.6 млн лет; Чили; Arancibia et al., 2006). Примечательно, что на месторождении Эль-Пеньон установлено два этапа гидротермальной активности (53–52.5 и ~51 млн лет) с промежутком около 2 млн лет, причем каждый этап соответствует отдельному

вулканическому событию (Arancibia et al., 2006). Такая картина сближает Эль-Пеньон с предполагаемой стадийностью рудообразования на рудопроявлении Эвевпента.

В региональном контексте полученные изотопные датировки показывают, что формирование рудопроявления Эвевпента приходится на позднемиоценовый этап миоцен-плиоценовой металлогенической эпохи (**рис. 3.6**). Этот возрастной интервал соответствует времени развития большинства эпитермальных золото-серебряных объектов в Центрально-Камчатском вулканогенном поясе (Геодинамика…, 2006; Сляднев и др., 2013).

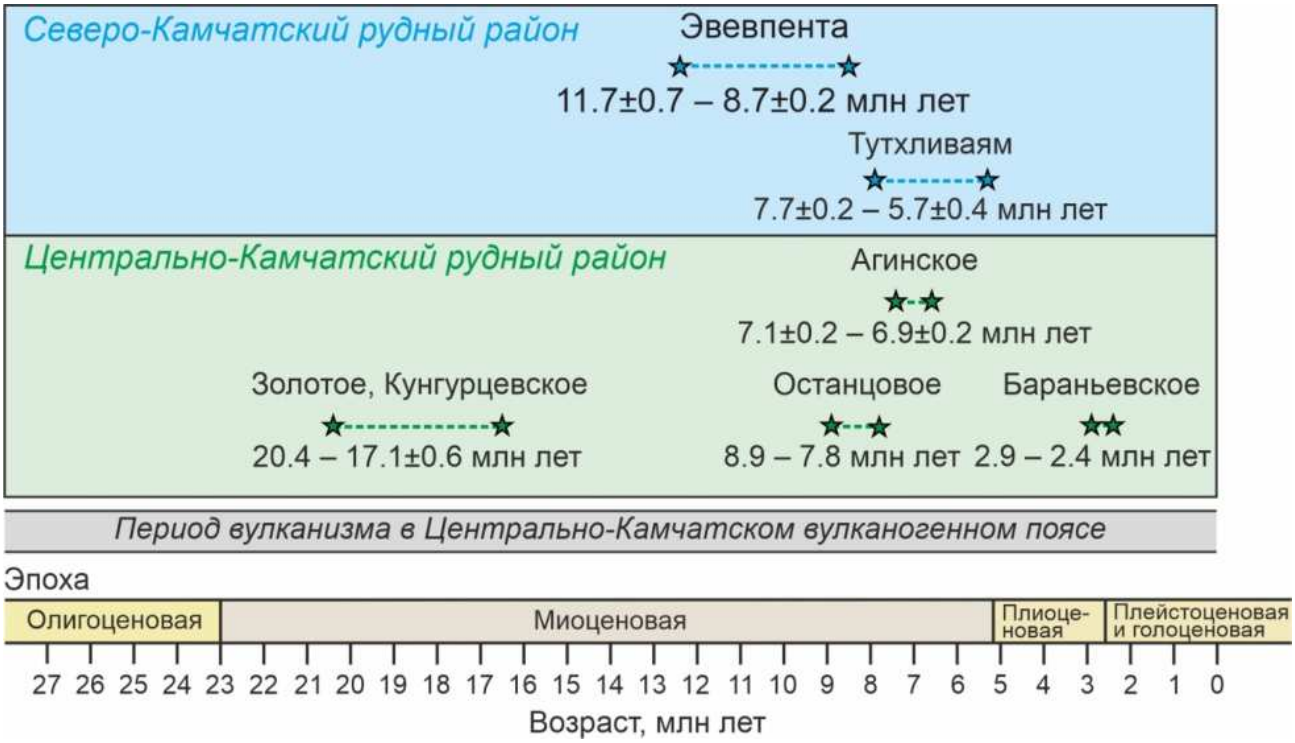


Рис. 3.6. Диаграмма возраста эпитермальных Au–Ag месторождений Центрально Камчатского вулканогенного пояса (K–Ar метод, по калиевому полевому шпату из рудных жил). Возраст рудопроявления Эвевпента указан по данным настоящего исследования, рудопроявления Тутхливаям – по (Швейгерт и др., 2026), месторождений Центрально-Камчатского рудного района по (Большаков и др., 2010; Округин, Шишканова, 2013; Andreeva et al., 2013; Takahashi et al., 2013).

В заключение можно отметить, что вулканиты умуваямского и толятоваямского комплексов обладают сходными между собой геохимическими характеристиками, типичными для известково-щелочных серий надсубдукционных обстановок, и, считается, что их непрерывное формирование происходило в мелководных и субаэральных островодужных условиях (Геодинамика…, 2006; Сляднев и др., 2013; Федоров и др., 2022). Вулканическая островная дуга и соответствующая ей зона субдукции простирались от Курильских островов до южной части современного Корякского нагорья и в неизменном тектоническом режиме функционировали с олигоцена до позднего миоцена (Геодинамика…, 2006; Lander, Shapiro,

2007; Сляднев и др., 2013). Таким образом, формирование рудопроявления Эвевпента связано с островодужным этапом развития Центрально-Камчатского вулканогенного пояса и согласуется с общепринятой моделью образования эпитермальных золото-серебряных месторождений адуляр-серицитового (*low-sulfidation*) типа в надсубдукционных обстановках в ассоциации с вулканогенными комплексами известково-щелочной серии (Константинов и др., 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2003; John et al., 2020).

3.4. Выводы

Впервые проведенные изотопно-геохронологические исследования на эпитермальном золото-серебряном рудопроявлении Эвевпента позволяют сформулировать следующие выводы.

(1) Изотопное U–Pb датирование цирконов из вмещающего субвулканического тела риодацитов определило их возраст в интервале от 9.02 ± 0.20 до 8.94 ± 0.13 млн лет. Этот возраст соответствует периоду становления толятоваямского вулканического комплекса (10–3 млн лет; Боровцов и др., 1999ф; Сляднев и др., 2013).

(2) Изотопное K–Ar датирование калиевого полевого шпата (валовые пробы) из рудных калиевополевошпат-кварцевых жил показало, что возраст рудопроявления Эвевпента находится в диапазоне от 11.7 ± 0.7 до 8.7 ± 0.2 млн лет. Установлено, что формирование рудопроявления носило стадийный характер, выделено две подстадии: *подстадия I*, возрастом 11.7 ± 0.7 – 11.4 ± 0.4 млн лет и *подстадия II* – 9.3 ± 0.3 – 8.7 ± 0.2 млн лет.

(3) Возраст калиевополевошпат-кварцевых рудных жил второй подстадии хорошо согласуется с возрастом вмещающих субвулканических риодацитов, и оба они соответствуют времени становления толятоваямского вулканического комплекса (10–3 млн лет; Боровцов и др., 1999ф; Сляднев и др., 2013). Рудные жилы первой подстадии расположены в субвулканическом теле андезитов и формировались синхронно умуваямскому вулканическому комплексу (17–9.2 млн лет; Боровцов и др., 1999ф; Сляднев и др., 2013). Для уточнения возраста рудных жил первой подстадии и их корреляции с тем или иным вулканическим комплексом необходимы дополнительные изотопно-геохимические исследования вмещающих субвулканических тел андезитов и риодацитов участка Центральный.

(4) Формирование рудопроявления Эвевпента приходится на позднемиоценовый этап миоцен-плиоценовой металлогенической эпохи. Для данного временного интервала характерно развитие большинства эпитермальных золото-серебряных месторождений адуляр-серицитового типа (в зарубежной классификации низкосульфидизированные или *low-sulfidation*) в Центрально-Камчатском вулканогенном поясе (Takahashi et al., 2013; Бортников, Толстых, 2023).

Приведенные в главе данные об изотопном возрасте рудных калиевополевошпат-кварцевых жил позволяют сформулировать первое защищаемое положение:

По данным изотопного K–Ar датирования (по калиевому полевому шпату), возраст калиевополевошпат-кварцевых рудных жил рудопроявления Эвевпента составляет от 11.7 ± 0.7 до 8.7 ± 0.2 млн лет и соответствует периодам становления двух потенциально рудоносных вулканических комплексов. Выделено две подстадии рудообразования: (I) жилы возрастом от 11.7 ± 0.7 до 11.4 ± 0.4 млн лет, что согласуется с периодом становления умуваямского комплекса; (II) жилы возрастом от 9.3 ± 0.3 до 8.7 ± 0.2 млн лет, что согласуется с периодом становления толятоваямского комплекса.

ГЛАВА 4. СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД[2]

Рудопроявление Эвевпента выявлено в 1994 г. в ходе геолого-минерагенического картирования (Казуров и др., 1994ф). В рамках этих работ была дана краткая характеристика минерального состава единичных образцов кварц-карбонатных прожилков. Позднее А. Аррибас с коллегами (1999ф) провели поисковые работы на рудопроявлении, включавшие изучение метасоматических образований без детальных исследований минералогических особенностей руд. Минеральный состав золотоносных жил рудопроявления Эвевпента изучался при более поздних поисково-оценочных работах (Вартанян и др., 2000ф; Безрукова и др., 2004ф). Однако в изученных образцах рудная минерализация практически отсутствовала и ограничивалась пиритом, мельниковитом, а также гидроксидами железа. При этом в штуфных и бороздовых пробах рудных жил по данным химического анализа систематически фиксировались повышенные содержания золота (от 1.6 до 81.2 г/т), серебра (от 0.1 до 14.7 г/т), а в качестве элементов-спутников (менее 1 мас. %) отмечены Pb, Cu, Zn, As, Sb (Казуров и др., 1994ф; Безрукова и др., 2004ф).

Таким образом, на основании вышеизложенного становится очевидным, что данные о вещественном составе руд рудопроявления Эвевпента носят фрагментарный характер. Целью данной главы исследования является детальная минералогическая характеристика руд, которая включает следующие задачи: (1) выявление минеральных форм золота и серебра в золотоносных калиевополевошпат-кварцевых жилах; (2) характеристика рудных минералов и их типоморфных особенностей; (3) выделение минеральных ассоциаций; (4) реконструкция последовательности минералообразования; (5) уточнение минерального типа рудопроявления Эвевпента. Проведение подобных исследований необходимо для получения новой информации об условиях вулканогенного рудообразования в Северо-Камчатском рудном районе, что может

[2] При подготовке данной главы диссертации использованы публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Жегунов П.С.**, Житова Е.С., Кутырев А.В., Швейгерт П.Е., Грибушин К.А., Москалева С.В. «Горчичное» золото эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента (Камчатка) // Записки Российского минералогического общества. 2024а. № 4. С. 38–54. DOI: 10.31857/S0203030624020053

2. **Жегунов П.С.**, Кутырев А.В., Житова Е.С., Москалева С.В., Швейгерт П.Е. Первые данные о минералогии эпитермального серебряно-золоторудного проявления Эвевпента (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2024б. № 2. С. 59–77. DOI: 10.31857/S0869605524050038

3. **Zhegunov P.S.**, Smirnov S.Z., Shaparenko E.O., Ozerov A. Yu., Scholz R. Fluid Inclusion Constraints on the Formation Conditions of the Evevpenta Au–Ag Epithermal Deposit, Kamchatka, Russia // Minerals. 2025. Vol. 15, No. 11. Paper 1196. DOI: 10.3390/min15111196.

4. **Жегунов П.С.**, Шевелева Р.М., Житова Е.С., Хохлова М.А., Москалева С.В., Золотарев А.А. Калиевый полевой шпат рудных жил на эпитермальном золото-серебряном рудопроявлении Эвевпента (Камчатка) // Записки Российского минералогического общества. 2026. № 3. С. 80–94. DOI: 10.7868/S2658435226030046

служить для выделения поисковых критериев и признаков золотого оруденения в данном районе. Также исследование может быть востребовано для уточнения возможных схем переработки руд при вовлечении объекта в эксплуатацию.

4.1. Материалы и методы исследования

Образцы и пробоподготовка

Образцы и пробы для данного раздела исследований отобраны из коренных выходов золотоносных калиевополевошпат-кварцевых жил, вскрытых поверхностными горными выработками (канавами), На первом этапе камеральных работ было проведено макроскопическое описание текстурных особенностей и фотографирование образцов при помощи цифровой камеры Nikon Z50 (Nikon, Япония). Далее образцы руд были разрезаны на секции толщиной 3–5 мм, из которых изготовлены стандартные петрографические шлифы и аншлифы. Протолочные пробы (массой около 8 кг каждая) в лабораторных условиях были измельчены до фракции от 0.5 до 1.0 мм. Затем проводилось гравитационное концентрирование в воде, позднее концентраты разделены на классы крупности, а после дополнительно сконцентрированы в тяжелой жидкости (бромоформе). Далее зерна были вмонтированы в эпоксидную смолу и отполированы. Часть зерен самородного золота отобраны вручную, под бинокуляром, и выложены на токопроводящую ленту для изучения их морфологии. Общее количество изученного материала приведено в **табл. 4.1**.

Табл. 4.1. Общее количество изученного материала

Препарат	**Участок рудопроявления**	
	Центральный	**Северный**
Образцы и пробы	80	40
Шлифы	50	30
Аншлифы и неполированные препараты	60	40

Оптическая микроскопия

Изучение минерального состава, структурно-текстурных особенностей рудных калиевополевошпат-кварцевых прожилков, а также фотографирование петрографических шлифов и аншлифов выполнено при помощи цифровой камеры DS-Fi3 под оптическим микроскопом Nikon ECLIPSE LV100N (Nikon, Япония) в ИВиС ДВО РАН (лаборатория петрологии и геохимии, г. Петропавловск-Камчатский, Россия).

СЭМ-ЭДС

Детальное исследование морфологии и химического состава минералов (более 4000 спектров) руд выполнено с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 (Tescan, Чехия) в ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский, Россия; аналитики С.В. Москалева, Ш.С. Кудаева, Е.Ю. Плутахина). Микроскоп оснащен вольфрамовым катодом и энергодисперсионным детектором X-Max 80 мм^2. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 10–20 кэВ, токе зонда 0.75 нА и времени накопления спектров 20–30 с, предел обнаружения элементов составляет 0.1 мас.%. Часть исследований проведено в Ресурсном Центре Санкт-Петербургского государственного университета «Геомодель» (г. Санкт-Петербург, аналитик Н.С. Власенко) с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi S–3400N (Hitachi, Япония), оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X–Max с рабочей площадью детектора 20 мм^2. Режим съемки: напряжение 20 кВ, ток зонда 1.8 нА, диаметр пучка 2 мкм, время накопления спектров – 20–30 с, предел обнаружения элементов составляет 0.1 мас.%. В качестве эталонов использовались следующие стандарты: чистые элементы (Au, Ag, Mo, Se); синтетические соединения – FeS_2 (Fe, S), CdTe (Te), As_2S_3 (As), $CuFeS_2$ (Cu), ZnS (Zn), CdS (Cd), HgTe (Hg), PbSe (Pb), Sb_2S_3 (Sb), диопсид, $MgCaSi_2O_6$ (O, Si, Ca), KBr (K), MgO (Mg), BaF_2 (Ba), стехиометричные минералы известного состава – родонит, $MnSiO_3$ (Mn), корунд, Al_2O_3 (Al), альбит $Na(AlSi_3O_8)$ (Na). Определение элементов проводилось по аналитическим линиям: *K*α – O, S, Fe, Mn, Si, K, Na, Mg, Ca, *L*α – As, Sb, Se, Cu, Zn, Cd, Mo, Te, Ag, Al, *M*α – Pb, Hg, Au, Ba. Энергодисперсионные спектры обрабатывали с помощью программного обеспечения AzTec 3.1 (Oxford Instruments, Великобритания).

Спектроскопия комбинационного рассеяния (КР-спектроскопия)

Спектры комбинационного рассеяния калиевого полевого шпата получены при помощи конфокального спектрометра 3D Confotec MR200 (SOL Instruments Ltd., Беларусь) в ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский, Россия; аналитик М.А. Хохлова). Спектрометр оснащен одномодовым лазером с длиной волны 532 нм; максимальная выходная мощность лазера составляет 50 мВт, а мощность на образце составляла 8 мВт. Перед измерениями линейка спектрометра была откалибрована по стандарту (кремний, Si). Спектры регистрировались в диапазоне 1300–10 см$^{-1}$ с разрешением 1.5 см$^{-1}$ и временем накопления 250 секунд на спектр. Обработка и анализ вибрационных спектров минералов проведена с помощью веб-приложения ArDI (Шендрик и др., 2024).

Порошковая рентгеновская дифрактометрия

Порошковые рентгеновские дифрактограммы получены при помощи монокристального дифрактометра Raxis Rapid II (геометрия Дебая–Шеррера, радиус 127.4 мм, излучение CoKα; производитель: Rigaku Corporation, Япония). Исследование выполнено в Ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Санкт-Петербургского государственного университета (Санкт-Петербург; аналитик Р. М. Шевелева). Образец фиксировали на держателе с помощью паратонового масла, центрировали и проводили съемку в течение 600 с при непрерывном вращении держателя вокруг оси φ. Полученные рентгенограммы обработаны с использованием программы osc2xrd (Бритвин и др., 2017). Содержание Al в каждой тетраэдрической позиции калиевого полевого шпата определялось по стандартной методике, основанной на параметрах элементарной ячейки (Stewart, Wright, 1974; Рентгенография…, 1980). Коэффициент структурного упорядочения $2t_1$ для моноклинного калиевого полевого шпата, рассчитан по формуле (Stewart, Wright, 1974):

$$2t_1 = \frac{c - 0.45132b - 1.22032}{1.6095 - 0.1125b}.$$

4.2. Результаты исследования

4.2.1 Текстурные особенности и минеральный состав руд

Текстуры руд на рудопроявлении Эвевпента разнообразны: вкрапленная, колломорфно-полосчатая, каркасно-пластинчатая, брекчиевая, с элементами кокардовой, кавернозной, крустификационной и друзовой (**рис. 4.1**). Жилы и прожилки по составу кварцевые, калиевополевошпат-кварцевые, калиевополевошпат-карбонат-кварцевые, карбонат-кварцевые и карбонатные, в качестве второстепенных минералов присутствуют гидрослюды. У дневной поверхности жилы и околорудно-измененные породы, насыщенные сульфидами, подвержены окислению (**рис. 4.1 а**).

Вкрапленная текстура широко распространена в пределах рудного поля и обусловлена вкрапленностью пирита и дркгих рудных минералов в пропилитах, аргиллизитах и калиевополевошпат-кварцевых метасоматитах, а также в рудных жилах и прожилках.

Колломорфно-полосчатая текстура жил широко распространена в пределах рудопроявления и обусловлена чередованием слоев разных генераций кварца (**рис. 4.1 б–г**). Для таких жил характерно ритмично-полосчатое осаждение кварца, калиевого полевого шпата, карбоната и гидрослюд. Отдельные полосы (генерации) кварца параллельны зальбандам, они

различаются по структуре (от скрытокристаллической до средне-крупнозернистой) и цвету (молочно-белый, серый, голубовато-черный, грязно-зеленый). Участки, обогащенные тонкой вкрапленностью рудных минералов, имеют серую или черную окраску. Отдельные слои могут быть сложены крупнозернистым параллельно-шестоватым кварцем, что создает *крустификационную текстуру* (**рис. 4.1 д**). В жилах встречаются полости, формирующие *кавернозную текстуру*. Центральные части прожилков и полости иногда выполнены друзовым кварцем, что обусловливает *друзовую текстуру*. В некоторых случаях каверны заполнены поздними массивными карбонатами.

Каркасно-пластинчатые и пластинчатые текстуры жил более распространены на участке Центральный рудопроявления (**рис. 4.1 е–з**). Они сложены калиевополевошпат-кварцевым агрегатом, который макроскопически формирует параллельные или пересекающиеся пластины, что представляет собой результат замещения первичного пластинчатого карбоната более поздними кварцем и калиевым полевым шпатом (Шахов, 1961; Dong et al., 1995; Etoh et al., 2002; Рыжов, 2013). Открытые полости в таких агрегатах обычно выполнены щетками, друзами кварца и калиевого полевого шпата (**рис. 4.1 ж**). В халцедоновидном кварце встречаются гнезда, прерывистые полосы серого или черного цвета, насыщенные рудными минералами и самородным золотом (**рис. 4.1 з**).

Брекчиевая текстура распространена как на Центральном, так и на Северном участке рудопроявления. В брекчиевых телах и жилах с брекчиевой текстурой обломки метасоматитов и кварца ранних генераций сцементированы более поздним кварцем. На участке Северный в некоторых жилах цемент на границе с обломками насыщен обильной вкрапленностью пирита и йордизита, что обусловливает формирование *кокардовой текстуры*. На участке Центральный встречаются пострудно брекчированные жилы, в которых обломки каркасно-пластинчатого и друзового кварца сцементированы тонко перетертым материалом того же состава с примесью глинистых минералов и ярозита.

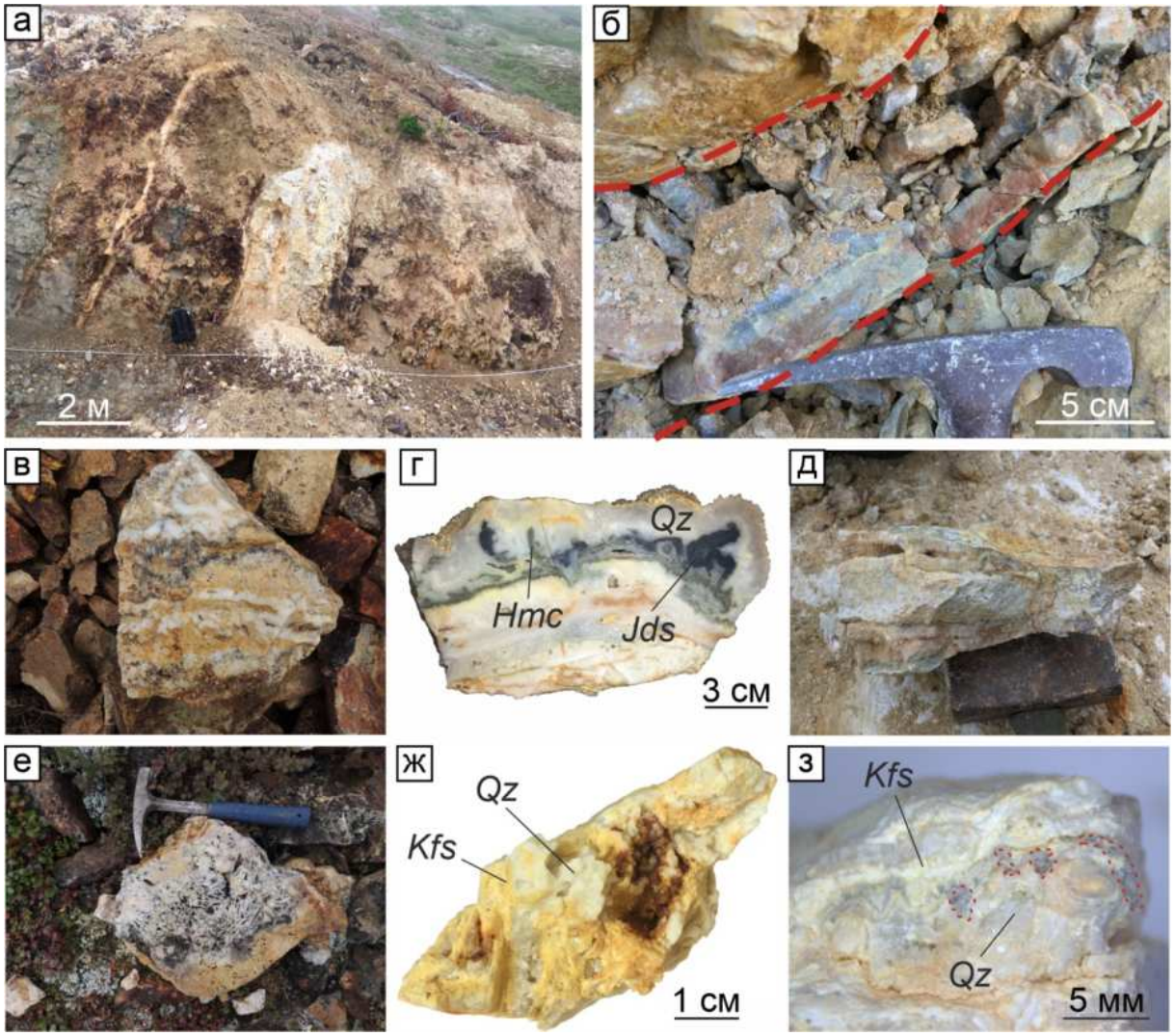


Рис. 4.1. Текстурные особенности жил и прожилков: а – калиевополевошпат-кварцевая жила участка Центральный; б – кварцевый прожилок участка Северный (красные штрихи – границы прожилка); в, г – образцы жил колломорфно-полосчатой текстуры; д – кварцевые прожилки крустификационной текстуры; е, ж – образцы калиевополевошпат-кварцевых жил каркасно-пластинчатой текстуры; з – черные гнезда, насыщенные рудными минералами в образце калиевополевошпат-кварцевой жилы (красные штрихи – границы гнезд). *Hmc* – минералы группы гидрослюд, *Qz* – кварц, *Jds* – йордизит, *Kfs* – калиевый полевой шпат.

Всего в рудах рудопроявления Эвевпента установлено около 40 минеральных видов (**табл. 4.2**). Жильные минералы представлены кварцем (85–95 %), калиевым полевым шпатом (до 10–15 %), редко встречаются карбонаты (кальцит, сидерит, родохрозит, до 5–10 %) и гидрослюды (до 5 %). Руды убогосульфидные, общее содержание рудных минералов в жилах не превышает 1 %, а в участках обогащения не более 10 %. Рудные минералы представлены сульфидами, теллуридами, хлоридами, селенидами и самородными элементами. В жилах рудные минералы, как правило, приурочены к полосам (генерациям) кварца, обогащенным калиевым полевым шпатом. Размер зерен рудных минералов составляет от первых микрон до десятых долей миллиметра (от тонкодисперсных до весьма мелких). Отдельные зерна пирита

редко достигают 3–4 мм. Среди микроструктур наиболее характерны *микрозернистая* и *каемочная структура замещения*. Рудные минералы формируют тонкорассеянную, гнездовую, полосовидную и линзовидную вкрапленность, которая и определяет развитие *вкрапленной*, *пятнистой* и *неяснополосчатой* рудных текстур.

При описании природных непрерывных твердых растворов Au–Ag применялись правила, принятые Международной минералогической ассоциацией (ММА) и рекомендованные в работе Г. А. Пальяновой (2020). Согласно этим правилам выделяются два минеральных вида: самородное золото (с содержанием Ag менее 50 мас. % и пробностью 500–1000‰, формульный состав $Ag_{0–0.65}Au_{1–0.35}$) и самородное серебро (с содержанием Ag более 50 мас. % и пробностью 0–500‰, формульный состав $Ag_{0.65–1}Au_{0.35–0}$). Классификация самородного золота и серебра по размерам частиц и их скоплений дана по Н.В. Петровской (1973).

Табл. 4.2. Минеральный состав золотоносных жил рудопроявления Эвевпента

Главные	Второстепенные	Редкие
Рудные минералы		
Пирит FeS_2	*Марказит* FeS_2 Калаверит $AuTe_2$ *Самородное золото Au,Ag* *Халькопирит* $CuFeS_2$ *Галенит PbS* Сфалерит ZnS Акантит Ag_2S Алтаит PbTe Гессит Ag_2Te Петцит Ag_3AuTe_2	Фазы состава $(Ag,Au)_{2–x}S$ (минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит) Киноварь HgS Колорадоит HgTe Науманнит Ag_2Se Самородное серебро Ag,Au Йордизит MoS_2 Арсенопирит FeAsS Борнит Cu_5FeS_4 *Ковеллин CuS* Хлораргирит AgCl Br-содержащий хлораргирит Ag(Cl,Br) Спионкопит $Cu_{39}S_{28}$ Аргентопирит* $AgFe_2S_3$
Нерудные минералы		
Кварц SiO_2	*Калиевый полевой шпат* $KAlSi_3O_8$ *Кальцит* $CaCO_3$ Родохрозит $MnCO_3$ Сидерит $FeCO_3$ *Пиролюзит* MnO_2 Минералы группы гидрослюд (иллит) $K_{0.65}Al_2(Al_{0.65}Si_{3.35})_{\sum 4}O_{10}(OH)_2$ *Минералы систем Fe–O–OH и Mn–O–OH* Ярозит $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$	Барит $BaSO_4$ Целестин $SrSO_4$ Англезит $PbSO_4$ Вульфенит $PbMoO_4$ Теллурит TeO_2 *Малахит* $Cu_2(CO_3)(OH)_2$ *Церуссит* $PbCO_3$ Минералы подгруппы каолинита $Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$ Гипс $CaSO_4·2H_2O$ Алунит* $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$

Примечание. Курсивом отмечены минералы, обнаруженные по результатам предыдущих исследований (Казуров и др., 1994ф; Вартанян и др, 2004ф). * Минералы, обнаруженные только в виде дочерних кристаллических фаз во флюидных включениях в кварце

4.2.2. Характеристика минералов руд участка Центральный

Сульфиды

Пирит FeS_2. Является наиболее распространненым рудным минералом на рудопроявлении Эвевпента. Пирит встречается в виде рассеянной вкрапленности в аргиллизитах, пропилитах и калиевополевошпат-кварцевых метасоматитах, где образовался в результате метасоматического изменения вмещающих пород андезит-дацитового состава (**рис. 4.2 а**). Особенно интенсивно он развивается по порфировым вкрапленникам плагиоклаза, биотита и по магнетиту (**рис. 4.2 б**). В рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах пирит распространен в меньшей степени и чаще приурочен к зальбандам жил. Пирит формирует идиоморфные кристаллы пентагондодэкаэдрического и кубического габитуса, зерна неправильной формы, округлого фрамбоидального облика, а также футляровидные и скелетные кристаллы (**рис. 4.2 в–ж**). Размер зерен пирита варьирует от нескольких микрометров до десятых долей миллиметра, а в метасоматических образованиях местами достигает первых миллиметров. В составе большинства зерен установлена примесь мышьяка, достигающая 8.9 мас. % (**табл. 4.3, рис. 4.3**). При этом самые высокие концентрации мышьяка отмечаются в пирите округлого фрамбоидального облика. Содержание мышьяка в пирите из калиевополевошпат-кварцевых жил, как правило, ниже, чем в пирите из метасоматитов (**рис. 4.3**). По данным СЭМ-ЭДС-анализа выявлена отрицательная корреляционная зависимость между содержаниями мышьяка и серы, что позволяет предположить замещение мышьяком серы в структуре пирита (Cepedal et al., 2008 и ссылки к нему). Однако в пиритах с высокими содержаниями мышьяка часть мышьяка может замещать железо в форме As^{2+} или As^{3+} (Detitius et al., 2008). Распределение мышьяка чаще всего неравномерное, что проявляется в осцилляционной зональности кристаллов (**рис. 4.2 д–ж**). Осцилляционная зональность являются типичной чертой пиритов эпитермальных месторождений, она же присуща и минералам класса сульфосолей (Плотинская и др., 2005; Филимонов, 2009). Считается, что присутствие зональности по мышьяку отражает колебания физико-химических условий (T, fS_2, fO_2, pH) и состава флюидов, которые, в свою очередь, определяют появление градиента концентраций на поверхности роста пирита (Roman et al., 2019; Tolstykh et al., 2021). Для пирита метасоматических образований характерно наличие микровключений арсенопирита, сфалерита, галенита и халькопирита, а в пирите из рудных калиевополевошпат-кварцевых жил иногда фиксируются включения акантита, алтаита и гессита (**рис. 4.2 з**). В зоне окисления пирит замещается гидроксидами железа и ярозитом (**рис. 4.2 з, и**).

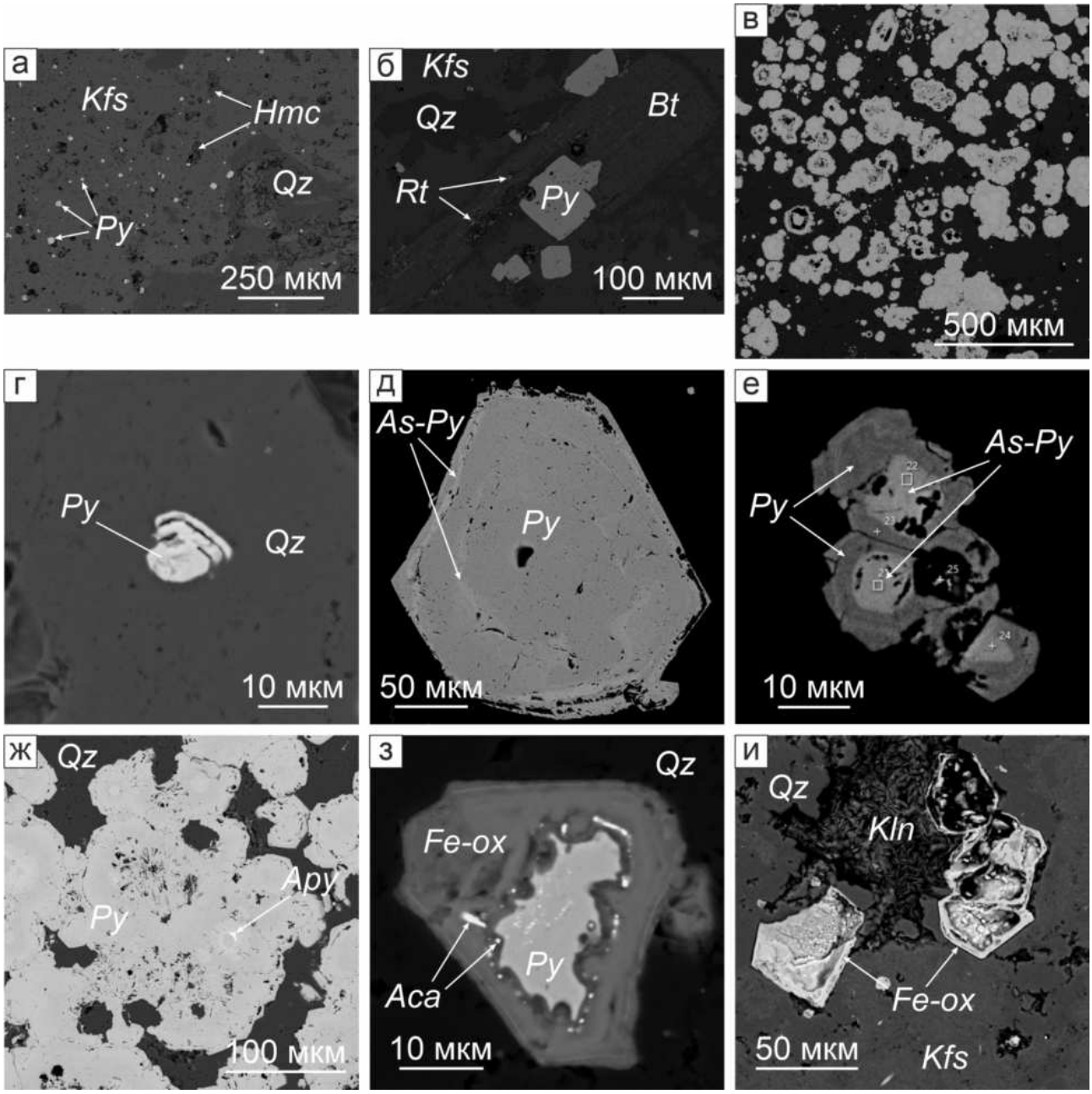


Рис. 4.2. Особенности морфологии и внутреннего строения пирита: а – рассеянная вкрапленность пирита в калиевополевошпат-кварцевом метасоматите; б – пирит в ассоциации с рутилом по порфировому вкрапленнику биотита в аргиллизированном риодаците; в – зерна пирита округлого фрамбоидального облика; г – скелетный кристалл пирита; д, е – зерна мышьяксодержащего пирита с осцилляционной зональностью; ж – включение арсенопирита в пирите; з – включения акантита в окисленном пирите; и – псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту. Изображения в обратно-рассеянных электронах. *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Hmc* – минералы группы гидрослюд, *Qz* – кварц, *Py* – пирит, *Bt* – биотит, *Rt* – рутил, *As-Py* – мышьяксодержащий пирит, *Apy* – арсенопирит, *Fe-ox* – гидроксиды железа, *Aca* – акантит, *Kln* – минералы подгруппы каолинита.

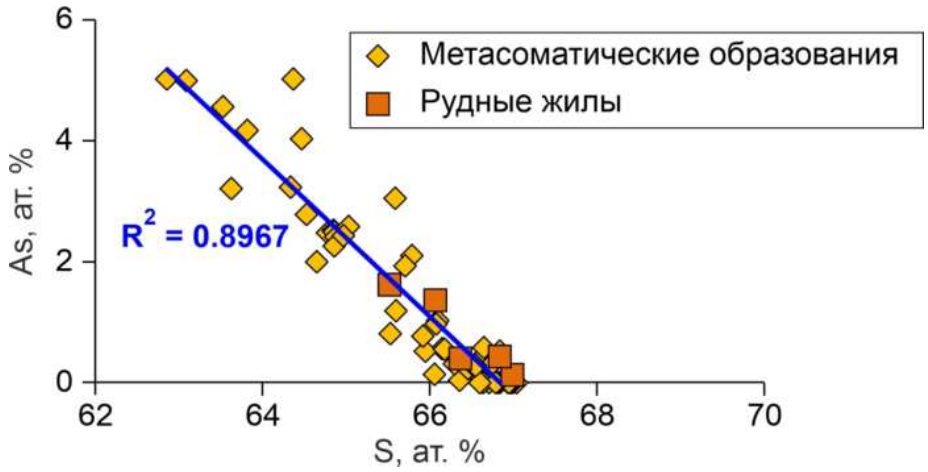


Рис. 4.3. Обратная корреляционная зависимость между содержанием S и As в пирите, участок Центральный. R^2 – коэффициент детерминации.

Халькопирит $CuFeS_2$. Встречается достаточно редко, обнаружен в метасоматических образованиях и в рудных жилах. Халькопирит образует зерна неправильной формы, выполняет полости в кварце. Размер зерен составляет от первых единиц микрон до 300 мкм. Халькопирит содержит включения (1–2 мкм) галенита, сфалерита, науманнита. По халькопириту развиваются ковеллин и борнит (**рис. 4.4 а, б**). Химический состав халькопирита близок к стехиометрическому, примеси в количествах, превышающих предел обнаружения СЭМ-ЭДС, не выявлены (**табл. 4.3**).

Сфалерит ZnS. Достаточно распространенный минерал. Образует зерна неправильной формы, ксеноморфные по отношению к жильным минералам, иногда наблюдаются идиоморфные кристаллы в пустотах в кварце. Размер кристаллов сфалерита варьирует от нескольких микрон до 100 мкм. Как правило, для сфалерита характерны незначительные примеси Fe (до 1.0 мас. %), Mn (менее 0.5 мас. %), иногда отмечаются Cu (менее 2.8 мас. %) и As (менее 0.3 мас. %). Для сфалерита, ассоциирующего с богатой золото-теллуридной минерализацией, характерно повышенное содержание Cd (до 0.07 а.ф = 8.3 мас. %) при отсутствии заметного количества других примесей (**табл. 4.3**). В золото-теллуридной ассоциации сфалерит образует тесные срастания с теллуридами (**рис. 4.4 в**), а по его краям иногда развиваются оторочки акантита.

Табл. 4.3. Химический состав сульфидов (мас. %) по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Центральный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	S	Fe	As	Cu	Zn	Mn	Cd	Pb	Сумма	Формула
Пирит FeS_2										
1	53.32	45.59	0.24	–	–	–	–	–	99.15	$Fe_{0.99}(S,As)_{\sum 2.01}$
2	53.95	46.00	0.81	–	–	–	–	–	100.76	$Fe_{0.98}(S_{2.01}As_{0.01})_{\sum 2.02}$
3	51.95	45.38	3.00	–	–	–	–	–	100.33	$(Fe_{0.99}As_{0.02})_{\sum 1.01}(S_{1.97}As_{0.03})_{\sum 2.00}$
4	52.67	45.92	0.74	–	–	–	–	–	99.33	$Fe_{1.00}(S_{1.99}As_{0.01})_{\sum 2.00}$
5	51.53	45.44	2.18	–	–	–	–	–	99.15	$Fe_{1.00}(S_{1.97}As_{0.04})_{\sum 2.01}$
6	52.27	45.41	0.52	–	–	–	–	–	98.20	$Fe_{1.00}(S_{2.00}As_{0.01})_{\sum 2.01}$
7	53.19	46.18	0.51	–	–	–	–	–	99.88	$Fe_{1.00}(S_{2.00}As_{0.01})_{\sum 2.01}$
8	53.44	45.92	2.52	–	–	–	–	–	101.88	$(Fe_{0.98}As_{0.02})_{\sum 1.00}(S_{1.98}As_{0.02})_{\sum 2.00}$
9	53.19	44.56	2.69	–	–	–	–	–	100.44	$(Fe_{0.96}As_{0.04})_{\sum 1.00}S_{2.00}$
10	52.16	45.90	1.42	–	–	–	–	–	99.48	$Fe_{1.00}(S_{1.98}As_{0.02})_{\sum 2.00}$
11	53.65	45.95	1.09	–	–	–	–	–	100.69	$Fe_{0.98}(S_{2.00}As_{0.02})_{\sum 2.02}$
12	51.11	42.57	5.55	–	–	–	–	–	99.23	$(Fe_{0.94}As_{0.06})_{\sum 1.00}(S_{1.97}As_{0.03})_{\sum 2.00}$
13	48.77	40.41	8.88	–	–	–	–	–	98.06	$(Fe_{0.92}As_{0.8})_{\sum 1.00}(S_{1.93}As_{0.7})_{\sum 2.00}$
14	51.29	43.99	3.52	–	–	–	–	–	98.80	$(Fe_{0.97}As_{0.03})_{\sum 1.00}(S_{1.97}As_{0.03})_{\sum 2.00}$
15	53.43	45.76	–	–	–	–	–	–	99.19	$Fe_{1.00}S_{2.03}$
16	50.33	45.22	3.65	–	–	–	–	–	99.20	$Fe_{1.00}(S_{1.94}As_{0.06})_{\sum 2.00}$
17	53.11	47.33	0.26	–	–	–	–	–	100.70	$Fe_{1.00}(S,As)_{\sum 1.96}$
18	53.14	45.71	–	–	–	–	–	–	98.85	$Fe_{1.00}S_{2.02}$
19	53.50	46.23	–	–	–	–	–	–	99.73	$Fe_{1.00}S_{2.02}$
Халькопирит $CuFeS_2$										
20	36.36	29.70	–	33.55	–	–	–	–	99.61	$Cu_{0.96}Fe_{0.97}S_{2.07}$
21	33.44	27.51	–	37.85	–	–	–	–	98.80	$Cu_{1.12}Fe_{0.92}S_{1.96}$
22	37.79	29.08	–	33.13	–	–	–	–	100.00*	$Cu_{1.12}Fe_{0.94}S_{1.94}$
Борнит Cu_5FeS_4										
23	26.56	11.34	–	62.94	–	–	–	–	100.84	$Cu_{4.90}Fe_{1.00}S_{4.10}$
24	27.10	11.58	–	60.02	–	–	–	–	98.70	$Cu_{4.73}Fe_{1.04}S_{4.23}$
25	27.89	11.12	–	62.07	–	–	–	–	101.08	$Cu_{4.78}Fe_{0.97}S_{4.25}$

Табл. 4.3. (продолжение)

№ п/п	S	Fe	As	Cu	Zn	Mn	Cd	Pb	Сумма	Формула
Сфалерит ZnS										
26	34.71	–	–	–	63.97	–	–	–	98.68	$Zn_{0.95}S_{1.05}$
27	33.80	–	–	–	58.27	–	8.31	–	100.38	$(Zn_{0.88}Cd_{0.07})_{\sum 0.95}S_{1.04}$
28	34.03	0.44	–	–	61.15	0.11	3.89	–	99.62	$(Zn_{0.92}Cd_{0.03}Fe_{0.01})_{\sum 0.96}S_{1.04}$
29	33.01	5.50	0.25	2.73	57.53	–	0.16	–	99.18	$(Zn_{0.86}Fe_{0.10}Cu_{0.04})_{\sum 1.00}(S,As)_{1.00}$
Галенит PbS										
30	12.62	–	–	–	–	–	–	84.93	97.55	$Pb_{1.02}S_{0.98}$
31	13.03	–	–	–	–	–	–	86.97	100.00*	$Pb_{1.02}S_{0.98}$
32	12.64	–	–	–	–	–	–	87.36	100.00*	$Pb_{1.03}S_{0.97}$
33	12.89	–	–	–	–	–	–	87.11	100.00*	$Pb_{1.02}S_{0.98}$
34	12.67	–	–	–	–	–	–	87.33	100.00*	$Pb_{1.03}S_{0.97}$

Примечание. Содержания ниже предела обнаружения отмечены прочерком. * Нормализованные результаты

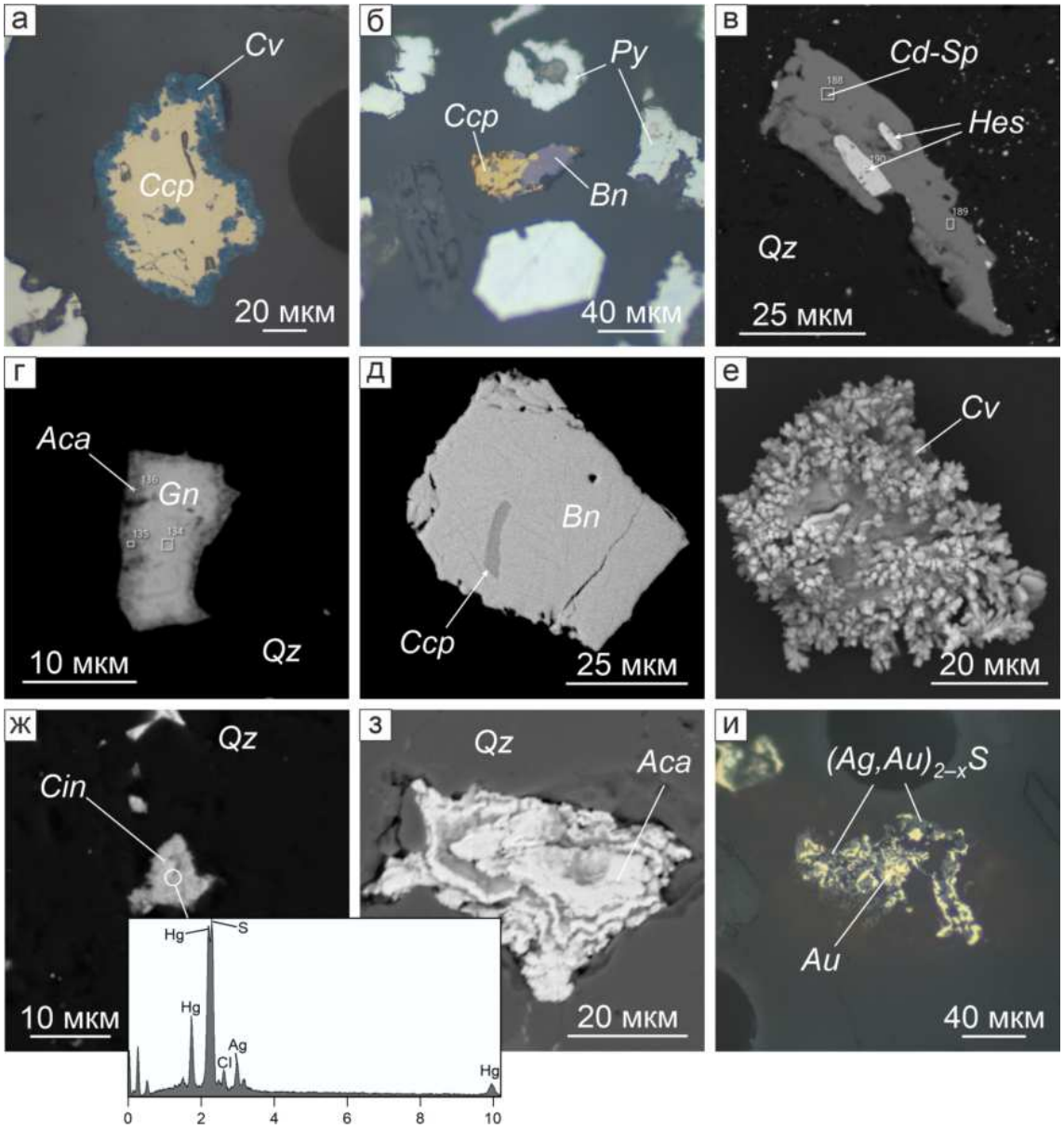


Рис. 4.4. Морфология, внутреннее строение и минеральные взаимоотношения сульфидов: а – зерно халькопирита с каймой ковеллина; б – зерно халькопирита, замещенного борнитом; в – кадмийсодержащий сфалерит с включениями гессита; г – галенит с каймой акантита; д – кристалл борнита с реликтовым халькопиритом; е – сросток листовидных кристаллов ковеллина; ж – срастание киновари и хлораргирита (на врезке – энергодисперсионный спектр аналитической точки); з – зерно акантита «хлопьевидной» формы; и – зерно самородного золота с каймой сульфидов золота и серебра (минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит). Фото в отраженном свете (а, б, и), изображение во вторичных электронах (е) и в обратно-рассеянных электронах (в–д, ж, з). *Ccp* – халькопирит, *Cv* – ковеллин, *Py* – пирит, *Bn* – борнит, *Cd-Sp* – кадмийсодержащий сфалерит, *Hes* – гессит, *Qz* – кварц, *Aca* – акантит, *Gn* – галенит, *Cin* – киноварь, *Au* – самородное золото.

Галенит PbS. Является относительно редким минералом в рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах. Он образует зерна неправильной ксеноморфной формы по отношению к жильным минералам. В околорудно-измененных метасоматитах галенит встречается эпизодически, обычно в виде редких зерен в ассоциации с пиритом

или в виде включений в нем. Размер зерен галенита от нескольких микрон до 20 мкм, часто наблюдается в качестве включений размером до 1–2 мкм в пирите. В некоторых случаях галенит из золото-теллуридной ассоциации обрастает каймами акантита (**рис. 4.4 г**). Химический состав галенита близок к стехиометрическому, примеси в количествах, превышающих предел обнаружения методом СЭМ-ЭДС, не выявлены (**табл. 4.3**).

Борнит Cu_5FeS_4. Относится к редким фазам и встречен лишь в концентратах, полученных из протолочных проб. Морфологически он представлен угловатыми зернами (до 60–70 мкм), которые диагностируются в отраженном свете по медно-красному цвету (**рис. 4.4 б**). Размер зерен составляет до 50–60 мкм. Обычно борнит встречается в срастаниях с халькопиритом, который он замещает, при этом в борните нередко сохраняются реликты халькопирита (**рис. 4.4 б, д**). Кроме того, в некоторых зернах фиксируются ламелли распада халькопирита, которые на изображениях в обратно-рассеянных электронах проявляются в виде тонких темно-серых полос (**рис. 4.4 д**). Химический состав борнита близок к стехиометрическому, примеси в количествах, превышающих предел обнаружения методом СЭМ-ЭДС, не выявлены (**табл. 4.3)**.

Ковеллин CuS. Относится к редким фазам, большинство зерен обнаружено в концентратах, полученных из протолочных проб. Представлен листоватыми, скелетными кристаллами, их агрегатами, которые в виде кайм замещают халькопирит, борнит, сфалерит (**рис. 4.4 а, е**). В отраженном свете обладает глубоким темно-синим цветом с яркими анизотропией и плеохроизмом. Размер агрегатов составляет до 50 мкм, толщина каемок не превышает 2–3 мкм.

Киноварь HgS. Обнаружена в калиевополевошпат-кварцевых жилах, встречается редко. Она приурочена к золото-теллуридной минеральной ассоциации, где образует неправильные зерна размером в первые единицы микрометров, располагающиеся в пустотах кварца. Характерны срастания киновари с акантитом, а в отдельных случаях, с хлораргиритом (**рис. 4.4 ж**).

Акантит Ag_2S. Является относительно распространенным минералом серебра и отличается разнообразием морфологии. Наиболее часто он представлен зернами неправильной формы, выполняющими полости в калиевополевошпат-кварцевых жилах, в ряде случаев образует рыхлые хлопьевидные агрегаты (**рис. 4.4 з**). Размер кристаллов варьирует от первых единиц микрон до 150 мкм. В золото-теллуридной ассоциации акантит также встречается в виде кайм обрастания (толщиной до 2–3 мкм) вокруг зерен сфалерита или галенита (**рис. 4.4 г**). В ряде случаев он образует тонкодисперсную (до 2–3 мкм) вкрапленность в пирите или в гипергенных минералах железа (гидроксиды железа, ярозит), развивающихся по пириту (см. **рис. 4.2 з**). Химический состав акантита близок к

стехиометрическому (**табл. 4.4**). В редких случаях диагностируется примесь золота менее 2.5 мас. % и селена менее 4.0 мас. %.

Фазы состава $(Ag,Au)_{2-x}S$ *(минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит)*. Одними из характерных минералов золото-теллуридной ассоциации являются сульфиды Au–Ag. Минералы малораспространенные, встречаются преимущественно в виде кайм по самородному золоту (**рис. 4.4 и**). Иногда образуют самостоятельные зерна неправильной формы размером менее 10 мкм, которые располагаются в трещинах и порах в жильных минералах. В отраженном свете сульфиды Au–Ag обладают слабой отражающей способностью. Цвет зерен, как правило, неоднородный, встречаются участки от светло- до темно-серого (**рис. 4.4 и**). Содержания химических элементов в составе сульфидов варьируют в следующих интервалах (мас. %): Ag 37.4–54.8, Au 32.8–54.6 и S 10.9–13.7, в некоторых зернах установлена примесь теллура до 0.4 мас. % (**табл. 4.4**). Составы сульфидов Au–Ag занимают промежуточное положение между ютенбогардтитом и петровскаитом и могут быть описаны общей формулой $(Ag,Au)_{2-x}S$ (**рис. 4.5**). Вариации химического состава сульфидов Au–Ag могут быть обусловлены изоморфизмом в ряду ютенбогардтит–петровскаит или гетерофазным строением агрегатов (Пальянова и др., 2011; Таусон и др., 2018). В случае рудопроявления Эвевпента различие в отражательной способности и цвете отдельных участков зерен дает основание предполагать гетерофазное строение агрегатов.

Табл. 4.4. Химический состав сульфидов золота и серебра (мас. %) по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Центральный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	S	Ag	Te	Au	Сумма	Формула
Фазы $(Ag,Au)_{2-x}S$ (минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит)						
1	12.99	42.83	–	44.56	100.38	$(Ag_{0.98}Au_{0.56})_{\sum 1.54}S_{1.00}$
2	13.73	37.44	0.33	47.18	98.68	$(Ag_{0.81}Au_{0.56})_{\sum 1.37}(S_{0.99}Te_{0.01})_{\sum 1.00}$
3	13.33	39.32	–	46.87	99.52	$(Ag_{0.88}Au_{0.57})_{\sum 1.45}S_{1.00}$
4	11.94	38.71	–	50.60	101.25	$(Ag_{0.96}Au_{0.69})_{\sum 1.65}S_{1.00}$
5	10.88	37.71	–	49.54	98.13	$(Ag_{1.03}Au_{0.74})_{\sum 1.77}S_{1.00}$
6	12.31	42.08	0.38	46.61	101.38	$(Ag_{1.01}Au_{0.61})_{\sum 1.62}(S_{0.99}Te_{0.01})_{\sum 1.00}$
7	12.54	54.75	–	32.75	100.04	$(Ag_{1.30}Au_{0.43})_{\sum 1.73}S_{1.00}$
8	13.70	50.89	–	34.12	98.71	$(Ag_{1.10}Au_{0.41})_{\sum 1.51}S_{1.00}$
9	11.99	52.60	–	36.55	101.14	$(Ag_{1.30}Au_{0.50})_{\sum 1.80}S_{1.00}$
10	11.04	32.72	–	54.63	98.39	$(Ag_{0.88}Au_{0.80})_{\sum 1.68}S_{1.00}$
Акантит Ag_2S						
11	14.44	84.72	–	–	99.16	$Ag_{1.91}S_{1.09}$
12	12.84	87.16	–	–	100.00*	$Ag_{2.01}S_{0.99}$
13	13.16	86.84	–	–	100.00*	$Ag_{1.99}S_{1.01}$

Примечания. Содержания ниже предела обнаружения отмечены прочерком.
* Нормализованные результаты

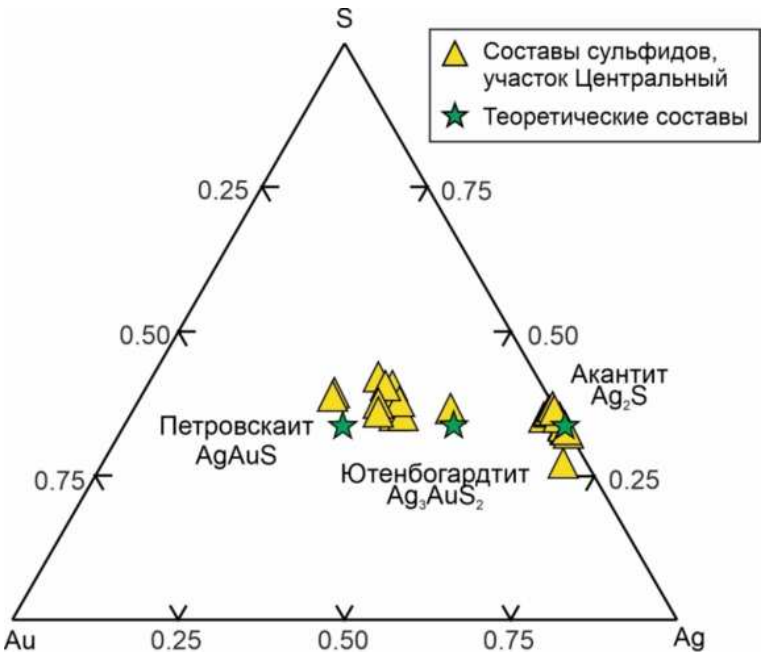


Рис. 4.5. Диаграмма химических составов (ат. %) минералов системы Au–Ag–S, участок Центральный, рудопроявление Эвевпента.

Теллуриды и селениды

Калаверит $AuTe_2$. Был обнаружен только на участке Центральный. Вместе с алтаитом является наиболее распространенным теллуридом, а также один из ведущих минералов золота в рудах участка Центральный. В отраженном свете диагностируется по белому, серовато-белому цвету со слабым бежевым оттенком (**рис. 4.6 а**). Анизотропия и плеохроизм слабые, что отличает калаверит от схожего с ним по химическому составу креннерита. Образует зерна угловатой формы размером от единиц микрон до 150 мкм, ксеноморфен по отношению к жильным минералам (**рис. 4.6 а, б**). Нередко калаверит образует субмикроскопические включения в кварце, формируя вкрапленность в нем (**рис. 4.6 а**). В химическом составе калаверита обычно присутствует примесь Ag до 0.15 а.ф. = 3.7 мас. % (**табл. 4.5, рис. 4.7**). Калаверит часто срастается с алтаитом, реже с другими теллуридами. Он подвержен замещению «горчичным» золотом вплоть до полных псевдоморфоз.

Алтаит PbTe. Образует зерна неправильной формы, выполняет полости среди жильных минералов, срастается с гесситом, калаверитом, в виде тонкой вкрапленности встречается в пирите (**рис. 4.6 в, г**). В отраженном свете диагностируется по оловянно-белому цвету со слабым желтоватым оттенком. Размер зерен не превышает 20–25 мкм. Химический состав алтаита близок к стехиометрическому, примесей выше предела обнаружения не содержит (**табл. 4.5**). В зоне окисления по алтаиту развивается англезит.

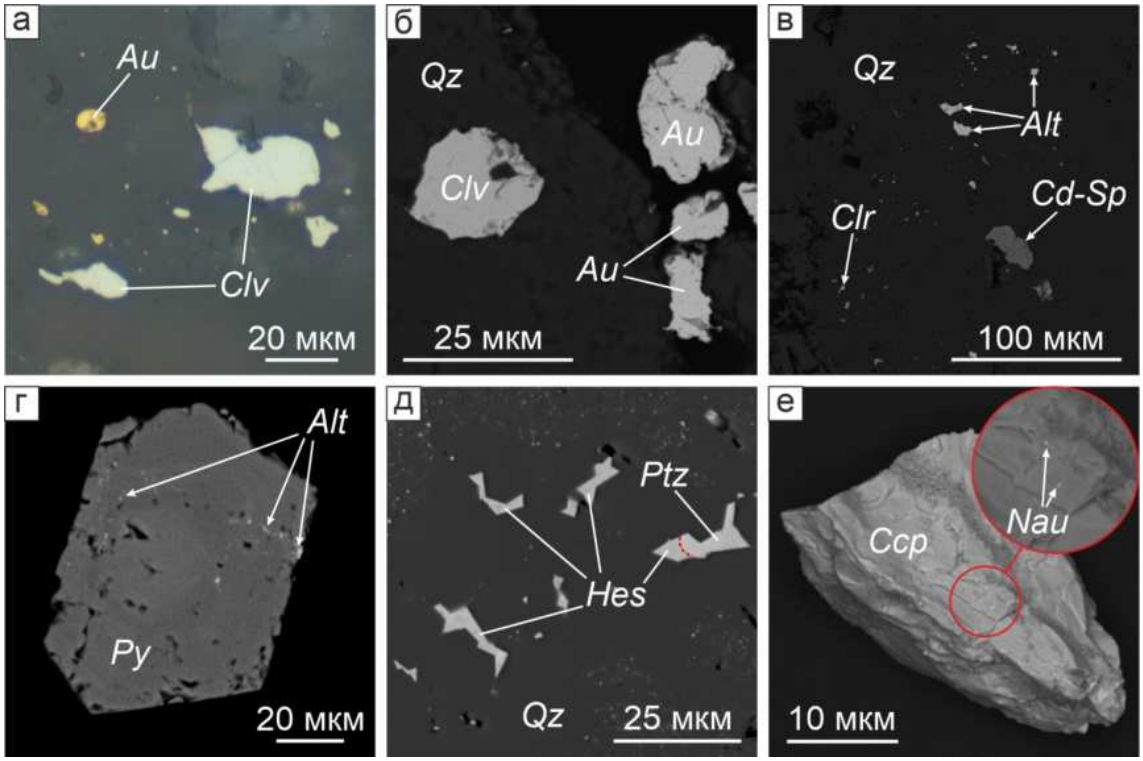


Рис. 4.6. Теллуриды, селениды, их морфология, внутреннее строение зерен и взаимоотношения с другими минералами: а, б – ассоциация калаверита и самородного золота; в – ассоциация алтаита, колорадоита и кадмийсодержащего сфалерита в кварце; г – вкрапленность алтаита в кристалле пирита; д – угловатые ксеноморфные зерна гессита и петцита, а также тонкая «эмульсионная» вкрапленность этих же и других теллуридов (белые точки) в кварце; е – вкрапленность науманнита в халькопирите. Фото в отраженном свете (а), изображения в обратно-рассеянных электронах (б–д) и во вторичных электронах (е). *Au* – самородное золото, *Clv* – калаверит, *Qz* – кварц, *Alt* – алтаит, *Clr* – колорадоит, *Cd-Sp* – кадмийсодержащий сфалерит, *Ptz* – петцит, *Hes* – гессит, *Ccp* – халькопирит, *Nau* – науманнит.

Табл. 4.5. Химический состав теллуридов (мас. %) по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Центральный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	Cu	Ag	Te	Au	Hg	Pb	Сумма	Формула
Колорадоит HgTe								
1	2.40	–	38.97	–	60.15	–	101.52	$(Hg_{0.98}Cu_{0.12})_{\Sigma 1.10}Te_{1.00}$
Алтаит PbTe								
2	–	–	37.50	–	–	63.20	100.70	$Pb_{1.02}Te_{0.98}$
3	–	–	37.68	–	–	63.72	101.40	$Pb_{1.02}Te_{0.98}$
4	–	–	37.57	–	–	62.18	99.75	$Pb_{1.01}Te_{0.99}$
5	–	–	38.32	–	–	59.85	98.17	$Pb_{0.98}Te_{1.02}$
6	–	–	37.32	–	–	60.94	98.26	$Pb_{1.00}Te_{1.00}$
7	–	–	38.16	–	–	63.56	101.72	$Pb_{1.01}Te_{0.99}$
Гессит Ag_2Te								
8	–	62.27	37.18	–	–	–	99.45	$Ag_{1.99}Te_{1.01}$
9	–	60.63	38.18	–	–	–	98.81	$Ag_{1.96}Te_{1.04}$
10	–	62.82	37.10	–	–	–	99.92	$Ag_{2.00}Te_{1.00}$
11	–	63.63	37.48	–	–	–	101.11	$Ag_{2.00}Te_{1.00}$
12	–	62.55	37.18	–	–	–	99.73	$Ag_{2.00}Te_{1.00}$

Табл. 4.5. (продолжение)

№ п/п	Cu	Ag	Te	Au	Hg	Pb	Сумма	Формула
Петцит Ag_3AuTe_2								
13	–	44.55	32.57	23.65	–	–	100.78	$Ag_{3.14}Au_{0.91}Te_{1.94}$
14	–	42.15	32.19	24.14	–	–	98.48	$Ag_{3.06}Au_{0.96}Te_{1.98}$
15	–	43.07	33.23	23.08	–	–	99.37	$Ag_{3.08}Au_{0.90}Te_{2.01}$
Калаверит $AuTe_2$								
16	–	–	57.24	41.99	–	–	99.23	$Au_{0.97}Te_{2.03}$
17	–	–	57.82	42.97	–	–	100.79	$Au_{0.98}Te_{2.03}$
18	–	–	58.18	43.74	–	–	101.92	$Au_{0.97}Te_{2.02}$
19	–	–	57.76	42.21	–	–	99.97	$Au_{0.96}Te_{2.04}$
20	–	1.67	57.51	41.86	–	–	101.04	$(Au_{0.94}Ag_{0.07})_{\sum 1.01}Te_{1.99}$
21	–	2.79	58.91	38.74	–	–	100.44	$(Au_{0.86}Ag_{0.11})_{\sum 0.97}Te_{2.02}$
22	–	1.35	58.32	41.91	–	–	101.58	$(Au_{0.94}Ag_{0.06})_{\sum 1.00}Te_{2.01}$
23	–	1.17	56.71	41.26	–	–	99.14	$(Au_{0.95}Ag_{0.05})_{\sum 1.00}Te_{2.01}$
24	–	2.39	57.54	40.15	–	–	100.08	$(Au_{0.90}Ag_{0.10})_{\sum 1.00}Te_{2.00}$
25	–	2.23	58.11	40.39	–	–	100.73	$(Au_{0.90}Ag_{0.09})_{\sum 0.99}Te_{2.01}$
26	–	3.66	58.97	36.96	–	–	99.59	$(Au_{0.82}Ag_{0.15})_{\sum 0.97}Te_{2.03}$
27	–	1.23	57.91	41.34	–	–	100.48	$(Au_{0.93}Ag_{0.05})_{\sum 0.98}Te_{2.02}$
28	–	2.96	59.78	38.03	–	–	100.77	$(Au_{0.84}Ag_{0.12})_{\sum 0.96}Te_{2.04}$
29	–	2.64	59.00	38.00	–	–	99.64	$(Au_{0.85}Ag_{0.11})_{\sum 0.96}Te_{2.04}$
30	–	2.91	59.08	38.85	–	–	100.84	$(Au_{0.86}Ag_{0.12})_{\sum 0.98}Te_{2.02}$
31	–	0.74	57.84	41.90	–	–	100.48	$(Au_{0.95}Ag_{0.03})_{\sum 0.98}Te_{2.02}$
32	–	1.24	57.32	41.45	–	–	100.01	$(Au_{0.94}Ag_{0.05})_{\sum 0.99}Te_{2.01}$
33	–	1.22	56.42	40.50	–	–	98.14	$(Au_{0.94}Ag_{0.05})_{\sum 0.99}Te_{2.01}$
34	–	1.50	57.08	40.26	–	–	98.84	$(Au_{0.92}Ag_{0.06})_{\sum 0.98}Te_{2.02}$
35	–	1.21	56.98	41.41	–	–	99.60	$(Au_{0.94}Ag_{0.05})_{\sum 0.99}Te_{2.01}$
36	–	1.09	56.88	42.58	–	–	100.55	$(Au_{0.96}Ag_{0.05})_{\sum 1.01}Te_{1.99}$
37	–	0.91	57.89	42.00	–	–	100.80	$(Au_{0.95}Ag_{0.04})_{\sum 0.99}Te_{2.02}$
38	–	0.89	57.52	42.37	–	–	100.78	$(Au_{0.96}Ag_{0.04})_{\sum 1.00}Te_{2.01}$
39	–	1.14	57.32	40.52	–	–	98.98	$(Au_{0.93}Ag_{0.05})_{\sum 0.98}Te_{2.03}$
40	–	1.35	57.17	41.62	–	–	100.14	$(Au_{0.94}Ag_{0.06})_{\sum 1.00}Te_{2.00}$

Примечание. Содержания ниже предела обнаружения отмечены прочерком

Гессит Ag_2Te. Распространенный теллурид рудных калиевополевошпат-кварцевых жил. Встречается в околорудных калиевополевошпат-кварцевых метасоматитах, главным образом в качестве включений в пирите. В рудных жилах гессит образует угловатые зерна размером до 20–25 мкм, ксеноморфные по отношению к жильным минералам (**рис. 4.6 д**). Встречается в срастаниях с петцитом, алтаитом, кадмийсодержащим сфалеритом, совместно с алтаитом обнаружен в виде субмикроскопической «эмульсионной» вкрапленности в пирите. Химический состав гессита близок к стехиометрическому, как правило, заметных количеств примесей не содержит (**табл. 4.5**).

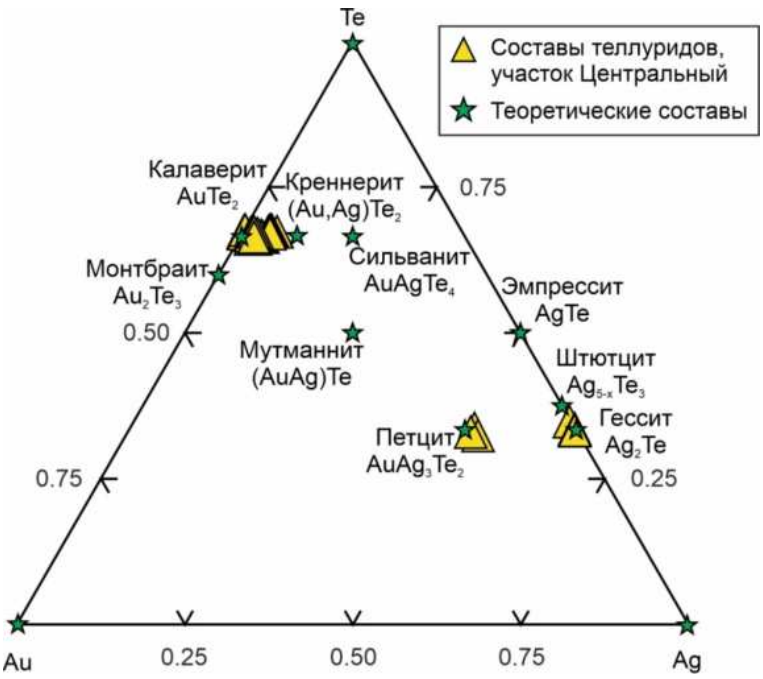


Рис. 4.7. Диаграмма составов (ат. %) минералов системы Au–Ag–Te, участок Центральный, рудопроявление Эвевпента.

Петцит Ag_3AuTe_2. На участке Центральный встречается заметно реже, чем калаверит, алтаит и гессит. Образует угловатые зерна размером до 15–20 мкм. Ксеноморфен по отношению к жильным минералам, срастается с гесситом и другими теллуридами (**рис. 4.6 д**). Заметного количества примесей в своем составе не содержит (**табл. 4.5**).

Колорадоит HgTe. Встречается редко, образует ксеноморфные по отношению к жильным минералам зерна, размер которых не превышает 15 мкм (**рис. 4.6 в**). Он ассоциирует с другими теллуридами и самородным золотом, обычно обнаруживается в срастаниях с гесситом или калаверитом. Химический состав колорадоита близок к стехиометрическому, в отдельных зернах фиксируется примесь Cu до 0.12 а.ф. = 2.4 мас. % (**табл. 4.5**).

Науманнит Ag_2Se. Является редким минералом, обнаружен в виде субмикроскопических включений в халькопирите и в ярозите (**рис. 4.6 е**). Точный химический состав науманнита определить не удалось из-за крайне малых размеров зерен. Однако энергодисперсионный анализ участков, содержащих науманнит в халькопирите, показал, что помимо Cu, Fe и S в них присутствуют Se (8.7–11.1 мас. %) и Ag (19.34–24.7 мас. %). Атомное отношение Ag:Se составляет 2:1, что соответствует стехиометрии науманнита (Ag_2Se).

Самородное золото и самородное серебро

Самородное золото является главным минералом золота на участке Центральный. Оно приурочено к полосам и гнездам черного цвета в калиевополевошпат-кварцевых жилах, где ассоциирует с теллуридами, сульфидами цветных металлов и сульфидами Au–Ag. На основе комплекса признаков (цвет, отражательная способность, морфология, внутреннее строение, пробность) выделено четыре разновидности самородного золота: *самородное золото I* высокой пробности; *самородное золото II* низкой пробности; *самородное золото III* («горчичное» золото) весьма высокой пробности; *самородное золото IV*, приуроченое к гипергенным минералам железа (гидроксиды железа, ярозит). *Самородное серебро* имеет ограниченное распространение, занимает схожую с самородным золотом II позицию и поэтому будет рассмотрено вместе с этой разновидностью.

Самородное золото I (Au,Ag). Характеризуется высокой отражательной способностью и золотисто-желтым цветом (**рис. 4.8**). Образует идиоморфные зерна дендритовидной формы (агрегаты округлых и слабо ограненных кристаллов), редко комковидной (**рис. 4.9**). Они выполняют пустоты в жильных минералах. Размер зерен варьирует от первых единиц микрон до 150 мкм. В качестве примеси содержит Ag (2.0–20.0 мас. %), пробность варьирует от 801 до 976 ‰ (**рис. 4.11, табл. 4.6**). Края зерен корродируются сульфидами Au–Ag (**рис. 4.10 б–д**).

Самородное золото II (Ag,Au) *и самородное серебро* (Ag,Au). В виде самостоятельных зерен они не обнаружены: самородное золото II и самородное серебро срастаются самородным золотом I, формируют с ним агрегаты сложной морфологии и сложного внутреннего строения (**рис. 4.8 г, 4.10 в–е**). Под оптическим микроскопом самородное золото II и самородное серебро характеризуются бело-желтым, зеленовато-белым цветом (**рис. 4.8 г–е**). Самородное золото II низкопробное, содержание серебра в нем составляет от 44.3 до 49.1 мас. % (пробность 505–554 ‰), а в самородном серебре содержание серебра возрастает до 53.1 мас. % (пробность 462 ‰) (**рис. 4.11, табл. 4.6**).

Совместное нахождение самородного золота I, II и самородного серебра в пределах одного дендритовидного зерна позволяет предположить, что они формировались близодновременно и относятся к одной генерации. Вариации пробности в пределах такого зерна, подобно зональности в пирите и сульфосолях, можно интерпретировать как проявление неоднородности химического состава, что является достаточно типичной особенностью самородного золота эпитермальных месторождений и связывается с изменениями физико-химических условий и состава гидротермальных растворов (Gammons, Williams-Jones, 1995; Lu et al., 2000; Liu, Beaudoin, 2021; Tolstykh et al., 2021).

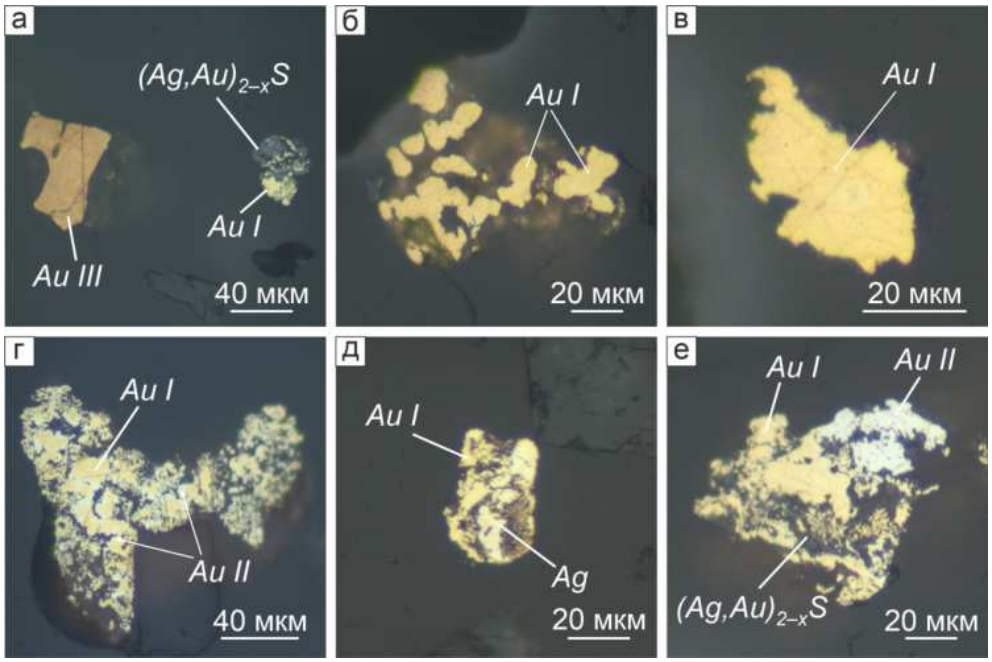


Рис. 4.8. Разновидности самородного золота: а – зерно самородного золота I в срастании с сульфидами Au–Ag и зерно самородного золото III («горчичное» золото); б – срез зерна самородного золота I дендритовидной формы; в – срез зерна самородного золота I комковидной формы; г – агрегат дендритовидной формы, в котором отдельные округлые кристаллы самородного золота I обрастают самородным золотом II; д – срастание золота I и самородного серебра; е – срастание самородного золота I с самородным золотом II и сульфидами Au–Ag. Фото в отраженном свете. *Au I*, *Au II*, *Au III* – самородное золото первой, второй и третьей разновидности соответственно.

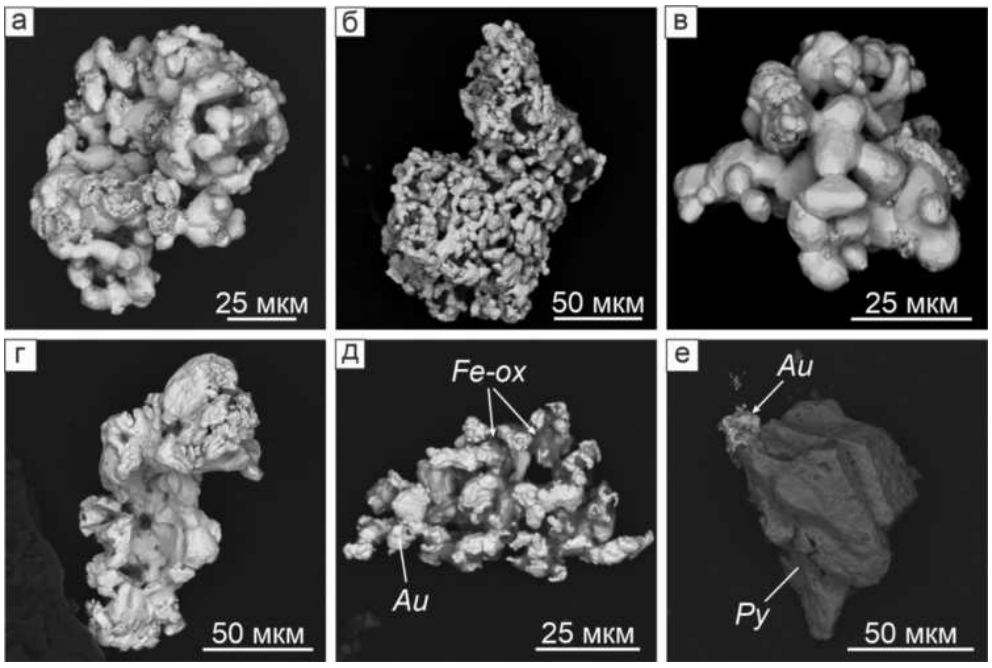


Рис. 4.9. Морфологические особенности сростков самородного золота I и II: а–в – зерна дендритовидной формы; г – дендритовидное зерно с отпечатками граней жильных минералов; д – дендритовидное зерно с присыпкой гидроксидов железа; е – зерно золота в срастании с пиритом. Изображения во вторичных электронах. *Au* – самородное золото, *Fe-ox* – гидроксиды железа, *Py* – пирит.

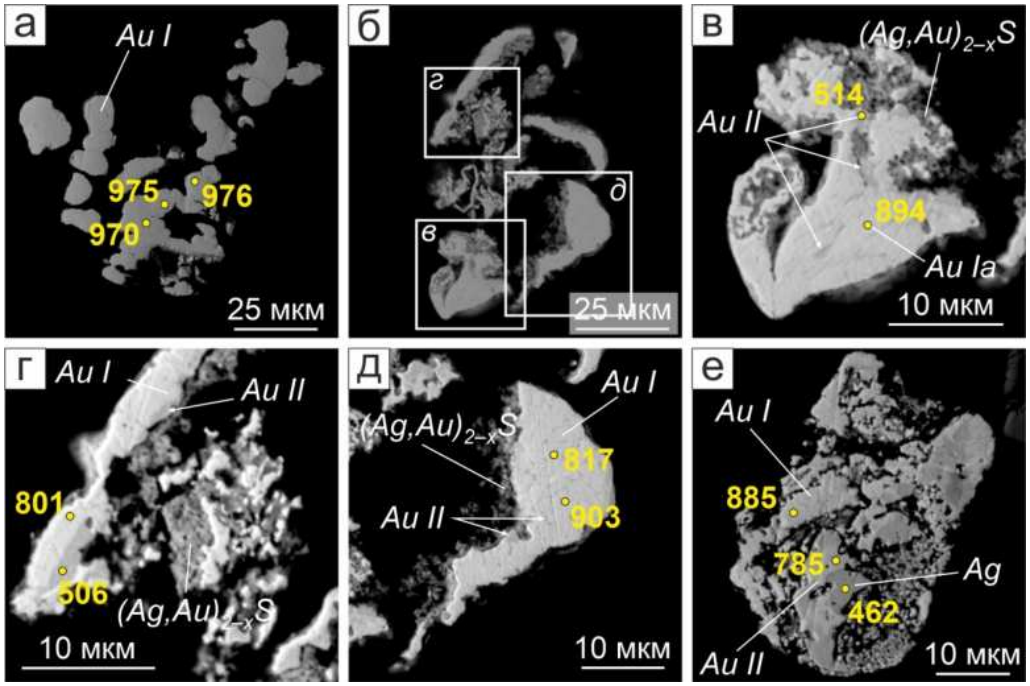


Рис. 4.10. Внутреннее строение дендритовидных агрегатов самородного золота I и II: а – дендритовидное зерно высокопробного самородного золота с однородным внутренним строением; б–д – зерно неоднородного внутреннего строения, в котором различные участки сложены самородным золотом I и II, а каймы – фазами $(Ag,Au)_{2-x}S$ (в–д – участки детализации); е – зерно неоднородного внутреннего строения, в котором различные участки сложены самородным золотом I, II и самородным серебром. Изображения в обратно-рассеянных электронах. На изображениях а, в–е желтые круги – аналитические точки, числа – пробность золота (в ‰). *Au I* – самородное золото первой разновидности, *Au II* – самородное золото второй разновидности, *Ag* – самородное серебро.

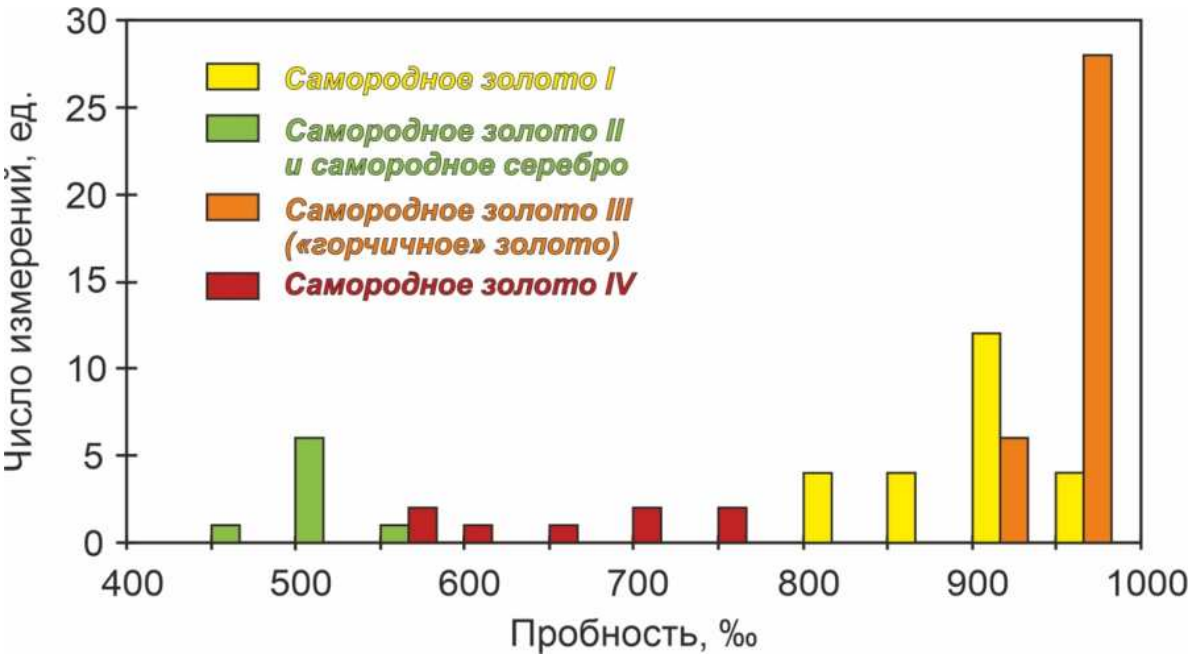


Рис. 4.11. Гистограмма распределения частот пробности самородного золота и серебра для участка Центральный рудопроявления Эвевпента.

Табл. 4.6. Химический состав самородного золота и серебра (мас. %) по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Центральный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	Ag	Au	Сумма	Формула	Пробность, ‰
Самородное золото I					
1	9.31	89.48	98.79	$Au_{0.84}Ag_{0.16}$	906
2	7.40	90.38	97.78	$Au_{0.87}Ag_{0.13}$	924
3	8.08	92.66	100.74	$Au_{0.86}Ag_{0.14}$	920
4	6.62	93.72	100.34	$Au_{0.89}Ag_{0.11}$	934
5	6.15	93.17	99.32	$Au_{0.89}Ag_{0.11}$	938
6	9.93	88.53	98.46	$Au_{0.83}Ag_{0.17}$	899
7	11.60	89.92	101.52	$Au_{0.81}Ag_{0.19}$	886
8	16.61	83.34	99.95	$Au_{0.73}Ag_{0.27}$	834
9	16.66	84.12	100.78	$Au_{0.73}Ag_{0.27}$	835
10	2.78	95.43	98.21	$Au_{0.95}Ag_{0.05}$	972
11	6.01	95.15	101.16	$Au_{0.90}Ag_{0.10}$	941
12	6.81	93.83	100.64	$Au_{0.88}Ag_{0.12}$	932
13	5.84	93.61	99.45	$Au_{0.90}Ag_{0.10}$	941
14	6.47	91.93	98.40	$Au_{0.89}Ag_{0.11}$	934
15	6.39	93.90	100.29	$Au_{0.89}Ag_{0.11}$	936
16	3.09	97.04	100.13	$Au_{0.95}Ag_{0.06}$	969
17	9.79	90.82	100.61	$Au_{0.84}Ag_{0.16}$	903
18	19.99	80.48	100.47	$Au_{0.69}Ag_{0.31}$	801
19	10.75	90.84	101.59	$Au_{0.82}Ag_{0.18}$	894
20	7.54	93.57	101.11	$Au_{0.87}Ag_{0.13}$	925
21	11.49	88.65	100.14	$Au_{0.81}Ag_{0.19}$	885
22	2.36	97.83	100.19	$Au_{0.96}Ag_{0.04}$	976
23	2.47	97.77	100.24	$Au_{0.96}Ag_{0.04}$	975
24	3.01	96.99	100.00	$Au_{0.95}Ag_{0.05}$	970
Самородное золото II					
25	48.77	49.69	98.46	$Ag_{0.64}Au_{0.36}$	505
26	46.30	51.23	97.53	$Ag_{0.62}Au_{0.38}$	525
27	48.65	51.64	100.29	$Ag_{0.63}Au_{0.37}$	515
28	44.37	55.18	99.55	$Ag_{0.59}Au_{0.41}$	554
29	48.43	49.70	98.13	$Ag_{0.64}Au_{0.36}$	506
30	48.91	51.73	100.64	$Ag_{0.63}Au_{0.37}$	514
31	49.12	52.61	101.73	$Ag_{0.63}Au_{0.37}$	517
Самородное серебро					
32	53.14	45.67	98.81	$Ag_{0.68}Au_{0.32}$	462

Самородное золото III («горчичное» золото) (Au,Ag). Самородное золото III на участке Центральный периодически образует значительные скопления в рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах (**рис. 4.12 а**). Оно диагностируется по характерному коричневато-желтому, бронзово-желтому, коричневому или красно-бурому цвету (**рис. 4.12**), что позволило интерпретировать его как «горчичное» золото (Okrugin et al., 2014; Tolstykh et al., 2019; Жегунов и др., 2024а). Оно обладает низкой отражательной способностью по отношению к самородному золоту I и II (см. **рис. 4.8 а**). Формирует угловатые или комковидные зерна, ксеноморфные по отношению к жильным минералам

(**рис. 4.12 а, г, е**). На поверхности некоторых золотин наблюдаются почковидные и натечного облика наросты самородного золота (**рис. 4.13 а, б**). Размер зерен составляет от единиц микрон до 200 мкм. Внутреннее строение неоднородное, пористое, встречаются участки золотин с колломорфной текстурой (**рис. 4.13 з**). В некоторых зернах наблюдаются прожилки и участки более позднего высокопробного самородного золота однородного внутреннего строения (**рис. 4.12 в–е, 4.13, з, и**). При подготовке препаратов для СЭМ-ЭДС отмечено, что «горчичное» золото хрупкое и рассыпается при слабом механическом воздействии на него (**рис. 4.13 в, г**). Развивается в виде кайм замещения или полных псевдоморфоз по калаверите.

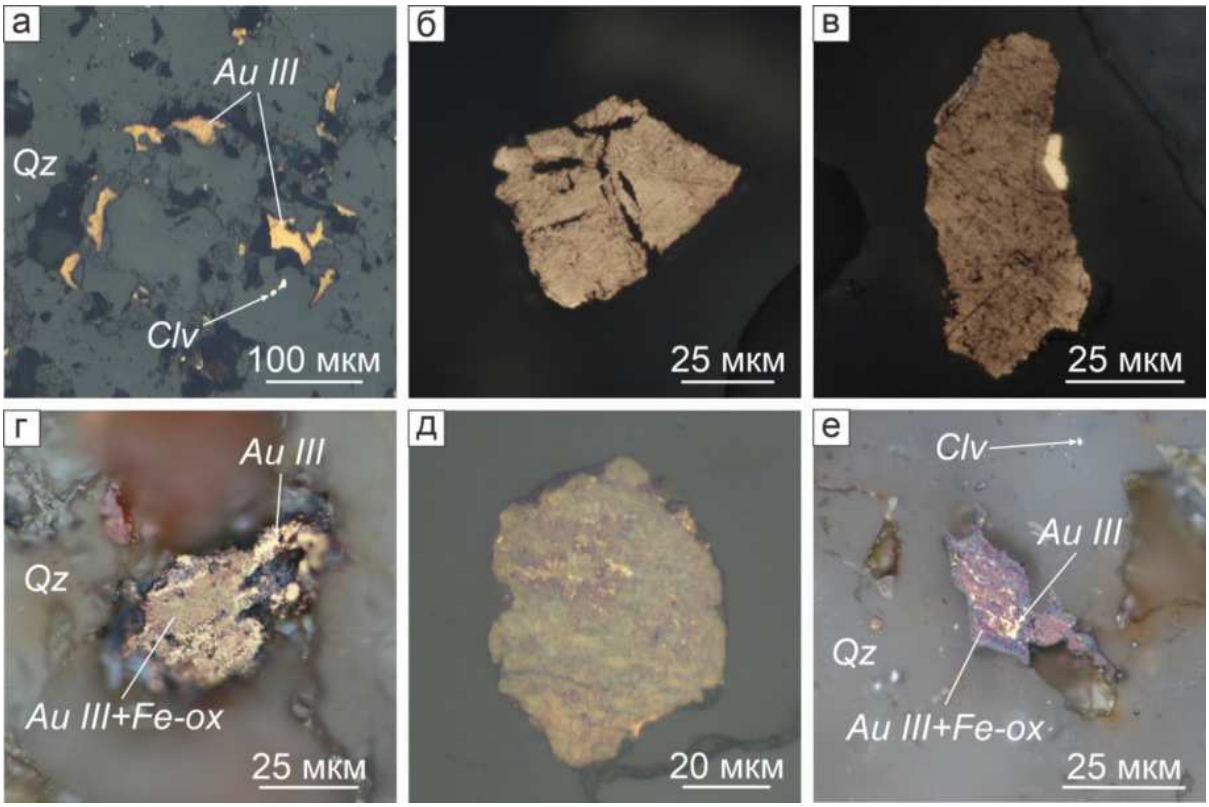


Рис. 4.12. Самородное золото III («горчичное» золото), особенности его внутреннего строения и взаимоотношения с другими минералами: а – скопление угловатых зерен «горчичного» золота в полостях калиевополевошпат-кварцевой матрицы; б – трещиноватое зерно «горчичного» золота; в – пористое неоднородное зерно «горчичного» золота с участком золота, свободного от примесей (светлое); г–е – неоднородные зерна «горчичного» золота, в которых темные участки насыщены примесями, а светлые – обеднены примесями. Изображения в отраженном свете. *Au III* – самородное золото третьей разновидности («горчичное» золото), *Qz* – кварц, *Clv* – калаверит, *Fe-ox* – гидроксиды железа.

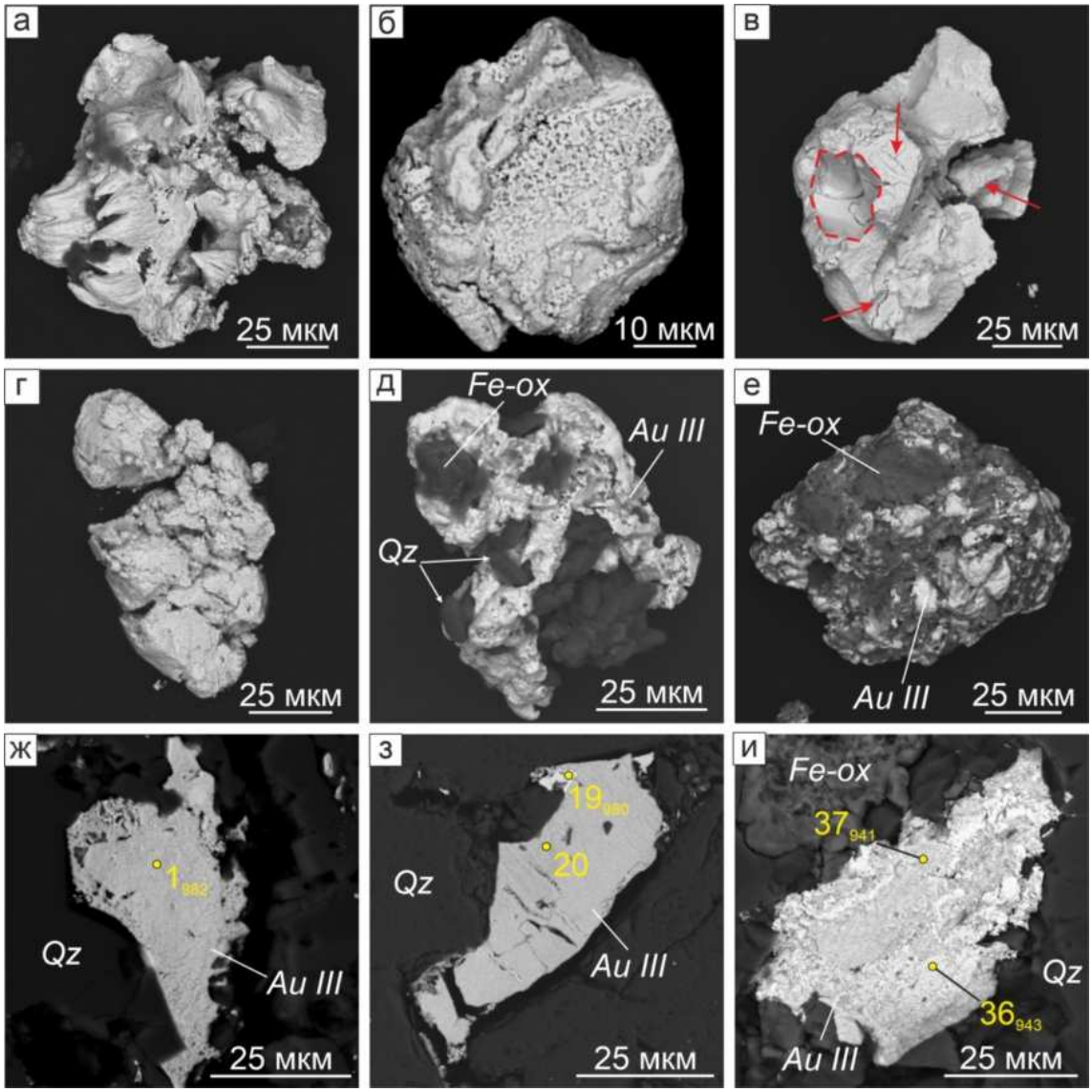


Рис. 4.13. Особенности морфологии и внутреннего строения «горчичного» самородного золота III: а, б – зерна «горчичного» золота с наростами самородного золота; в, г – хрупкие трещиноватые зерна, красный контур – след от иглы, стрелки указывают на трещины и обломок зерна, возникшие после механического воздействия; д, е – зерна, покрытые «рубашкой» из гидроксидов железа; ж – зерно пористого внутреннего строения; з – зерно колломорфной текстуры в срастании с сульфидами Au–Ag и участками высокопробного золота однородного внутреннего строения (белое); и – зерно с участками, насыщенными гидроксидами железа (светло–серое). На изображениях ж–и желтые круги – аналитические точки, номера соответствуют номерам анализов в **табл. 4.7**, индексы – пробность. Изображения во вторичных электронах (а–е) и в обратно-рассеянных электронах (ж–и). *Au III* – самородное золото третьей разновидности («горчичное» золото), *Qz* – кварц, *Fe-ox* – гидроксиды железа.

Химический состав «горчичного» золота отличается неоднородностью, проявляющейся как между различными зернами, так и в пределах индивида (**рис. 4.13 ж–и, табл. 4.7**). Суммарное содержание примесных элементов в его составе может достигать ~ 50 мас. %, главной из которых является серебро (до 19.0 мас. %). Установлены также существенные количества кислорода (до 22.0 мас. %), железа (до 21.0 мас. %), отмечаются

сера (до 9.5 мас. %), теллур (до 4.0 мас. %) и марганец (до 3.0 мас. %.). Ранее было показано, что столь широкий спектр примесей в «горчичном» золоте рудопроявления Эвевпента обусловлен присутствием в нем микровключений посторонних минералов: преимущественно гипергенных минералов систем Fe–O–OH и Mn–O–OH, а в отдельных случаях хлораргирита (Жегунов и др., 2024а). Участки с повышенными концентрациями Ag в «горчичном золоте» (**рис. 4.13 з, табл. 4.7.,** анализы 20–28) можно объяснить присутствием включений серебросодержащих сульфидов системы Au–Ag–S в нем (Жегунов и др., 2024а). Пробность «горчичного» золота, рассчитанная для участков с минимальным количеством механических примесей, варьирует от 906 до 989 ‰ (см. **рис. 4.11, табл. 4.7**).

Табл. 4.7. Химический состав самородного золота III («горчичного» золота) (мас. %) по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Центральный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	O	S	Mn	Fe	Ag	Te	Au	Сумма	Пробность, ‰
«Горчичное» золото без примесей									
1	–	–	–	–	1.82	–	97.43	99.26	982
2	–	–	–	–	2.84	–	94.36	97.20	971
3	–	–	–	–	2.94	–	95.63	98.57	970
4	–	–	–	–	3.64	–	97.05	100.69	964
5	–	–	–	–	3.38	–	95.72	99.10	966
6	–	–	–	–	9.31	–	89.48	98.79	906
7	–	–	–	–	5.03	–	96.88	101.91	951
8	–	–	–	–	6.15	–	93.80	99.95	938
9	–	–	–	–	6.61	–	95.88	102.49	936
10	–	–	–	–	2.46	–	97.96	100.42	976
11	–	–	–	–	1.12	–	98.23	99.35	989
12	–	–	–	–	1.28	–	98.71	99.99	987
13	–	–	–	–	1.30	–	100.50	101.80	987
14	–	–	–	–	3.93	–	97.64	101.57	961
15	–	–	–	–	6.03	–	92.14	98.17	939
16	–	–	–	–	4.79	–	95.34	100.13	952
17	–	–	–	–	5.38	–	94.68	100.06	946
Участки и прожилки однородного самородного золота в «горчичном» золоте									
18	–	–	–	–	0.83	–	99.89	100.72	929
19	–	–	–	–	2.04	–	99.13	101.17	980
«Горчичное» золото с реликтами сульфидов системы Au–Ag–S*									
20	3.03	5.48	–	–	14.43	–	75.07	98.01	
21	3.25	4.40	–	–	12.50	–	78.89	99.04	
22	4.04	2.28	–	–	6.20	–	88.51	101.03	
23	2.26	5.34	–	–	12.70	–	79.24	99.54	
24	3.60	5.07	–	–	12.30	–	78.16	99.13	
25	4.08	3.68	–	0.48	9.95	–	79.99	98.18	
26	2.45	3.44	–	–	7.69	–	86.93	100.51	
27	2.61	3.28	–	–	9.07	–	83.02	97.98	
28	10.40	9.20	–	5.24	18.98	–	57.77	101.59	

Табл. 4.7. (продолжение)

№ п/п	O	S	Mn	Fe	Ag	Te	Au	Сумма	Пробность, ‰
«Горчичное» золото в срастании с минералами систем Fe–O–OH и Mn–O–OH									
29	20.65	–	–	18.02	3.00	1.12	59.78	102.57	952
30	19.64	–	–	20.90	3.49	1.58	53.20	98.81	938
31	21.73	–	–	20.62	3.75	3.97	47.70	97.77	927
32	16.81	–	–	16.51	3.33	3.03	57.83	97.51	946
33	3.50	–	1.87	0.39	3.83	–	90.79	100.38	960
34	3.72	–	1.75	0.41	3.27	–	92.62	101.77	966
35	3.18	–	2.65	0.81	2.43	–	91.52	100.59	974
36	5.06	–	–	5.98	4.92	0.43	80.72	97.11	943
37	9.02	–	–	10.71	4.51	1.09	71.36	96.70	941

Примечание. Содержания ниже предела обнаружения отмечены прочерком. * Для «горчичного» золота, содержащего реликты серебросодержащих сульфидов, пробность не рассчитывалась, поскольку присутствие серебросодержащих фаз делает расчет пробности некорректным

На основе комплекса оптических, морфологических и химических особенностей изученных зерен «горчичного» золота выделено четыре его разновидности (Жегунов и др., 2024а): без примесей; с участками и прожилками однородного самородного золота; в срастании с реликтами сульфидов Ag (Au–Ag); в срастании с гипергенными минералами систем Fe–O–OH и Mn–O–OH (**табл. 4.7**). Важно подчеркнуть, что «горчичное» золото обнаружено на участке Центральный и отсутствует на участке Северный. По всей видимости, это обусловлено различиями в минеральном составе руд: на участке Центральный наиболее распространенный теллурид золота – калаверит ($AuTe_2$), за счет которого формируется «горчичное» золото, тогда как на участке Северный распространены только гессит (Ag_2Te) и петцит (Ag_3AuTe_2) (Жегунов и др., 2024а).

Самородное золото IV (Au,Ag). Встречается в виде тонкодисперсных и субмикроскопических частиц, образующих рассеянную вкрапленность в ярозите, и в гипергенных минералах систем Fe–O–OH, Mn–O–OH (**рис. 4.14**). Точный химический состав самородного золота IV в срастаниях с гипергенными минералами железа (гидроксиды железа, ярозит) не удалось установить из-за его малых размеров. Однако энергодисперсионный анализ участков ярозита, содержащих включения этого золота (**рис. 4.14 в**) зафиксировал наряду с O, Fe, S, K также Au (2.2–4.2 мас. %) и Ag (0.8–2.1 мас. %). На этом основании пробность самородного золота IV оценивается в интервале от 581 до 778 ‰ (см. **рис. 4.11)**. Следует подчеркнуть, что ни в одном из изученных образцов не обнаружено включений самородного золота в пирите и других сульфидах. Это позволяет предполагать, что самородное золото IV относится к поздней (гипергенной) генерацией золота на рудопроявлении Эвевпента и могло сформироваться в зоне окисления за счет разрушения пирита и находящихся в нем микровключений (алтаита,

гессита, петцита, акантита). Вместе с тем не исключено, что исходное золото присутствовало в пирите в форме так называемого «невидимого» Au (Кравцова, 2010), которое в зоне окисления путем собирательной перекристаллизации укрупнилось до более крупных зерен.

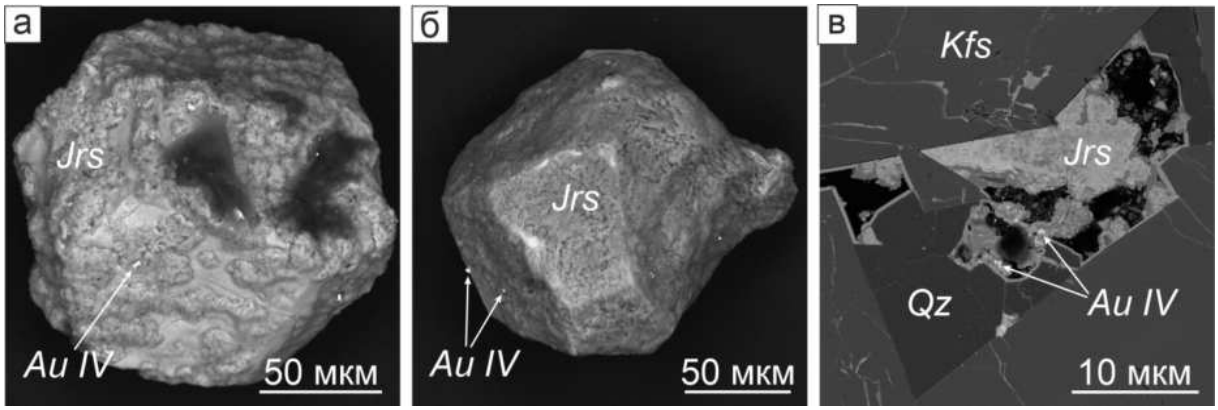


Рис. 4.14. Морфологические особенности самородного золота IV: а, б – самородное золото IV на поверхности псевдоморфоз ярозита по пириту; в – вкрапленность самородного золота IV в ярозите. Изображения во вторичных электронах (а, б) и в обратно-рассеянных электронах (в). *Jrs* – ярозит, *Au IV* – самородное золото четвертой разновидности, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Qz* – кварц.

Хлориды

Хлораргирит AgCl и *бромсодержащий хлораргирит* Ag(Cl,Br). Встречены в рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах, где ассоциируют с самородным золотом, теллуридами и сульфидами. Минералы образуют единичные угловатые зерна, агрегаты, ксеноморфные по отношению к жильным и рудным фазам. Они выполняют полости между зернами калиевого полевого шпата и кварца, а также образуют срастания с гипергенными минералами систем Fe–O–OH, Mn–O–OH (**рис. 4.15**). Размер агрегатов достигает 50–60 мкм. Химический состав хлораргирита (мас. %): Ag 78.5–78.9, Cl 19.2–19.3 (сумма 100, нормализованные анализы). В некоторых случаях устанавливаются примеси S (до 0.6 мас. %) и Cd (до 2.0 мас. %). Для бромсодержащего хлораргирита получены следующие значения (мас. %): Ag 70.5–74.0, Cl 11.3–11.4, Br 14.6–19.2 (сумма 100, нормализованные анализы). Небольшой избыток серебра, фиксируемый в анализах, вероятно, обусловлен либо аналитической погрешностью, либо присутствием механической примеси других серебросодержащих минералов. Замещают акантит, гессит и, вероятно, другие Au- и Ag-содержащие минералы. Иногда содержат включения самородного золота (**рис. 4.15 а**).

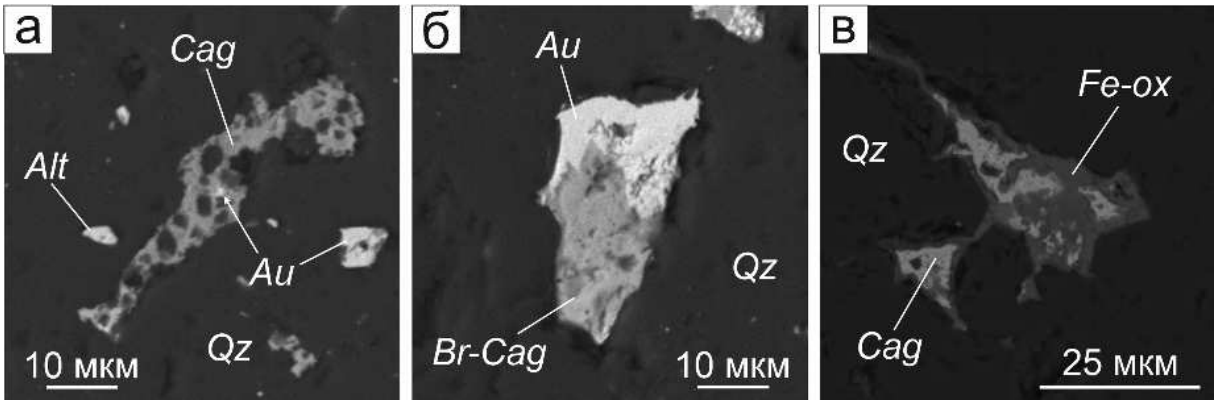


Рис. 4.15. Морфология зерен и взаимоотношения хлораргирита с другими минералами: а – хлораргирит в полости в кварце с реликтовым золотом; б – бромсодержащий хлораргирит, замещающий (?) самородное золото; в – срастание хлораргирита и гидроксидов железа в полости в кварце. Изображения в обратно-рассеянных электронах. *Alt* – алтаит, *Cag* – хлораргирит, *Au* – самородное золото, *Qz* – кварц, *Br-Cag* – бромсодержащий хлораргирит, *Fe-ox* – гидроксиды железа.

Жильные и акцессорные минералы

Кварц SiO_2. Является главным породообразующим минералом рудных калиевополевошпат-кварцевых жил и ведущим минералом метасоматических образований. Для него характерно широкое разнообразие структурных и текстурных особенностей. В метасоматических породах кварц, часто в ассоциации с калиевым полевым шпатом, формирует микрозернистую гранобластовую структуру основной ткани, а также образует мономинеральные скопления и гнезда микро- и мелкозернистого строения. В рудных жилах кварц представлен несколькими генерациями, различающимися степенью кристалличности: от волокнистого, скрытокристаллического халцедона и микрозернистого халцедоновидного кварца до крупнозернистых агрегатов, друзовой или крустификационной текстуры в открытых полостях жил. Макроскопически кварц бесцветен, его скрытокристаллические разновидности имеют молочно-белый цвет. Участки, насыщенные тонкой вкрапленностью рудных минералов, окрашены в серый или черный цвет, а в зоне окисления за счет гипергенных минералов систем Fe–O–OH, Mn–O–OH приобретает черную, бурую или рыжую окраску. Химический состав кварца стехиометрический, примеси в количествах, превышающих предел обнаружения метода СЭМ-ЭДС, не выявлены.

Калиевый полевой шпат $KAlSi_3O_8$. На участке Центральный является распространенным минералом метасоматических образований и рудных жил. В жилах он слагает отдельные практически мономинеральные слои, либо рассеян среди зерен кварца. Мощность слоев, насыщенных калиевым полевым шпатом, составляет 0.1–1.5 мм. Макроскопически минерал бесцветный или обладает кремово-белым, желтовато-белым и

светло-желтым цветом (за счет частичной пелитизации). Кристаллы калиевого полевого шпата идиоморфные, удлиненные, таблитчатого облика, их размер составляет от долей миллиметра до 1–2 мм. В петрографических шлифах наблюдаются сечения, близкие к прямоугольным или ромбическим (**рис. 4.16 а, б**). Минерал прозрачный или полупрозрачный, иногда содержит тонкую вкрапленностью непросвечивающих глинистых минералов. Важно отметить, что самородное золото, теллуриды и сульфиды золота и серебра приурочены к слоям рудных жил, обогащенным калиевым полевым шпатом (**рис. 4.16 в**). Химический состав калиевого полевого шпата, а также особенности его структурного состояния, рассмотрены в **Подразделе 4.2.4**.

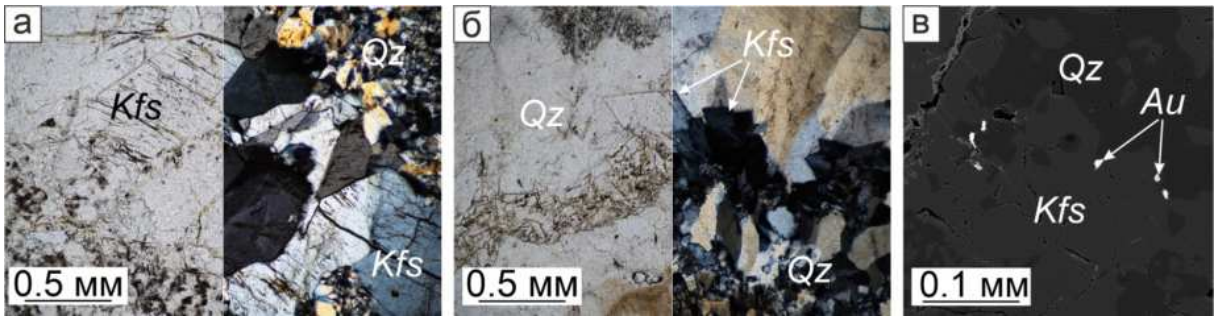


Рис. 4.16. Калиевый полевой шпат из золотоносных калиевополевошпат-кварцевых жил и прожилков: а – кристаллы калиевого полевого шпата с прямоугольными сечениями; б – кристаллы калиевого полевого шпата с ромбическими сечениями; в – ассоциация самородного золота в зоне прожилка, обогащенного калиевым полевым шпатом. Фотографии в проходящем свете (слева – без анализатора, справа – с анализатором) для (а, б) и изображение в обратно-рассеянных электронах для (в). *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Qz* – кварц, *Au* – самородное золото.

Барит $BaSO_4$ и *целестин* $SrSO_4$. Представлены мелкими (менее 100 мкм) зернами неправильной формы, иногда формируют кристаллы таблитчатого облика. Оба минерала могут быть встречены в одном образце. Локализуются в межзерновых пустотах среди жильных минералов, срастаний с рудными минералами не образуют. В крупных порах иногда встречаются в срастании с минералами подгруппы каолинита. Барит стехиометричен, его химический состав (мас. %): BaO 58.4–66.0, SO_3 33.0–35.4, фиксируется примесь SrO от 0.2 до 6.5. Химический состав целестина также близок к стехиометрическому (мас. %): SrO 43.3–50.9, SO_3 43.6–44.6, с примесью BaO от 4.5 до 13.1.

Нерудные вторичные минералы зоны окисления

Англезит $PbSO_4$. Формирует угловатые зерна размером от единиц микрометров до 25–30 мкм. В изученных образцах он обнаружен в ассоциации с самородным золотом,

теллуридами и сульфидами, где либо выполняет межзерновые пустоты в жильной массе, либо замещает алтаит и галенит (**рис. 4.17 а, б**). По данным СЭМ-ЭДС анализа химический состав минерала (мас. %): PbO 71.9–72.33, SO_3 24.9–26.4, а в случае замещения алтаита в англезите фиксируются также примеси TeO_2 до 2.8 и CuO до 1.2.

Теллурит TeO_2. Образует столбчатые, короткостолбчатые кристаллы размером до 30 мкм по удлинению. В изученных образцах обнаружен в тесной ассоциации с «горчичным» самородным золотом III и калаверитом, а также в виде самостоятельных зерен в полостях среди жильных минералов (**рис. 4.17 б, в**). По данным СЭМ-ЭДС анализа химический состав минерала (мас. %): O 19.7–20.8, Te 78.4–81.9, что практически идеально соответствует формуле TeO_2 (атомное отношение Te:O ~ 1:2).

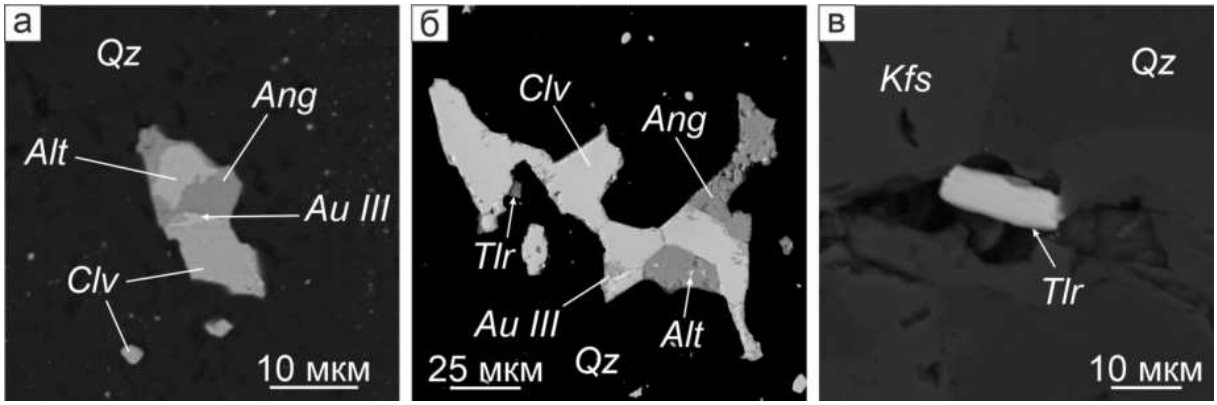


Рис. 4.17. Англезит, теллурит и ассоциирующие с ними минералы: а – англезит, замещающий алтаит; б – англезит, замещающий алтаит, а также теллурит, замещающий калаверит совместно с «горчичным» самородным золотом III; в – столбчатый кристалл теллурита в полости в жильном калиевополевошпат-кварцевом агрегате. Изображения в обратно-рассеянных электронах. *Qz* – кварц, *Ang* – англезит, *Alt* – алтаит, *Au III* – самородное золото третьей разновидности («горчичное» золото), *Clv* – калаверит, *Tlr* – теллурит, *Kfs* – калиевый полевой шпат.

Ярозит $KFe_3^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$. Распространенный минерал зоны окисления рудопроявления Эвевпента. Обнаружен как в метасоматических образованиях, так и в рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах. В жилах встречается в виде хорошо образованных кристаллов, агрегатов зерен неправильной формы или колломорфного облика. Ярозит образует срастания с гидроксидами железа и минералами подгруппы каолинита, замещает сульфидные минералы (**рис. 4.18 б**). Иногда в ярозите фиксируются включения самородного золота и науманнита. По данным СЭМ-ЭДС его химический состав (мас. %): K_2O 7.7–8.1, Fe_2O_3 39.8–40.4, SO_3 31.0–32.0, что близко к стехиометрическому составу ярозита. В большинстве анализов кроме K_2O, Fe_2O_3 и SO_3 также фиксируются примеси SiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, As_2O_5.

Минералы подгруппы каолинита $Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$. Встречаются в зоне окисления рудопроявления, где обнаружены как в метасоматических образованиях, так и в рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах. В жилах образуют своеобразные пакетные агрегаты, сложенные из листовидных кристаллов (**рис. 4.18 а, б**). Минералы локализуются в полостях среди жильных фаз и образуют срастания с ярозитом, иногда с баритом (**рис. 4.18 б**). По данным СЭМ-ЭДС химический состав (мас. %): Al_2O_3 35.3–38.5, SiO_2 43.7–47.6, что близко к стехиометрическому составу минералов подгруппы каолинита. В большинстве анализов фиксируются примеси Fe_2O_3, K_2O, Na_2O, SO_3, появление которых, по всей видимости, обусловлено механическими примесями тонкодисперсных частиц. В рудных жилах минерал диагностировался по данным СЭМ-ЭДС, что не позволяет однозначно отнести его к конкретной полиморфной модификации (каолинит, диккит или накрит).

Гидроксиды железа (гетит, лепидокрокит). Образуют агрегаты угловатой формы, натечные и колломорфного облика образования, замещающие гипогенные рудные минералы (**рис. 4.18 в**). В химическом составе кроме Fe и O часто обнаруживаются примеси Si, As, S, Te, P, Mn и других элементов. Широкий спектр элементов-примесей обусловлен тем, что данные агрегаты, как правило, представляют собой сложные минеральные смеси. Диагностирован по данным СЭМ-ЭДС, поэтому его точное отнесение к какому-либо минеральному виду в системе Fe–O–OH затруднительно.

Вульфенит $PbMoO_4$. На участке Центральный встречается редко, образует угловатые зерна неправильной формы размером менее 10 мкм, рассеянные по жильной калиевополевошпат-кварцевой матрице.

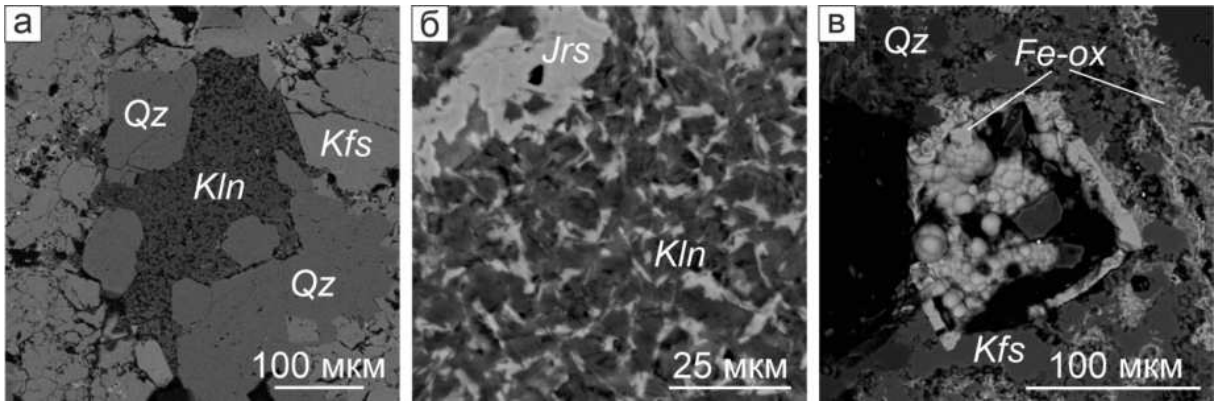


Рис. 4.18. Вторичные минералы зоны окисления: а – каолинит в полости в калиевополевошпат-кварцевой матрице; б – срастание ярозита и каолинита; в – почковидные, натечные агрегаты гидроксидов железа. Изображения в обратно-рассеянных электронах. *Qz* – кварц, *Kln* – минералы подгруппы каолинита, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Jrs* – ярозит, *Fe-ox* – гидроксиды железа.

4.2.3. Характеристика минералов руд участка Северный

Сульфиды

Пирит FeS_2. Является самым распространенным рудным минералом на участке Северный. В околорудно-измененных породах он образует тонкую вкрапленность как в основной массе породы, так и развивается по порфировым вкрапленникам (**рис. 4.19 а**). В рудных жилах и прожилках пирит рассеян среди жильных минералов, иногда формируя гнездовые скопления. Встречаются как идиоморфные кристаллы пентагондодекаэдрического или кубического габитуса, так и зерна округлой формы (**рис. 4.19 б–г, е**). Размер зерен варьирует от первых единиц микрон до ~4 мм. В качестве минералов-включений в пирите установлены халькопирит, сфалерит, галенит, йордизит, гессит, петцит (**рис. 4.19 в, д**). По химическому составу пирит стехиометричен, значительная часть зерен не содержит примесей в концентрациях выше предела обнаружения метода СЭМ-ЭДС. В некоторых случаях может содержать примесь мышьяк в количестве до 3.4 мас. % и медь до 0.6 мас. % (**табл. 4.8**). Как и для пирита участка Центральный, для пирита участка Северный наблюдается корреляционная зависимость между содержаниями мышьяка и серы, что также может указывать на изоморфное замещение серы мышьяком (**рис. 4.20).** Некоторые кристаллы пирита обладают осцилляторной зональностью, выраженной в повышенном содержании мышьяка по зонам роста (**рис. 4.19 е**). В центральных частях некоторых кристаллов мышьяксодержащего пирита наблюдаются реликты резорбированного пирита более ранней генерации, не содержащего мышьяк (**рис. 4.19 б**). В зоне окисления пирит замещается гипергенными минералами железа (гидроксиды железа, ярозит).

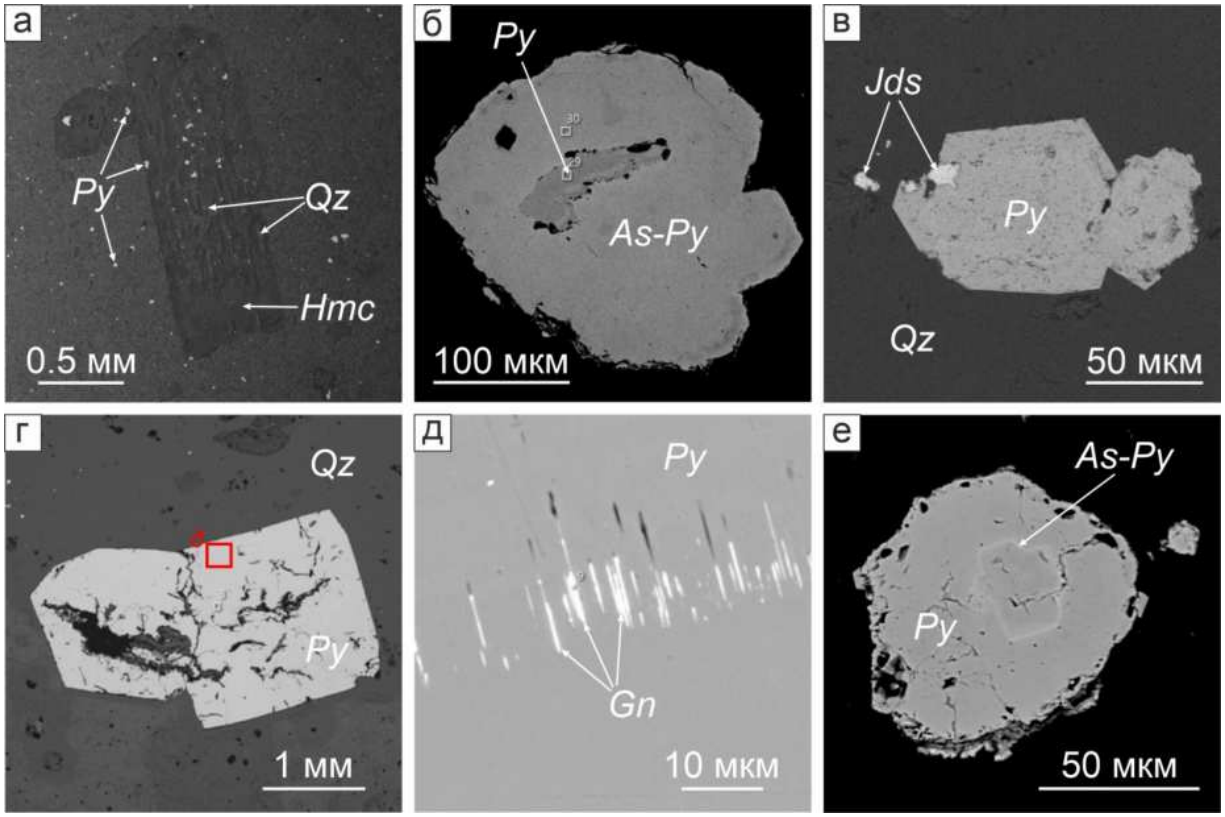


Рис. 4.19. Особенности морфологии и внутреннего строения зерен пирита: а – рассеянная вкрапленность пирита в аргиллизите; б – кристалл мышьяксодержащего пирита округлой формы на затравке резорбированного пирита; в – включение йордизита в пирите; г, д – крупное зерно пирита с включениями галенита по зоне роста; е – пирит с зоной роста, насыщенной мышьяком. Изображения в обратно-рассеянных электронах. *Py* – пирит, *Qz* – кварц, *Hmc* – минералы группы гидрослюд, *As-Py* – мышьяксодержащий пирит, *Jds* – йордизит, *Gn* – галенит.

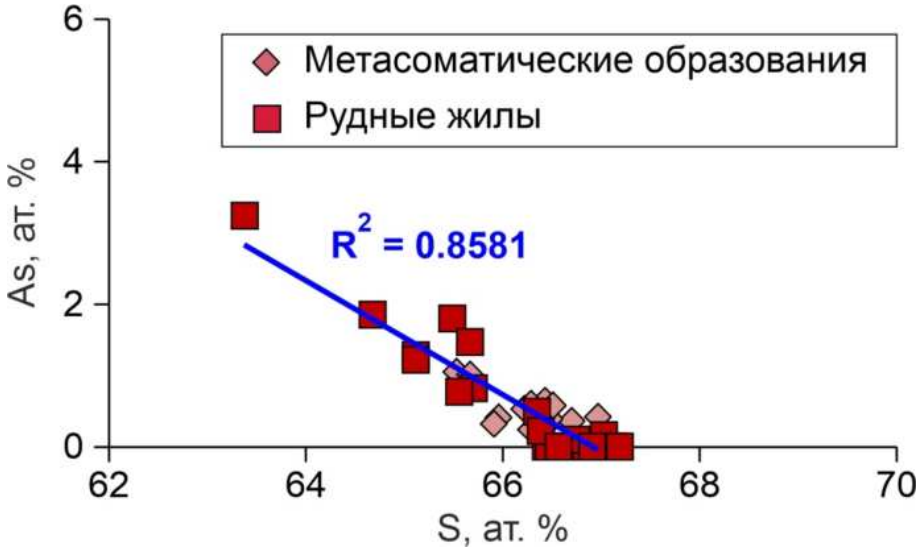


Рис. 4.20. Обратная корреляционная зависимость между содержанием S и As в пирите, участок Северный. R^2 – коэффициент детерминации.

Табл. 4.8. Химический состав пирита (мас. %) по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Северный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	S	Fe	Cu	As	Sb	Сумма	Формула
1	53.02	46.92	–	–	–	99.94	$Fe_{1.01}S_{1.99}$
2	53.79	46.59	–	–	–	100.38	$Fe_{1.00}S_{2.00}$
3	52.62	45.86	–	–	–	98.48	$Fe_{1.00}S_{2.00}$
4	52.49	46.18	–	–	–	98.67	$Fe_{1.01}S_{1.99}$
5	52.70	45.51	–	–	–	98.21	$Fe_{0.99}S_{2.01}$
6	53.72	45.82	–	–	–	99.54	$Fe_{0.99}S_{2.01}$
7	53.10	45.97	0.27	0.91	–	100.25	$(Fe_{0.99}Cu_{0.01})_{\sum 1.00}(S_{1.99}As_{0.01})_{\sum 2.00}$
8	53.46	45.73	–	–	–	99.19	$Fe_{0.99}S_{2.01}$
9	53.59	45.85	0.57	0.19	–	100.20	$(Fe_{0.98}Cu_{0.01})_{\sum 0.99}S_{2.00}$
10	54.56	46.31	0.27	–	–	101.14	$(Fe_{0.98}Cu_{0.01})_{\sum 0.99}S_{2.01}$
11	52.51	46.01	–	0.40	–	98.92	$Fe_{1.00}(S_{1.99}As_{0.01})_{\sum 2.00}$
12	53.36	45.50	–	0.29	–	99.15	$Fe_{0.98}S_{2.01}$
13	53.33	46.65	–	–	–	99.98	$Fe_{1.00}S_{2.00}$
14	53.47	46.07	–	–	–	99.54	$Fe_{0.99}S_{2.01}$
15	53.57	45.57	–	–	–	99.14	$Fe_{0.98}S_{2.02}$
16	51.40	44.79	–	2.69	–	98.88	$(Fe_{0.99}As_{0.01})_{\sum 1.00}(S_{1.97}As_{0.03})_{\sum 2.00}$
17	51.59	44.60	–	3.37	–	99.56	$(Fe_{0.98}As_{0.02})_{\sum 1.00}(S_{1.97}As_{0.03})_{\sum 2.00}$
18	52.95	47.77	–	–	–	100.72	$Fe_{1.02}S_{1.98}$
19	51.98	47.15	–	–	–	99.13	$Fe_{1.03}S_{1.97}$
20	52.29	47.42	–	–	–	99.71	$Fe_{1.03}S_{1.97}$
21	50.54	45.26	–	2.21	0.54	98.55	$Fe_{1.00}(S_{1.95}As_{0.04}Sb_{0.01})_{\sum 2.00}$
22	52.34	45.98	–	–	–	98.32	$Fe_{1.01}S_{1.99}$

Примечание. Содержания ниже предела обнаружения отмечены прочерком

Халькопирит $CuFeS_2$. Образует ксеноморфные зерна угловатой формы в пустотах и порах в жильной матрице, нередко встречается в виде тонкодисперсных и субмикроскопических включений в пирите (**рис. 4.21 б**). Размер халькопирита составляет от первых единиц микрометров до 150 мкм. Химический состав халькопирита близок к стехиометрическому, примеси в количествах, превышающих предел обнаружения методом СЭМ-ЭДС, не выявлены (**табл. 4.9**). По периферии халькопирит замещается ковеллином и спионкопитом (?) (**рис. 4.21 а**).

Сфалерит ZnS. Обнаружен в околорудно-измененных породах, рудных жилах и прожилках. Сфалерит образует идиоморфные кристаллы и зерна неправильной формы размером до 100–200 мкм, встречается в виде тонкодисперсных и субмикроскопических включений в пирите (**рис. 4.21 б, в**). В химическом составе сфалерита установлены примеси железа до 3 мас. % и кадмия до 0.5 мас. % (**табл. 4.9**). В некоторых случаях обнаружены примеси меди и сурьмы (менее 3.5 мас. % и 0.5 мас. %, соответственно), что,

предположительно, может быть обусловлено субмикроскопическими включениями минералов группы сульфосолей и халькопирита в сфалерите.

Галенит PbS. Обнаружен как в околорудно-измененных породах, так и в рудных жилах и прожилках. Самостоятельные зерна наблюдаются редко, преимущественно встречается в виде тонкодисперсных и субмикроскопических включений в пирите (**рис. 4.21 г, см. 4.19 д**).

Йордизит $(Mo,Fe)S_2$. Макроскопически представляет собой землистую, порошкообразную непросвечивающую фазу черного, синевато-черного цвета, обладающую тусклым полуметаллическим блеском. В отраженном свете коричневато-серого цвета, характерны сильная анизотропия и плеохроизм (**рис. 4.21 д**). Минерал образует тонкодисперсные (размером менее 25 мкм) чешуйки, сферолитоподобные и коллоидальные агрегаты (**рис. 4.21 е–з**). На основании макроскопического облика, оптических характеристик, морфологии, результатов химического анализа и КР-спектроскопии этот минерал был интерпретирован как йордизит – средне-низкотемпературная тонкодисперсная разновидность молибденита (Staples 1951; Margolis, 2015). Находится в ассоциации с гидрослюдами, с которым формирует взаимопрорастающие агрегаты (**рис. 4.21 ж, з**). В химическом составе установлены примеси железа менее 6.0 мас. % и теллура менее 3 мас. % (**табл. 4.9**). Йордзит вместе с гидрослюдами встречается также во флюидных включениях в кварце (см. **Главу 5**).

Акантит Ag_2S. Встречается редко, обнаружен в околожильных калиевополевошпат-кварцевых метасоматитах, рудных жилах и прожилках, где формирует угловатые зерна размером до 10–15 мкм в полостях в кварце. Примесных компонентов в химическом составе не обнаружено (**табл. 4.9**).

Фазы состава $(Ag,Au)_{2-x}S$ *(минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит)*. Встречаются редко и образуют зерна размером до 10 мкм, локализованные в трещинах и порах жильных минералов. Чаще встречаются в ассоциации с самородным золотом, которое замещают по периферии. Содержания основных элементов в сульфидах варьируют в следующих пределах (мас. %): Ag 31.0–55.7, Au 30.5–58.4 и S 9.2–12.2 (**табл. 4.9**). В отдельных зернах установлена примесь Se до 0.05 а.ф. = 1.6 мас. % (**табл. 4.9**). По химическому составу изученные сульфиды Au–Ag занимают промежуточное положение между ютенбогардтитом и петровскаитом и могут быть описаны общей формулой $(Ag,Au)_{2-x}S$ (**рис. 4.22**).

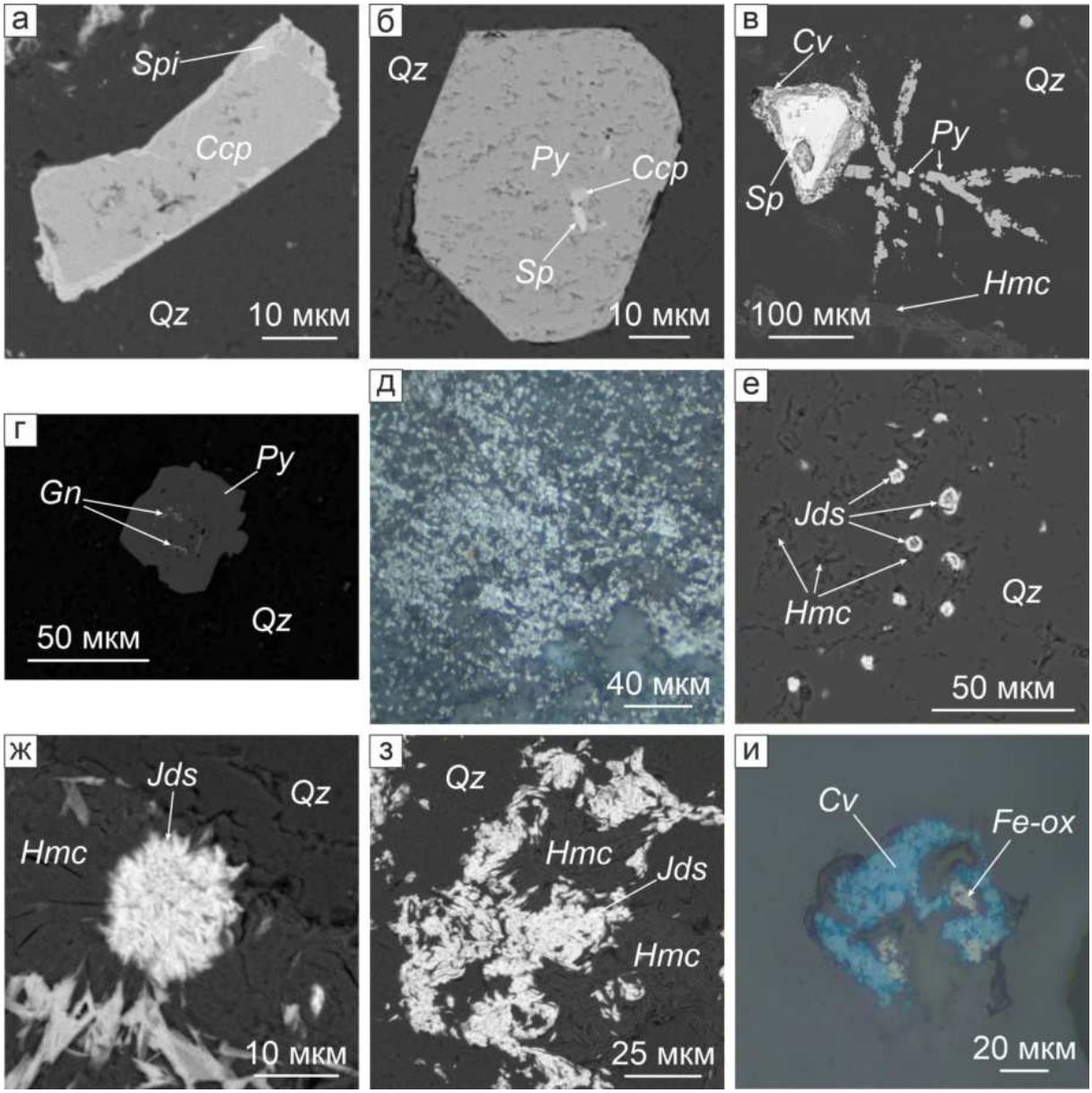


Рис. 4.21. Сульфиды, их морфология, внутреннее строение зерен и минеральные взаимоотношения: а – зерно халькопирита с каймой спионкопита (?); б – включения халькопирита и сфалерита в пирите; в – сфалерит с каймой ковеллина в ассоциации с пиритом в калиевополевошпат-кварцевом метасоматите; г – включение галенита в пирите; д – участок кварцевого прожилка, насыщенный йордизитом (коричневато-серый); е, ж – сферолитоподобные агрегаты йордизита в срастании с гидрослюдами; з – чашуйчатые кристаллы йордизита в срастании с гидрослюдами; и – агрегат ковеллина с гидроксидами железа. Фото в отраженном свете (д, и) и изображения в обратно-рассеянных электронах (а–г, е–з). *Spi* – спионкопит, *Ccp* – халькопирит, *Qz* – кварц, *Sp* – сфалерит, *Cv* – ковеллин, *Hmc* – минералы группы гидрослюд, *Gn* – галенит, *Jds* – йордизит, *Fe-ox* – гидроксиды железа.

Табл. 4.9. Химический состав сульфидов (мас. %) по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Северный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	S	Fe	Cu	Zn	Cd	Sb	Mo	Te	Se	Ag	Au	Сумма	Формула
Халькопирит $CuFeS_2$													
1	35.08	30.83	33.39	–	–	–	–	–	–			99.30	$Cu_{0.97}Fe_{1.02}S_{2.02}$
2	34.47	29.98	32.97	–	–	–	–	–	–			97.42	$Cu_{0.97}Fe_{1.01}S_{2.02}$
3	36.28	29.16	33.95	–	–	–	–	–	–			99.39	$Cu_{0.98}Fe_{0.95}S_{2.07}$
4	35.56	29.35	36.17	–	–	–	–	–	–			101.08	$Cu_{1.03}Fe_{0.95}S_{2.01}$
Сфалерит ZnS													
5	33.43	3.04	–	64.87	0.47	–	–	–	–			101.81	$(Zn_{0.95}Fe_{0.05})_{\sum 1.00}S_{1.00}$
6	32.10	0.14	–	67.31	0.25	–	–	–	–			99.80	$Zn_{1.01}S_{0.98}$
7	34.00	0.66	3.20	60.88	–	0.21	–	–	–			98.95	$(Zn_{0.91}Cu_{0.05}Fe_{0.01})_{\sum 0.97}S_{1.03}$
Йордизит MoS_2													
8	36.89	5.75	–	–	–	–	54.79	1.40	–			98.83	$(Mo_{0.93}Fe_{0.17})_{\sum 1.10}(S_{1.88}Te_{0.02})_{\sum 1.90}$
9	34.71	6.03	–	–	–	–	55.05	2.75	–			98.54	$(Mo_{0.96}Fe_{0.18})_{\sum 1.14}(S_{1.82}Te_{0.04})_{\sum 1.86}$
Акантит Ag_2S													
10	13.94									86.06		100.00*	$Ag_{1.94}S_{1.06}$
11	14.44									84.72		99.16	$Ag_{1.91}S_{1.09}$
12	12.80									87.20		100.00*	$Ag_{2.01}S_{0.99}$
Фазы $(Ag,Au)_{2-x}S$ (минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит)													
13	10.53									31.04	58.44	100.00*	$(Ag_{0.88}Au_{0.90})_{\sum 1.78}S_{1.00}$
14	12.20								1.60	55.67	30.53	100.00*	$(Ag_{1.36}Au_{0.41})_{\sum 1.77}(S_{1.00}Se_{0.05})_{\sum 1.05}$
Ковеллин CuS													
15	31.83	1.97	62.75	–	–	–	–	–	1.15			97.70	$(Cu_{0.97}Fe_{0.03})_{\sum 1.00}(S_{0.98}Se_{0.01})_{\sum 0.99}$
Спионкопит (?) $Cu_{39}S_{28}$													
16	26.78	1.34	73.49	–	–	–	–	–	–			101.61	$(Cu_{38.44}Fe_{0.80})_{\sum 39.24}S_{27.76}$

Примечание. Содержания ниже предела обнаружения отмечены прочерком. * Нормализованные результаты

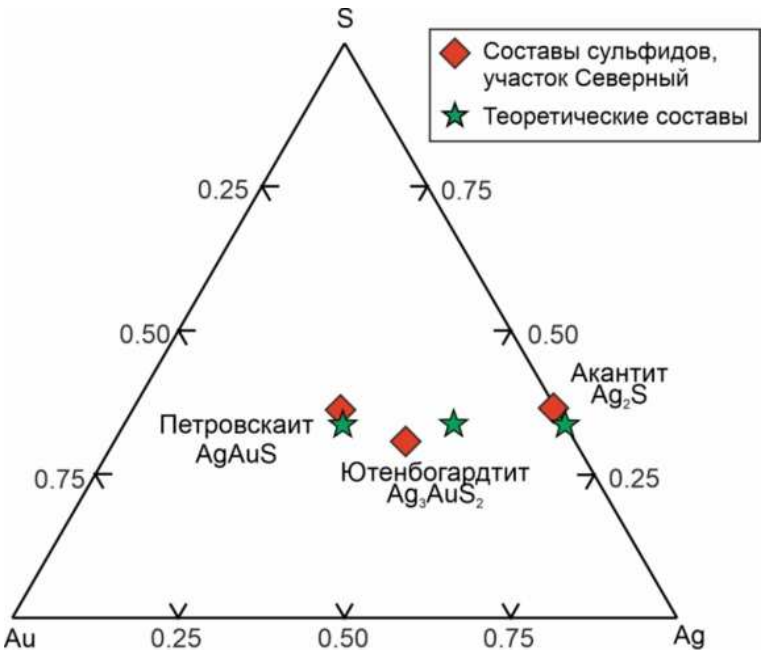


Рис. 4.22. Диаграмма химических составов (ат. %) минералов системы Au–Ag–S, участок Северный, рудопроявление Эвевпента.

Ковеллин CuS. В изученных образцах встречается главным образом в виде кайм, развивающихся по халькопириту. Иногда образует агрегаты размером до 50–60 мкм (**рис. 4.21 и**). Химический состав минерала близок к стехиометрическому составу: соотношение Cu:S составляет ~1:1, что отвечает идеальной формуле CuS (**табл. 4.9**). В составе некоторых зерен устанавливается примесь железа менее 2.0 мас. % (**табл. 4.9**). В единичных анализах установлены примеси селена и серебра в количестве менее 1.2 мас. %., что, вероятно, обусловлено микровключениями науманнита.

Спионкопит (?) $Cu_{39}S_{28}$. На участке Северный встречен сульфид меди, который вдоль трещинок и по периферии замещает халькопирит (**рис. 4.21 а**). В отраженном свете обладает синим цветом и анизотропией в оранжевых тонах. Установлено, что соотношение Cu:S в минерале примерно соответствует 39:28 (**табл. 4.9**). Предположительно, этот сульфид представляет собой спионкопит, который встречается в зонах окисления эпитермальных месторождений, в частности на месторождениях Понгкор (Индонезия; Warmada, Lehmann, 2003) и Марта (Аргентина; Paez et al., 2016). Однако малый размер зерен не позволяет достоверно определить конкретный минеральный вид среди минералов группы халькозина.

Теллуриды

Петцит Ag_3AuTe_2. Является наиболее распространенным минералом золота в рудных жилах и прожилках на участке Северный. Выполняет межзерновое пространство в жильной матрице, ксеноморфен по отношению к жильным минералам и пириту

(**рис. 4.23**). Ассоциирует с пиритом, встречается в срастаниях или в виде включений в нем. Отдельные зерна достигают 50 мкм в поперечном сечении. Минерал стехиометричен, в химическом составе некоторых зерен петцита установлен селен (менее 1.5 мас. %) и сера (менее 1.6 мас. %) (**рис. 4.24, табл. 4.10**).

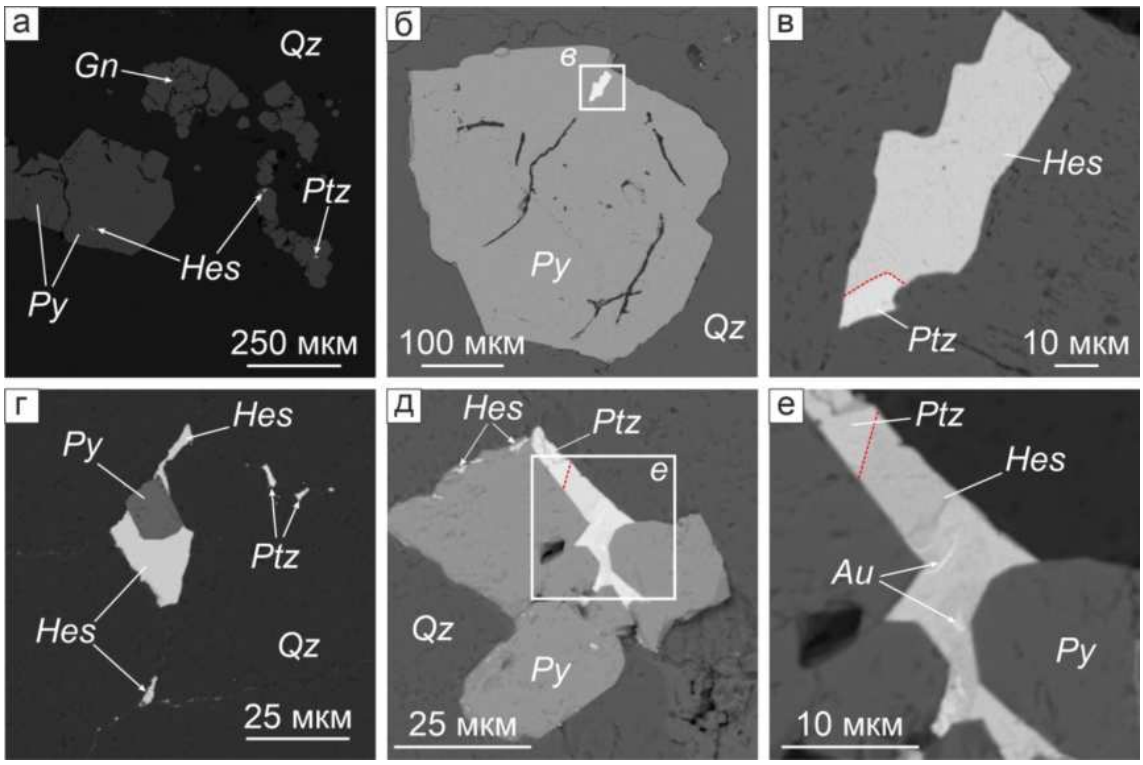


Рис. 4.23. Теллуриды, их морфология, внутреннее строение зерен и взаимоотношения с другими минералами: а – пирит с включениями петцита, гессита и галенита; б, в – включение гессита и петцита в пирите; г – пирит, обрастающий гесситом; д, е – гессит, петцит и самородное золото, в срастании с пиритом. Изображения в обратно-рассеянных электронах. *Gn* – галенит, *Qz* – кварц, *Ptz* – петцит, *Hes* – гессит, *Py* – пирит, *Au* – самородное золото.

Гессит Ag_2Te. Встречен в околожильных калиевополевошпат-кварцевых метасоматитах, а также в рудных жилах и прожилках. Образует зерна угловатой формы, ксеноморфные по отношению к жильным минералам и пириту, выполняет микротрещины в кварце. Размер зерен от нескольких микрон до 50–60 мкм. Встречается в срастаниях с петцитом и пиритом, часто в виде включений в последнем (**рис. 4.23**). Стехиометричен, в химическом составе некоторых зерен отмечены примеси селена (менее 1.6 мас. %), золота (менее 4.5 мас. %) и серы (менее 1.5 мас. %) (**рис. 4.24, табл. 4.10**).

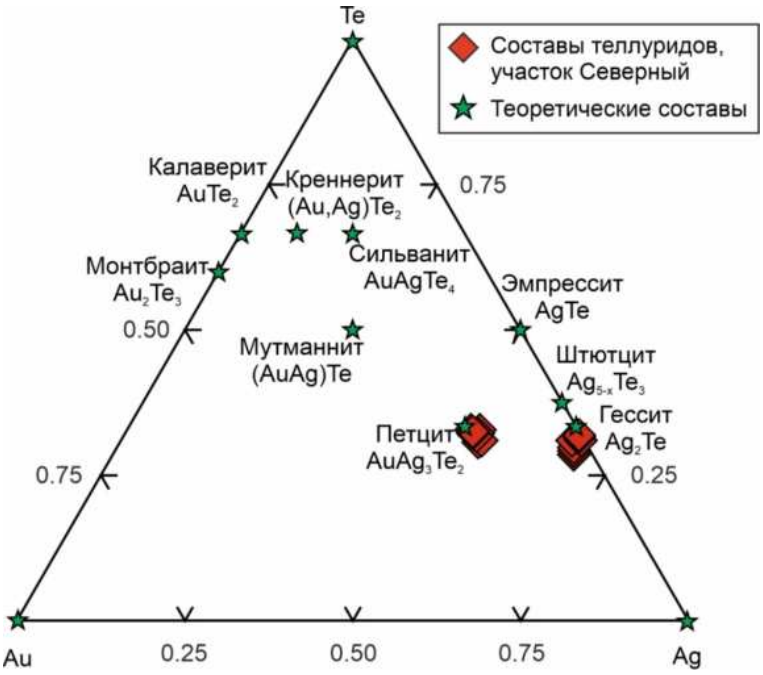


Рис. 4.24. Диаграмма составов (ат. %) минералов системы Au–Ag–Te, участок Северный, рудопроявление Эвевпента.

Табл. 4.10. Химический состав теллуридов (мас. %) по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Северный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	S	Se	Ag	Te	Au	Сумма	Формула
Петцит Ag_3AuTe_2							
1	–	–	44.28	31.19	23.90	99.37	$Ag_{3.17}Au_{0.94}Te_{1.89}$
2	–	–	43.49	32.15	24.00	99.64	$Ag_{3.11}Au_{0.94}Te_{1.85}$
3	–	–	45.04	32.36	23.44	100.84	$Ag_{3.17}Au_{0.90}Te_{1.93}$
4	–	–	43.05	32.28	24.22	99.55	$Ag_{3.09}Au_{0.95}Te_{1.96}$
5	–	–	45.10	33.06	22.14	100.30	$Ag_{3.18}Au_{0.85}Te_{1.97}$
6	0.53	–	45.34	30.59	24.42	100.88	$Ag_{3.15}Au_{0.93}(Te_{1.80}S_{0.12})_{\sum 1.92}$
7	–	1.36	44.53	30.28	22.57	98.74	$Ag_{3.17}Au_{0.88}(Te_{1.82}Se_{0.13})_{\sum 1.95}$
8	–	–	43.66	31.69	23.91	99.26	$Ag_{3.14}Au_{0.94}Te_{1.92}$
Гессит Ag_2Te							
9	–	–	64.84	35.55	–	100.39	$Ag_{2.05}Te_{0.95}$
10	–	–	65.73	34.99	–	100.72	$Ag_{2.07}Te_{0.93}$
11	–	–	64.30	35.45	–	99.75	$Ag_{2.05}Te_{0.95}$
12	–	–	64.72	35.49	–	100.21	$Ag_{2.05}Te_{0.95}$
13	1.08	1.13	63.94	32.19	3.50	101.84	$(Ag_{1.95}Au_{0.06})_{\sum 2.01}(Te_{0.83}S_{0.11}Se_{0.05})_{\sum 0.99}$
14	1.29	1.07	63.59	31.11	4.25	101.31	$(Ag_{1.95}Au_{0.07})_{\sum 2.02}(Te_{0.80}S_{0.13}Se_{0.04})_{\sum 0.97}$
15	0.68	–	63.56	34.37	2.85	101.46	$(Ag_{1.98}Au_{0.05})_{\sum 2.03}(Te_{0.90}S_{0.07})_{\sum 0.97}$
16	0.92	1.60	62.77	32.42	3.06	100.77	$(Ag_{1.94}Au_{0.05})_{\sum 1.99}(Te_{0.85}S_{0.10}Se_{0.07})_{\sum 1.02}$

Примечание. Содержания ниже предела обнаружения отмечены прочерком

Самородное золото

Самородное золото в рудных калиевополевошпат-кварцевых прожилках на участке Северный встречается крайне редко. Оно приурочено к генерациям кварца, насыщенным теллуридами золота и серебра и сульфидными минералами. На основе комплекса признаков (цвет, отражательная способность, внутреннее строение, пробность) выделено две разновидности самородного золота: *самородное золото I* высокой пробности; *самородное золото II* низкой пробности (**рис. 4.25**).

Самородное золото I и самородное золото II (Au,Ag). Подобно самородному золоту на участке Центральный, *с*амородное золото I и II встречаются совместно, они формируют зерна дендритовидной формы (агрегаты слабо ограненных кристаллов) размером от нескольких микрон до 100–120 мкм. В отраженном свете обладает золотисто-желтым цветом (**рис. 4.25 а**). Разновидности золота отличаются по химическому составу: самородное золото I содержит примесь серебра от 9.0 до 16.6 мас. % (пробность 832–909 ‰), а самородное золото II содержит 39.6 мас. % серебра (пробность 608 ‰) (**табл. 4.11, рис. 4.26).** В краевых частях дендритовидных агрегатов самородное золото корродируется поздними минералами ряда ютенбогардтит–петровскаит (**рис. 4.25 в, д**).

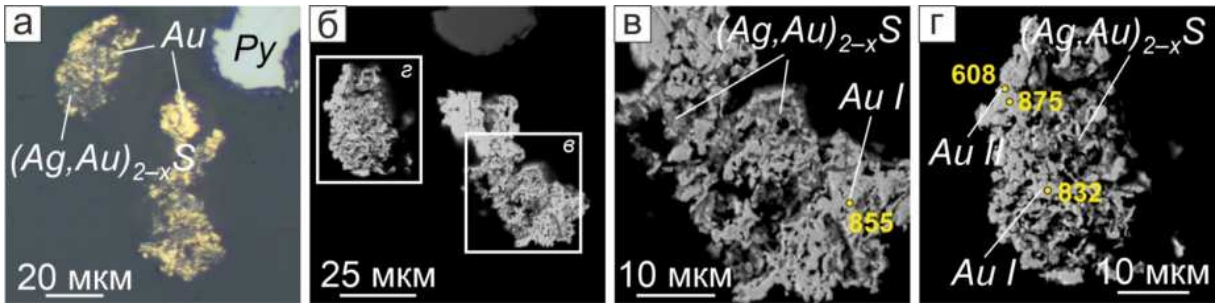


Рис. 4.25. Внутреннее строение дендритовидных агрегатов самородного золота I и II: а, б – агрегаты самородного золота I и II дендритовидной формы в ассоциации с фазами $(Ag,Au)_{2-x}S$ (в–г – участки детализации). Фото в отраженном свете (а) и изображения в обратно-рассеянных электронах (б–г). На рисунках (в, г) желтые круги – аналитические точки, числа – пробность самородного золота. *Au* – самородное золото, *Py* – пирит, *Au I* – самородное золото первой разновидности, *Au II* – самородное золото второй разновидности.

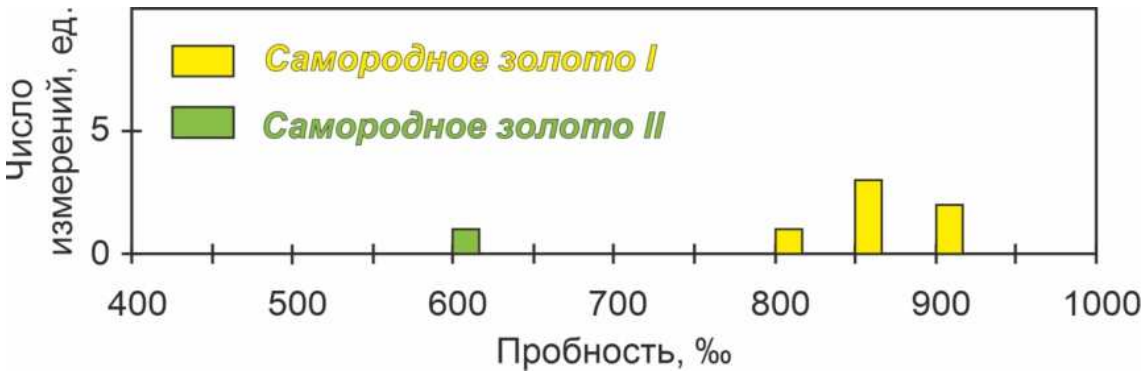


Рис. 4.26. Гистограмма распределения частот пробности самородного золота и серебра для участка Центральный рудопроявления Эвевпента.

Табл. 4.11. Химический состав самородного золота (мас. %) по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Северный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	Ag	Au	Сумма	Формула	Пробность, ‰
Самородное золото I					
1	10.09	91.67	101.76	$Au_{0.83}Ag_{0.17}$	901
2	14.37	86.20	100.57	$Au_{0.77}Ag_{0.23}$	857
3	9.04	90.59	99.63	$Au_{0.85}Ag_{0.15}$	909
4	14.58	85.63	100.21	$Au_{0.76}Ag_{0.24}$	855
5	16.60	82.08	98.68	$Au_{0.73}Ag_{0.27}$	832
6	12.32	86.47	98.79	$Au_{0.79}Ag_{0.21}$	875
Самородное золото II					
7	39.58	61.39	100.97	$Au_{0.46}Ag_{0.54}$	608

Жильные и акцессорные минералы

Кварц SiO_2. На участке Северный является главным минералом рудных жил и прожилков, а также ведущим минералом метасоматических образований. Кварц обладает разнообразными структурно-текстурными особенностями. В аргиллизитах и калиевополевошпат-кварцевых метасоматитах кварц в ассоциации с калиевым полевым шпатом и минералами группы гидрослюд формирует микрозернистую гранобластовую и лепидогранобластовую структуру основной массы. В рудных прожилках кварц представлен несколькими генерациями, которые различаются по степени кристалличности: от волокнистого скрытокристаллического халцедона и микрозернистого мозаичного кварца до крупнозернистого, формирующего друзовые и крустификационные агрегаты в полостях. Для рудных прожилков участка Северный характерно преобладание микрозернистого мозаичного кварца и халцедона. Макроскопически кварц бесцветный, его скрытокристаллические разновидности обладают белой, голубоватой и серой окраской. Участки, насыщенные тонкой вкрапленностью рудных минералов, обладают черным, голубовато-черный цветом, а участки, насыщенные гидрослюдами, окрашены в грязно-зеленый цвет. В зоне окисления кварц за счет гипергенных минералов систем Fe–

O–OH и Mn–O–OH приобретает черную, бурую или рыжую окраску. Химический состав кварца стехиометрический, примеси в количествах, превышающих предел обнаружения метода СЭМ-ЭДС, не выявлены.

Калиевый полевой шпат $KAlSi_3O_8$. На участке Северный также распространен в метасоматических образованиях и присутствует в кварцевых прожилках. Однако в рудных прожилках встречается значительно реже, чем в жилах на участке Центральный. Здесь калиевый полевой шпат рассеян среди кварца в виде редких зерен с ромбическими сечениями, реже формирует маломощные мономинеральные ритмы (мощностью до 1–2 мм). Химический состав калиевого полевого шпата, а также особенности его структурного состояния, рассмотрены в **Подразделе 4.2.4**.

Минералы группы гидрослюд (иллит) $K_{0.65}Al_2(Al_{0.65}Si_{3.35})_{\sum 4}O_{10}(OH)_2$. Широко распространенные минералы метасоматических образований и рудных кварцевых прожилков. Образуют мелкие чешуйчатые кристаллы, слоистые агрегаты. В метасоматических образованиях гидрослюды рассеяны по калиевополевошпат-кварцевой матрице, тогда как в кварцевых прожилках они чаще локализуются в полостях и порах среди жильных минералов, нередко образуя срастания с йордизитом. Распределение гидрослюд в прожилках неравномерное: на отдельных участках и в невыдержанных по мощности прослоях их содержание резко возрастает, придавая кварцу грязно-зеленую окраску. Гидрослюды также присутствуют в виде кристаллических фаз во флюидных включениях в кварце, что подтверждается данными КР-спектроскопии (см. **Главу 5**).

Химический состав гидрослюд в метасоматических образованиях и в рудных прожилках различается. По данным СЭМ-ЭДС, во всех изученных разностях постоянно фиксируются примеси $Fe_2O_{3общ.}$ до 2.0 мас. %, MgO до 1.5 мас. %, CaO менее 1 мас. %, а в гидрослюдах из околожильных калиевополевошпат-кварцевых метасоматитов и кварцевых прожилков отмечается также примесь V_2O_5 до 3.5 мас % (роскоэлитовый минал). Усредненный химический состав гидрослюд из аргиллизитов (5 анализов): SiO_2 53.05, Al_2O_3 28.85, K_2O 8.84, MgO 1.88, Fe_2O_3 3.43, CaO 0.16, сумма 96.21 мас. %. Эмпирическая формула этой гидрослюды в рассчете на 22 отрицательных заряда имеет вид: $(K_{0.84}Ca_{0.01})_{\sum 0.85}(Al_{1.65}Mg_{0.18}Fe_{0.17})_{\sum 2.00}(Si_{3.44}Al_{0.56})_{\sum 4.00}O_{10}(OH)_2$. Для гидрослюд из рудных жил усредненный химический состав (5 анализов): SiO_2 49.94, Al_2O_3 27.71, K_2O 9.79, V_2O_5 3.05, MgO 1.47, Fe_2O_3 1.12, сумма 93.08 мас. %. Этот химический состав соответствует эмпирической формуле в рассчете на 22 отрицательных заряда: $K_{0.84}(Al_{1.56}Mg_{0.15}V_{0.14}Fe_{0.06})_{\sum 1.91}(Si_{3.36}Al_{0.64})_{\sum 4.00}O_{10}(OH)_2$. Как видно, обе формулы достаточно хорошо сопоставимы с идеализированной формулой гидрослюды (иллита): $K_{0.65}Al_2(Al_{0.65}Si_{3.35})_{\sum 4.00}O_{10}(OH)_2$.

Карбонаты представлены *кальцитом* $CaCO_3$, *родохрозитом* $MnCO_3$ и *сидеритом* $FeCO_3$ (**рис. 4.27, 4.28, табл. 4.12**). Сидерит содержит примеси Mg (до 0.05 а.ф. = 1.9 мас. %), Ca (до 0.15 а.ф. = 5.3 мас. %) и Mn (до 0.27 а.ф. = 13.0 мас. %). Максимальные концентрации марганца приурочены к периферийным зонам зерен сидерита (**рис. 4.27 а**). Для родохрозита характерны примеси Mg (до 0.06 а.ф. = 1.8 мас. %), Zn (до 0.09 а.ф. = 4.8 мас. %), а также повышенные концентрации Ca (до 0.14 а.ф. = 4.5 мас. %). Кальцит содержит незначительные примеси Mn (до 0.04 а.ф. = 1.9 мас. %) и Fe (до 0.03 а.ф. = 1.3 мас. %). Макроскопически карбонаты имеют бежевую, иногда черную окраску. Часто встречаются совместно, формируют как самостоятельные кварц-карбонатные прожилки, так и гнезда в центральных частях кварцевых жил и прожилков. Нередко карбонаты цементируют обломки кварца более ранних генераций. Установлена последовательная кристаллизация карбонатов: наиболее ранним является сидерит, который сменяется марганецсодержащим сидеритом, затем кристаллизуется цинксодержащий родохрозит, и завершает процесс образование кальцита. Зерна карбонатов по периферии, а также по плоскостям спайности замещаются гипсом.

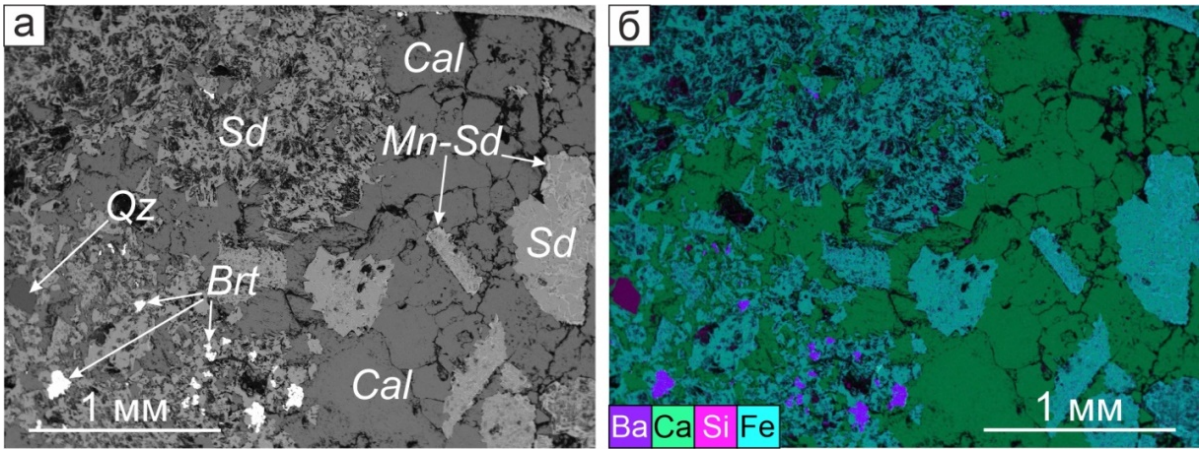


Рис. 4.27. Карбонатная минеральная ассоциация и минеральные взаимоотношения: а – изображение в обратно-рассеянных электронах; б – карта элементного состава. *Cal* – кальцит, *Sd* – сидерит, *Mn-Sd* – марганецсодержащий сидерит, *Qz* – кварц, *Brt* – барит.

Табл. 4.12. Химический состав карбонатов по данным СЭМ-ЭДС анализа, участок Северный, рудопроявление Эвевпента

№ п/п	Mg	Ca	Mn	Fe	Zn	Сумма	Mg	Ca	Mn	Fe	Zn
	мас. %						формульные коэффициенты				
Сидерит $FeCO_3$											
1	0.66	4.80	2.51	37.18	–	45.15	0.02	0.14	0.05	0.79	–
2	1.44	1.28	13.00	31.52	–	47.24	0.04	0.04	0.27	0.65	–
3	1.87	3.80	1.53	38.05	–	45.25	0.05	0.11	0.03	0.80	–
4	0.60	5.32	2.79	38.40	–	47.11	0.02	0.15	0.06	0.78	–
Родохрозит $MnCO_3$											
5	1.61	3.24	37.09	–	2.78	44.72	0.05	0.10	0.81	–	0.05
6	1.55	3.62	36.16	–	4.25	45.58	0.05	0.11	0.77	–	0.08
7	1.50	2.64	37.54	–	2.27	43.95	0.05	0.08	0.83	–	0.04
8	1.22	3.98	35.80	–	4.83	45.83	0.04	0.12	0.76	–	0.09
9	0.72	3.09	37.01	–	3.12	43.94	0.02	0.09	0.83	–	0.06
10	0.87	3.62	36.79	–	3.78	45.06	0.03	0.11	0.80	–	0.07
11	1.15	4.20	36.47	–	3.01	44.83	0.03	0.12	0.79	–	0.05
12	1.40	3.81	35.37	–	3.38	43.96	0.04	0.12	0.78	–	0.06
13	0.51	4.50	35.94	–	2.38	43.33	0.02	0.14	0.80	–	0.04
Кальцит $CaCO_3$											
14	–	35.22	1.96	1.30	–	38.48	0.00	0.94	0.04	0.02	–
15	–	35.91	1.87	1.53	–	39.31	0.00	0.94	0.04	0.03	–
16	–	31.76	1.60	1.31	–	34.67	0.00	0.94	0.03	0.03	–
17	–	35.85	1.57	0.80	–	38.22	0.00	0.95	0.03	0.02	–
18	–	36.33	1.92	0.87	–	39.12	0.00	0.95	0.04	0.02	–
19	–	35.27	1.90	1.14	–	38.31	0.00	0.94	0.04	0.02	–
20	–	36.93	1.29	0.73	–	38.95	0.00	0.96	0.02	0.01	–
21	–	36.37	1.68	0.81	–	38.86	0.00	0.95	0.03	0.02	–

Примечание. Содержание компонента ниже предела обнаружения отмечено прочерком. Состав рассчитан на пять атомов в формуле

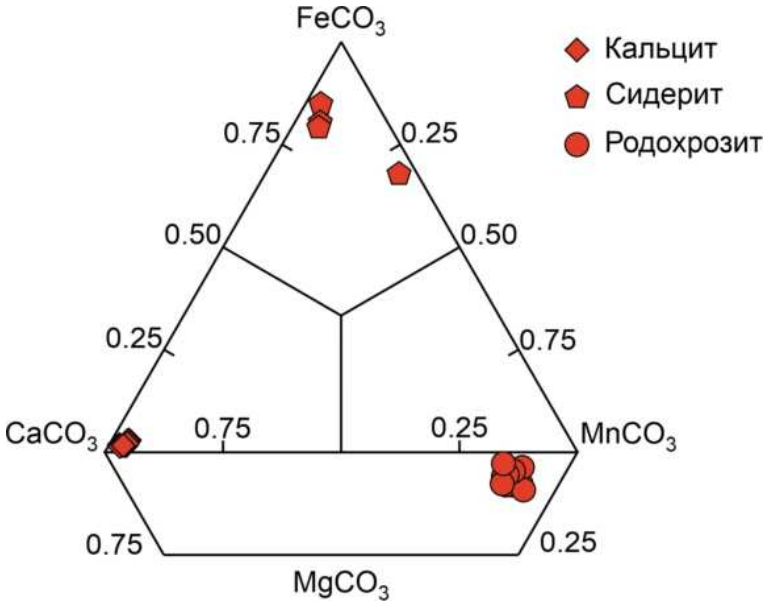


Рис. 4.28. Диаграмма $CaCO_3$–$MnCO_3$–$FeCO_3$–$MgCO_3$ составов карбонатов участка Северный, рудопроявление Эвевпента.

Барит $BaSO_4$. Встречается в метасоматических образованиях и в кварцевых прожилках. Формирует угловатые зерна размером до 250 мкм, рассеянные среди жильных минералов. Химический состав барита близок к стехиометрическому, в составе большинства зерен устанавливается примесь SrO менее 1 мас. %.

Нерудные вторичные минералы зоны окисления

Вульфенит $PbMoO_4$. В рудных кварцевых прожилках образует агрегаты неправильной формы, срастается с гидрослюдами, замещает йордизит. Размер кристаллических агрегатов достигает 140–150 мкм. По данным СЭМ-ЭДС усредненный химический состав вульфенита (5 анализов): PbO 58.93, MoO_3 41.02, сумма 99.95 мас. %, что отвечает эмпирической формуле (в рассчете на 4 атома кислорода) $Pb_{0.96}Mo_{1.04}O_4$. В химическом составе фиксируется примесь $Fe_2O_{3общ.}$ до 2 мас. %. В единичных анализах отмечена примесь TeO_2 (до 5 мас. %).

Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Встречается в зоне окисления рудопроявления, где ассоциирует с гидроксидами железа. Морфологически гипс представлен дощатыми и игольчатыми кристаллами размером до 2–3 мм, выполняющими трещины отдельности вмещающих пород совместно с гидроксидами железа. Кроме того, по плоскостям спайности и с периферии кристаллов гипс замещает кальцит. Химический состав гипса близок к стехиометрическому, примеси в количествах, превышающих предел обнаружения методом СЭМ-ЭДС, не выявлены. Содержания основных оксидов варьируют в

интервалах: CaO 31.9–32.9, SO_3 42.0–46.2, сумма 75.5–78.9 мас. %. Недостающая часть приходится на кристаллогидратную воду, которая не определяется методом СЭМ-ЭДС.

Ярозит $KFe_3^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$. Распространенный минерал в зоне окисления. Ярозит образует агрегаты неправильной формы, слагает массивные скопления размером до нескольких миллиметров. Минерал развивается по сульфидным фазам, замещая их, а также выполняет полости среди жильных минералов в рудных прожилках в виде сплошных сливных масс. Усредененный химический состав по данным СЭМ-ЭДС (5 анализов): K_2O 7.7, Na_2O 1.0, Al_2O_3 0.5, SO_3 33.2, Fe_2O_3 41.9, TiO_2 0.4, As_2O_3 0.5, сумма 85.2 мас. %, что близко к стехиометрии ярозита. Кроме того в составе некоторых зерен устанавливаются примеси P_2O_5 (до 1.9 мас. %), MoO_3 (до 4.4 мас. %).

Гидроксиды железа (гетит, лепидокрокит). Образуют агрегаты угловатой формы, натечные агрегаты, замещают гипогенные рудные минералы. В своем составе содержит Fe, O и примесные компоненты (менее 1–2%, S, As, P, Si, Al и др.). Минерал диагностирован по данным СЭМ-ЭДС, поэтому его точное отнесение к какому-либо минеральному виду в системе Fe–O–OH затруднительно.

4.2.4. Уточнение степени Si–Al упорядоченности структуры калиевого полевого шпата

Данный подраздел исследования направлен на определение минерального вида калиевого полевого шпата (степени Si–Al упорядоченности) в рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах. Полученные данные важны для реконструкции условий рудообразования, поскольку в эпитермальных системах высокая концентрация золота часто сопряжена с интенсивной полевошпатовой минерализацией (Dong, Morrison, 1995; Zhou et al., 2001; Лапухов и др., 2007б). В рамках данного подраздела исследования изучены два представительных образца рудных калиевополевошпат-кварцевых жил с участка Центральный (образец 101151) и с участка Северный (образец 205015). Степень структурного упорядочения Si–Al в калиевом полевом шпате была оценена с помощью метода КР-спектроскопии и порошковой рентгеновской дифрактометрии.

Результаты исследования методом СЭМ-ЭДС

Химический состав калиевого полевого шпата из образцов 101151 и 205015 предварительно изучен методом СЭМ-ЭДС. В ходе исследования получено несколько десятков анализов для различных зерен минерала, усредненные значения наиболее репрезентативных из них приведены в **табл. 4.13**. Усредненный химический состав

минерала отвечает эмпирической формуле, рассчитанной на восемь атомов кислорода: для первого образца – $(K_{0.95}Ba_{0.01})_{\sum 0.96}(Al_{0.98}Si_{3.02})_{\sum 4.00}O_8$, для второго – $(K_{0.97}Na_{0.03})_{\sum 1.00}(Al_{0.97}Si_{3.03})_{\sum 4.00}O_8$ (**табл. 4.13**). Состав калиевого полевого шпата близко соответствует теоретической формуле и варьирует от $Or_{0.99–1.00}An_{0.00–0.01}$ до $Or_{0.97–1.00}Ab_{0.00–0.03}$ (**табл. 4.13**, **рис. 4.29**). В большинстве случаев изученные зерна калиевого полевого шпата не содержат примесей, в отдельных анализах фиксируются незначительные (менее 1 мас. %) количества Na_2O и BaO.

Табл 4.13. Усредненный химический состав калиевого полевого шпата по данным СЭМ-ЭДС анализа, участки Центральный и Северный, рудопроявление Эвевпента

Участок	Центральный	Северный
Образец	101151 (n = 5)	205015 (n = 5)
Оксид	мас. %	
SiO_2	65.36	66.07
Al_2O_3	17.88	17.88
Na_2O	–	0.30
K_2O	16.17	16.54
BaO	0.64	–
Сумма	100.05	100.79
число атомов на формулу (а.ф.), рассчитанное на 8 атомов O		
Na	–	0.03
K	0.95	0.97
Ba	0.01	–
Σ	0.96	1.00
Si	3.02	3.03
Al	0.98	0.97
Σ	4.00	4.00
Si/Al	3.10	3.13
Or, %	99	97
Ab, %	0	3
An (+Ba), %	1	0

Примечание. n – Количество измерений. Содержания компонентов ниже предела обнаружения отмечены прочерком. Or, Ab, An (+Ba) – Содержание ортоклазового, альбитового и анортитового компонентов, соответственно

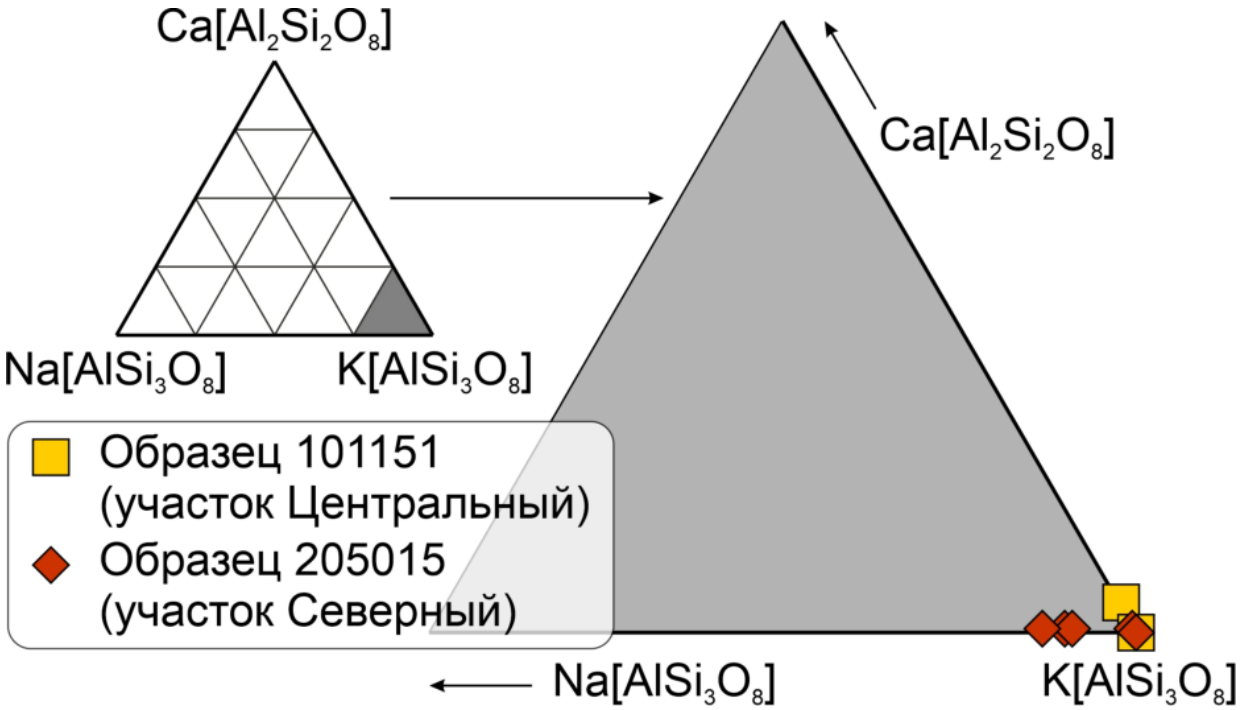


Рис. 4.29. Тройная диаграмма химического состава единичных анализов исследованных зерен калиевого полевого шпата рудопроявления Эвевпента.

Результаты КР-спектроскопического исследования

В результате исследования получено 24 КР-спектра калиевого полевого шпата, представительные экспериментальные спектры представлены на **рис. 4.30 а, б**, эталонные спектры санидина, ортоклаза и микроклина – на **рис. 4.30 в–д**, а отнесение пиков приведено в **табл. 4.14**.

В высокочастотной области (900–1200 $см^{-1}$) спектры содержат слабые полосы, отвечающие асимметричным валентным колебаниям ν (Si–O(Si)) и ν (Si–O(Al)). Полосы около 815 и 760 $см^{-1}$ относятся к деформационным колебаниям δ группы Si–O–Si. Слабые полосы в области 550–650 $см^{-1}$ соответствуют колебаниям 4-членного кольца, состоящего из тетраэдров $(Si,Al)O_4$. Полосы в интервале 280–540 $см^{-1}$ связаны с деформационными колебаниями δ мостикового кислорода в связях O–Si(Al)–O. В области низких частот (ниже 260 $см^{-1}$) расположены решеточные моды.

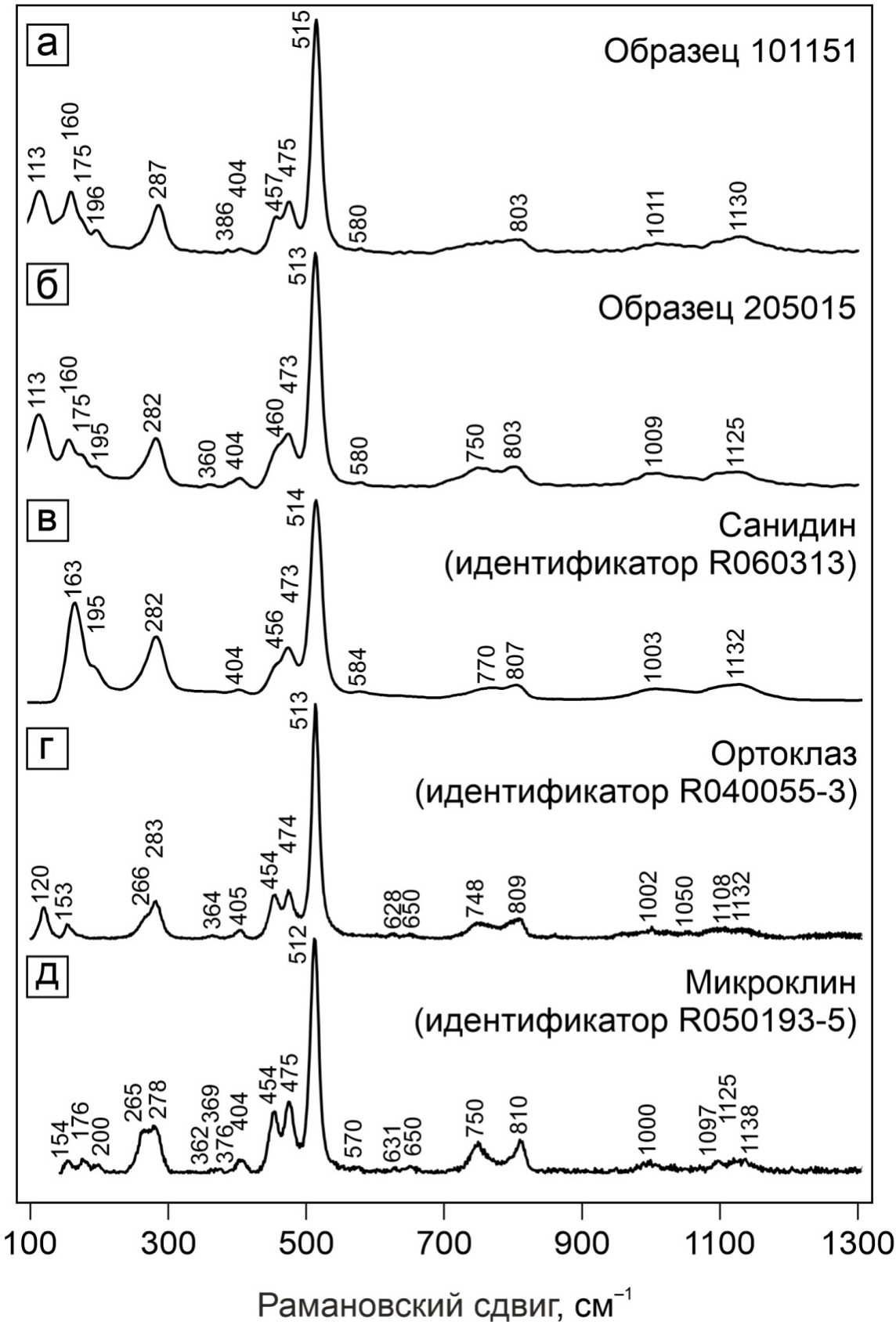


Рис. 4.30. КР-спектры калиевого полевого шпата: а, б – рудопроявление Эвевпента, участки Центральный (а) и Северный (б); в–д – спектры санидина, ортоклаза и микроклина, соответственно, из базы данных RRUFF (http://rruff.info).

Табл. 4.14. Полосы и их отнесение в КР-спектрах калиевого полевого шпата рудопроявления Эвевпента в сравнении со спектрами санидина, ортоклаза и микроклина

Образец 101151	Образец 205015	Санидин	Ортоклаз	Микроклин	Отнесение
–	–	–	–	1139 пл	*ν* (Si–O(Si))
1130	1125	1117	~1125	1124	*ν* (Si–O(Si))
–	–	–	–	1099	*ν* (Si–O(Si))
–	–	1040	–	1051	*ν* (Si–O(Al))
1011	1009	–	–	994	*ν* (Si–O(Al))
803	803	–	–	814	δ (Si–O–Si)
–	750	–	~750	750	δ (Si–O–Si)
–	–	–	~650	651	Колебания тетраэдрического кольца
–	–	–	~640	–	
580	580	–	~590	585	
515	513	515	515	513	δ (O–Si(Al)–O)
475	473	473	475	475	δ (O–Si(Al)–O)
457	460 пл	450	453	454	δ (O–Si(Al)–O)
404	404	406	~403	402	δ (O–Si(Al)–O)
386	360	379	–	372	δ (O–Si(Al)–O)
–	–	338	–	331	δ (O–Si(Al)–O)
287	282	283	282	285	δ (O–Si(Al)–O)
–	–	264	–	266	Решеточные моды
–	–	225	–	258	
196 пл	195 пл	198	–	199	
175 пл	175 пл	–	–	179	
160	156	160	–	155	
–	–	122	–	127	
113	111	108	–	108	
Наши данные	Наши данные	Chukanov, Vigasina, 2020	Chukanov, Vigasina, 2020	Chukanov, Vigasina, 2020	Anbalagan et al., 2009

Примечание. Прочерк означает отсутствие характерной полосы для данного значения рамановского сдвига; пл – плечо

На КР-спектрах наиболее чувствительными индикаторами разупорядочения Si–Al являются деформационные колебания δ O–Si(Al)–O в области 280–540 $см^{-1}$ (Freeman et al., 2008; Anbalagan et al., 2009). Основные спектральные изменения, связанные с увеличением степени разупорядоченности Si–Al в ряду микроклин → ортоклаз → санидин, заключаются в уменьшении общего количества полос и их уширении (**рис. 4.30 в–д**). В этой области две полосы микроклина (265 и 278 $см^{-1}$) сливаются в одну широкую полосу (282 $см^{-1}$) у санидина. С увеличением степени разупорядоченности частота полосы около 510 $см^{-1}$ возрастает, а интенсивность пика при 480 $см^{-1}$ уменьшается. В области 450–520 $см^{-1}$ хорошо различимый триплет микроклина сменяется менее выраженным триплетом ортоклаза и переходит в дуплет санидина. В низкочастотной области (ниже 200 $см^{-1}$) три хорошо различимых пика микроклина сменяются одной асимметричной полосой санидина. В области выше 520 $см^{-1}$ две полосы микроклина (750 и 810 $см^{-1}$) сменяются широкими полосами санидина (770 и 807 $см^{-1}$). Сравнение этой области в зарегистрированных КР-спектрах приведено на **рис. 4.31**. Как видно из рисунка, интенсивные полосы с рамановским сдвигом около 515, 475 (и плечо при 460) и 280 $см^{-1}$ в приведенных КР-спектрах близки по положению и интенсивности.

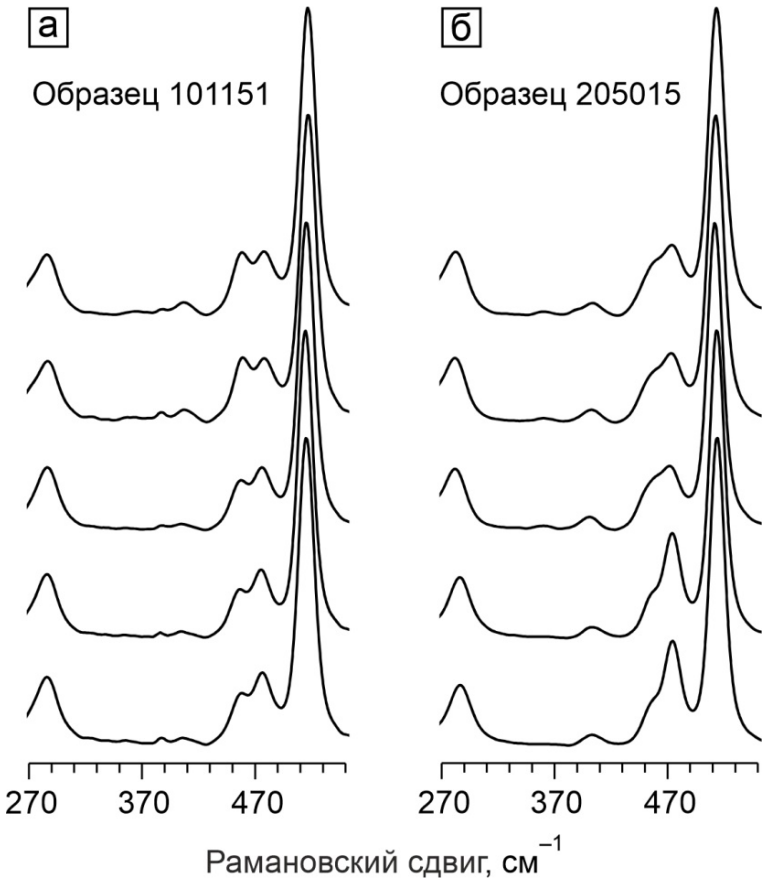


Рис. 4.31. Сравнение полос в области 270–550 $см^{-1}$ в КР-спектрах различных зерен калиевого полевого шпата в пределах одной генерации: а – участок Центральный; б – участок Северный.

КР-спектры изученных образцов калиевого полевого шпата рудопроявления Эвевпента демонстрируют сходство между собой и хорошо сопоставимы с эталонными спектральными данными. По совокупности признаков они занимают промежуточное положение между эталонными спектрами санидина и ортоклаза, обнаруживая при этом наибольшее сходство со спектром санидина.

Результаты порошковой рентгеновской дифрактометрии

Экспериментальные порошковые рентгенограммы исследуемых образцов калиевого полевого шпата приведены на **рис. 4.32**, а данные порошковой рентгеновской дифрактометрии приведены в приложении (**табл. 1, 2**). Согласно рентгенодифракционным данным, изученные зерна представлены моноклинной модификацией калиевого полевого шпата. Пространственная группа и параметры элементарной ячейки, рассчитанные по порошкограмме, а также сравнительные данные для санидина, ортоклаза и микроклина приведены в **табл. 4.15**. Для изученных зерен калиевого полевого шпата рассчитан коэффициент структурной упорядоченности ($2t_1$), который составил 0.60 и 0.61 (**табл. 4.15**). Полученные значения коэффициента $2t_1$ указывают на разупорядоченное распределение Si–Al в кристаллической структуре. На диаграмме *b*–*c* фигуративные точки образцов группируются в области, соответствующей санидину (**рис. 4.33**). Следовательно, изученные зерна калиевого полевого шпата из рудопроявления Эвевпента относятся к моноклинной модификации, характеризуются разупорядоченным распределением Si–Al в структуре и могут быть отнесены к минеральному виду санидина.

Табл. 4.15. Параметры элементарной ячейки калиевого полевого шпата рудопроявления Эвевпента в сравнении с параметрами санидина, ортоклаза и микроклина

Параметр	Образец 101151	Образец 205015	Санидин	Ортоклаз	Микроклин
Пространственная группа	*C*2/*m*	*C*2/*m*	*C*2/*m*	*C*2/*m*	*C*–1
a, Å	8.5498(7)	8.6022(8)	8.603(2)	8.556	8.597
b, Å	13.0218(7)	13.0333(13)	13.036(4)	12.98	12.964
c, Å	7.1844(15)	7.1900(7)	7.174(2)	7.205	7.222
V, Å^3	719.0044(13)	724.22(12)	722.94	719.18	723.24
α, °	90	90	90	90	90.637
β, °	115.9879(11)	116.0491(19)	116.03(2)	116.0	115.993
γ, °	90	90	90	90	87.683
$2t_1$	0.60	0.61	0.49	0.85	1.00
Источник	Наши данные	Наши данные	Эталон ICDD 00-019-0931	Эталон ICDD 00-019-0931	Stewart, Wright, 1974

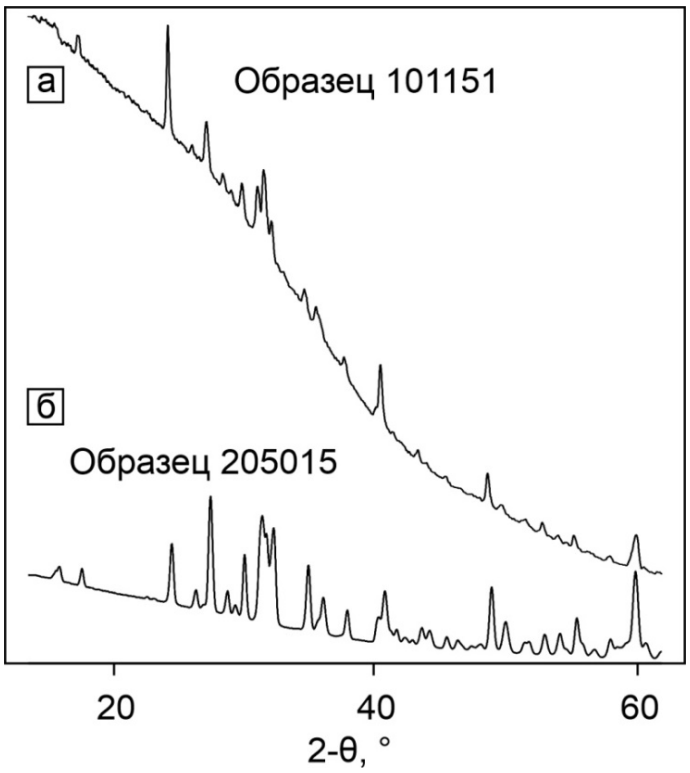


Рис. 4.32. Порошковые рентгенограммы калиевого полевого шпата: а – участок Центральный; б – участок Северный.

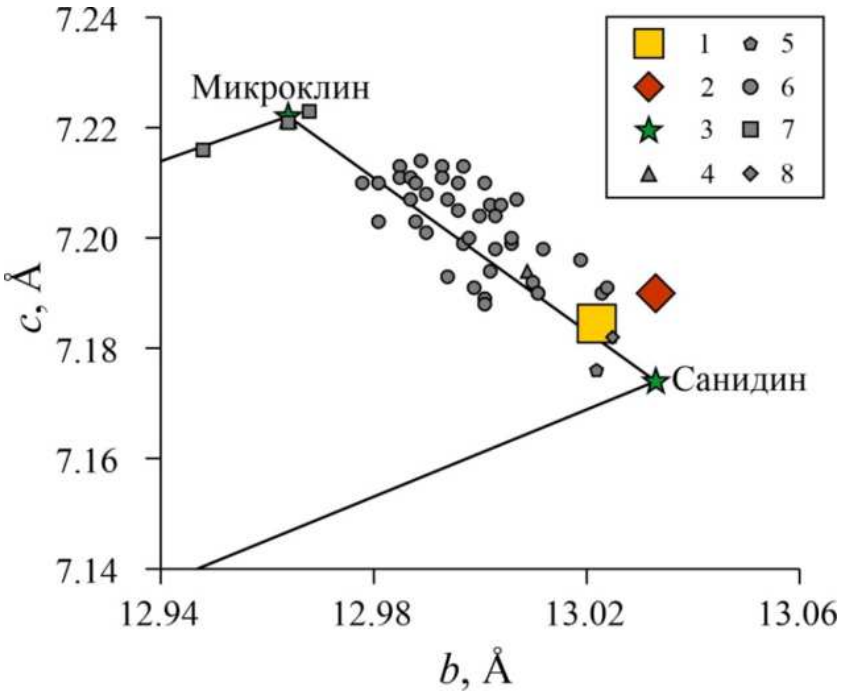


Рис. 4.33. Соотношение параметров *b* и *c* элементарной ячейки калиевого полевого шпата рудопроявления Эвевпента и других эпитермальных месторождений адуляр-серицитового типа. 1 – рудопроявление Эвевпента, участок Центральный, образец 101151 (наши данные), 2 – рудопроявление Эвевпента, участок Северный, образец 205015 (наши данные), 3 – эталонные микроклин и санидин (Stewart, Wright, 1974), 4 – Хот Спрингс (США: Černý, Chapman, 1986), 5 – Гуанохуато (Мексика: Černý, Chapman, 1986), 6 – месторождения Квинсленда (Австралия: Dong, Morrison, 1995), 7 – Тапажос (Бразилия: Dreher et al., 1998), 8 – Хишикари (Япония: Zhou et al., 2001).

4.3. Обсуждение результатов

4.3.1. Особенности структурного состояния калиевого полевого шпата

Калиевые полевые шпаты являются типичными минералами эпитермальных золото-серебряных месторождений и широко распространены как в золотоносных жилах, так и в ореолах метасоматических образований. В контексте эпитермальных месторождений калиевые полевые шпаты обычно называют «адуляром». Этот термин обозначает водяно-прозрачную разновидность калиевого полевого шпата, соответствующую следующим критериям: (1) средне-, низкотемпературное гидротермальное или метасоматическое происхождение; (2) химическая чистота с доминированием калия и минимальными изоморфными примесями (в основном Na и Ba); (3) разупорядоченное распределение Si и Al в его кристаллической структуре (Минералы…, 2003). Как правило, при исследовании эпитермальных месторождений термин «адуляр» применяют ко всем прозрачным калиевым полевым шпатам, вне зависимости от степени их Si–Al упорядоченности. Широкое распространение таких калиевых полевых шпатов, их типоморфные особенности и индикаторная роль в процессах минералообразования стали основанием для выделения среди эпитермальных месторождений отдельного адуляр-серицитового типа (Heald et al., 1987). Однако на адуляр-серицитовых эпитермальных месторождениях могут присутствовать любые минералы подгруппы калиевого полевого шпата: санидин, ортоклаз или микроклин. Степень Si–Al упорядоченности калиевого полевого шпата зависит от: (1) кинетики первичной кристаллизации (скорости нуклеации, скорости роста кристалла, а также от степени пересыщения минералообразующего раствора); (2) посткристаллизационных изменений, например, упорядочение первичного разупорядоченного калиевого полевого шпата (Černý, Chapman, 1986; Dong, Morrison, 1995 и цитируемая литература).

Для установления минерального вида калиевого полевого шпата и оценки степени Si–Al упорядочения его структуры был применен комплекс методов, включающий электронно-зондовый микроанализ, КР-спектроскопию и порошковую рентгеновскую дифрактометрию. Основные кристаллографические характеристики калиевого полевого шпата установлены методом порошковой дифрактометрии, которая позволила идентифицировать минерал как санидин с низкой степенью Si–Al упорядочения: коэффициент структурного упорядочения ($2t_1$) составил 0.60 и 0.61. Другим надежным методом оценки степени Si–Al упорядочения в кристаллической структуре калиевого полевого шпата является КР-спектроскопия, которая, однако, дает информацию о весьма локальном участке минерального индивида (Freeman et al.,

2008; Eastwood et al., 2015). По данным КР-спектроскопии все 24 экспериментальных спектра отвечают санидину, при этом наблюдаются незначительные различия в интенсивности полос как в пределах одного зерна, так и между разными зернами (см. **рис. 4.31**). Таким образом, по совокупности данных разных методов, в рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах рудопроявления Эвевпента установлена моноклинная модификация калиевого полевого шпата с разупорядоченным распределением Si и Al в структуре, что ближе к минеральному виду санидину.

Характерной чертой эпитермальных месторождений адуляр-серицитового типа является наличие калиевого полевого шпата («адуляра»), демонстрирующего широкий диапазон степени Si–Al упорядочения, что продемонстрировано на **рис. 4.33**. Например, на гигантском плейстоценовом месторождении Хишикари (Япония), в рудных жилах встречен калиевый полевой шпат, который по степени упорядочения Si–Al соответствует разупорядоченному санидину (Zhou et al., 2001). Схожий по степени разупорядочения санидин был обнаружен на пермь-триасовом месторождении Хот Спрингс (США: Černý, Chapman, 1986) и олигоценовом Гуанахуато (Мексика: Černý, Chapman, 1986), в то время как на палеопротерозойском месторождении Тапажос (Бразилия) распространен упорядоченный микроклин (Dreher et al., 1998).

На палеозойских (карбон-пермь) месторождениях Квинсленда (Австралия) калиевый полевой шпат в рудных жилах представлен как относительно упорядоченными, так и разупорядоченными разновидностями – ортоклазом и санидином (Dong, Morrison, 1995). В своем исследовании Г. Донг и Г. Моррисон (Dong, Morrison, 1995) установили, что для глубинных уровней эпитермальных систем характерно относительно упорядоченное распределение Si–Al в структуре калиевого полевого шпата, что они связали с медленной кристаллизацией в достаточно стабильных условиях. В приповерхностных уровнях эпитермальных систем преобладают кристаллы с разупорядоченным распределением Si–Al. В том же исследовании показано, что взаимодействие первично разупорядоченного калиевого полевого шпата с поздними флюидами приводит к повторному нагреву и, как следствие, к увеличению степени Si–Al упорядочения.

На плиоцен-плейстоценовом Асачинском месторождении (Камчатка) калиевые полевые шпаты в рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах по степени Si–Al упорядоченности образуют непрерывный ряд от ортоклаза до микроклина (Лапухов и др., 2007б). При этом степень упорядоченности Si–Al возрастает в направлении от приповерхностных к глубинным уровням жильной системы, а также в направлении от зальбандов к центральным частям жил. Наиболее богатые скопления благороднометальных минералов приурочены к центральным частям жил и пространственно связаны со скоплениями микроклина. Предполагается, что

микроклин в этой зоне был сформирован в результате перекристаллизации более раннего разупорядоченного калиевого полевого шпата-предшественника.

Как следует из краткого литературного обзора, структурное состояние калиевого полевого шпата определяется множеством факторов, что затрудняет генетическую интерпретацию полученных данных. Тем не менее, установленная низкая степень Si–Al упорядочения в калиевом полевом шпате рудопроявления Эвевпента позволяет с достаточной уверенностью говорить об отсутствии значимых посткристаллизационных изменений. Отсутствие признаков вторичных преобразований санидина косвенно подтверждает корректность K–Ar изотопного датирования калиевополевошпат-кварцевых жил (см. **Главу 3**). По аналогии с исследованиями калиевых полевых шпатов на месторождениях Квинсленда (Австралия) и Асачинском (Камчатка) можно предполагать, что сходный по структурному состоянию разупорядоченный санидин рудопроявления Эвевпента формировался в приповерхностных условиях. Следовательно, приповерхностное происхождение рудопроявления подтверждается совокупностью минералогических признаков: колломорфно-полосчатыми текстурами жил, признаками чередования быстрого и медленного роста кварца и калиевого полевого шпата, низкотемпературной ассоциацией минералов благородных металлов, а также присутствием санидина с разупорядоченным распределение Si–Al в структуре.

4.3.2. Последовательность минералообразования

Анализ взаимоотношений главных породообразующих минералов между собой и с рудными минералами позволяет установить последовательность минералообразования на рудопроявлении Эвевпента. При ее реконструкции мы руководствовались, прежде всего, взаимоотношениями минеральных видов, структурно-текстурными особенностями руд, а также данными об изотопном возрасте рудных жил. Дополнительно были привлечены результаты изучения метасоматических образований, полученные предшественниками в ходе производственных работ (Аррибас и др., 1999ф; Безрукова и др., 2004ф). Мы также опирались на существующие модели формирования эпитермальных месторождений, разработанные для объектов Северо-Востока России (Петренко, 1999; Константинов и др., 2000; Кравцова, 2010). Наименования стадий и подстадий соответствуют выделенным типичным минеральным ассоциациям. Под термином «стадия минералообразования» подразумевается периодичность процесса формирования гидротермального месторождения, обусловленная прерывистым поступлением рудоносных растворов в область минералообразования, что выражается в образовании последовательного ряда разновозрастных минеральных ассоциаций и

гидротермально-измененных пород (Геологический словарь, 1973; Смирнов, 1982). В пределах одной стадии минералообразования допускается изменение физико-химических условий минералообразующих растворов и наличие временного перерыва в отдельных частях развивающейся гидротермальной системы (Петровская, 1967; Кравцова, 2010).

Таким образом, в результате исследования выделены три этапа формирования рудопроявления Эвевпента, соответствующие тгенетически различным процессам: *дорудный* пропилитовый, *рудный* золото-серебряный и *гипергенный*, связанный с окислением рудных жил и околорудно-измененных пород в приповерхностных условиях. В пределах рудного этапа обособлены две стадии: *предрудная* (пирит-глинисто-кварцевая) и собственно *рудная* (карбонат-калиевополевошпат-кварцевая).

На *дорудном этапе* сформировались пропилиты хлорит-карбонатной фации (с кварцем, калиевым полевым шпатом и цеолитами). В них отмечается рассеянная вкрапленность пирита, который замещает первичные фемические минералы и магнетит. Кроме того, фиксируются редкие зерна халькопирита и галенита.

На *рудном этапе* в *предрудную стадию* возникли околотрещинные аргиллизиты гидрослюдисто-смектит-каолинит-кварцевого состава. Метасоматиты этой стадии приурочены к кварцево-жильным зонам и образуют ореолы вокруг них. Они сложены глинистыми минералами (минералы группы гидрослюд и смектитов), содержат кварц, калиевый полевый шпат, карбонаты, а также рассеянную вкрапленность пирита, рутила, галенита и халькопирита (главным образом в виде субмикроскопических включений в пирите). К этой же стадии, предположительно, относятся тонкие нитевидные прожилки и линзы в аргиллизитах, сложенные кварцем и пиритом с примесью гидрослюд.

Минералы *рудной карбонат-калиевополевошпат-кварцевой стадии* образуют жилы и прожилки (**рис. 4.34**). Они пересекают и брекчируют аргиллизиты предрудной стадии. В пределах рудной стадии, исходя из различий в минеральном составе и изотопном возрасте золотоносных жильных тел, выделены две подстадии: *золото-теллуридно-кварцевая* (11.7 ± 0.7 – 11.4 ± 0.4 млн лет) и *теллуридно-сульфидно-кварцевая с самородным золотом* (9.3 ± 0.3 – 8.7 ± 0.2 млн лет). Рудные жилы сопровождаются синрудными калиевополевошпат-кварцевыми с гидрослюдами метасоматитами. В метасоматитах фиксируется рассеянная вкрапленность пирита, встречаются галенит, сфалерит, ковеллин, гессит, акантит. Пирит отличается разнообразием морфотипов, повышенным содержанием мышьяка и наличием микровключений арсенопирита, сфалерита, галенита и халькопирита, что свидетельствует об их близодновременном образовании.

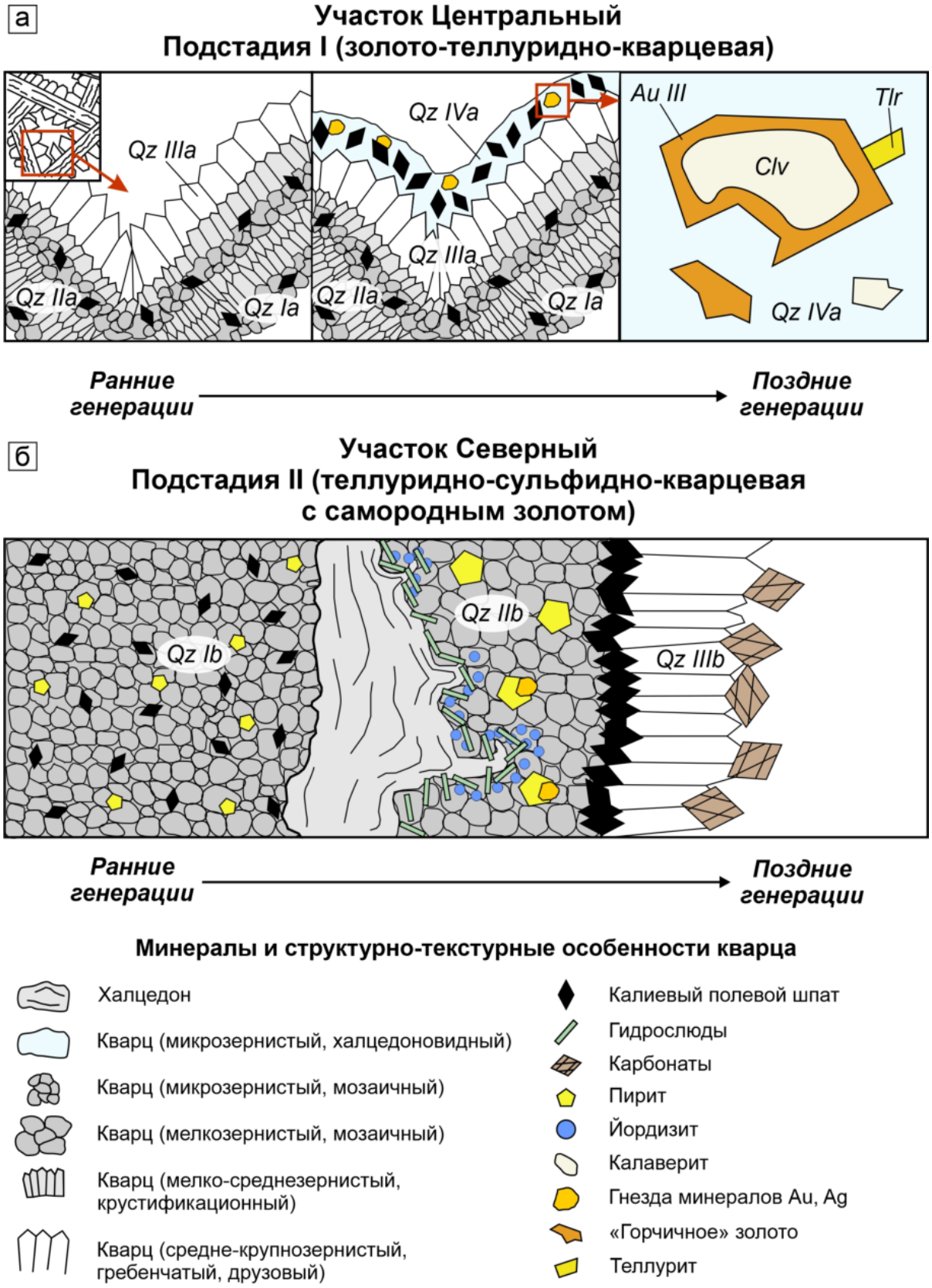


Рис. 4.34. Схема минеральных взаимоотношений и структурно-текстурных особенностей рудных калиевополевошпат-кварцевых жил: а – подстадия I; б – подстадия II. *Qz Ia*, *Qz IIa*, *Qz IIIa*, *Qz IVa* – кварц первой, второй, третьей и четвертой генерации, соответственно, в жилах ранней подстадии, *Au III* – самородное золото третьей разновидности («горчичное» золото), *Clv* – калаверит, *Tlr* – теллурит, *Qz Ib*, *Qz IIb*, *Qz IIIb* – кварц первой, второй и третьей генерации, соответственно, в жилах поздней подстадии.

Золото-теллуридно-кварцевая подстадия распространена на участке Центральный и представлена калиевополевошпат-кварцевыми жилами и зонами прожилкования, которые расположены в субвулканическом теле андезитов. Жилы подстадии содержат одноименную рудную минеральную ассоциацию. Большинство жил подстадии обладает каркасно-пластинчатой текстурой. В них можно выделить четыре последовательные генерации кварца: кварц первой (Ia), второй (IIa), третьей (IIIa) и четвертой (IVa) генерации (**рис. 4.34 а**). Ранний мелкозернистый кварц Ia совместно с калиевым полевым шпатом образует основной каркас жил, формируя пластины. Прозрачный мелкозернистый кварц IIa крустификационной текстуры обрастает пластины, а оставшееся пространство выполнено средне- крупнозернистым кварцем IIIa гребенчатой и друзовой текстуры. С данными генерациями кварца рудная минерализация практически не ассоциирует – отмечается лишь небольшое количество пирита, который, как правило, тяготеет к зальбандам. В этом пирите фиксируются включения акантита, алтаита и гессита, что указывает на близость времени их формирования к пириту. Поздний халцедоновидный кварц IVa в ассоциации с калиевым полевым шпатом обрастает кварц более ранних генераций и выполняет остаточные полости. Он обладает колломорфно-полосчатой текстурой, в некоторых участках насыщен обильной вкрапленностью рудных минералов, образующих гнезда, пятна и прерывистые полосы черного цвета. В формировании рудных минералов также прослеживается определенная последовательность. Более ранние из них – алтаит, калаверит, гессит, Cd-содержащий сфалерит, колорадоит, галенит, петцит. Они располагаются в виде тонкодисперсной вкрапленности в кварце IVa, образуют скопления, занимают интерстициальное положение. Это указывает на их субсинхронное и более позднее образование по отношению к кварцу IVa. Дендритовидные агрегаты самородного золота I и II, хотя и ассоциируют с теллуридами, однако непосредственных срастаний с ними не образуют. Они занимают интерстициальное положение в кварце, которое, вероятно, осталось незаполненным после кристаллизации более ранних рудных фаз. Это позволяет предполагать относительно позднее формирование самородного золота по отношению к теллуридам. Краевые зоны дендритовидных зерен корродируются сульфидами Au–Ag (минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит, акантит). В изученных образцах также встречается акантит, который образует как самостоятельные зерна, так и каймы по галениту и сфалериту, иногда совместно с киноварью. Эти признаки указывают на позднее формирование сульфидов Au–Ag по отношению к сульфидам цветных металлов, теллуридам и самородному золоту. Завершался процесс формированием «горчичного» самородного золота III, которое в парагенезисе с теллуритом образовалось в результате псевдоморфного замещения калаверита. Кварц, парагенетически связанный с «горчичным» золотом и теллуритом, не обнаружен.

Теллуридно-сульфидно-кварцевая с самородным золотом подстадия приурочена к субвулканическим телам риодацитов. Жилы подстадии содержат одноименную рудную

минеральную ассоциацию. Она представлена кварцевыми жилами, зонами прожилкования и телами гидротермальных брекчий. На участке Северный преобладают жилы и прожилки колломорфно-полосчатой текстуры с элементами крустификационной. В них выделяются три последовательные генерации кварца: кварц первой (Ib), второй (IIb) и третьей (IIIb) генерации (**рис. 4.34 б**). Ранний микрозернистый кварц Ib слагает призальбандовые части прожилков, содержит рассеянные кристаллы калиевого полевого шпата с подчиненной вкрапленностью пирита. Он сменяется мелкозернистым кварцем IIb с прослоями халцедона и обильной вкрапленностью гидрослюд. Кварц IIb содержит рассеянную вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, йордизит), которые располагаются в виде включений в этом кварце и в интерстициях между его зернами. Главные минералы золота и серебра – петцит, гессит и акантит – обычно срастаются с пиритом, по отношению к которому они ксеноморфны, что свидетельствует об их более поздней кристаллизации. Самородное золото I и II встречается редко, формирует идиоморфные дендритовидные зерна в пустотах в кварце, а наиболее поздние сульфиды Au–Ag (минералы ряда петровскаит-ютенбогардтит) формируют по нему каймы. Центральные части жил и прожилков выполнены мелко-среднезернистым калиевым полевым шпатом и крупнозернистым прозрачным кварцем IIIb, обладающим гребенчатой и друзовой текстурой. Поздние карбонаты (сидерит, кальцит, родохрозит) образуют гнезда в центральных частях прожилков либо цементируют обломки более ранних минеральных ассоциаций. В отдельных случаях карбонат цементирует кварц предшествующих генераций и формирует самостоятельные маломощные прожилки. Поздние генерации кварца и карбонатов не содержат парагенетически связанных рудных минералов. Для карбонатов также характерна последовательность формирования: от железистых (сидерит) через марганцевые (Zn-содержащий родохрозит) к кальциту, который замыкает этот ряд.

На *гипергенном этапе* в зоне окисления формировались минералы подгруппы каолинита (за счет калиевого полевого шпата), а также англезит, ярозит, вульфенит и минералы системы Fe–O–OH (за счет сульфидов), гипс и минералы системы Mn–O–OH (за счет карбонатов). С этим этапом также связана рудная минерализация: развивались ковеллин, борнит, спионкопит (по халькопириту) и хлораргирит (по гипогенным минералам серебра). В матрице гидроксидов железа и в ярозите иногда присутствуют субмикроскопические и тонкодисперсные включения самородного золота IV, вероятно, образовавшиеся при окислении сульфидов и теллуридов Au–Ag, которые были заключены в пирите в виде субмикроскопических включений. Предположение о гипергенной (а не остаточно-реликтовой) природе этого самородного золота основано на том, что в рудах рудопроявления Эвевпента гипогенное самородное золото образует самостоятельные зерна и не встречается в виде включений в сульфидах.

По результатам исследования предложена обобщенная схема последовательности минералообразования для эпитермального рудопроявления Эвевпента (**рис. 4.35**).

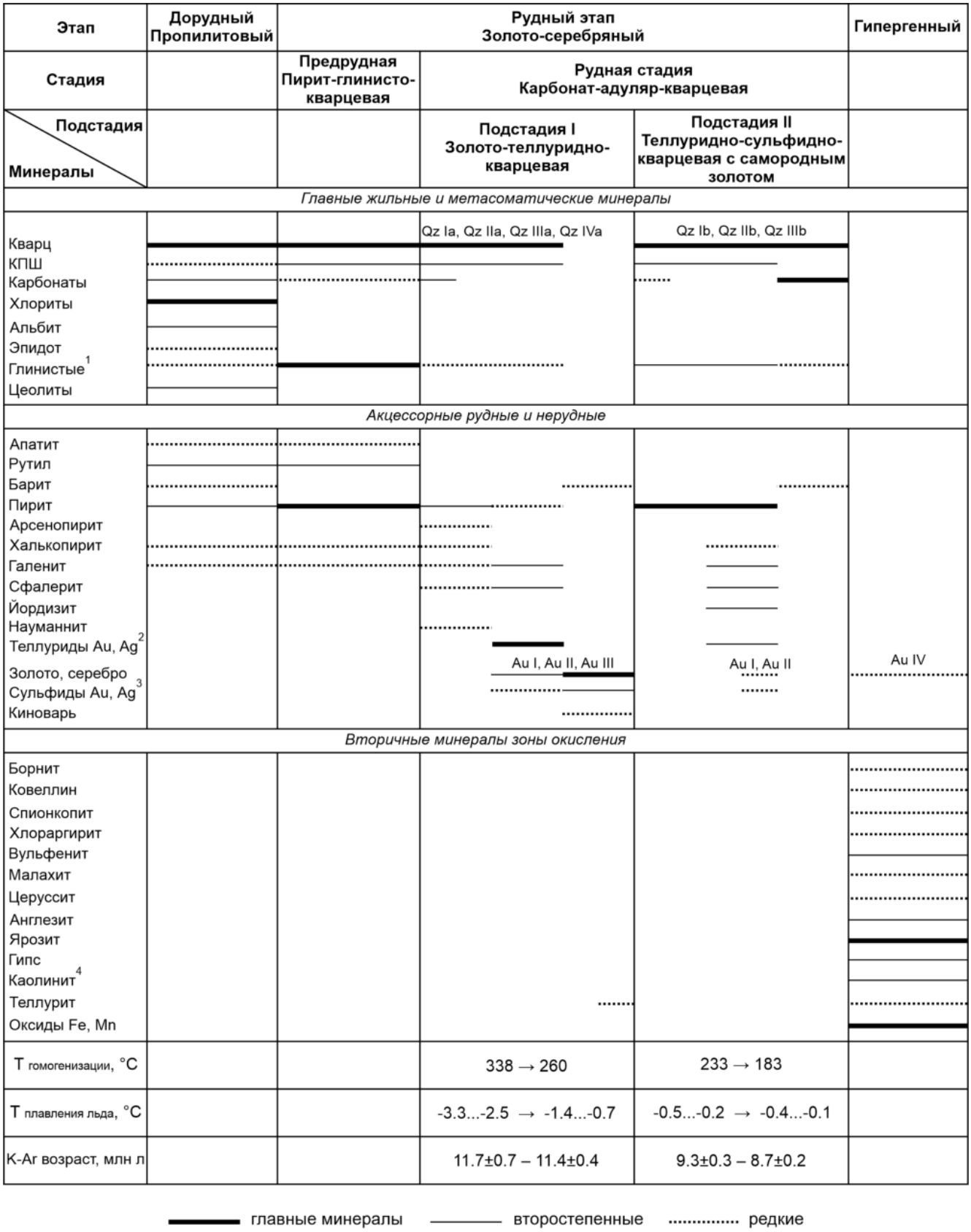


Рис. 4.35. Схема последовательности минералообразования на рудопроявлении Эвевпента. Толщина линий показывает распространенность минералов. [1]Минералы группы гидрослюд и смектитов. [2]Гессит, петцит, калаверит. [3]Акантит и фазы состава $(Ag,Au)_{2-x}S$ (минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит). [4]Минералы подгруппы каолинита.

4.3.3. Сравнительный минералогический анализ и уточнение минерального типа эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента

Для выявления отличительных особенностей рудопроявления Эвевпента в качестве объектов сравнения выбраны три месторождения: среднее по запасам Асачинское (Южно-Камчатский рудный район, Центрально-Камчатский вулканогенный пояс), малое Кунгурцевское (Центрально-Камчатский рудный район, Центрально-Камчатский вулканогенный пояс) и малое Ирбычан (Эвенский рудный район, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Северное Приохотье). Сравнительный анализ, результаты которого приведены в **табл. 4.16**, позволил установить черты сходства и различия между изучаемыми объектами.

Табл. 4.16. Сравнительная геолого-минералогическая характеристика рудопроявления Эвевпента и месторождений Асачинское, Кунгурцевское и Ирбычан

Эвевпента	Асачинское[1]	Кунгурцевское[2]	Ирбычан[3]
Региональная геологическая структура			
Центрально-Камчатский вулканогенный пояс			Охотско-Чукотский вулканогенный пояс
Возраст вмещающих пород			
$N_{1–2}$	$N_{1–2}$	N_1	K_2
Состав вмещающих пород			
Андезиты, дациты, риодациты, их туфы и игнимбриты	Андезиты, андезидациты, их туфы и игнимбриты	Андезибазальты, андезиты, их туфы, диориты	Андезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолит-дациты, их игнимбриты
Морфология рудных тел			
Жилы, жильные зоны, зоны прожилкования, гидротермальные брекчии. Мощность жил и зон 1–5 м, установленная протяженность 150–300 м	Жилы, жильные зоны, зоны прожилкования. Мощность жил и зон 1–7.5 м, установленная протяженность до 2000 м	Жилы, жильные зоны, зоны прожилкования. Мощность жил и зон до 20 м, установленная протяженность до 2000 м	Жилы, жильно-прожилковые зоны. Мощность жил и зон 1–12 м, установленная протяженность до 400 м
Текстуры руд			
Колломорфно-полосчатые, каркасно-пластинчатые, крустификационно-полосчатые, брекчиевые	Колломорфные, колломорфно-полосчатые, крустификационно-полосчатые, метаколлоидные, брекчиевые	Полосчастые, колломорфно-полосчатые, крустификационно-полосчатые, брекчиевые, прожилково-сетчатые	Кокардовые, каркасно-пластинчатые, брекчиевидные, колломорфно-полосчатые

Табл. 4.16. (продолжение)

Эвевпента	Асачинское[1]	Кунгурцевское[2]	Ирбычан[3]
Основные жильные минералы			
Кварц (85–95 %) Калиевый полевой шпат (до 10–15 %) Карбонаты (до 5–10 %) Гидрослюды (до 5 %)	Кварц (90–95 %) Калиевый полевой шпат (до 20–25 %) Гидрослюды (до 1–5 %) Каолинит и монтмориллонит (до 2 %)	Кварц (95 %) Калиевый полевой шпат (5 %) Карбонаты, хлорит, серицит (до 1–2 %)	Кварц (90–95 %) Калиевый полевой шпат (до 5–10 %) Карбонаты (до 1–3 %)
Основные рудные минералы			
Пирит, марказит, самородное золото, калаверит, халькопирит, галенит, сфалерит, алтаит, гессит, петцит, акантит, сульфиды ряда ютенбогардтит-петровскаит	Пирит, марказит, пирротин, сфалерит, селенсодержащий галенит, халькопирит, самородное золото, селенсодержащий акантит, науманнит, пирсеит-полибазит, теннантит-тетраэдрит-фрейбергит, гессит, петцит	Пирит, самородное золото, сфалерит, селенсодержащий галенит, халькопирит, ютенбогардтит, петцит, кавацулит, минералы ряда теннантит-тетраэдрит	Пирит, марказит, сфалерит, халькопирит, пирротин, акантит (аргентит), самородное золото, серебросодержащие теннантит и тетраэдрит, агвиларит, науманнит, штернбергит
Пробность самородного золота и серебра			
462–989 ‰ 882 ‰ (n = 73)	225–881 ‰ 593 ‰	690–760 ‰	325–695 ‰ 500 ‰
Основные минеральные ассоциации			
Золото-теллуридно-кварцевая, теллуридно-сульфидно-кварцевая с самородным золотом	Золото-калиевополевошпат-кварцевая, золото-науманнит-полибазитовая	Золото-убогосульфидно-калиевополевошпат-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая	Золото-аргентитовая, золото-сульфосольная
Отношение Au:Ag			
1 : 1 – 5 : 1 [4]	1 : 1 – 10 : 1	–	1 : 30 – 1 : 40
Сульфидность руд			
Менее 1 %	Менее 1 %	Менее 3 %	Менее 1 %

Примечание. [1] По данным (Петренко, 1999; Буханова и др., 2021, Takahashi et al., 2007; Боровиков и др., 2009; Бортников, Толстых, 2023); [2] по данным (Округин и др., 2016; Бортников, Толстых, 2023); [3] по данным (Кравцова, 2010; Прийменко, 2024); [4] по данным (Безрукова и др., 2004ф). Для пробности указан интервал / среднее значение (n – количество измерений). Прочерк означает отсутствие опубликованных данных

Основное различие между месторождениями заключается в наборе главных рудных минералов, пробности самородного золота и отношении золота к серебру в рудах (**табл. 4.16**). Для рудопроявления Эвевпента характерна ассоциация самородного золота с теллуридами (алтаит, калаверит, петцит, гессит) и сульфидами (сфалерит, галенит, акантит, минералы ряда ютенбогардтит-петровскаит). Подобные минеральные ассоциации установлены и на

Кунгурцевском месторождении. На Асачинском месторождении самородное золото ассоциирует с теллуридами (гессит, петцит), селенидами и селенсодержащими сульфидами (науманнит, селенсодержащие галенит и акантит), а также с минералами класса сульфосолей (пирсеит-полибазит, теннантит-тетраэдрит-фрейбергит). На месторождении Ирбычан низкопробное самородное золото связано с сульфосолями серебра, акантитом и сульфидами (пирит, марказит, сфалерит, халькопирит). Низкое отношение Au/Ag, низкая пробность золота и разнообразие минералов серебра в рудах Ирбычана, и напротив, высокое отношение Au/Ag и разнообразие теллуридов на Эвевпенте и Асачинском, по-видимому, отражают региональную металлогеническую зональность: месторождения континентальных вулканогенных поясов имеют более высокие содержания серебра и, соответственно, более низкие отношения Au/Ag по сравнению с месторождениями в вулканогенных поясах островных дуг (Горячев и др., 2010; Волков и др., 2013б). Это является отражением состава фундамента: высокие значения Au/Ag и теллуридная специализация характерны для месторождений, связанных с островными дугами, в фундаменте которых присутствуют фрагменты океанической коры. В качестве еще одного из различий можно также отметить, что на Асачинском месторождении менее распространены брекчиевые текстуры руд, в то время как на Эвевпенте, Кунгурцевском и Ирбычане обычно присутствуют брекчиевые (и пострудно брекчированные) и кокардовые текстуры, что может рассматриваться как признак повышенной тектонической активности, сопровождавшей процессы рудообразования (Савва и др., 2011; Волков и др., 2018).

В заключение следует остановиться на уточнении минерального типа рудопроявления Эвевпента. В результате предшествующих работ рудопроявление Эвевпента было отнесено к золото-кварцевому минеральному типу на основании отсутствия в составе рудной минерализации сульфидов цветных металлов и высоких отношений золота к серебру в рудах (Вартанян и др., 2000ф; Безрукова и др., 2004ф; Семериков и др., 2021ф). Новые данные о минеральном составе руд, позволяют пересмотреть этот вывод и отнести рудопроявление к золото-теллуридному минеральному типу, на что указывают следующие признаки:

1) самородное золото в рудах образует устойчивую ассоциацию с теллуридами (алтаит, калаверит, петцит, гессит), значительная сульфидная или сульфосольная минерализация в ассоциации с самородным золотом не обнаружена;

2) отношение золота к серебру в рудах варьирует от 1:1 до 5:1 (Безрукова и др., 2004ф; Семериков и др., 2021ф);

3) значения пробности самородного золота изменяются в широком диапазоне от 462 до 989 ‰, однако его средняя пробность достаточно высокая и составляет 882 ‰ (по 73 определениям).

На основании перечисленных признаков, в соответствии с классификацией эпитермальных месторождений (вулканогенной золото-серебряной формации), предложенной А.Н. Некрасовой с соавторами (1997), рудопроявление Эвевпента следует относить к золото-теллуровой группе (субформации), золото-теллуридному минеральному типу (классу).

4.4. Выводы

Впервые для рудопроявления Эвевпента проведено детальное минералогическое исследование вещественного состава руд, что позволяет сформулировать следующие главные выводы.

(1) Выявлены минеральные формы нахождения благородных металлов в рудах. Золото обнаружено в виде самородного золота, калаверита, петцита, сульфидов ряда ютенбогардтит–петровскаит. Серебро присутствует в виде акантита, гессита, петцита, науманнита, самородного серебра, аргентопирита, хлораргирита. Главная минеральная форма нахождения золота – самородное золото, распространенная – калаверит, менее распространены петцит и сульфиды ряда ютенбогардтит–петровскаит. Самородное золото свободное, занимает интерстициальное положение по отношению к жильным минералам. Размер зерен варьирует от тонкодисперсного (первые микроны) до весьма мелкого (до ~0.20 мм), при этом наиболее часто отмечаются зерна размером от десятков микрон до 0.10–0.15 мм).

(2) На основе комплекса признаков (цвет, отражательная способность, морфология, внутреннее строение и минеральные взаимоотношения, пробность) выделено четыре разновидности самородного золота:

– высокопробное самородное золото I и низкопробное самородное золото II, тесно срастающееся между собой в виде дендритовидных зерен со сложными морфологией и внутренним строением;

– весьма высокопробное «горчичное» самородное золото III, являющееся относительно поздним и формирующееся в результате псевдоморфного замещения калаверита;

– низкопробное самородное золото IV, встречающееся в виде тонкодисперсных включений в гипергенных минералах железа (гидроксиды железа, ярозит).

Пробность минералов ряда самородное золото – самородное серебро колеблется от 462 ‰ до 989 ‰ (средняя – 882 ‰, для 73 определений). Высокая средняя пробность самородного золота обусловлена тем, что значительная часть зерен в изученных образцах относится к так называемому «горчичному» золоту, для которого характерна весьма высокая пробность.

(3) Среди типоморфных особенностей рудных минералов можно отметить следующее. Пирит более ранних генераций, в особенности ядерные зоны зерен, обогащен мышьяком и иногда содержит микровключения арсенопирита, тогда как поздний пирит, относительно обеднен этим элементом. Сфалерит, в ассоциации с богатой благороднометалльной минерализацией в золото-теллуридно-кварцевой ассоциации, отличается повышенными концентрациями кадмия. Сфалерит из более ранних и поздних генераций содержит железо и марганец, а содержание кадмия в нем ниже предела обнаружения метода СЭМ-ЭДС. В минералах группы гидрослюд (иллит) из рудных жил и околожильных калиевополевошпат-кварцевых метасоматитов установлено повышенное содержание V_2O_5. Присутствие в рудах калиевых полевых шпатов моноклинной модификации, близких к санидину, интерпретируется как указание на отсутствие значимых посткристаллизационных преобразований и одновременно как подтверждение близповерхностного генезиса рудопроявления Эвевпента. Таким образом, степень Si–Al упорядочения в структуре калиевого полевого шпата может служить дополнительным критерием оценки уровня эрозионного среза.

(4) На основании минеральных взаимоотношений, текстурно-структурных особенностей руд, с учетом данных предшественников и существующих геолого-генетических моделей эпитермальных месторождений, реконструирована последовательность минералообразования на рудопроявлении Эвевпента. Выделены три этапа: *дорудный* (пропилитовый), *рудный* (золото-серебряный) и *гипергенный*. На рудном этапе установлены две стадии: *предрудная* (пирит-глинисто-кварцевая), связанная с формированием околотрещинных метасоматитов с рассеянной сульфидной минерализацией, и *рудная* стадия (карбонат-калиевополевошпат-кварцевая), с которой связано образование золотоносных кварцево-жильных зон. В рамках рудной стадии выделены две *подстадии*, которым соответствуют две разновозрастные минеральные ассоциации: *золото-теллуридно-кварцевая* (*подстадия I*, 11.7 ± 0.7 – 11.4 ± 0.4 млн лет) и *теллуридно-сульфидно-кварцевая с самородным золотом* (*подстадия II*, 9.3 ± 0.3 – 8.7 ± 0.2 млн лет). В *гипергенный* этап в приповерхностных условиях формировались минералы зоны окисления.

(5) Эпитермальное (вулканогенное) золото-серебряное рудопроявление Эвевпента отнесено к золото-теллуровой группе (субформации), золото-теллуридному минеральному типу (классу) на основании ассоциации самородного золота с теллуридами (алтаит, калаверит, петцит, гессит), высокого отношения Au : Ag (1 : 1 – 5 : 1) в рудах и высокой средней пробности самородного золота (882 ‰ по 73 определениям).

Приведенные в главе данные о минеральном составе руд позволяют сформулировать второе защищаемое положение:

В рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах рудопроявления Эвевпента выявлены ранее неустановленные минеральные формы золота и серебра. Основными минералами золота являются очень мелкое самородное золото (пробность 505–989‰) и калаверит, менее распространены петцит и сульфиды ряда ютенбогардтит–петровскаит. Серебро присутствует преимущественно в виде акантита, гессита и петцита. Для рудных жил подстадии I характерна золото-теллуридно-кварцевая рудная ассоциация, а для жил подстадии II – теллуридно-сульфидно-кварцевая с самородным золотом. На основании минерального состава руд рудопроявление Эвевпента относится к золото-теллуридному минеральному типу эпитермальной (вулканогенной) золото-серебряной формации руд.

ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ЖИЛ: ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ[3]

Установление физико-химических условий формирования руд является одним из главных вопросов при изучении металлогении золота (Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987; Бортников, 2006, Goryachev et al., 2014). Оценка условий формирования и особенностей функционирования эпитермальных рудообразующих систем базируется на данных изучения флюидных включений (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005; Bodnar et al., 2014; John et al., 2018; Бортников и др., 2022 и многие другие).

На сегодняшний день в опубликованных литературных источниках накоплен достаточно обширный материал об условиях формирования наиболее изученных эпитермальных золото-серебряных месторождениях Центрально-Камчатского и Южно-Камчатского рудных районов (Takahashi et al., 2002, 2006, 2007; Andreeva et al., 2013; Tolstykh et al., 2021, 2022a; Якич и др., 2022; Shapovalova et al., 2025). В то же время публикации, посвященные условиям рудообразования для объектов Северо-Камчатского района, отсутствуют. В рамках предшествующих поисковых работ условия формирования руд на эпитермальном золото-серебряном рудопроявлении Эвевпента также не оценивались. Поэтому в настоящем исследовании особое внимание было уделено определению характеристик минералообразующей среды с использованием термобарогеохимических методов.

Целью данной главы является комплексное изучение условий минералообразования в рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах рудопроявления Эвевпента посредством исследования флюидных включений в кварце. Проведение детальных исследований флюидных включений и минералогическое изучение руд перспективных месторождений и рудопроявлений слабоизученного Северо-Камчатского рудного района является важным шагом на пути к пониманию функционирования рудообразующих эпитермальных систем и расширению знаний о металлогении региона.

[3] При подготовке данной главы диссертации использованы публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Zhegunov P.S., Smirnov S.Z., Shaparenko E.O., Ozerov A. Yu., Scholz R. Fluid Inclusion Constraints on the Formation Conditions of the Evevpenta Au–Ag Epithermal Deposit, Kamchatka, Russia // Minerals. 2025. Vol. 15, No. 11. Paper 1196. DOI: 10.3390/min15111196.

5.1. Материалы и методы исследования

Образцы и пробоподготовка

Образцы отобраны из калиевополевошпат-кварцевых жил и прожилков, вскрытых поисковыми канавами. Краткая характеристика образцов приведена в **табл. 5.1**. На первом этапе были изготовлены шлифы для характеристики минерального состава и проведения петрографического изучения методом оптической микроскопии. Затем были изготовлены двусторонне-полированные пластинки (толщиной 0.3–0.5 мм) для исследования флюидных включений в кварце. Всего было изготовлено 20 пластинок, но пригодные для исследования флюидные включения были обнаружены только в 11 пластинках.

Оптическая микроскопия

Изучение флюидных включений, структурно-текстурных особенностей жильных минералов, фотографирование петрографических шлифов в проходящем поляризованном свете выполнено при помощи цифровой камеры DS-Fi3 на оптическом микроскопе Nikon ECLIPSE LV100N (Nikon, Япония) в лаборатории петрологии и геохимии ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский, Россия). Часть исследований были проведены на оптическом микроскопе Olympus BX53M (Olympus, Япония) в лаборатории термобарогеохимии Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН (Новосибирск, Россия). На первом этапе (при комнатной температуре) флюидные включения были классифицированы по генетическим признакам (первичные, псевдовторичные и вторичные) и фазовому составу в соответствии с общепризнанными критериями (Ермаков, 1972; Реддер, 1987). Вторичные включения, приуроченные к залеченным трещинам, секущим зерна кварца, характеризуются незначительным распространением и малыми размерами (менее 1–2 мкм), что делает их непригодными для анализа, в связи с этим они были исключены из рассмотрения. Для последующих исследований подбирались первичные включения размером более 8–10 мкм.

Табл. 5.1. Краткая характеристика изученных образцов

№ п/п	Авторский номер пробы	Место отбора	Краткая характеристика	Количество		Содержание в образцах, г/т	
				Прозрачно-полированные пластинки	Шлифы	Au	Ag
1	101096	Поисковая канава 101	Калиевополевошпат-кварцевая жила с каркасно-пластинчатой текстурой, с элементами колломорфной и друзовой	3	2	64.4	10.7
2	101168	Поисковая канава 101	Калиевополевошпат-кварцевая жила с каркасно-пластинчатой текстурой, с элементами колломорфной и друзовой	1	2	0.7	3.1
3	205015	Поисковая канава 205	Калиевополевошпат-кварцевый прожилок с колломорфно-полосчатой текстуры с элементами крустификационной	4	3	0.4	1.1
4	205074/2	Поисковая канава 205	Кварцевый прожилок с колломорфно-полосчатой текстуры с элементами крустификационной	3	2	0.9	1.6

Примечание. Содержание Au установлено методом Au-AA26 (пробирно-атомно-абсорбционный анализ), а Ag – методом ME-ICP41 (атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) в ООО «АЛС Чита – Лаборатория»

Микротермометрия

Наиболее подходящие флюидные включения, не имеющие видимых признаков декрепитации и расшнурования, изучались микротермометрическими методами. Температуры гомогенизации, эвтектики и плавления льда измерялись с помощью микротермокамеры Linkam THMSG–600 (Linkam, Великобритания) в лаборатории термобарогеохимии Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН (Новосибирск, Россия). Диапазон измерений микротермокамеры составляет от −196 °C до +600 °C, точность измерений ±0.1 °C ниже 0 °C и ±5 °C выше 0 °C. Состав солевой системы оценивался по температурам эвтектики в соответствии с принципами бинарных систем H_2O–соль (Борисенков и др., 1977). Оценка концентрации солей в растворах включений проводилась на основе температур плавления льда.

Спектроскопия комбинационного рассеяния (КР-спектроскопия)

Фазовый состав индивидуальных флюидных включений определялся методом КР-спектроскопии при помощи спектрометра Horiba J.Y. Labram HR800 (Horiba, Япония) в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск). Спектрометр оснащен твердотельным лазером с длиной волны 532 нм, максимальная выходная мощность лазера составляла 50 мВт, а мощность на образце – 8 мВт. Перед измерениями линейка спектрометра была откалибрована по стандарту (кремний, Si). Часть анализов проведена на аналогичном приборе, при аналогичных условиях съемки в Ресурсном Центре «Геомодель» Санкт-Петребургского государственного университета (г. Санкт-Петербург; аналитик В.Н. Бочаров). Обработка и анализ колебательных спектров минералов производились с помощью веб-приложения ArDI (Шендрик и др., 2024). Оценка плотности углекислого газа во включениях рассчитана на основании зависимости плотности CO_2 от расстояния между характеристическими пиками CO_2 (диадами Ферми) по калибровочному уравнению (Миронов и др., 2020):

$$\rho CO_2(г/см^3) = 0.3776 \times \Delta F(см^{-1}) - 38.851,$$

где ΔF – разница между волновыми числами линий диады Ферми, а ρCO_2 – плотность CO_2 газовой фазы.

5.2. Результаты

5.2.1. Типизация флюидных включений

Участок Центральный

Для данного исследования были подобраны первичные флюидные включения из разных генераций кварца (см. **рис. 4.34, 4.35**) с целью проследить изменение условий минералообразования во времени. В рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах *подстадии I* (золото-теллуридно-кварцевой) флюидные включения были обнаружены в кварце IIа и IIIа, а также в кварце IVа, ассоциирующем с богатой благороднометалльной минерализацией. В раннем микрозернистом кварце Ia флюидных включений не обнаружено.

Кварц IIа и IIIа содержат ассоциацию флюидных включений, состоящую из двухфазных газово-жидких включений (40–50 об. % газа) (**рис. 5.1 а, б**). Флюидные включения распределены в кристаллах небольшими группами, реже наблюдались одиночные включения. Они приурочены к ядерным частям зерен кварца (**рис. 5.1 а**), часто имеют вытянутую форму вдоль главной оси кристалла. Размер включений варьирует от 10 до 50 мкм, они обладают субизометричной, вытянутой или уплощенной формой.

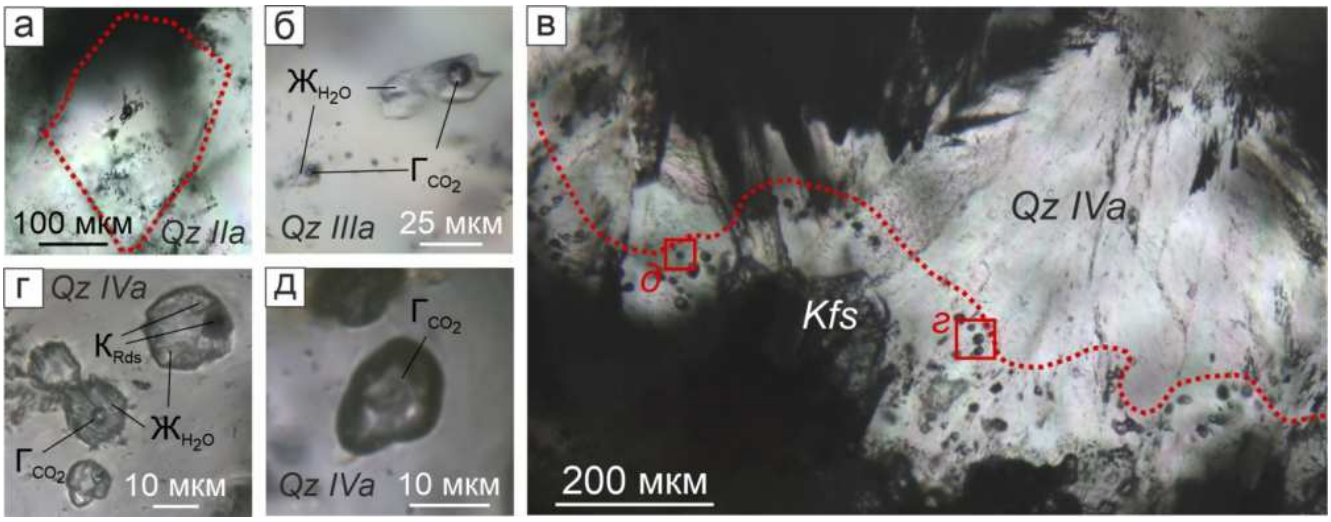


Рис. 5.1. Типы первичных флюидных включений в кварце IIа и IIIа (а, б), а также в кварце IVа (в–д) из рудных жил подстадии I (золото-теллуридно-кварцевой): а – флюидное включение в центральной части зерна кварца (красными линиями показана граница зерна); б – ассоциация флюидных включений, состоящая из двухфазных газово-жидких включений; в – зонально расположенные флюидные включения в халцедоновидном кварце (красными линиями показана зона роста); г – ассоциация двухфазных газово-жидких и многофазных кристалло-флюидных включений; д – однофазное газовое включение. *Qz* – кварц, *Kfs* – калиевый полевой шпат, $Ж_{H2O}$ – жидкая фаза (вода), $Г_{CO2}$ – газовая фаза (углекислый газ), $К_{Rds}$ – кристаллическая фаза (родохрозит).

Кварц IVa содержит многочисленные флюидные включения, которые располагаются вдоль поздних зон роста (**рис. 5.1 в**). Флюидные включения обладают субизометричной до сферической формой, размер варьирует от 8 до 20 мкм (**рис. 5.1 г, д**). Ассоциация флюидных включений в кварце IVa представлена четырьмя типами включений. Включения первого типа являются двухфазными, содержащими при комнатной температуре жидкую и кристаллическую фазы и лишенные газового пузырька (**рис. 5.1 г**). Включения второго типа, содержат при комнатной температуре жидкость, газ и кристаллическую фазу. Включения третьего типа являются двухфазными газово-жидкими (20–80 об. % газа) (**рис. 5.1 г**). Включения четвертого типа содержат только газовую фазу (**рис. 5.1 д**). В кварце IVa преобладают включения первого типа. Все типы включений наблюдаются в пределах одной зоны роста (**рис. 5.1 в**). Это означает, что они были захвачены растущим кристаллом одновременно. Переменные пропорции фаз указывают на гетерогенный захват во включения жидкой и газовой фаз.

Участок Северный

В рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах *подстадии II* (сульфидно-теллуридно-кварцевой с самородным золотом) флюидные включения были обнаружены в кварце IIb, насыщенном рудной минерализацией, и в позднем кварце IIIb, не содержащем рудную минерализацию. Ранний кварц Ib микрозернистый и не содержит флюидных включений, пригодных для исследования.

Кварц IIb содержит большое число флюидных включений, которые приурочены главным образом к ядерным частям зерен кварца. Флюидные включения обладают либо субизометричной формой, либо демонстрируют сложную морфологию, а их размеры варьируют от 8 до 40 мкм (**рис. 5.2 а, б**). Ассоциация флюидных включений в кварце IIb состоит из двух типов. Включения первого типа представлены двухфазными газово-жидкими включениями (20–40 об. % газа) (**рис. 5.2 а**). Включения второго типа являются двухфазными, содержащими при комнатной температуре жидкую и кристаллическую фазы. Они лишены газовых пузырьков и содержат кристаллические фазы чешуйчатого или волокнистого облика, а также в ряде случаев содержат непрозрачные рудные минералы (**рис. 5.2 б**).

Кварц IIIb содержит флюидные включения, которые располагаются в виде небольших групп или одиночных включений (**рис. 5.2 в**). Флюидные включения имеют вытянутую форму, а их размеры составляют от 10 до 50 мкм. Они, как правило, расположены вдоль главной оси кристаллов, часто встречаются в головках кристаллов. Данная ассоциация флюидных включений состоит из двухфазных газово-жидких включений, в которых при комнатной температуре содержится не более 30 об. % газовой фазы (**рис. 5.2 г**).

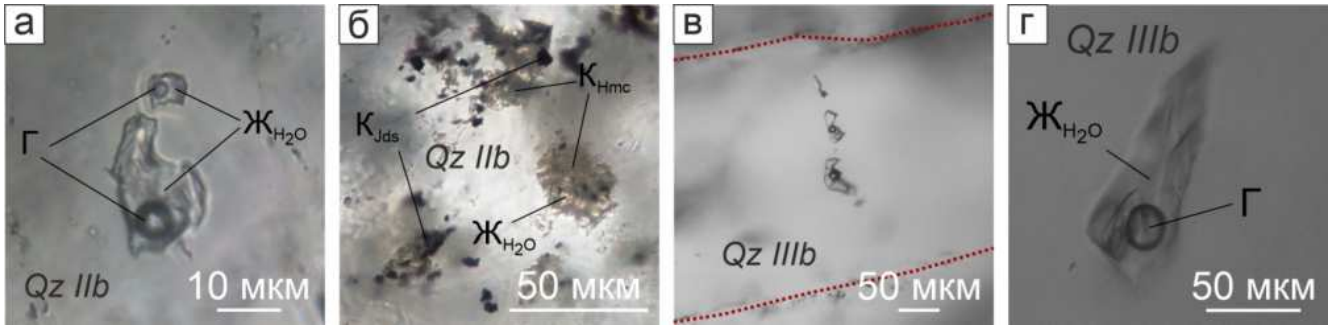


Рис. 5.2. Типы первичных флюидных включений в кварце IIb (а, б) и IIIb (в, г) из рудных жил подстадии II (теллуридно-сульфидно-кварцевой с самородным золотом): а – ассоциация двухфазных газово-жидких включений; б – двухфазные кристалло-флюидные включения; в – ассоциация двухфазных газово-жидких включений (красными линиями показаны границы кристалла кварца); г – двухфазное газово-жидкое включение. *Qz* – кварц, $Ж_{H2O}$ – жидкая фаза (вода), Г – газовая фаза, $К_{Hmc}$ – кристаллическая фаза (минералы группы гидрослюд), $К_{Jds}$ – кристаллическая фаза (йордизит).

5.2.2. Фазовый состав флюидных включений

Участок Центральный

Методом КР-спектроскопии была проведена диагностика фазового состава всех типов флюидных включений. В кварце IIa и IIIa из рудных калиевополевошпат-кварцевых жил *подстадии I* в спектрах газовой фазы двухфазовых газово-жидких включений обнаружено два интенсивных пика при 1286 и 1389 $см^{-1}$ (**рис. 5.3 а**). Эти пики образуют характерный дублет («диада Ферми»), который характерен для углекислого газа (CO_2) (Frezzotti et al., 2012). Плотность CO_2, оцененная по расстоянию между характеристическими пиками, во флюидных включениях в кварце IIa, варьировала от 0.047 до 0.094 $г/см^3$ (четыре определения), а в кварце IIIa составила 0.094 $г/см^3$ (одно определение). Для жидкой фазы регистрируется широкая асимметричная полоса с максимумом около 3430 $см^{-1}$, соответствующая колебаниям связи O–H жидкой воды (**рис. 5.3 б**). В данных флюидных включениях в жидкой фазе также стабильно фиксируется узкий пик при 981 $см^{-1}$ (**рис. 5.3 в**), соответствующий сульфат-иону (SO_4^{2-}) в водном растворе (Frezzotti et al., 2012; Walter et al., 2017).

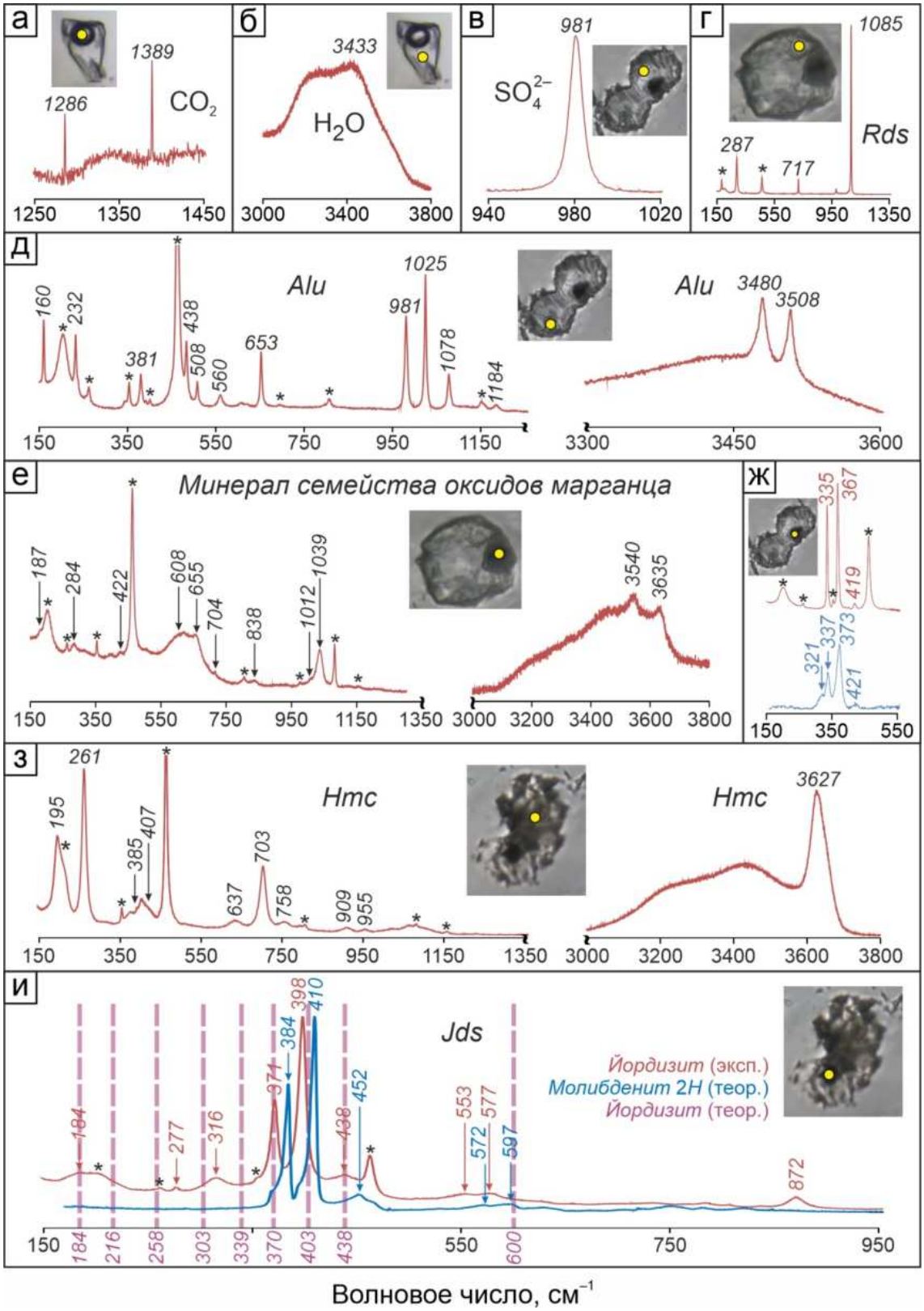


Рис. 5.3. Представительные КР-спектры флюидных включений при комнатной температуре: а – углекислый газ (CO_2); б – вода (H_2O); в – сульфат-ион (SO_4^{2-}); г – родохрозит (*Rds*); д – минерал группы алунита (*Alu*); е – минерал семейства оксидов марганца; ж – аргентопирит (красный спектр – экспериментальный, синий – из базы данных RRUFF # R070173 (http://rruff.info)); з – минерал группы гидрослюд (*Hmc*); и – йордизит (*Jds*) (красный спектр – экспериментальный, синий – из базы данных RRUFF # R050209 (http://rruff.info), фиолетовые полосы соответствуют положению полос йордизита по (Chukanov, Vigasina, 2020)). На фото-миниатюрах желтыми кругами обозначены аналитические точки. *Пики кварца.

Жидкая фаза флюидных включений первого, второго и третьего типа в кварце IVa также состоит из H_2O с растворенными сульфат-ионами (SO_4^{2-}). Спектроскопическое исследование газовой фазы в этих включениях не выявило сигналов, превышающих предел обнаружения. Однако в единичных двухфазных газово-жидких включениях был обнаружен низкоплотный (0.036 г/см^3, одно определение) углекислый газ (CO_2). КР-спектры кристаллических фаз, часто присутствующих во флюидных включениях первого и второго типа, демонстрируют интенсивную полосу около 1085 см$^{-1}$, а также выраженные пики около 717 и 287 см$^{-1}$, соответствующие родохрозиту (**рис. 5.3 г**). Другая распространенная кристаллическая фаза характеризуется пиками при 160, 232, 483 и 653 см$^{-1}$ (**рис. 5.3 д**). Для нее характерны выраженные линии при 981, 1025 и 1078 см$^{-1}$, которые связанны с колебательными модами сульфат-ионов (SO_4^{2-}), и две интенсивные полосы при 3480 и 3508 см$^{-1}$, связанные с колебаниями связи O–H. Такая спектральная картина характерна для минералов группы алунита. Черные непрозрачные фазы встречаются реже. Одна из таких фаз характеризуется слабыми линиями в области 150–450 см$^{-1}$ и 800–1050 см$^{-1}$ и выраженными полосами около 600–660 см$^{-1}$ и при 1039 см$^{-1}$ (**рис. 5.3 е**). Также наблюдаются слабые полосы при 3540 и 3635 см$^{-1}$, соответствующие валентным колебаниям O–H. Такой набор пиков соответствует минералам семейства оксидов марганца (Bernardini et al., 2019). В единичном случае непрозрачная фаза характеризовалась сильными пиками при 335 и 367 см$^{-1}$, что в наибольшей степени соответствует аргентопириту ($AgFe_2S_3$) (**рис. 5.3 ж**).

Участок Северный

В рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах *подстадии II* КР-спектроскопическое исследование газовой фазы флюидных включений первого типа в кварце IIb и IIIb не выявило присутствия H_2O, CO_2, N_2, SO_2, H_2S, CH_4 или других газообразных компонентов. Жидкая фаза во всех изученных типах флюидных включений представляет собой водный раствор (H_2O). В спектрах кристаллических фаз из флюидных включений второго типа регистрируются пики в интервалах 400–200 см$^{-1}$, 800–600 см$^{-1}$, 1000–900 см$^{-1}$, а также узкая полоса при 3627 см$^{-1}$, относящаяся к колебаниям связи O–H (**рис. 5.3 з**). Набор полос, типичный для слюдоподобных минералов, позволяет диагностировать изучаемую фазу как иллит (минерал группы гидрослюд). КР-спектр непрозрачного минерала внутри флюидных включений второго типа демонстрирует сильный пик при 398 см$^{-1}$, умеренные пики при 371 и 438 см$^{-1}$ (область 350–600 см$^{-1}$) и слабые полосы при 553 и 557 см$^{-1}$ (**рис. 5.3 и**). На этом рисунке, а также в **табл. 5.2** продемонстрировано, что КР-спектры обнаруженной фазы отличаются от эталонного спектра молибденита. Основные линии в области 370–420 см$^{-1}$ систематически смещены в сторону меньших волновых чисел. Подобная спектральная картина в большей степени соответствует

спектру йордизита (MoS_2) – средне-низкотемпературная тонкодисперсная разновидность молибденита (Chukanov, Vigasina, 2020).

Табл. 5.2. Положение полос в КР-спектре йордизита

Положение полосы, $см^{-1}$		
Йордизит[1]	Йордизит[2]	Молибденит[2]
–	148 пл	–
184 пл	184 пл	–
–	216	–
–	258 пл	–
277 с	–	285
–	303 с	–
316 с	–	–
–	339 с	–
371 сп	370 сп	382 сп
398 сп	403 сп	408 сп
438 с	438 пл	451
553 с	–	–
577 с	–	–
–	600 с	–
872 с	–	–

Примечание. пл – плечо, сп – сильная полоса, с – слабая полоса. [1] Наши данные, [2] по (Chukanov, Vigasina, 2020)

5.2.3. Фазовые преобразования при охлаждении и нагревании

В результате исследования микротермометрическими методами охарактеризовано около 70 флюидных включений в кварце, полученные данные приведены на гистограммах (**рис. 5.4**) и сведены в **табл. 5.3**.

Участок Центральный

В рудных калиевополевошпат-кварцевых жилах *подстадии I* изучены первичные двухфазные газово-жидкие флюидные включения в раннем кварце IIа и IIIа. После полного замораживания и дальнейшем нагревании первые признаки плавления (температура эвтектики) для флюидных включений в кварце IIа установлены в диапазоне температур от –8.5 до –5.5 °С. При дальнейшем нагреве температура полного плавления последнего кристаллика льда была зарегистрирована от –3.3 до –2.5 °С. Эти включения гомогенизируются в жидкость в узком диапазоне от 320 до 360 °С (**табл. 5.3, рис. 5.4 а, б**). Температура эвтектики во флюидных включениях в кварце IIIа наблюдалась между –6.0 и –5.5 °С. Дальнейший нагрев приводит к полному плавлению последнего кристаллика льда при –0.1 °С. Полная гомогенизация в жидкую фазу происходила в диапазоне температур от 315 до 364 °С (**табл. 5.3, рис. 5.4 а, б**).

Микротермометрические исследования флюидных включений в кварце IVa, содержащем богатую золото-теллуридную минерализацию, проводились для первичных двухфазных газово-жидких включениях третьего типа. После полного замораживания и при дальнейшем нагревании включений первые признаки плавления льда наблюдались в интервале от –8.0 до –5.5 °C. При последующем нагревании полное плавление последнего кристаллика льда наблюдалось между –1.4 и –0.7 °C. Полная гомогенизация в жидкую фазу происходит в широком температурном диапазоне от 175 до 325 °C (**табл. 5.3, рис. 5.4 а, б**).

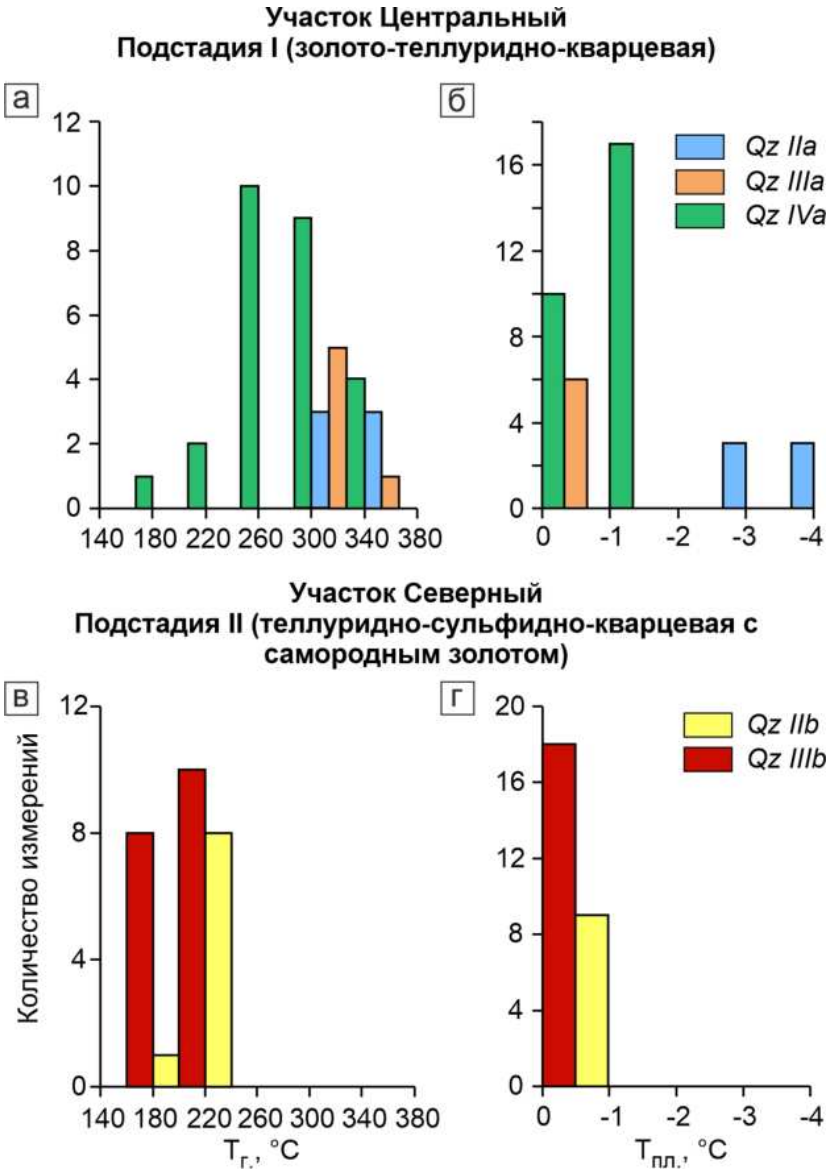


Рис. 5.4. Гистограммы распределения частот температур гомогенизации и плавления льда для первичных флюидных включений в кварце из рудных калиевополевошпат-кварцевых жил.

Табл. 5.3. Результаты микротермометрических исследований флюидных включений

№ п/п	Подстадия	Генерация кварца	Тип включений	Кол-во	$T_{г.}$, °C	$T_{эв.}$, °C	$T_{пл.}$, °C
Участок Центральный							
1	Подстадия I (золото-теллуридно-кварцевая)	IIa	Двухфазные, газово-жидкие	6	320…360 / 338	–8.5…–5.5	–3.3…–2.5
2		IIIa	Двухфазные, газово-жидкие	7	315…364 / 331	–6.0…–5.5	–0.1
3		IVa	Двухфазные, газово-жидкие	25	175…325 / 260	–8.0…–5.5	–1.4…–0.7
Участок Северный							
4	Подстадия II (теллуридно-сульфидная-кварцевая с самородным золотом)	IIb	Двухфазные, газово-жидкие	9	219…248 / 233	–6.0…–5.0	–0.5…–0.2
5		IIIb	Двухфазные, газово-жидкие	20	140…214 / 183	–7.0…–5.0	–0.4…–0.1

Примечание. Для температуры гомогенизации указан интервал температур / средние значения

Участок Северный

В кварце IIb, насыщенном рудной минерализацией, микротермометрические эксперименты проводились на первичных двухфазных газово-жидких включениях второго типа. Температура эвтектики наблюдалась между –6.0 и –5.0 °C, а полное плавление льда происходило при нагревании от –0.5 до –0.2 °C. Гомогенизация этих включений в жидкую фазу происходила в температурном интервале 219–248 °C (**табл. 5.3, рис. 5.4 в, г**).

В позднем кварце IIIb изучены первичные двухфазные газово-жидкие флюидные включения. Данный тип включений демонстрирует температуры эвтектики между –7.0 и –5.0 °C. Полное плавление последнего кристаллика льда происходило в температурном диапазоне между –0.4 и –0.1 °C, а гомогенизация в жидкую фазу наблюдалась при температуре 140–214 °C (**табл. 5.3, рис. 5.4 в, г**).

5.3. Обсуждение результатов

5.3.1. Параметры минералообразующих флюидов

В изученных образцах калиевополевошпат-кварцевых жил *подстадии I* (*золото-теллуридно-кварцевой*) ранний кварц IIa и IIIa содержит двухфазные газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся в жидкость при нагревании. Относительная однородность температур гомогенизации и отсутствие включений с контрастным соотношением жидкости и газа позволяют предположить, что минеральные ассоциации, содержащие кварц IIa и IIIa, были сформированы из гомогенного водного жидкого флюида. Напротив, в позднем кварце IVa, содержащем богатую золото-теллуридную минерализацию, обнаружена ассоциация флюидных включений, состоящая одновременно из существенно газовых и существенно жидких флюидных включений. Их сосуществование в пределах единых зон роста и единых ассоциаций флюидных включений свидетельствует о кристаллизации кварца IVa из гетерогенной среды, включающей газовую и жидкую фазы. Ассоциация флюидных включений, содержащих сосуществующие богатые газом и жидкостью включения, также обнаруживаются в кварце из эпитермальных золото-серебряных месторождений, таких как Асачинское (Камчатка, Россия) и Купол (Чукотский полуостров, Россия) (Боровиков и др., 2009, Прокофьев и др., 2012а). Наличие малоплотного газообразного CO_2 и жидкой H_2O указывает, что кварц IIa, IIIa и IVa формировались из водного флюида с незначительным содержанием CO_2. Аналогично, в калиевополевошпат-кварцевых жилах *подстадии II* (*теллуридно-сульфидно-кварцевой с*

самородным золотом) кварц IIb и поздний кварц IIIb формировались из водного флюида, но с пренебрежимо малым содержанием CO_2.

Высокие температуры эвтектики, характерные для ассоциаций флюидных включений во всех изученных генерациях кварца, указывают на отсутствие компонентов, понижающих температуры эвтектического плавления. Традиционно считается, что в водных флюидах эпитермальных золото-серебряных месторождений адуляр-серицитового типа доминируют хлориды K–Na (Heald et al., 1987; Simmons et al., 2005). Эвтектическое плавление в водно-хлоридных системах происходит ниже –10…–21 °C (Борисенко, 1977). Замороженные водные растворы в изученных флюидных включениях начинают плавиться при температурах от –8 до –5 °C. Такие температуры соответствуют бинарным водным растворам гидрокарбоната калия и сульфата магния, а также тройным системам, содержащим сульфаты Na, K и Mg (Борисенко, 1977). Эвтектические растворы в бинарных водных системах сульфатов Na, K и Mg начинают плавиться при –1.2, –1.6 и –4.8 °C соответственно (Киргинцев, 1972). Однако температура эвтектики в системе Na_2SO_4–H_2O может понижаться до –3.6 °C из-за метастабильного образования льда–гептагидрата (Киргинцев, 1972). В системах $MgSO_4$–H_2O образуются метастабильные ассоциации лед–гидрат, понижая температуры эвтектики до –8 °C (Киргинцев, 1972). Понижение температуры эвтектического плавления может также происходить в многокомпонентных растворах: добавление $MgSO_4$ к Na_2SO_4–H_2O понижает точку эвтектики до –5 °C, тогда как добавление $KHCO_3$ опускает ее ниже –6 °C, приближая к значениям, приведенным в **табл. 5.3**. Полученные данные о температуре эвтектики согласуются с систематическим обнаружением полосы сульфат-иона при 981 $см^{-1}$ в КР-спектрах водной фазы изученных флюидных включений. Присутствие сульфат- и гидрокарбонат-ионов в растворах подтверждается наличием дочерних кристаллов родохрозита и алунита, идентифицированных во включениях в кварце IVa. Обнаружение дочерних кристаллов аргентопирита и оксидов марганца можно рассматривать как свидетельство присутствия соответствующих металлов в растворах и, следовательно, потенциальной металлоносности флюида. В калиевополевошпат-кварцевых жилах *подстадии II* в кварце IIb, примечательны кристалло-флюидные включения, содержащие минералы группы гидрослюд (иллит) и йордизит. Многие включения содержат так много слюдистых минералов, что напоминают раскристаллизованные расплавные включения в магматических минералах (см. **рис. 5.2 б**). Эти фазы, предположительно, являются дочерними кристаллами: многочисленные дочерние фазы могут формироваться, когда растворимость этих минералов низкая (Реддер, 1987). Следовательно, захваченные флюиды могли обладать повышенными концентрациями K, Al, Si и Mo.

Поскольку точные данные о составе флюидных включений отсутствуют, а оценки ионного состава дают лишь общее представление о химии флюида, определение их истинной солености является сложной задачей. Использование концепции NaCl-эквивалента не подходит, так как оно обычно дает заниженные значения для сульфатных и карбонатных водных растворов. Если предположить, что минерализация отвечает бинарным системам гидрокарбоната калия и сульфата магния для температур плавления льда, то для калиевополевошпат-кварцевых жил *подстадии I* (*золото-теллуридно-кварцевой*) соленость флюида в кварце IIa может соответствовать ~7–13 мас.% (выраженным концентрацией соответствующей соли). Минерализация включений в кварце IIIa резко снижается и может быть оценена как ~0.3–0.4 мас.%, тогда как в кварце IVa она незначительно увеличивается примерно до ~3–4 мас.%. Кварц IIb и IIIb в калиевополевошпат-кварцевых жилах *подстадии II* (*теллуридно-сульфидно-кварцевой с самородным золотом*) содержит сильно разбавленные растворы, минерализация которых может быть оценена между ~0.3 и 2 мас.%. Подобное расхождение демонстрируется на примере адуляр-серицитовых эпитермальных Au–Ag месторождений Арыкеваамского вулканического поля (Чукотский полуостров, Россия): значения солености, полученные микротермометрически (выраженные через NaCl-эквивалент), существенно ниже, чем определенные методом газовой и ионной хроматографии в сочетании с ИСП-МС (Волков и др., 2020б).

Оценка температур минерализации эпитермальных месторождений требует учета глубин их формирования (Sherlock et al., 1996; Simpson, Mauk, 2011; Simpson et al., 2015). Формирование эпитермальных золото-серебряных месторождений обычно происходит на глубине ≤1 км в зонах активного смешения эндогенных и метеорных флюидов (Wilkinson, 2001; Bodnar et al., 2014). Модели гидротермальной минерализации должны учитывать низкие давления и взаимодействие химически контрастных флюидов. В условиях низкого давления температуры гомогенизации первичных флюидных включений могут приближаться к температурам кристаллизации кварца, поскольку поправки на давление в эпитермальных системах незначительны (Bodnar et al., 1985; Реддер, 1987; Wilkinson, 2001). Однако надежная оценка давления невозможна из-за отсутствия справочных данных, позволяющих рассчитать плотность по микротермометрическим измерениям для обсуждаемых водных растворов.

Таким образом, результаты комплексного исследования флюидных включений в кварце эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента указывают на то, что кварц формировался в широком диапазоне температуры ($T_{г.}$ 338–183 °C) и солености ($T_{пл.}$ –3.3… –0.1 °C) минералообразующих растворов. В наиболее раннем кварце *подстадии I* (*золото-теллуридно-кварцевой*) зафиксированы максимальные температуры и максимальная соленость, причем эти флюиды были наиболее обогащены CO_2. Примечательно, что низкоплотный CO_2

также был зарегистрирован в среднетемпературных (>300 °C) ранних минеральных ассоциациях на эпитермальном Au–Ag месторождении Коррида (Чукотский полуостров, Россия) (Kolova et al., 2021). Кварц в минеральных ассоциациях, содержащих минералы благородных металлов, кристаллизовался в более узких температурных интервалах: в жилах *подстадии I* от 325 до 175 °C (средняя – 260 °C), а в жилах *подстадии II* – от 219 до 248 °C (средняя – 233 °C). Эти температурные диапазоны хорошо коррелируют с температурами формирования рудных минеральных ассоциаций многих других месторождений полуострова Камчатка (Бортников, Толстых, 2023). На **рис. 5.5** можно наблюдать общую тенденцию постепенного снижения температуры и солености минералообразующих флюидов в направлении от ранних к поздним минеральным ассоциациям. Эта тенденция может указывать на прогрессивное разбавление гидротермальных флюидов холодными поверхностными метеорными водами, что является одним из благоприятных механизмов формирования эпитермальных руд (Wilkinson, 2001). Различия в солености флюидов, сформировавших кварц IIa и IIIa при сходных температурах гомогенизации могут указывать на процесс изотермического разбавления глубинными нагретыми метеорными водами. Аналогичный процесс описан для богатого серебром и цветными металлами эпитермального месторождения Гложе (Иран; Mehrabi et al., 2016). Увеличение солености при одновременном снижении температуры гомогенизации (от кварца IIIa к кварцу IVa) может быть интерпретировано как результат кипения флюида. Этот вывод согласуется с гетерогенным составом флюидных включений в кварце IVa. Кипение широко документировано во многих эпитермальных месторождениях, в том числе для Камчатских объектов (Боровиков и др., 2009; Sidorov et al., 2020). В кварце *подстадии II* тенденция разбавления гидротермального флюида метеорными водами от раннего кварца IIb к позднему IIIb выражена наиболее явно.

Примечательно наличие сульфат-ионов в растворах флюидных включений рудопроявления Эвевпента. Основываясь на генетической модели формирования эпитермальных месторождений, появление сульфат-ионов в эпитермальных системах адуляр-серицитового типа может быть следствием двух основных процессов: (1) окисление сероводорода (H_2S) на малых глубинах эпитермальных систем (так называемое «сольфатарное изменение»); (2) гипергенное окисление сульфидов (Heald et al., 1987). В большей степени эти механизмы проявляются на верхних уровнях эпитермальных систем (Heald et al., 1987; Hedenquist et al., 2000; Коваленкер и др., 2006), что может подтверждать близповерхностную природу рудопроявления Эвевпента. Второй механизм гипергенного окисления сульфидов предполагает действие сильных окислителей на первичные руды и обычно сопровождается массовым развитием ярозита и алунита (Sillitoe, 2019). Однако подобный механизм наиболее характерен для регионов с тропическим климатом. Поэтому предпочтительнее выглядит

первый механизм окисления H_2S, который, например, мог быть реализован на эпитермальном Au–Ag месторождении Купол (Чукотский полуостров, Россия; Волков и др., 2012).

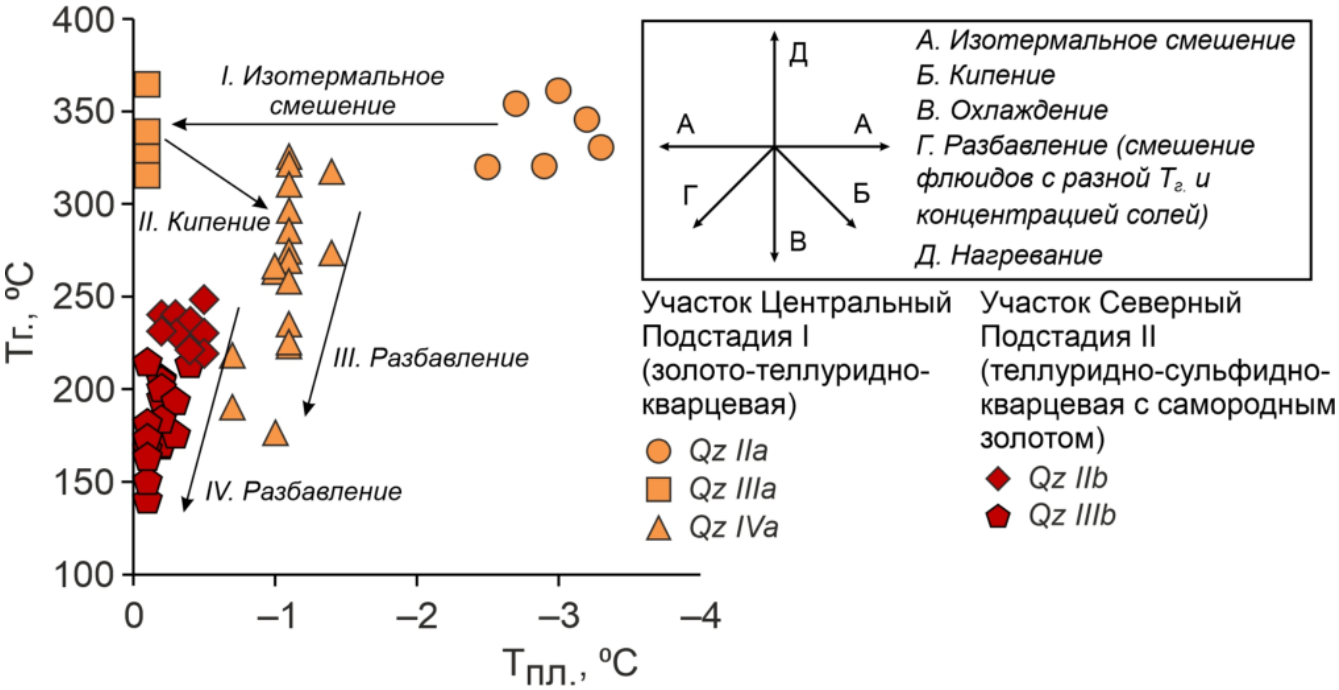


Рис. 5.5. Диаграмма зависимости температуры гомогенизации от температуры плавления льда. На врезке пути эволюции флюида, обусловленные различными геологическими процессами, показаны по данным (Wilkinson, 2001).

Предполагается, что основной растворенной формой золота в растворах эпитермальных систем был комплекс $Au(HS)^{2-}$, в то время как серебро могло переноситься как в виде хлоридных, так и гидросульфидных комплексов (Карпов и др., 2001; Пальянова, 2008; Кравцова, 2010). На верхних уровнях эпитермальных систем в зоне смешения эндогенного флюида с метеорными водами, насыщенными атмосферным кислородом, сульфидная сера комплекса $Au(HS)^{2-}$ может окисляться, в результате чего образуются сульфат-ионы (Карпов и др., 2001; Кравцова, 2010). Это приводит к снижению pH, повышению Eh и осаждению самородного золота.

5.3.2. Сравнительный анализ условий минералообразования

Анализ опубликованных данных показывает, что рудные калиевополевошпат-кварцевые жилы рудопроявления Эвевпента формировались в условиях, сходных с условиями других эпитермальных золото-серебряных месторождений адуляр-серицитового (*low-sulfidation*) типа на Камчатке и в глобальном масштабе. Для всех эпитермальных объектов Камчатки характерно: (1) широкий диапазон температур гомогенизации (95–365 °С) флюидных

включений в кварце, соответствующий низко- и среднетемпературным условиям; (2) более узкий диапазон температур гомогенизации (~160–260 °C) для флюидных включений из кварца золотоносных минеральных ассоциаций; и (3) низкая до умеренной соленость флюидов ($T_{пл.}$ от –6.0 до –0.1 °C) (**рис. 5.6, табл. 5.4**). Главными летучими компонентами в рудообразующих флюидах всех месторождений были H_2O и CO_2, в то время как другие соединения (углеводороды, азот- и серосодержащие компоненты) присутствовали в меньших количествах, что установлено по данным ГХ-МС анализа (Shapovalova et al., 2025). Ключевой характеристикой рудопроявления Эвевпента является гидрокарбонатно-сульфатный состав флюида, что контрастирует с хлорид-доминирующими эпитермальными системами, известными ранее на большинстве месторождений Камчатки (**табл. 5.4**). Однако флюидные включения, содержащие гидрокарбонатно-сульфатные растворы наряду с хлоридными растворами, были обнаружены на многочисленных эпитермальных золото-серебряных месторождениях адуляр-серицитового (*low-sulfidation*) типа на Северо-Востоке России (Волков и др., 2012, Волков и др., 2013а, 2013б, 2016а, 2016б, 2019; Бортников и др., 2022), а также на месторождении Мутновское на Камчатке (Петренко и др., 2001). Эта тенденция проиллюстрирована на диаграмме, показывающей анионный состав флюидных включений в кварце из эпитермальных месторождений Северо-Востока России (**рис. 5.7**).

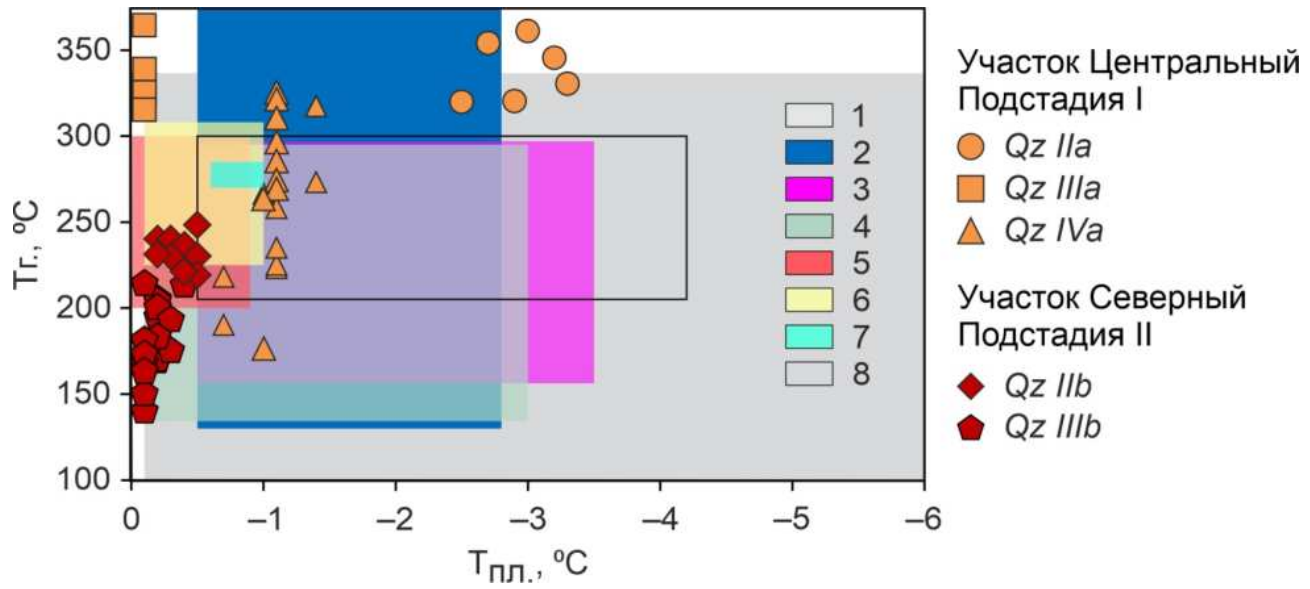


Рис. 5.6. Диаграмма зависимости температуры гомогенизации флюидных включений от температуры плавления льда для рудопроявления Эвевпента и эпитермальных золото-серебряных объектов полуострова Камчатка: 1 – Асачинское (Takahashi et al., 2007; Боровиков и др., 2009); 2 – Родниковое (Takahashi et al., 2002; Tolstykh et al., 2022a); 3 – Мутновское (Takahashi et al., 2006); 4 – Малетойваям (Sidorov et al., 2020; Shapovalova et al., 2025); 5 – Агинское (Andreeva et al., 2013); 6 – Бараньевское (Tolstykh et al., 2021; Якич и др., 2022; Shapovalova et al., 2025); 7 – Лазурное (Shapovalova et al., 2025); 8 – Кумроч (Shapovalova et al., 2025).

Табл. 5.4. Некоторые параметры и солевой состав рудообразующих флюидов эпитермальных золото-серебряных месторождений Камчатки

№ п/п	Название месторождения (тип)	$T_{гом.}$, °C	$T_{эвт.}$, °C	$T_{пл.}$, °C	Соленость, мас. % (NaCl-экв.)	Солевой состав	Источник
1	Эвевпента (АС)	183…338	–8.5…–5.0	–3.3…–0.1	–	Сульфаты и гидрокарбонаты Na, Mg, K	Наши данные
2	Родниковое (АС)	150…260	–	–2.8…–0.6	1.0…3.0	–	Takahashi et al., 2002
		160…265	–	–1.5…–0.5	0.8…2.5	–	Tolstykh et al., 2022a
3	Асачинское (АС)	157…337	–	–1.5…–0.5	1.0…2.6	–	Takahashi et al., 2007
		95…320	–56.0…–10.0	–6.0…–0.1	0.2…9.2	Хлориды Na, K, Ca, Mg, Fe	Боровиков и др., 2009
4	Мутновское	156…297	–	–3.5…–0.5	0.8…5.7	Кремнезем и хлориды, сульфаты, гидрокарбонаты, фториды K, Mg, Na, Ca	Петренко и др., 2001; Takahashi et al., 2006
5	Бараньевское (АС)	226…298	–49.0…–27.0	–0.7…–0.2	0.4…1.2	Хлориды Na, K, Ca, Mg, Fe; карбонат K	Tolstykh et al., 2021
		225…305	–35.0…–24.0	–0.8…–0.1	0.4…1.2	Хлориды Na, K, Ca, Mg, Fe	Якич и др., 2022
		210…308	–	–1.0…–0.6	0.5…1.7	–	Shapovalova et al., 2025
6	Агинское (АС)	200…300	–	–0.9…0.0	0.4…1.6	–	Andreeva et al., 2013
7	Лазурное (АС)	270…285	–22.5…–21.7	–1.0…–0.6	1.0…1.7	Хлориды Na	Shapovalova et al., 2025
8	Кумроч (АС)	205…300	–32.0…–29.5	–4.2…–0.5	0.9…6.8	Хлориды Na, K, Fe	Shapovalova et al., 2025
9	Малетойваям (КС)	135…295	–38.0…–23.0	–2.6…–0.1	0.2…4.3	Хлориды Na, K, Ca, Mg, Fe; карбонат K	Sidorov et al., 2020
		173…290	–	–3.0…–0.6	1.0…5.0	–	Shapovalova et al., 2025

Примечание. АС – адуляр-серицитовый (*low-sulfidation*) тип месторождений, КС – кислотно сульфатный (*high-sulfidation*) тип месторождений, УВ – углеводороды. Прочерк означает отсутствие данных в опубликованных источниках

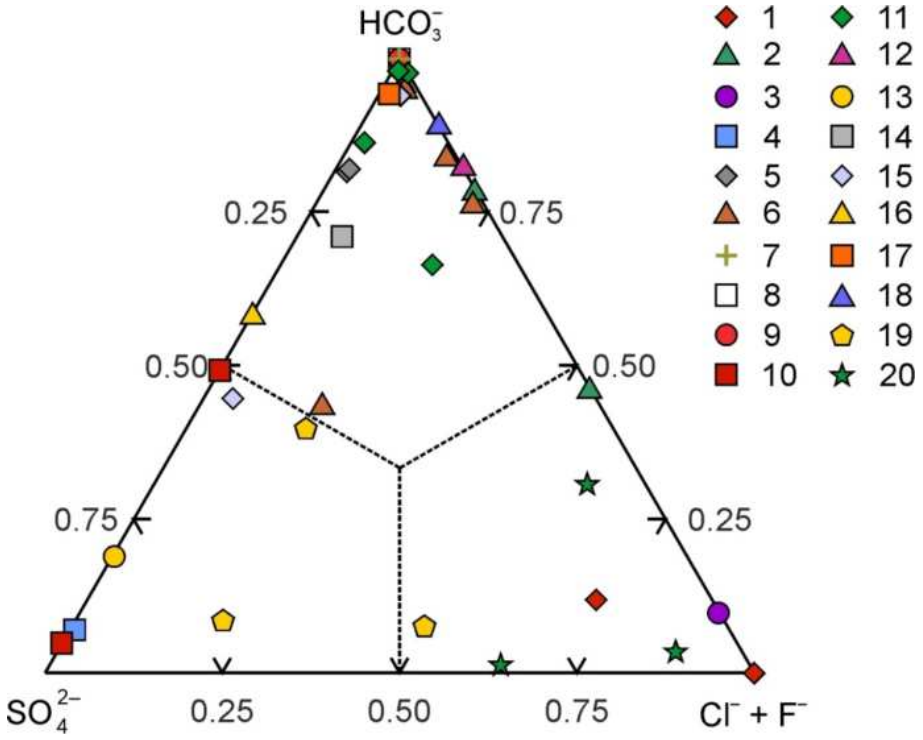


Рис. 5.7. Валовый анионный состав флюидных включений в кварце из эпитермальных золото-серебряных месторождений адуляр-серицитового (*low-sulfidation*) типа на Северо-Востоке России, определенный методами газовой и ионной хроматографии в сочетании с ИСП-МС. 1 – Телевеем (Прокофьев и др., 2019; Бортников и др., 2022); 2 – Капелька (Прокофьев и др., 2019; Бортников и др., 2022); 3 – Джульетта (Колова и др., 2015; Прокофьев и др., 2015); 4 – Юное (Прокофьев и др., 2012б); 5 – Купол (Волков и др., 2012); 6 – Тихое (Колова и др., 2015; Волков и др., 2016а); 7 – Валунистое (Волков и др., 2020а); 8 – Огненный (Волков и др., 2019); 9 – Горный (Волков и др., 2019); 10 – Жильное (Волков и др., 2019); 11 – Двойное (Волков и др., 2018); 12 – Ольча (Волков и др., 2016б); 13 – Магнитное (Волков и др., 2016б); 14 – Биркачан (Волков и др., 2016б); 15 – Бургали (Волков и др., 2016б); 16 – Северное Бургали (Волков и др., 2016б); 17 – Южное Бургали (Волков и др., 2016б); 18 – Промежуточное (Волков, Прокофьев, 2011); 19 – Арыкеваам (Волков и др., 2020б); 20 – Каэнмываам (Волков и др., 2020б).

В пределах рудопроявления Эвевпента рудные калиевополевошпат-кварцевые жилы характеризуются значительным разнообразием благороднометальной минерализации. В их составе установлены самородное золото и серебро, теллуриды (калаверит, петцит, гессит), сульфиды золота и серебра (акантит, минералы ряда ютенбогардтит–петровскаит), а также галогениды – хлораргирит и его Br-содержащая разновидность. В ассоциации с минералами благородных металлов присутствуют сульфиды и теллуриды цветных металлов. Среди минералов рудных жил и околорудных метасоматитов доминирует кварц, значительно распространены калиевый полевой шпат, карбонаты и минералы группы гидрослюд (иллит). В то же время, в рудах отсутствуют значительные скопления гипогенных алунита, каолинита и пирофиллита, которые являются минералами-индикаторами кислотно-сульфатного (*high-sulfidation*) типа эпитермальных месторождений (Heald et al., 1987; Sillitoe, Hedenquist, 2003;

Simmons et al., 2005). Среди рудных минералов также не выявлены высокомедные сульфиды (энаргит, фаматинит, люцонит), висмутсодержащие фазы и обильная минерализация селена. Селен является элементом-индикатором в эпитермальных системах: присутствие богатых скоплений селенсодержащей минералов (особенно селенидов золота, таких как ауроселенид, AuSe) указывает на высокий окислительный потенциал среды и характерно для месторождений кислотно-сульфатного (*high-sulfidation*) типа (Савва и др., 2012; Tolstykh et al., 2018; Kolova et al., 2021). Присутствие халькогенидов Au и Ag в рудах рудопроявления Эвевпента указывает на относительно высокую фугитивность серы и теллура, в то время как отсутствие селенсодержащей минерализации, энаргита и алунита позволяет предположить, что золоторудные ассоциации образовались в относительно восстановленных до нейтральных условиях. Другим индикатором условий формирования являются метасоматические изменения. На рудопроявлении Эвевпента околорудные метасоматиты представлены аргиллизитами, кварцевыми и калиевополевошпат-кварцевыми (с гидрослюдами) метасоматитами, что указывает на участие в минералообразовании слабокислых до близнейтральных растворов (Жариков, Русинов, 1998). Таким образом, данные по минеральному составу руд и околорудных метасоматитов, а также результаты изучения флюидных включений подтверждают справедливость отнесения рудопроявления Эвевпента к эпитермальным золото-серебряным месторождениям адуляр-серицитового (*low-sulfidation*) типа.

5.4. Выводы

Впервые выполнено комплексное исследование условий формирования эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента на основе изучения флюидных включений в кварце. Полученные новые данные позволяют сформулировать следующие выводы:

1) Рудные калиевополевошпат-кварцевые жилы образовались при температурах от 183 до 338 °С, что соответствует в основном низкотемпературным условиям, из слабосоленых флюидов ($T_{пл.}$ от –3.3 до –0.1 °С). Кварц, ассоциирующий с богатой благороднометалльной минерализацией, кристаллизовался в более узких температурных диапазонах: кварц IVa из *золото-теллуридно-кварцевой* ассоциации (*подстадия I*) – от 325 до 175 °С (средняя – 260 °С), а кварц IIb из *теллуридно-сульфидно-кварцевой с самородным золотом* ассоциации (*подстадия II*) – от 258 до 219°С (средняя – 233 °С). Формирование минеральных ассоциаций в направлении от ранних к поздним происходило на фоне снижения температуры и солености флюидов. Для рудных жил *подстадии I* характерны более высокотемпературные и относительно концентрированные флюиды, тогда как рудные жилы *подстадии II* формировались из более низкотемпературных и значительно более разбавленных флюидов.

2) Основными компонентами флюидов были H_2O и низкоплотный CO_2, при этом более ранние минеральные ассоциации были более обогащены CO_2. По данным криометрии установлено, что в растворах присутствовали гидрокарбонаты и сульфаты Na, K и Mg. Подобный солевой состав достаточно часто отмечается во флюидных включениях в кварце на многих эпитермальных золото-серебряных месторождениях адуляр-серицитового (*low-sulfidation*) типа Северо-Востока России. Присутствие сульфатов во включениях из кварца, ассоциирующего с богатой благороднометальной минерализацией, по-видимому, указывает на формирование в приповерхностных условиях и может служить дополнительным критерием при оценке уровня эрозионного среза.

3) Наличие в рудах самородного золота и серебра в парагенезисе с сульфидами и теллуридами Au–Ag и цветных металлов, а также жильного калиевого полевого шпата, в сочетании с развитием аргиллизитовых, кварцевых и калиевополевошпат-кварцевых метасоматитов, указывает на минералообразование из слабокислых до близнейтральных растворов при повышенной фугитивности серы и теллура. Эти данные, дополненные относительно низкотемпературным диапазоном, невысокой соленостью флюида, а также специфическими рудными ассоциациями и текстурными особенностями, позволяют отнести месторождение Эвевпента к эпитермальным (вулканогенным) системам адуляр-серицитового (*low-sulfidation*) типа.

Приведенные в главе данные об условиях формирования рудных калиевополевошпат-кварцевых жил позволяют сформулировать третье защищаемое положение:

На рудопроявлении Эвевпента минеральные ассоциации в калиевополевошпат-кварцевых жилах были образованы при последовательном снижении температуры и солености рудообразующих флюидов. Жилы подстадии I формировались слабосолеными ($T_{пл.}$ от –3.3 до –0.7 °C) средне-, низкотемпературными флюидами в интервале от 338 до 260 °C. Жилы подстадии II формировались слабосолеными ($T_{пл.}$ от –0.5 до –0.1 °C) низкотемпературными флюидами в интервале от 233 до 183 °C. Минералообразующие среды характеризовались как гомогенным, так и гетерогенным состоянием и были представлены системой H_2O–CO_2 с растворенными сульфатами и гидрокарбонатами натрия, калия, магния.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования получены новые данные о минералогическом составе руд, взаимоотношениях минералов и последовательности минералообразования на эпитермальном золото-серебряном рудопроявлении Эвевпента. Получены первые данные об изотопном возрасте рудопроявления, на основании чего установлена временная связь между процессом рудообразования и вмещающими вулканическими комплексами. Определены параметры и эволюция минералообразующих сред, сформировавших золотоносные калиевополевошпат-кварцевые жилы.

Рудопроявление Эвевпента располагается в северной части Центрально-Камчатского вулканогенного пояса и приурочено к Галькальской вулкано-тектонической структуре. Вулканическая структура сложена эффузивно-пирокластическими породами среднего-кислого состава, а также комагматичными им субвулканическими телами андезибазальтов, андезитов, дацитов и риодацитов, которые относятся к умуваямскому и толятоваямскому вулканическим комплексам миоцен-плиоценового возраста. Большинство золотоносных жильных зон локализовано в пределах субвулканических тел риодацитов. Жильные зоны окружены ореолами гидротермально-измененных пород: на контактах жил располагаются околорудные калиевополевошпат-кварцевые и кварцевые метасоматиты, которые сменяются зонами околотрещинных гидрослюдисто-смектит-каолинит-кварцевых аргиллизитов, а на периферии располагаются площадные пропилиты хлорит-карбонатной фации.

Проведенные изотопно-геохронологические исследования позволили установить абсолютный возраст формирования рудопроявления Эвевпента, который составляет от 11.7 ± 0.7 до 8.7 ± 0.2 млн лет (K–Ar изотопное датирование по калиевому полевому шпату из рудных жил). Установлены две последовательные подстадии рудообразования, которые хорошо сопоставимы с возрастом двух последовательно формировавшихся вулканических комплексов: *подстадия I* (11.7 ± 0.7 – 11.4 ± 0.4 млн лет) связана с умуваямским вулканическим комплексом (17–9.2 млн лет), а *подстадия II* (9.3 ± 0.3 – 8.7 ± 0.2 млн лет) – с периодом развития толятоваямского вулканического комплекса (10–3 млн лет). Временная связь между формированием рудных жил *подстадии II* и толятоваямским комплексом подтверждена изотопными датировками вмещающих субвулканических тел риодацитов (~9 млн лет; U–Pb датирование по циркону), которые попадают в возрастной интервал развития толятоваямского комплекса. Формирование рудопроявления Эвевпента связано с островодужным этапом развития Центрально-Камчатского вулканогенного пояса и по времени образования попадает в

наиболее продуктивную на золото на Камчатке миоцен-плиоценовую металлогеническую эпоху.

В результате исследования впервые определены минеральные формы благородных металлов в рудах рудопроявления Эвевпента. Его рудные жилы характеризуются разнообразной благороднометалльной минерализацией. Главная минеральная форма нахождения золота – весьма мелкое (от десятков микрон до 0.10–0.15 мм) высокопробное самородное золото (средняя пробность 882‰, по 73 определениям). Второй по распространенности минеральной формой является калаверит. Менее распространены петцит и сульфиды ряда ютенбогардтит–петровскаит. Серебро присутствует в виде акантита, гессита, петцита, самородного серебра, хлораргирита и его бромсодержащей разновидности, науманнита, аргентопирита. С минералами благородных металлов ассоциируют сульфидная (пирит, марказит, халькопирит, галенит, сфалерит, йордизит, киноварь, борнит) и теллуридная (алтаит, колорадоит) минерализация. Ассоциация высокопробного самородного золота с теллуридными минералами и высокое отношение золота к серебру в рудах позволили отнести рудопроявление Эвевпента к золото-теллуридному минеральному типу эпитермальных месторождений (вулканогенной золото-серебряной рудной формации).

На основании установленных минеральных взаимоотношений, текстурно-структурных особенностей руд, полученных результатов изотопного датирования, а также с учетом данных предшественников, реконструирована последовательность минералообразования на рудопроявлении Эвевпента. Выделены три этапа: *дорудный* (пропилитовый), *рудный* (золото-серебряный) и *гипергенный*. На *рудном этапе* установлены две стадии: *предрудная* (пирит-глинисто-кварцевая), связанная с формированием околотрещинных аргиллизитов с рассеянной сульфидной минерализацией, и *рудная* стадия (карбонат-калиевополевошпат-кварцевая), с которой связано образование золотоносных кварцево-жильных зон. В пределах рудной стадии выделены две разновозрастные подстадии, которым соответствуют две минеральные ассоциации: *золото-теллуридно-кварцевая* (*подстадия I*, 11.7 ± 0.7 – 11.4 ± 0.4 млн лет) и *теллуридно-сульфидно-кварцевая с самородным золотом* (*подстадия II*, 9.3 ± 0.3 – 8.7 ± 0.2 млн лет). На *гипергенном* этапе в приповерхностных условиях формировались минералы зоны окисления.

На основании комплекса геологических и минералогических признаков установлено, что рудопроявление Эвевпента формировалось в близповерхностных условиях, что может свидетельствовать о малой глубине его эрозионного среза. К таким признакам относятся: сложная морфология жильных зон, окруженных ореолами площадных аргиллизитов, содержащих вкрапленную сульфидную минерализацию, а также текстуры кварцевых жил, представленные каркасно-пластинчатыми и колломорфно-полосчатыми разностями. В

колломорфно-полосчатых жилах фиксируются признаки чередования быстрого и медленного роста кварца и калиевого полевого шпата: полосы халцедона и микрозернистого халцедоновидного кварца, наряду с которыми присутствуют полоски гребенчатого кварца. Дополнительными индикаторами служат низкотемпературная ассоциация благородных металлов (самородное золото с теллуридами Au–Ag и сульфидами Au–Ag), а также ассоциирующий с ними моноклинный калиевый полевой шпат (близкий к санидину) с неупорядоченным распределением Si–Al в структуре. О приповерхностных условиях свидетельствует и присутствие в минералообразующем флюиде растворенных сульфатов.

Формирование рудных калиевополевошпат-кварцевых жил происходило в результате циркуляции гидротермальных флюидов. Среды минералообразования были как гомогенными, так и гетерогенными, главными компонентами флюидов были H_2O и низкоплотный CO_2. Температура флюида соответствовала средне-низкотемпературным условиям ($T_{г.}$ от 338 до 260 °C). Минералообразующие флюиды были слабосолеными ($T_{пл.}$ от –3.3 до –0.1 °C) и сильно разбавленными, по всей видимости, поверхностными метеорными водами. В результате изучения флюидного режима рудопроявления можно заключить, что оно формировалось при постепенном уменьшении температуры, концентрации солей и доли углекислого газа в минералообразующих средах в направлении от рудной *подстадии I* к *подстадии II*, а также от ранних к поздним минеральным ассоциациям в пределах каждой из подстадий. Присутствие среди жильных минералов калиевого полевого шпата, ореолов развития околотрещинных аргиллизитов и околожильных кварцевых и калиевополевошпат-кварцевых метасоматитов, разнообразная теллуридная и сульфидная минерализация в совокупности указывают на то, что минералообразование происходило из слабокислых до близнейтральных флюидов при повышенной фугитивности серы и теллура. Эти данные подтверждают принадлежность рудопроявления Эвевпента к эпитермальным золото-серебряным месторождениям адуляр-серицитового (*low-sulfidation*) типа.

Детальные минералогические исследования на рудопроявлении Эвевпента проведены впервые и являются одними из немногих для труднодоступного и слабоизученного Северо-Камчатского рудного района. Они, безусловно, требуют дальнейшего развития как в прикладном (поисковые работы в пределах известных зон и на флангах рудопроявления, геолого-экономическая оценка), так и в фундаментальном направлениях. В частности, остается нерешенным вопрос о возрасте вмещающих вулканитов на участке Центральный. Необходимы дополнительные изотопные исследования рудных и нерудных жил, а также околорудных метасоматитов. Требуется подтверждение K–Ar изотопных датировок с помощью Rb–Sr или ^{40}Ar–^{39}Ar методов. Это позволит однозначно увязать рудообразование с магматическими событиями. Для уточнения источника рудного вещества и минералообразующих флюидов

требуются изотопно-геохимические исследования. Для построения корректной геолого-генетической модели, включая уточнение зональности и уровня эрозионного среза, необходимо привлечение геохимических данных. Перспективно также изучение изменений типоморфных характеристик минералов в зависимости от глубины для последующей разработки оценочных критериев эрозионного среза месторождений для Северо-Камчатского рудного района. Вместе с тем, результаты, полученные на данном этапе, существенно расширяют представления об эпитермальном (вулканогенном) рудообразовании как на конкретном объекте, так и в отношении металлогении золота в Северо-Камчатском рудном районе в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Альшевский А.В., Алексеев Д.И. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, северо-восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, $^{40}Ar/^{39}Ar$) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 37–47. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-1-37-47

2. Акинин В.В., Альшевский А.В., Полузенков Г.О., Прийменко В.В., Соловов Р.В., Соловьев В.Ю., Танченко М.А. Эпитермальное золоторудное месторождение Карамкен: возраст магматизма и минерализации // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, 2025. № 3. С. 3–22. DOI: 10.34078/1814-0998-2025-3-3-22

3. Беляева Т.В. Условия образования халькогенидов серебра на эпитермальных месторождениях Северо-Востока России. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, 2021. 136 с.

4. Беляева Т.В., Колова Е.Е., Савва Н.Е., Глухов А.Н., Пальянова Г.А., Бортников Н.С. Минеральный состав и физико-химические условия образования Au-Ag эпитермального месторождения Пепенвеем (Чукотка) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 3. С. 314–329. DOI: 10.15372/GiG2021143

5. Беляева Т.В., Пальянова Г.А. Сульфиды и селениды серебра в рудах Au-Ag эпитермальных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65, № 1. С. 74–108. DOI: 10.31857/S0016777023010057

6. Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д., Газизов Р.Б., Безрукова Л.А., Округин В.М. Геологическое строение Бараньевского золоторудного месторождения (Центральная Камчатка) // Отечественная геология. 2010. Т. 4. С. 15–22.

7. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

8. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, № 1. С. 3–28.

9. Боровиков А.А., Лапухов А.С., Борисенко А.С., Сереткин Ю.В. Физико-химические условия формирования эпитермального Асачинского Au-Ag месторождения (Южная Камчатка) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 897–909.

10. Бортников Н.С., Волков А.В., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Доломанова-Тополь А.А., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю. Эпитермальные Au–Ag–Se–Te месторождения Чукотки (арктическая зона России): металлогения, минеральные парагенезисы, флюидный режим // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 4. С. 522–549. DOI: 10.15372/GiG2021169

11. Бортников Н.С., Толстых Н.Д. Эпитермальные месторождения Камчатки, Россия // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65, № 7. С. 722–752. DOI: 10.31857/S001677702307002X

12. Бритвин С.Н., Доливо-Добровольский Д.В., Кржижановская М.Г. Программный пакет для обработки рентгеновских порошковых данных, полученных с цилиндрического детектора дифрактометра Rigaku RAXIS Rapid II // Записки Российского минералогического общества. 2017. Т. 146, № 3. С. 104–107.

13. Буханова Д.С., Жегунов П.С., Кутырев А.В. Новые данные о минералогических особенностях руд Асачинского Au-Ag месторождения, Камчатский край // Новое в познании процессов рудообразования: сборник материалов Десятой Российской молодежной научно-практической школы с международным участием, Москва, 29 ноября – 3 декабря 2021 года. Москва: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 2021. С. 69–72.

14. Буханова Д.С., Жегунов П.С., Жирнова Т.С. Геологическое строение и особенности размещения Au-Ag оруденения эпитермального рудопроявления Каньон, Камчатский край // Новое в познании процессов рудообразования: сборник материалов Одиннадцатой Российской молодежной научно-практической школы. Тезисы докладов молодых ученых, Москва, 28 ноября – 2 декабря 2022 года. Москва: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 2022. С. 42–44.

15. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. $^{40}Ar/^{39}Ar$-возраст и связь с магматизмом золото-серебряного оруденения месторождения Буринда (северо-

восточная часть Аргунского супертеррейна) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 485, № 3. С. 321–325. DOI: 10.31857/S0869-56524853321-325

16. Вартанян С.С., Новиков В.П. Золото-серебряные месторождения вулканоплутонических поясов // Руды и металлы. 2015. № 1. С. 14–29.

17. Василевский М.М., Стефанов Ю.М., Широкий Б.И. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. Москва: Недра, 1977. 296 с.

18. Волков А.В., Прокофьев В.Ю. Условия формирования и состав рудообразующих флюидов золото-серебряного месторождения Промежуточное (Центральная Чукотка, Россия) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 11. С. 1835–1850.

19. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Бянкин М.А., Уютнов К.В., Колова Е.Е. Рудообразование на Au-Ag-эпитермальном месторождении Купол, по данным изучения флюидных включений (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 4. С. 350–359.

20. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Сидоров А.А. Геохимические особенности рудообразующего флюида палеозойского Au–Ag-эпитермального месторождения Ольча (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. 2013а. Т. 450, № 1. С. 71. DOI: 10.7868/S0869565213130240

21. Волков А.В., Сидоров А.А. Экономическое значение эпитермальных золото-серебряных месторождений // Вестник Российской академии наук. 2013. Т. 83, № 8. С. 27–37. DOI: 10.7868/S0869587313080185

22. Волков А.В., Чижова И.А., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А. Вариации показателя Ag/Au эпитермальных месторождений // Доклады Академии наук. 2013б. Т. 452, № 1. С. 75. DOI: 10.7868/S0869565213260204

23. Волков А.В., Колова Е.Е., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю., Али А.А. Условия формирования богатых золото-серебряных руд эпитермального месторождения Тихое (северо-восток России) // Геология рудных месторождений. 2016а. Т. 58, № 5. С. 476–491. DOI: 10.7868/S0016777016050075

24. Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю., Земскова М.И. Особенности эпитермального рудообразования в Кедонском палеозойском вулканоплутоническом поясе Северо-востока России, по данным геохимических исследований Au–Ag оруденения // Вулканология и сейсмология. 2016б. № 6. С. 3–21. DOI: 10.7868/S0203030616060079

25. Волков А.В., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А. Au-Ag эпитермальное месторождение Двойное (п-ов Чукотка, Россия) // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60, № 6. С. 590–609. DOI: 10.7868/S0869565218050146

26. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Винокуров С.Ф., Елманов А.А., Мурашрв К.Ю., Сидорова Н.В. Условия формирования Au-Ag эпитермальной минерализации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (Восточная Чукотка) // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. С. 68–80. DOI: 10.31857/S0203-03062019568-80

27. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Винокуров С.Ф., Андреева О.В., Киселева Г.Д., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. Эпитермальное 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. DOI: 10.31857/S0016777020020070

28. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Галямов А.Л., Вольфсон А.А., Сидорова Н.В. Условия формирования Au–Ag эпитермальной минерализации Арыкэваамского вулканического поля (Центральная Чукотка) // Вулканология и сейсмология. 2020б. № 4. С. 13–21. DOI: 10.31857/S0203030620040070

29. Волков А.В., Вольфсон А.А., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю. Геохимические особенности Au-Ag эпитермальной минерализации Кайенмываамского вулканического поднятия (Центральная Чукотка) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 5. С. 3–14. DOI: 10.31857/S020303062205008X

30. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1–2. 982 с.

31. Геологический словарь / Гл. ред. К.Н. Паффенгольц. Москва: Недра, 1973. Т. 1–2. 486 с.

32. Глухов А.Н. Региональная геологическая позиция, структура и минералого-геохимическая зональность золото-серебряного месторождения Купол (Чукотский автономный округ) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2008. № 3. С. 34–45.

33. Глухов А.Н. Золотосеребряное оруденение Центрального Приколымья // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 35–42.

34. Глухов А.Н., Прийменко В.В., Самсонов А.А. Возраст и тектоническая позиция эпитермального золотого оруденения Омолонского массива (северо-восток Азии) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2021. № 6. С. 61–69.

35. Глухов А.Н., Прийменко В.В., Котов А.Б., Фомина М.И., Сальникова Е.Б., Михалицына Т.И., Ползуненков Г.О. Золото-серебряное эпитермальное месторождение Нижний Биркачан (Омолонский массив, Северо-Восток России): геологическое строение, минералогия руд, возраст // Вулканология и сейсмология. 2023. № 4. С. 23–38. DOI: 10.31857/S0203030623700220

36. Гончаров, В. И. Гидротермальное рудообразование в окраинных вулканических поясах. Москва: Наука, 1983. 215 с.

37. Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Гамянин Г.Н., Савва Н.Е., Округин В.М. Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. № 3. С. 36–50.

38. Демидов Н.Т. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист O–58–I. Объяснительная записка. Москва, 1978. 95 с.

39. Демидов Н.Т. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист O–58–II. Объяснительная записка. Москва, 1979. 62 с.

40. Дьякова С.А., Сергеева Н.Д., Куликова А.В., Лукманова М.Р., Абдеев Т.Р., Красильников П.А. Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из песчаников старопетровской свиты венда Волго-Уральского осадочного бассейна и потенциальные источники цирконовой кластики // Георесурсы. 2025. Т. 27, № 3. С. 195–208. DOI: 10.18599/grs.2025.3.21

41. Елманов А.А., Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Сидоров А.А., Воскесенский К.И. Первые данные об условиях формирования эпитермальной Au-Ag-минерализации месторождения Жильное (Восточная Чукотка) // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480, № 6. С. 693–697. DOI: 10.7868/S0869565218180135

42. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. Москва: Недра, 1972. 376 с.

43. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. Москва: Недра, 1979. 346 с.

44. Жариков В.А., Русинов В.Л. Метасоматизм и метасоматические породы. Москва: Научный мир, 1998. 492 с.

45. Жегунов П.С., Житова Е.С., Кутырев А.В., Швейгерт П.Е., Грибушин К.А., Москалева С.В. «Горчичное» золото эпитермального золото-серебряного рудопроявления Эвевпента (Камчатка) // Записки Российского минералогического общества. 2024а. № 4. С. 38–54. DOI: 10.31857/S0203030624020053

46. **Жегунов П.С., Кутырев А.В., Житова Е.С., Москалева С.В., Швейгерт П.Е. Первые данные о минералогии эпитермального серебряно-золоторудного проявления Эвевпента (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2024б. № 2. С. 59–77. DOI: 10.31857/S0869605524050038**

47. Жегунов П.С., Шевелева Р.М., Житова Е.С., Хохлова М.А., Москалева С.В., Золотарев А.А. Калиевый полевой шпат рудных жил на эпитермальном золото-серебряном рудопроявлении Эвевпента (Камчатка) // Записки Российского минералогического общества. 2026. № 3. С. 80–94. DOI: 10.7868/S2658435226030046

48. Журавкова Т.В., Пальянова Г.А., Кравцова Р.Г. Физико-химические условия образования сульфоселенидов серебра на месторождении Роговик (северо-восток России) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 4. С. 351. DOI: 10.7868/S0016777015040061

49. Журавкова Т.В., Пальянова Г.А., Калинин Ю.А., Горячев Н.А., Зинина В.Ю., Житова Л.М. Физико-химические условия образования минеральных парагенезисов золота и серебра на месторождении Валунистое (Чукотка) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 11. С. 1565–1576. DOI: 10.15372/GiG2019118

50. Иванов А.И., Алексеев Я.В., Наумов Е.А., Куликов Д.А., Корчагина Д.А., Мигачев И.Ф., Барышев А.Н., Донец А.И., Звездов В.С., Конкин В.Д. Минерально-сырьевая база алмазов, цветных и благородных металлов Российской Федерации в XXI веке // Отечественная геология. 2024. № 6. С. 3–19. DOI: 10.47765/0869-7175-2024-10027

51. Карпов И.К., Чудненко К.В., Кравцова Р.Г., Бычинский В.А. Имитационное моделирование физико-химических процессов растворения, переноса и отложения золота в эпитермальных золото-серебряных месторождениях северо-востока России // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 393–408.

52. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых / Гл. ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 563 с.

53. Кигай И.Н. Условия формирования метасоматитов и оруденения эпитермальных золото-серебряных месторождений // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62, № 5. С. 475–480. DOI: 10.31857/S0016777020050032

54. Киргинцев А.Н., Трушников Л.Н., Лаврентьева В.Г. Растворимость неорганических веществ в воде: справочник. Ленинград: Химия, 1972. 248 с.

55. Коваленкер В.А., Наумов В.Б., Прокофьев В.Ю., Елень С., Габер М. Состав магматических расплавов и эволюция минералообразующих флюидов эпитермального Au-Ag-Pb-Zn месторождения Банска Штьявница (Словакия) по данным исследования включений в минералах // Геохимия. 2006. № 2. С. 141–160.

56. Колова Е.Е., Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Али А.А., Сидоров А.А. Особенности рудообразующего флюида Au–Ag-эпитермального месторождения Тихое (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463, № 5. С. 566. DOI: 10.7868/S086956521523019X

57. Колова Е.Е., Волков А.В., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А. Особенности рудообразования на эпитермальном Au-Ag-месторождении Двойное (Западная

Чукотка) // Доклады Академии наук. 2018. Т. 478, № 5. С. 561–565. DOI: 10.7868/S0869565218050146

58. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. Москва: Недра, 1984. 165 с.

59. Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н., Стружков С.Ф., Сфнгаевский Е.Д., Шишакова Л.Н. Золото-серебряные месторождения. Москва: ЦНИГРИ, 2000. 239 с.

60. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. Москва: Научный мир, 2006. 358 с.

61. Кравцова Р.Г. Минералого-геохимическая зональность и особенности формирования золото-серебряных месторождений Северо-Востока России // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 6. С. 763–777.

62. Кравцова Р.Г., Градецкий Б.А., Коркина О.И. Поведение щелочных и рудных элементов при формировании эпитермальной серебро-полиметаллической минерализации (северо-восток России) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 7. С. 1019–1030.

63. Кравцова Р.Г., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Прокофьев В.Ю. Условия формирования золото-серебряных месторождений Северного Приохотья, Россия // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 5. С. 452–473.

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

65. Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Павлова Л.А. Минералогия и состав, закономерности распределения и особенности формирования рудной минерализации золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 10. С. 1739–1759. DOI: 10.15372/GiG20151001

66. Кравцова Р.Г., Таусон В.Л., Пальянова Г.А., Макшаков А.С., Павлова Л.А. Особенности состава самородного серебра золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 5. С. 385–400. DOI: 10.7868/S0016777017050045

67. Кравцова Р.Г., Дриль С.И., Макшаков А.С. Возраст и изотопный состав золото-серебряных месторождений и рудопроявлений Эвенской группы (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42, № 6. С. 131–147. DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-6-131-147

68. Кудаева Ш.С., Козлов В.В., Скильская Е.Д., Сергеева А.В., Толстых Н.Д., Шкилев И.А. Новый тип золотоносной минерализации на Озерновском Au-Te-Se

эпитермальном месторождении (центральная Камчатка, Россия) // Геология рудных месторождений. 2024. Т. 66, № 5. С. 505–532. DOI: 10.31857/S0016777024050056

69. Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П. Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитермальном золото-серебряном месторождении (Южная Камчатка) // Доклады Академии наук. 2007а. Т. 412, № 6. С. 794–798.

70. Лапухов А.С., Гузман Б.В,, Горев В.А., Солотчина Э.П., Травин А.В. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения Асачинского месторождения (Южная Камчатка) по данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ метода // Вулканология и сейсмология. 2007б. № 6. С. 54–59.

71. Лейер П.У., Иванов В.В., Раткин В.В., Бандтцен Т.К. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые ^{40}Ar-^{39}Ar-определения возраста руд // Доклады Академии наук. 1997. Т. 356, № 5. С. 665–668.

72. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.

73. Макшаков А.С., Кравцова Р.Г., Горячев Н.А., Пальянова Г.А., Павлова Л.А. Первая находка высокортутистого серебра в рудах золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476, № 3. С. 327–331. DOI: 10.7868/S0869565217270184

74. Минералы: справочник. Т. 5: Каркасные силикаты. Вып. 1: Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты / Гл. ред. Г.Б. Бокий, Б.Е. Боруцкий. Москва: Наука, 2003. 583 с.

75. Миронов Н.Л., Тобелко Д.П., Смирнов С.З., Портнягин М.В., Крашенинников С.П. Оценка содержания CO_2 в газовой фазе расплавных включений с использованием рамановской спектроскопии (на примере включений в оливине Карымского вулкана, Камчатка) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 5–6. С. 734–747. DOI: 10.15372/GiG2019169

76. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

77. Некрасова А.Н., Орешин В.Ю., Чижова И.А. Принципы систематики золото-серебряных месторождений на основе логико-информационного анализа // Руды и металлы. 1997. № 5. С. 33–43.

78. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}Ar/^{39}Ar$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм

Северной Пацифики: труды Всероссийского совещания: в 2 т. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 181–205.

79. Округин В.М., Шишканова К.О. Новые данные о рудах золото-полиметаллического рудопроявления Останцовое (Центральная Камчатка) // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2013. № 1 (21). С. 53–65.

80. Округин В.М., Яблокова Д.А., Зобенько О.А., Калинин К.Б., Козлов В.В., Кудаева Ш.С., Москалева С.В., Скильская Е.Д., Чубаров В.М. Минералого-геохимические особенности Кунгурцевского месторождения // Вулканизм и связанные с ним процессы: научная конференция, посвященная Дню вулканолога ИВиС ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 406–415.

81. Округин В.М., Шишканова К.О., Философова Т.М. Новые данные о рудах Вилючинского золото-серебро-полиметаллического рудопроявления, Южная Камчатка // Руды и металлы. 2017. № 1. С. 40–54.

82. Пальянова Г.А. Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования / Отв. ред. А.С. Борисенко. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2008. 234 с.

83. Пальянова Г.А., Савва Н.Е. Особенности генезиса сульфидов золота и серебра месторождения Юное (Магаданская область, Россия) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 7. С. 759–777.

84. Пальянова Г.А., Кох К.А., Сереткин Ю.В. Образование сульфидов золота и серебра в системе Au-Ag-S // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4. С. 568–576.

85. Пальянова Г.А., Кравцова Р.Г., Журавкова Т.В. Твердые растворы $Ag_2(S,Se)$ в рудах золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 12. С. 2198–2211. DOI: 10.15372/GiG20151206

86. Пальянова Г.А., Савва Н.Е., Журавкова Т.В., Колова Е.Е. Минералы золота и серебра в пиритах малосульфидных руд месторождения Джульетта (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 8. С. 1488–1510. DOI: 10.15372/GiG20160805

87. Пальянова Г.А. Минералы золота и серебра в сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62, № 5. С. 426–449. DOI: 10.31857/S0016777020050056

88. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 166 с.

89. Петренко И.Д., Большаков Н.М., Гуменюк В.А., Полетаева А.А. Минералогическая, геохимическая и палеогидрогеохимическая зональность Мутновского рудного поля (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 103–108.

90. Петров О.В., Михайлов Б.К., Шевченко С.С. и др. Изотопно-геохимические исследования уникального золотосеребряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60–76.

91. Петровская Н.В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация» // Геология рудных месторождений. 1967. Т. 9, № 2. С. 69–78.

92. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморофизм, вопросы генезиса) / Отв. ред. акад. Ф.В. Чухров. Москва: изд-во «Наука», 1973. 348 с.

93. Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Селтманн Р. Осцилляторная зональность в голдфилдите эпитермальных золоторудных месторождений // Доклады Академии наук. 2005. Т. 403, № 2. С. 237–241.

94. Постановление Президиума РАН «Горные науки в развитии минерально-сырьевой базы Российской Федерации» № 64 от 22 апреля 2025 г. Москва, 2025. 11 с.

95. Правительство Камчатского края. Постановление от 30 октября 2023 года № 541-П «Об утверждении стратегии социально-экономического развития Камчатского края до 2035 года». Петропавловск-Камчатский, 2023. 172 с.

96. Прийменко В.В., Глухов А.Н., Фомина М.И., Михалицына Т.И. Интрузивный этап развития вулканоструктуры и Au–Ag оруденения на примере месторождения Невенрекан (Магаданская область, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 13–25. DOI: 10.31857/S0203030620050041

97. Прийменко В.В., Глухов А.Н., Акинин В.В., Фомина М.И., Михалицына Т.И., Пономарчук А.В., Ползуненков Г.О. Золото-серебряное вулканогенно-плутоногенное месторождение Невенрекан (Магаданская область, Россия): вмещающие породы, околорудные метасоматиты, возраст и вещественный состав руд // Вулканология и сейсмология. 2022. № 1. С. 54–72. DOI: 10.31857/S0203030622010059

98. Прийменко В.В. Позднемеловая металлогения золота и серебра Омолонского массива и его южного обрамления. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 2024. 232 с.

99. Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Уютнов К.В., Бянкин М.А. Геохимические особенности рудообразующего флюида Au–Ag-эпитермального месторождения Купол (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. 2012а. Т. 447, № 4. С. 433.

100. Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Волов А.В., Сидоров А.А. Особенности формирования девонской золото-серебряной эпитермальной минерализации в трубообразных рудных телах // Доклады Академии наук. 2012б. Т. 443, № 4. С. 468.

101. Прокофьев В.Ю., Али А.А., Волков А.В., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Сидоров А.А. Геохимические особенности рудообразующего флюида эпитермального Au–Ag-месторождения Джульетта (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460, № 3. С. 329. DOI: 10.7868/S0869565215030238

102. Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Калько И.А., Николаев Ю.Н., Сидоров А.А., Власов Е.А., Вольфсон А.А., Сидорова Н.В. Условия формирования Ag-Au эпитермальной минерализации Утэвеемского рудного узла (Центральная Чукотка) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2019. № 3. С. 19–26. DOI: 10.34078/1814-0998-2019-3-19-26

103. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / Ред. В.А. Франк-Каменецкий. Ленинград: Недра, 1983. 359 с.

104. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 2. Москва: Мир, 1987. 632 с.

105. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Ленинград: Недра, 1975. 224 с.

106. Рыжов О.Б. О замещении кальцита кварцем на близповерхностных золотосеребряных месторождениях Магаданской области // Руды и металлы. 2013. № 2. С. 38–45.

107. Савва Н.Е., Волков А.В., Сидоров А.А. Особенности рудообразования на эпитермальном Au–Ag-месторождении Кубака (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 417, № 1. С. 79–83.

108. Савва Н.Е., Пальянова Г.А., Колова Е.Е. Минералы золота и серебра в зоне вторичного сульфидного обогащения (рудопроявление Крутое, Северо-Восток России) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2010. № 1. С. 33–45.

109. Савва Н.Е., Шахтыров В.Г. Золото-серебряное месторождение Ольча: тектоническая позиция, структура и минералогическая характеристика // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 5. С. 462–486.

110. Савва Н.Е., Пальянова Г.А., Бянкин М.А. К проблеме генезиса сульфидов и селенидов золота и серебра на месторождении Купол (Чукотка, Россия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 5. С. 597–609.

111. Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. Москва: Триумф, 2018. 544 с.

112. Сидоров А.А., Волков А.В., Савва Н.Е. Вулканизм и эпитермальные месторождения // Вулканология и сейсмология. 2015. № 6. С. 3–12. DOI: 10.7868/S0203030615060085

113. Силантьев В.В., Гутак Я.М., Тихомирова М. и др. Первые радиометрические датировки тонштейнов из угленосных отложений Кузнецкого бассейна: U-Pb-геохронология тайлуганской свиты // Георесурсы. 2023. Т. 25, № 2. С. 203–227. DOI: 10.18599/grs.2023.2.15

114. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза. Ленинград: Недра, 1987. 192 с.

115. Сляднев Б.И., Боровцов А.К., Сидоренко В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист O–58 – Усть-Камчатск. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 256 с.

116. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Москва: Наука, 1982. 669 с.

117. Сорокин А.А., Кадашникова А.Ю., Пономарчук А.В., Травин А.В., Пономарчук В.А. Возраст и генезис золото-серебряного месторождения Покровское (Дальний Восток, Россия) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 1. С. 165–176. DOI: 10.15372/GiG2019166

118. Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Брызгалов И.А. Твердый раствор фишессерит–науманнит $(Ag,Au)_2Se$ в рудах вулканогенного месторождения золота Озерновское, Камчатка // Доклады Академии наук. 2009. Т. 425, № 3. С. 391–394.

119. Спиридонов Э.М., Иванова Ю.Н., Япаскурт В.О. Селенистый голдфилдит и твердый раствор фишессерит $AuAg_3Se_2$ – петцит $AuAg_3Te_2$ в рудах вулканогенного месторождения золота Озерновское (Камчатка) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458, № 2. С. 209. DOI: 10.7868/S0869565214260247

120. Стрельников М.В., Пеков И.В., Япаскурт В.О., Ксенофонтов Д.А., Плетнев П.А. Высокоселенистый самородный теллур из Озерновского золоторудного месторождения (Камчатка) и особенности изоморфизма в природной системе теллур-селен // Записки Российского минералогического общества. 2025. Т. 154, № 2. С. 88–105. DOI: 10.31857/S0869605525020055

121. Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Липко С.В., Макшаков А.С., Арсентьев К.Ю. Типохимизм поверхности самородного золота // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480, № 2. С. 210–216. DOI: 10.7868/S0869565218140165

122. Толстых Н.Д., Шаповалова М.О., Чубаров В.М. Эволюция состава сульфосолей из групп тетраэдрита и энаргита в эпитермальном Au-Ag месторождении Малетойваям (Камчатка) // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 5. С. 636–653. DOI: 10.15372/GiG2024180

123. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). Москва: Наука, 1986. 287 с.

124. Федоров П.И., Колосков А.В., Коваленко Д.В. Геохимия неогеновых вулканитов северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41, № 6. С. 45–64. DOI: 10.30911/0207-4028-2022-41-6-45-64

125. Филимонов С.В. Минералы группы блеклых руд – индикаторы рудогенеза (на примере гидротермальных месторождений золота). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 2009. 28 с.

126. Цуканов Н.В. Тектоно-стратиграфические террейны Камчатской активной окраины: строение, состав и геодинамика // Вулканизм и связанные с ним процессы: материалы XVIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, Петропавловск-Камчатский, 30–31 марта 2015 года. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2015. С. 97–103.

127. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аакелянц М.М. K–Ar датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 69–89.

128. Шахов Ф.Н. Текстуры руд. Москва: Изд-во АН СССР, 1961. 180 с.

129. Швейгерт П.Е., Калько И.А., Буханова Д.С., Грибушин К.А. Вертикальная геохимическая зональность рудопроявления Тутхливаям и критерии оценки эрозионного среза на территории Эруваямского рудного узла (Камчатка) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2025. Т. 64, № 4. С. 62–70. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-62-70

130. Швейгерт П.Е., Буханова Д.С., Жегунов П.С. K–Ar возраст адуляр-кварцевых жил рудопроявления Тутхливаям (Камчатка) // Russian Journal of Earth Sciences. 2026. Т. 26. ES3010. DOI: 10.2205/2026es001143

131. Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. Москва: Недра, 1979. 179 с.

132. Шендрик Р.Ю., Плечов П.Ю., Смирнов С.З. ArDI – система обработки и анализа колебательных спектров минералов // Новые данные о минералах. 2024. Т. 58, № 2. С. 26–35. DOI: 10.25993/FM.2024.58.2024.008

133. Шило Н.А. Золото-серебряное оруденение вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1999. 203 с.

134. Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С., Орешин В.Ю., Гузман Б.В. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. Москва: ЦНИГРИ, 1989. 244 с.

135. Якич Т.Ю., Буханова Д.С., Синкина Е.А., Сарсекеева Э.М., Левочская Д.В., Николаева А.Н., Миксимов П.Н., Кутырев А.В., Жегунов П.С., Рудмин М.А. Особенности вещественного состава и условия формирования медной минеральной ассоциации Бараньевского эпитермального месторождения (Центральная Камчатка) // Известия Томского

политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333, № 12. С. 74–87. DOI: 10.18799/24131830/2022/12/3860

136. Якич Т.Ю., Левочская Д.В., Синкина Е.А., Шалдыбин М.В., Максимов П.Н., Ярославцев Д.А., Чистяков С.Г., Рубан А.С. Условия формирования Au-Ag эпитермального месторождения Левобережное (Хабаровский край): минеральные маркеры, термомикрометрия и 3D-анализ распределения минералов в рудах // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2025. Т. 336, № 11. С. 173–190. DOI: 10.18799/24131830/2025/11/5296

137. Anbalagan G., Sankari G., Ponnusamy S., Thilak kumar R., Gunasekaran S. Investigation of silicate mineral sanidine by vibrational and NMR spectroscopic methods // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2009. Vol. 74, No. 2. P. 404–409. DOI:10.1016/j.saa.2009.06.034

138. Arancibia G., Matthews S.J., Cornejo P., Pérez de Arce C., Zuluaga J.I., Kasaneva S. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K–Ar geochronology of magmatic and hydrothermal events in a classic low-sulfidation epithermal bonanza deposit: El Peñon, northern Chile // Mineralium Deposita. 2006. Vol. 41, No. 5. P. 505–516. DOI: 10.1007/s00126-006-0078-2

139. Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V.M., Takahashi R., Ono S. Au–Ag–Te mineralization of the low-sulfidation epithermal Aginskoe deposit, Central Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2013. Vol. 63, No. 4. P. 337–349. DOI: 10.1111/rge.12013

140. Arribas A.Jr. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid // Magmas, fluids, and ore deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course. 1995. Vol. 23. P. 419–454.

141. Banks D.A., Bozkaya G., Bozkaya O. Direct observation and measurement of Au and Ag in epithermal mineralizing fluids // Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 111. Paper 102955. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.102955

142. Bernardini S., Bellatreccia F., Municchia A.C., Ventura G.D., Sodo A. Raman spectra of natural manganese oxides // Journal of Raman Spectroscopy. 2019. Vol. 50, No. 6. P. 873–888. DOI: 10.1002/jrs.5583

143. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. Temora 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. Vol. 200, No. 1–2. P. 155–170. DOI: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7.

144. Bodnar R.J., Reynolds T.J., Kuehn C.A. Fluid–inclusion systematics in epithermal systems // Geology and geochemistry of epithermal systems / Eds. B.R. Berger, P.M. Bethke, J.M. Robertson. El Paso, 1985. P. 73–97. DOI: 10.5382/Rev.02.05

145. Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnis M. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford: Elsevier, 2014. Vol. 13, Chapter 13.5. P. 119–142. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01105-0

146. Camprubí A., Ferrari L., Cosca M.A., Cardellach E., Canals À. Ages of epithermal deposits in Mexico: regional significance and links with the evolution of Tertiary // Economic Geology. 2003. Vol. 98, No. 5. P. 1029–1037. DOI: 10.2113/gsecongeo.98.5.1029

147. Černý P., Chapman R. Adularia from hydrothermal vein deposits; extremes in structural state // The Canadian Mineralogist. 1986. Vol. 24, No. 4. P. 717–728.

148. Cepedal A., Fuertes-Fuente M., Martin-Izard A. Gold-bearing As-rich pyrite and arsenopyrite from the El Valle gold deposit, Asturias, Northwestern Spain // The Canadian Mineralogist. 2008. Vol 46, No. 1. P. 233-247. DOI: 10.3749/canmin.46.1.233

149. Chukanov N.V., Vigasina M.F. Vibrational (Infrared and Raman) spectra of minerals and related compounds. Cham : Springer, 2020. 1376 p. DOI: 10.1007/978-3-030-26803-9

150. Corbett G.J. Epithermal gold for explorations // AIG Journal – Applied geoscientific practice and research in Australia. 2002. No. 67. P. 1–26.

151. Deng C., Li C., Rong Y., Chen D., Zhou T., Wang X., Chen H., Lehmann B., Yin R. Different metal sources in the evolution of an epithermal ore system: Evidence from mercury isotopes associated with the Erdaokan epithermal Ag-Pb-Zn deposit, NE China // Gondwana Research. 2021. Vol. 95. P. 1–9. DOI: 10.1016/j.gr.2021.03.010

152. Deditius A.P., Utsunomiya S., Renock D., Ewing R.C., Ramana C.V., Becker U., Kesler S.E. A proposed new type of arsenian pyrite: Composition, nanostructure and geological significance // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. Vol. 72, No. 12. P. 2919-2933. DOI: 10.1016/j.gca.2008.03.014

153. Dong G., Morrison G.W. Adularia in epithermal veins, Queensland: Morphology, structural state and origin // Mineralium Deposita. 1995. Vol. 30, No. 1. P. 11–19. DOI: 10.1007/BF00208872

154. Dong G., Morrison G., Jaireth S. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication // Economic Geology. 1995. Vol. 90, No. 6. P. 1841–1856. DOI: 10.2113/gsecongeo.90.6.1841

155. Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil // Revista Brasileira de Geociências. 1998. Vol. 28, No. 3. P. 397–404. DOI: 10.25249/0375-7536.1998397404

156. Eastwood A., Oze C., Fraser S.J., Cole J., Gravley D., Chambefort I., Gordon K.C. Application of Raman spectroscopy to distinguish adularia and sanidine in drill cuttings from the

Ngatamariki Geothermal Field, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 2015. Vol. 58, No. 1. P. 66–77. DOI: 10.1080/00288306.2014.991744

157. Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Esra Inan E. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions form porphyry to epithermal environments // Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth: special publication. Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists, 2003. No. 10, Chapter 15. P. 285–312. DOI: 10.5382/SP.10.15

158. Etoh J., Izawa E., Watanabe K., Taguchi S., Sekine R. Bladed quartz and its relationship to gold mineralization in the Hishikari low-sulfidation epithermal gold deposit, Japan // Economic Geology. 2002. Vol. 97, No. 8. P. 1841–1851. DOI: 10.2113/gsecongeo.97.8.1841

159. Freeman J.J., Wang A., Kuebler K.E., Jolliff B.L., Haskin L.A. Characterization of natural feldspars by Raman spectroscopy for future planetary exploration // The Canadian Mineralogist. 2008. Vol. 46, No. 6. P. 1477–1500. DOI: 10.3749/canmin.46.6.1477

160. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. 2012. Vol. 112. P. 1–20. DOI: 10.1016/j.gexplo.2011.09.009

161. Gallard-Esquivel M.C., Cepedal A., Fuertes-Fuente M., Martin-Izaed A. Enrichment in critical metals (In-Ge) and Te-Se in epithermal deposits of the ‘La Carolina’ district, San Luis, Argentina // Mineralogical Magazine. 2018. Vol. 82, No. S1. P. S61–S87. DOI: 10.1180/minmag.2017.081.105

162. Gammons C.H., Williams-Jones A.E. Hydrothermal geochemistry of electrum; thermodynamic constraints // Economic Geology. 1995. Vol. 90, No. 2. P. 420–432. DOI:

163. Goryachev N.A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // Ore Geology Reviews. 2014. Vol. 59. P. 123–151. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.11.010

164. Hayba D.O. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits // Geology and geochemistry of epithermal systems: reviews in economic geology / Society of Economic Geologists. 1985. Vol. 2, Chapter 7. P. 129–167. DOI: 10.5382/Rev.02.07

165. Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types // Economic Geology. 1987. Vol. 82, No. 1. P. 1–26. DOI: 10.2113/gsecongeo.82.1.1

166. Hedenquist J.W., Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // Nature. 1994. Vol. 370. P. 519–527. DOI: 10.1038/370519a0

167. Hedenquist J.W., Arribas A.R., Gonzalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits // Gold in 2000: reviews in economic geology / Society of Economic Geologists. 2000. Vol. 13, Chapter 7. P. 245–277. DOI: 10.5382/Rev.13.07

168. Henley R.W., Ellis A.J. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // Earth-Science Reviews. 1983. Vol. 19, No. 1. P. 1–50.

169. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53, No. 1. P. 27–62.

170. ICDD. Powder Diffraction File / International Centre for Diffraction Data. Available online: https://www.icdd.com/ (accessed on 31 August 2026).

171. John D.A., Vikre P.G., du Bray E.A., Blakely R.J., Fey D.L., Rockwell B.W., Mauk J.L., Anderson E.D., Graybeal F.T. Descriptive models for epithermal gold-silver deposits. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 2018. 247 p. DOI: 10.3133/sir20105070Q

172. Kasatkin A.V., Nestola F., Plášil J., Sejkora J., Vymazalová A., Škoda R. Tolstykhite, $Au_3S_4Te_6$, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2023. Vol. 87, No. 1. P. 34–39. DOI: 10.1180/mgm.2022.109

173. Kesler S.E., Wilkinson B.H. Resources of gold in Phanerozoic epithermal deposits // Economic Geology. 2009. Vol. 104, No. 5. P. 623–633. DOI: 10.2113/gsecongeo.104.5.623

174. Kolova E.E., Savva N.E., Glukhov A.N., Palyanova G.A. Au-Ag-S-Se-Cl-Br mineralization at the Corrida deposit (Russia) and physicochemical conditions of ore formation // Minerals. 2021. Vol. 11. P. 144. DOI: 10.3390/min11020144

175. Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone // Volcanism and subduction: the Kamchatka Region / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara. Washington DC: American Geophysical Union, 2007. Vol. 172. P. 57–64. DOI: 10.1029/172GM05

176. Lindgren W. Mineral Deposits. New York: McGraw-Hill Book Company, 1933. 930 p.

177. Liu H., Beaudoin G. Geochemical signatures in native gold derived from Au-bearing ore deposits // Ore Geology Reviews. 2021. Vol. 132. Paper 104066. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2021.104066

178. Lu J., Wang R., Hu H., Gao J. A new mechanism of formation of the silver-rim structure on primary gold grains // Chinese Journal of Geochemistry. 2000. Vol. 19, No. 2. P. 134–137. DOI: 10.1007/BF03166868

179. Ludwing K.R. SQUID 1.00, a user's manual // Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 2000. No. 2. 19 p.

180. Ludwig K. Isoplot/Ex, rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 2001. No. 1a.

181. Ludwing K. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 2003. Vol. 4. 70 p.

182. Margolis J. Discovery of gold mineralization beneath a barren opaline silica cap at Painted Hills, Northwestern Nevada, and the association of gold with molybdenum in low-sulfidation epithermal systems // Health & Environmental Research Online. 2015. P. 1243–1264.

183. Mehrabi B., Siani M.G., Goldfarb R., Azizi H., Ganerod M., Marsh E.E. Mineral assemblages, fluid evolution, and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran // Ore Geology Reviews. 2016. Vol. 78. P. 41–57. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.03.016

184. Metallogenesis and tectonics of northeast Asia / ed. W. J. Nokleberg. Reston, Virginia: U. S. Geological Survey, 2010. 624 p.

185. Okrugin V.M., Andreeva E., EstchmannB., Pring A., Li K., Zhao J., Griffiths G., Lumpkin G.R., Triani G., Brugger J. Microporous gold: Comparison of textures from nature and experiments // American Mineralogist. 2014. Vol. 99, No. 5–6. P. 1171–1174. DOI: 10.2138/am.2014.4792

186. Okrugin V.M., Vymazalova A., Kozlov V.V., Laufek F., Stanley C.J., Shkilev I.A. Svetlanaite, SnSe, a new mineral from the Ozernovskoe deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2022. Vol. 86, No. 2. P. 234–242. DOI: 10.1180/mgm.2021.80

187. Páez G.N., Ruiz R., Guido D.M., Ríos F.J., Subias I., Recio C., Schalamuk I.B. High–grade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: the interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore genesis // Ore Geology Reviews. 2016. Vol. 72. P. 546–561. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2015.07.026

188. Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Maas R. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. Vol. 11, No. 3. Paper Q0AA06. DOI: 10.1029/2009GC002618

189. Richards J.P. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6, No. 11. P. 911–916. DOI: 10.1038/ngeo1920

190. Román N., Reich M., Leisen M., Morata D., Barra F., Deditius A.P. Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2019. Vol. 246. P. 60–85. DOI: 10.1016/j.gca.2018.11.034

191. RRUFF Project. An integrated database of Raman spectra, X-ray diffraction and chemistry data for minerals. Available online: https://rruff.info/ (accessed on 31 August 2026).

192. Sahlström F., Arribas A., Dirks P., Corral I., Chang Z. Mineralogical distribution of germanium, gallium and indium at the Mt Carlton high-sulfidation epithermal deposit, NE Australia, and comparison with similar deposits worldwide // Minerals. 2017. Vol. 7, No. 11. P. 213. DOI: 10.3390/min7110213

193. Savva N.E., Kravtsova R.G., Anisimova G.S., Palyanova G.A. Typomorphism of native gold (geological-industrial types of gold deposits in the North-East of Russia) // Minerals. 2022. Vol. 12, No. 5. P. 561. DOI: 10.3390/min12050561

194. Saunders J.A., Mathur R., Kamenov G.D., Shimizu T., Brueseke M.E. New isotopic evidence bearing on bonanza (Au-Ag) epithermal ore-forming processes // Mineralium Deposita. 2016. Vol. 51. P. 1–11. DOI: 10.1007/s00126-015-0623-y

195. Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // International J. of Geosciences. 2012. V. 3, N 2. P. 289–296. DOI: 10.4236/ijg.2012.32030

196. Shapovalova M., Shaparenko E., Tolstykh N. Geochemistry and fluid inclusion of epithermal gold-silver deposits in Kamchatka, Russia // Minerals. 2025. Vol. 15. Paper 2. DOI: 10.3390/min15010002

197. Sherlock R.L., Tosdal R.M., Lehrman N.J., Graney J.R., Losh S., Jowett E.C., Kesler S.E. Origin of the McLaughlin Mine sheeted vein complex: metal zoning, fluid inclusion, and isotopic evidence // Economic Geology. 1996. Vol. 90, No. 8. P. 2156–2181. DOI: 10.2113/gsecongeo.90.8.2156

198. Sidorov E.G., Borovikov A.A., Tolstykh N.D., Bukhanova D.S., Palyanova G.A., Chubarov V.M. Gold mineralization at the Maletoyvayam deposit (Koryak Highland, Russia) and physicochemical conditions of its formation // Minerals. 2020. Vol. 10, No. 12. P. 1093. DOI: 10.3390/min10121093

199. Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth: special publication. Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists, 2003. No. 10, Chapter 15. P. 315–343. DOI: 10.5382/SP.10.16

200. Sillitoe R.H. Supergene oxidation of epithermal gold-silver mineralization in the Deseado massif, Patagonia, Argentina: Response to subduction of the Chile Ridge // Mineralium Deposita. 2019. Vol. 54. P. 381–394. DOI: 10.1007/s00126-018-0814-4

201. Sillitoe R.H. Gold deposit types: an overview // Geology of the world's major gold deposits and provinces: special publication. Littleton: Society of Economic Geologists, 2020. No. 23, Chapter 1. P. 1–28. DOI: 10.5382/SP.23.01

202. Simmons S.F., White N.C., John D.A. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits // One hundredth anniversary volume. Littleton: Society of Economic Geologists, 2005. Vol. 100. P. 485–522. DOI: 10.5382/AV100.16

203. Simpson M.P., Mauk J.L. Hydrothermal alteration and veins at the epithermal Au–Ag deposits and prospects of the Waitekauri area, Hauraki goldfield, New Zealand // Economic Geology. 2011. Vol. 106, No. 6. P. 945–973. DOI: 10.2113/econgeo.106.6.945

204. Simpson M.P., Palinkas S.S., Mauk J.L., Bodnar R.J. Fluid inclusion chemistry of adularia-sericite epithermal Au–Ag deposits of the Southern Hauraki Goldfield, New Zealand // Economic Geology. 2015. Vol. 110, No. 3. P. 763–786. DOI: 10.2113/econgeo.110.3.763

205. Singer D.A. World class base and precious metal deposits; a quantitative analysis // Economic Geology. 1995. Vol. 90, No. 1. P. 88–104. DOI: 10.2113/gsecongeo.90.1.88

206. Sláma J., Kosler J., Condon D., Crowley J., Gerdes A., Hanchar J., Horstwood M., Morris G., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M., Whitehouse M. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. Vol. 249, No. 1–2. P. 1–35. DOI: 10 .1016 /j .chemgeo .2007 .11 .005

207. Staples L.W. Ilsemannite and jordisite // American Mineralogist. 1951. Vol. 36, No. 7–8. P. 609–614.

208. Steiger R.H., Jäger E.Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planetary Science Letters. 1977. Vol. 36, No. 3. P. 359–362.

209. Stewart D.B., Wright T.L. Al/Si order and symmetry of natural potassic feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition // Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie. 1974. Vol. 97, No. 2–5. P. 356–365.

210. Takács Á., Molnár F., Turi J., Mogessie A., Menzies J.C. Ore mineralogy and fluid inclusion constraints on the temporal and spatial evolution of a high-sulfidation epithermal Cu-Au-Ag deposit in the Recsk Ore Complex, Hungary // Economic Geology. 2017. Vol. 112. P. 1461–1481. DOI: 10.5382/econgeo.2017.4517

211. Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2002. Vol. 52, No. 4. P. 359–369. DOI: 10.1111/j.1751-3928.2002.tb00146.x

212. Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M., Ono S. Polymetallic and Au-Ag mineralizations at the Mutnovskoe deposit in South Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2006. Vol. 56. P. 141–156. DOI: 10.1111/j.1751-3928.2006.tb00275.x

213. Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M., Ono S. Epithermal gold-silver mineralization of the Asachinskoe deposit in South Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2007. Vol. 57, No. 4. P. 354–373. DOI: 10.1111/j.1751-3928.2007.00034.x

214. Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M., Shikazono N., Ono S., Imai A., Andreeva E.D., Watanabe K. Ore-forming ages and sulfur isotope study of hydrothermal deposits in Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2013. Vol. 63, No. 2. P. 210–223. DOI: 10.1111/rge.12005

215. Taylor B.E. Epithermal gold deposits // Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit – types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: special publication. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 2007. No. 5. P. 113–139.

216. Tolstykh N., Vymazalová A., Tuhý M., Shapovalova M. Conditions of formation of Au-Se-Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoyvayam ore field), Kamchatka, Russia // Mineralogical Magazine. 2018. Vol. 82. P. 649–674. DOI: 10.1180/mgm.2018.84

217. Tolstykh N.D., Palyanova G.A., Bobrova O.V., Sidorov E.G. Mustard gold of the Gaching ore deposit (Maletoyvayam ore field, Kamchatka, Russia) // Minerals. 2019. Vol. 9, No. 8. Paper 489. DOI: 10.3390/min9080489

218. Tolstykh N.D., Tuhý M., Vymazalová A., Plášil J., Laufek F., Kasatkin A.V., Nestola F., Bobrova O. Maletoyvayamite, $Au_3Se_4Te_6$, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2020. Vol. 84, No. 1. P. 117–123. DOI: 10.1180/mgm.2019.81

219. Tolstykh N., Bukhanova D., Shapovalova M., Borovikov A., Podlipsky M. The gold mineralization of the Baranyevskoe Au-Ag epithermal deposit in Central Kamchatka // Minerals. 2021. Vol. 11, No. 11. Paper 1225. DOI: 10.3390/min11111225

220. Tolstykh N., Shapovalova M., Shaparenko E., Bukhanova D. The role of selenium and hydrocarbons in Au-Ag ore formation in the Rodnikovoe low-sulfidation (LS) epithermal deposit, Kamchatka Peninsula, Russia // Minerals. 2022a. Vol. 12, No. 11. Paper 1418. DOI: 10.3390/min12111418

221. Tolstykh N.D., Tuhý M., Vymazalová A., Laufek F., Plášil J., Košek F. Gachingite, $Au(Te_{1-x}Se_x)$ $0.2 \approx x \leq 0.5$, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2022b. Vol. 86, No. 2. P. 205–213. DOI: 10.1180/mgm.2022.9

222. Thomson B., Téllez C.C., Dietrich A., Oliver N.H.S., Akinin V., Belenkinsop T.G., Guskov A., Benowitz J., Layer P.W., Polzunenkov G. The Dvoinoye and September Northeast high-grade epithermal Au–Ag veins, Vodorazdelnaya district, Chukotka region, Russia // Mineralium Deposita. 2022. Vol. 57, No. 3. P. 353–376. DOI: 10.1007/s00126-021-01065-0

223. Vymazalová A., Kozlov V.V., Laufek F., Stanley C.J., Shkilev I.A., Kudaeva Sh., Košek F. Okruginite, Cu_2SnSe_3, a new mineral from the Ozernovskoe deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2024. Vol. 88, No. 1. P. 31–39. DOI: 10.1180/mgm.2023.78

224. Wallier S., Rey R., Kouzmanov K., Pettke T., Heinrich C.A. Magmatic fluids in the breccia-hosted epithermal Au-Ag deposit of Roşia Montană, Romania // Economic Geology. 2006. Vol. 101. P. 923–954. DOI: 10.2113/gsecongeo.101.5.923

225. Walter B.F., Steele-MacInnis M., Markl G. Sulfate brines in fluid inclusions of hydrothermal veins: compositional determinations in the system H_2O–Na–Ca–Cl–SO_4 // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2017. Vol. 209. P. 184–203. DOI: 10.1016/j.gca.2017.04.027

226. Wang L., Qin K., Song G., Li G. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification // Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 107. P. 434–456. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.02.023

227. Warmada I.W., Lehmann B., Simandjuntak M. Polymetallic sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, West Java, Indonesia // The Canadian Mineralogist. 2003. Vol. 41, No. 1. P. 185–200. DOI: 10.2113/gscanmin.41.1.185

228. White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // SEG Discovery. 1995. No. 23. P. 9–13. DOI: 10.5382/SEGnews.1995-23.fea

229. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. No. 19. P. 1–23.

230. Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos. 2001. Vol. 55. P. 229–272. DOI: 10.1016/S0024-4937(00)00047-5

231. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Reviews in economic geology. 1998. Vol. 7. P. 1–35. DOI: 10.5382/Rev.07.01

232. Xiang W., Griffin W.L., Jie C., Pinyun H., Xiang L.I. U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: improved zircon–melt distribution coefficients // Acta Geologica Sinica. 2011. Vol. 85, No. 1. P. 64–174. DOI: 10.1111/j.1755-6724.2011.00387.x

233. Yakich T.Yu., Ananyev Yu. S., Ruban A.S., Gavrilov R. Yu., Lesnyak D.V., Levochskaia D.V., Savinova O.V., Rudmin M.A. Mineralogy of the Svetloye epithermal district, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, and its insights for exploration // Ore Geology Reviews. 2021. Vol. 136. Paper 104257. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2021.104257

234. Yakich T.Y., Voudouris P., Levochskaia D.V. et al. Sulfosalts and sulfates in the epithermal Au-Ag-Te Emmy deposit (Khabarovsk Territory, Far East of Russia): implications for the mineralization process // Geosciences. 2025. Vol. 15, No. 1. Paper 26. DOI: 10.3390/geosciences15010026

235. Zhegunov P.S., Smirnov S.Z., Shaparenko E.O., Ozerov A. Yu., Scholz R. Fluid Inclusion Constraints on the Formation Conditions of the Evevpenta Au–Ag Epithermal Deposit, Kamchatka, Russia // Minerals. 2025. Vol. 15, No. 11. Paper 1196. DOI: 10.3390/min15111196

236. Zhou L., Guo J., Liu B., Li L. Structural state of adularia from Hishikari, Japan // Chinese Science Bulletin. 2001. Vol. 46, No. 11. P. 950–953. DOI: 10.1007/BF02900474

237. Zhuravkova T.V., Palyanova G.A., Chudnenko K.V., Kravtsova R.G., Prokopyev I.R., Makshakov A.S., Borisenko A.S. Physicochemical models of formation of gold–silver mineralization at the Rogovik deposit (Northeastern Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 91. P. 1–20. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.10.017

Материалы геологических фондов

238. Аррибас А., Гьеримский К. Отчет о результатах работ по Корякскому проекту на участке Эвевпента, выполненных в 1999 году ЗАО «Паламос» и компанией «Пласер Доум Эксплорейшн». ЗАО «Паламос», «Пласер Доум Эксплорейшн». Петропавловск-Камчатский, 1999. 27 с.

239. Безрукова Л.А., Газизов Р.Б., Большаков Н.М., Полетаев В.А., Юринец М.М., Рождественский О.Ю., Николаев Ю.Н. Информационный отчет о результатах 1-го этапа поисковых работ, проведенных ОАО «Камгео» в пределах Оссорского рудного района в 1997–2004 гг. ОАО «Камгео». Петропавловск-Камчатский, 2004. 272 с.

240. Боровцов А.К., Ярыш Г.В., Козовая Т.В. Легенда Западно-Камчатской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Объяснительная записка. Петропавловск-Камчатский, 1999. 156 с.

241. Вартанян С.С., Родионов Ю.Н., Некрасова А.Н. Информационный отчет по договору № 14 д «Изучение вещественного состава руд золото-серебряных проявлений Оссорского рудного района». Этап 1999 г.: Изучение вещественного состава руд золото-серебряных проявлений Тымлат, Эвевпента, Ваняваям, Толятоваям, Северное и Ветвистое. Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов «ЦНИГРИ». Москва, 2000. 47 с.

242. Дьяченко В.Т. и др. Отчет о геологических работах Укинской партии № 39 в Карагинском районе летом 1953 г. Петропавловск-Камчатский, 1954. 95 с.

243. Еремина Т.С., Боровцов А.К., Гимадеева Л.Ф., Доброва А.М., Сидоров М.Д. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП–200 листов О–58–I, II (Тымлатская площадь)» в 2012–2014 гг. ОАО «Камчатгеология». Петропавловск-Камчатский, 2014. 2 кн. 367 с.

244. Казуров В.Н., Гимадеева Л.Ф., Сидоров М.Д., Коробов К.П., Асташов В.А., Исмагилова З.С., Шкурлатова Л.И. Отчет о геолого-минерагеническом картировании масштаба 1:200 000 в Оссорском рудном районе, проведенным Оссорским отрядом в 1988–1994 г.г. Листы О–57–24–Г; 35–Б, В, Г; 36; 46–Б, Г; 47; 48; 59; 60; 71; 72–А, В; 82–Г; 83–А, В; 94–Б; О–

58–1–Б, Г; 2; 3; 13; 14; 25; 26–А, Б; 37–А, Б, В. Государственное геологическое предприятие «Камчатгеология». Петропавловск-Камчатский, 1994. 225 с.

245. Семериков Л.А., Московский А.С., Марченко В.Н., Авдась А.С., Доброва А.М., Несмеянов Л.О., Жегунов П.С., Жигулина А.С. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту 640–30 «Поисковые работы на рудное золото в пределах рудного поля Эвевпента (Камчатский край)». Акционерное общество «Росгеология». Москва, 2021. 2 кн. 373 с.

246. Щепотьев Ю.М., Литвинов А.Ф. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Оценка состояния, использования и перспектив развития рудной минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Камчатского края с целью выделения локальных участков для проведения поисковых работ и лицензирования участков недр». Москва, 2013. 3 кн. 784 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Табл. 1. Результаты порошковой рентгеновской дифрактометрии калиевого полевого шпата (участок Центральный, образец 101151) в сравнении с карточками санидина, ортоклаза и микроклина из базы данных ICDD (https://www.icdd.com/)

КПШ (Эвевпента, обр. 101151)		Санидин, эталон ICDD 01-080-2106		Ортоклаз, эталон ICDD 00-019-0931		Микроклин, эталон ICDD 01-070-6187		*h*	*k*	*l*
$d_{изм.}$ (Å)	$I_{изм.}$ (%)	*d* (Å)	*I* (%)	*d* (Å)	*I*(%)	*d* (Å)	*I* (%)			
4.244	100	4.234	56	4.22	70	4.241	61	-2	0	1
3.953	8	3.944	17	3.94	16	3.955	18	1	1	1
								1	-1	1
3.872	2	3.865	5	3.85	6	3.871	5	2	0	0
3.798	44	3.788	80	3.77	80	3.787	77	1	3	0
								-1	3	0
3.621	8	3.624	15	3.61	16	3.626	16	-1	3	1
3.463	28	3.458	48	3.47	45	3.469	52	-1	1	2
3.334	46	3.326	100	3.31	100	3.329	100	2	2	0
3.283	69	3.284	57	3.29	60	3.293	58	-2	0	2
3.228	32	3.259	28	3.25	20	3.258	30	0	4	0
		3.223	77	3.24	65	3.235	79	0	0	2
3.001	18	2.996	55	2.992	50	2.999	56	1	3	1
								1	-2	1
2.924	18	2.933	9	2.934	8	2.939	9	-2	2	2
2.589	57	2.583	36	2.576	4	-	-	2	2	1
				2.571	30	2.583	36	-2	4	1
2.426	9	2.423	8	2.415	10	2.423	9	-1	5	1
2.318	5	2.316	6	2.328	6	3.325	6	-1	1	3
2.265	2	2.270	2	2.263	2	2.273	2	-3	3	2
2.207	3	2.206	3	2.206	2	2.207	4	1	5	1
2.174	33	2.173	23	2.163	25	2.172	23	0	6	0

Табл. 1. (продолжение)

КПШ (Эвевпента, обр. 101151)		Санидин, эталон ICDD 01-080-2106		Ортоклаз, эталон ICDD 00-019-0931		Микроклин, эталон ICDD 01-070-6187		*h*	*k*	*l*
$d_{изм.}$ (Å)	$I_{изм.}$ (%)	$d_{изм.}$ (Å)	$I_{изм.}$ (%)	*d* (Å)	*I*(%)	*d* (Å)	*I*(%)			
2.131	8	2.130	9	2.124	8	2.133	9	2	4	1
2.062	6	2.069	5	2.070	2	2.075	5	2	0	2
								-1	3	3
		2.059	4	2.051	4	2.059	5	0	6	1
2.014	11	2.014	12	2.005	12	2.016	12	-4	2	2
1.974	6	1.972	11	1.971	8	1.977	11	2	2	2
1.952	3	1.955	3	1.955	2	1.959	3	-3	3	3
1.933	13	1.933	10	1.922	10	1.936	10	4	0	0
1.895	2	1.894	2	1.884	4	1.894	2	2	6	0
		1.888	17	-	-			3	-3	1
1.849	5	1.850	6	1.856	4	1.864	1	-3	5	2
1.792	32	1.793	26	1.801	16	1.799	26	-2	0	4
		-	-	1.798	8			0	4	3
1.775	4	1.780	6	1.770	6	1.781	6	-4	4	1

Примечание. d –межплоскостное расстояние (изм. – измеренное), *I* – относительная интенсивность (изм. – измеренное); *h*, *k*, *l* – индексы Миллера

Табл. 2. Результаты порошковой рентгеновской дифрактометрии калиевого полевого шпата (участок Северный, образец 205015) в сравнении с карточками санидина, ортоклаза и микроклина из базы данных ICDD (https://www.icdd.com/)

КПШ (Эвевпента, обр. 205015)		Санидин, эталон ICDD 01-080-2106		Ортоклаз, эталон ICDD 00-019-0931		Микроклин, эталон ICDD 01-070-6187		*h*	*k*	*l*
$d_{изм.}$ (Å)	$I_{изм.}$ (%)	*d* (Å)	*I* (%)	*d* (Å)	*I*(%)	*d* (Å)	*I* (%)			
6.65	6	6.65	6	6.62	6	6.657	6	1	1	0
6.50	15	6.52	10	6.48	12	6.515	8	0	2	0
		6.47	2			6.471	3	0	0	1
5.87	10	5.87	9	5.86	12	5.878	9	-1	1	1

Табл. 2. (продолжение)

КПШ (Эвевпента, обр. 205015)		Санидин, эталон ICDD 01-080-2106		Ортоклаз, эталон ICDD 00-019-0931		Микроклин, эталон ICDD 01-070-6187		*h*	*k*	*l*
$d_{изм.}$ (Å)	$I_{изм.}$ (%)	*d* (Å)	*I* (%)	*d* (Å)	*I*(%)	*d* (Å)	*I* (%)			
4.576	2	4.583	2	4.58	4	4.592	2	0	2	1
4.232	63	4.234	56	4.22	70	4.241	61	-2	0	1
3.944	26	3.944	17	3.94	16	3.955	18	1	1	1
3.862	5	3.865	5	3.85	6	3.871	5	2	0	0
3.785	76	3.788	80	3.77	80	3.787	77	1	3	0
3.625	17	3.624	15	3.61	16	3.626	16	-1	3	1
3.552	10	3.551	13	3.54	12	3.555	12	-2	2	1
3.463	45	3.458	48	3.47	45	3.469	52	-1	1	2
3.323	83	3.325	100	3.31	100	3.329	100	2	2	0
3.288	49	3.284	57	3.29	60	3.293	58	-2	0	2
3.228	100	3.259	28	3.25	20	3.258	30	0	4	0
		3.223	77	3.24	65	3.235	79	0	0	2
2.996	75	2.996	55	2.992	50	2.999	56	1	3	1
2.938	7	2.933	9	2.934	8	2.939	9	-2	2	2
2.903	31	2.908	24	2.901	30	2.910	25	0	4	1
		2.889	11			2.898	12	0	2	2
2.794	2	2.798	2	2.783	2	2.802	2	-3	1	1
2.769	21	2.766	21	2.769	20	2.772	21	-1	3	2
2.608	18	2.608	20	2.601	18	2.612	2	-3	1	2
2.581	30	2.583	36	2.576	4	2.583	36	2	2	1
				2.571	30			-2	4	1
2.550	9	2.547	10	2.553	8	2.555	10	1	1	2
2.526	11	2.528	10	2.515	8	2.531	10	3	1	0
2.490	4	2.492	4	2.480	4	2.492	4	2	4	0
2.423	7	2.423	8	2.415	10	2.423	9	-1	5	1
2.391	8	2.392	10	2.380	10	2.379	1	-2	0	3
2.321	8	2.316	6	2.328	6	2.325	6	-1	1	3
						-	-	-2	4	2

Табл. 2. (продолжение)

КПШ (Эвевпента, обр. 205015)		Санидин, эталон ICDD 01-080-2106		Ортоклаз, эталон ICDD 00-019-0931		Микроклин, эталон ICDD 01-070-6187		*h*	*k*	*l*
$d_{изм.}$ (Å)	$I_{изм.}$ (%)	*d* (Å)	*I* (%)	*d* (Å)	*I*(%)	*d* (Å)	*I* (%)			
2.270	2	2.270	2	2.263	2	2.273	2	-3	3	2
2.209	3	2.206	3	2.206	2	2.207	4	1	5	1
2.171	22	2.173	23	2.163	25	2.172	23	0	6	0
2.126	15	2.130	9	2.124	8	2.133	9	2	4	1
		2.125	5			-	-	-4	0	1
2.071	6	-	-	2.063	2	2.075	5	3	1	1
		2.069	5	2.070	2			2	0	2
				-	-	-	-	-1	3	3
2.058	5	2.059	4	2.051	4	2.059	5	0	6	1
2.013	12	2.014	12	2.005	12	2.016	12	-4	2	2
1.973	12	1.972	11	1.971	8	1.977	11	2	2	2
1.956	3	1.955	3	1.955	2	1.959	3	-3	3	3
1.932	15	1.933	10	1.922	10	1.936	10	4	0	0
				-	-			-2	6	1
1.917	6	1.914	5	1.911	6	1.918	5	-4	0	3
1.892	3	1.894	2	1.884	4	1.894	2	2	6	0
		1.888	2	-	-			3	-3	1
1.853	8	1.862	1	1.856	4	1.864	1	-3	5	2
		1.850	6	-	-	1.857	7	1	1	3
				1.843	2	-	-	4	2	0
1.838	4	1.840	2	1.838	2	1.843	2	1	5	2
		1.836	2	1.833	2	1.840	2	-4	2	3
		1.833	4	1.823	2	1.834	3	3	5	0
1.797	43	1.793	26	1.801	16	1.799	26	-2	0	4
		-	-	1.798	8			0	4	3
1.778	7	1.780	6	1.770	6	1.781	6	-4	4	1

Примечание. d –межплоскостное расстояние (изм. – измеренное), *I* – относительная интенсивность (изм. – измеренное); *h*, *k*, *l* – индексы Миллера