

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



Греку Евгений Дмитриевич

**ОРУДЕНЕНИЕ АКЖАЛ-БОКО-АШАЛИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА
(ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ЭТАПЫ И ВРЕМЯ
ФОРМИРОВАНИЯ**

1.6.10 – «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геол.-мин. наук, доцент
Юрий Александрович Калинин

НОВОСИБИРСК – 2025

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. РЕГИОНАЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АБАЗР	11
1.1. Краткий исторический очерк	11
1.2. Краткая металлогеническая характеристика и геологическое строение АБАЗР	16
1.3. Рудоконтролирующие факторы золоторудных месторождений и рудопроявлений АБАЗР	22
1.4. Геохимическая специализация вмещающих пород ЗКЗП	27
ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ	29
2.1. Геологическое строение месторождения Акжал	29
2.2. Геологическое строение месторождения Южные Ашалы	40
2.3. Геологическое строение месторождения Васильевское	43
2.4. Основные выводы	47
ГЛАВА 3. СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД	48
3.1. Месторождение Акжал	48
3.2. Месторождение Южные Ашалы	63
3.3. Другие месторождения и рудопроявления	78
3.4. Обсуждение результатов	81
3.5. Основные выводы	84
ГЛАВА 4. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ	86
4.1. Результаты исследований	86
4.2. Обсуждение результатов	97
4.3. Основные выводы	103
ГЛАВА 5. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	105
5.1. U-Pb датирование циркона из магматических пород	105
5.2. Ar-Ar датирование серицита и фуксита из рудных ассоциаций	111
5.3. Обсуждение результатов	115
5.4. Основные выводы	118
ГЛАВА 6. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	121
6.1. Изотопный состав серы (сульфидов)	121
6.2. Изотопный состав углерода (углеродистого вещества)	123
6.3. Обсуждение результатов	124
6.4. Основные выводы	124
ГЛАВА 7. ИСТОЧНИКИ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ АБАЗР	126
7.1. Источники вещества	126
7.2. Генезис месторождений	131
7.3. Основные выводы	134

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	135
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	139
СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ*	140
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	144
ПРИЛОЖЕНИЕ 1	165
ПРИЛОЖЕНИЕ 2	169
ПРИЛОЖЕНИЕ 3	176

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения золота, локализующиеся в метаморфических толщах, на западе классифицируемые как «орогенный»¹ и связанный с восстановленной интрузией («Reduced Intrusion-related Gold Systems», далее – RIRGS²) типы, играют ведущую роль в экономическом отношении, на них приходится более 40 % добычи золота в мире, за исключением россыпей и месторождения Витватерсранд (ЮАР) [Бортников и др., 2016; Чугаев, 2024; Frimmel, 2008; Phillips, 2013; Lipson, 2014; Goldfarb et.al., 2014]. Изучение генезиса руд является важным не только в понимании процессов образования месторождений, но и в выборе стратегии поисковых и геолого-разведочных работ. В настоящее время, разрабатывается две основные концепции, касающиеся генезиса «орогенных» месторождений: коровая метаморфогенная (crustal metamorphic model), которая является наиболее распространенной [Буряк, Хмелевская, 1997; Goldfarb, Groves, 2015] и магматогенно-гидротермальная (magmatic-hydrothermal model), имеющая меньшую популярность [Webber et.al., 2013; de Boorder, 2012]. В последнее время, вопросы, касающиеся источников вещества, геотектонических условий образования этих месторождений, генетической их связи с магматизмом и метаморфизмом широко обсуждаются в научной литературе [Буряк, 1987; Горячев, 2006; Будяк, 2009; Кряжев, 2017; Дамдинов, 2018; Савчук, Волков, 2020; Чугаев, 2024; Groves, 1993; Groves et.al., 1998; 2018; Sillitoe, Thompson, 1998; Kerrich et.al., 2000; 2005; Goldfarb, et.al., 2001; 2005; 2014; Phillips, Powell, 2010; Large et.al., 2011; Tomkins, 2013; Fridovsky, 2018; Goldfarb, Pitcairn, 2023; Goryachev, Fridovsky, 2024 и цитируемая литература].

Промышленное освоение золоторудных месторождений исследуемого района началось еще в XIX веке, когда впервые было открыто коренное месторождение золота Балажал, с того момента поисково-разведочные и эксплуатационные работы ведутся непрерывно. Изначально промышленный интерес был сосредоточен на месторождениях с золото-сульфидно-кварцевыми жилами, отработка которых ведется и на сегодняшний день, однако, во второй половине XX века, с открытием крупнообъемных месторождений «Бакырчикского» типа, промышленный интерес сместился в сторону месторождений с залежами золота в виде минерализованных зон. К этому типу относятся месторождения Южные Ашалы, Васильевское и Акжал, расположенные в пределах исследуемого района. Генезис этих месторождений, источник рудного вещества и многие другие вопросы дискутируются уже многие десятилетия.

¹ Орогенный тип – золоторудные месторождения, расположенные в коллизионных орогенных поясах. Подробнее см. словарь терминов

² RIRGS – reduced intrusion-related gold systems (класс золоторудных месторождений, связанных с восстановленными интрузиями) – подробнее см. словарь терминов

Объектом исследования являются золоторудные месторождения Акжал, Васильевское и Южные Ашалы, Акжал-Боко-Ашалинского золоторудного района (Восточный Казахстан).

Цель и задачи. Целью работы является установление этапов рудообразования, выявление минералого-геохимических особенностей руд, а также определение их связи с магматизмом в пределах Акжал-Боко-Ашалинского золоторудного района (далее – АБАЗР).

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи: 1) проанализировать и обобщить литературные данные по золоторудным объектам АБАЗР; 2) изучить минералого-геохимические особенности руд месторождений и рудопроявлений АБАЗР, с акцентом на «эталонные» месторождения Акжал и Южные Ашалы; 3) выявить закономерности в структурно-текстурных особенностях и микроэлементном составе пирита, марказита и арсенопирита при помощи СЭМ (SEM «MIRA 3LMU»), микронзондового (JXA-8230) и LA-ICP-MS iCAP Qc (Thermo Scientific) анализов; 4) определить и уточнить возраст циркона из магматических образований и слюд (серицита и фуксита) из рудных ассоциаций на месторождениях Акжал, Васильевское и Южные Ашалы; 5) определить изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов и $\delta^{13}\text{C}$ углеродистого вещества (УВ) отобранных в пределах месторождений и рудопроявлений рудного района; 6) создать концептуальную структурно-вещественную модель истории формирования месторождений АБАЗР на основе полученных минералого-геохимических, изотопно-геохронологических, изотопно-геохимических данных, с привлечением термобарогеохимических, структурно-тектонических и других материалов.

Фактический материал, методы и методика исследований. В основу работы положен материал, предоставленный научным руководителем и собранный автором при проведении полевых работ и лабораторных исследований в лаборатории прогнозно-металлогенических исследований ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева в период с 2020 по 2025 гг., в процессе выполнения НИР по программе РАН, государственного задания «Металлогения рудных районов Азии: модели формирования месторождений благородных и цветных металлов, комплекс поисковых критериев» № 122041400237-8 и частично при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Министерства образования и науки России (номер проекта 13.1902.24.44, номер соглашения 075-15-2024-641). Автором проведены наблюдения и собран фактический и каменный материал из керна скважин, карьеров, геологических обнажений и канав месторождений Акжал, Васильевское, Колорадо, Женишке, Южное, Южные Ашалы, Балажал и рудопроявлений Сергей-1, Акшкола, Койтас, Аскар, Каражал.

В процессе работы было изучено более 500 образцов руд и пород, 250 аншлифов, 25 шлифов. Из образцов выделено более 100 мономинеральных проб пирита, арсенопирита, циркона, серицита, кварца и углеродистого вещества. Изготовлено более 30 аншлифов и 16 шашек. Исследован химический состав и зональность минералов при помощи сканирующей

электронной микроскопии (более 2-х тыс. анализов) и микрозондового анализа (более 300 анализов и 45 поэлементных карт). При помощи ЛА-ИСП-МС определен микроэлементный состав пирита, марказита и арсенопирита различных генераций (> 100 анализов) из руд месторождений Акжал, Южные Ашалы. Установлен возраст циркона (U/Pb методом) из диорита (1 проба) и гранодиорит-порфира (2 пробы), а также слюд (серицита и фуксита, Ag/Ag методом) находящихся в ассоциации с рудной минерализацией (3 пробы). Определен изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$) пирита (10 проб), арсенопирита (5 проб), сфалерита (1), галенита (1), а также изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) углеродистого вещества (3 пробы).

Для минералого-геохимического исследования руд применялись различные методы. Оптические исследования и фотодокументация аншлифов и пластинок выполнены на микроскопе «Olympus BX53P» с цифровой камерой DP72. Составы, зональность и взаимоотношение различных минеральных фаз определялись с помощью сканирующего электронного микроскопа (далее – СЭМ) «MIRA 3LMU» (Tescan, Чехия, аналитики Н.С. Карманов, М.В. Хлестов) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments, Великобритания) в режимах вторичных (SE) и обратно-рассеянных электронов (BSE) при различных увеличениях (ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 1 нА и время накопления сигнала 20 с). Картирование пирита и арсенопирита проведено в характеристическом излучении *NiKa*, *AsLa*, *AuLa*, *AgLa*, *CoKa*, *FeKa*, *Ska*, *SbLa* на электронно-зондовом микроанализаторе (далее – РСМА) JXA-8230 (Jeol Ltd) (аналитик В.А. Даниловская). Содержания Au и Ag в породах и мономинеральных фракциях определены атомно-абсорбционным методом (аналитик В.Н. Ильина).

Определение содержаний микроэлементов в пирите, арсенопирите и марказите проводилось методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией (далее – ЛА-ИСП-МС) с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Scientific), объединённого с устройством лазерного пробоотбора NewWave Research 213 (Elemental Scientific) (лазер Nd:YAG; длина волны 213 нм) (аналитики И.С. Карпутин и А.Л. Рагозин). В качестве внешнего стандарта использовался многоэлементный сертифицированный стандартный образец стекла NIST 610, в качестве внутреннего стандарта – определённые с помощью ЭДС (SEM «MIRA 3LMU») концентрации Fe. Дрейф чувствительности прибора контролировался съёмкой NIST 612 в качестве неизвестного образца. Диаметр пятна абляции – 40-50 мкм, частота повторения импульсов – 10 Гц, плотность энергии $\sim 3,5$ Дж/см². Пробоподающий газ – гелий (0,5 л/мин) и дополнительный поток аргона (0,8 л/мин). Времена задержки (т. е. время измерения каждого изотопа за одну развёртку квадруполья) устанавливались – 10 мс на каждую массу, один проход по всем массам за развёртку. Время анализа составляло 85 с на точку, включая 30 с для определения фоновых значений. Данные накапливались в режиме

временного разрешения в виде «временных срезов» в целях определения изменения концентрации элемента во времени. Анализируемые изотопы определялись одновременно по массе и по времени достижения максимума во «временном срезе». Через каждые 10 образцов проводилось измерение стандартов NIST 610 и NIST 612. В качестве заверки полученных результатов проведено исследование тех же образцов (в соседних точках) с использованием внешнего сертифицированного сульфидного стандарт UQAC. Обработка полученных данных и построение временных разверток проводилась в программе LADR v1.1.07 (2021-11-23). Статистическая обработка данных осуществлялась в программах Microsoft Excel 2016 (16.0.5478.1002) и STATISTICA 10.

U/Pb-датирование зерен циркона было проведено методом LA-ICP-MS (аналитик Д.В. Семенова, А.В. Карпов). Цирконы отбирались вручную и методом деления в тяжелых жидкостях. Морфология и внутреннее строение цирконов изучалось при помощи катодолюминесценции. Измерения проводились на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR, соединенном с системой лазерной абляции New Wave Research UP 213, на основе ультрафиолетового Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3.0-3.5 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы “Glitter” (GEMOC) [Griffin et al., 2008]. U–Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [Slama et al., 2008]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 2σ. В качестве образца сравнения использовали стандартный образец циркона GJ-1 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 608,53±0,37 млн лет) [Jackson et al., 2004].

Определение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста серицита и фуксита из рудных ассоциаций проводилось по методике ступенчатого прогрева (аналитики А.В. Травин и Д.С. Юдин), описанной в работах [Травин и др., 2009; Травин, 2016]. Серицитовый концентрат с примесью кварца отбирался вручную из самого образца и из дробленой фракции и затем обрабатывался раствором соляной кислоты (50:50 %), для удаления примеси карбоната.

Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ определялся в мономинеральных фракциях пирита, арсенопирита, сфалерита и галенита, отобранных под бинокулярной лупой с чистотой не ниже 95%, на масс-спектрометре Finnigan MAT Delta в режиме двойного напуска (аналитики В.Н. Реутский,

М.Н. Колбасова). Воспроизводимость значений $\delta^{34}\text{S}$, включая подготовку образца, не ниже 0,1 ‰. Значения $\delta^{34}\text{S}$ приведены относительно стандарта CDT. Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ УВ определялся на масс-спектрометре FINNIGAN MAT-453 с приставкой Flash EA 1112 (аналитик В.Н. Реутский). Точность определения $\delta^{13}\text{C}$ составляет $\pm 0,1$ ‰. Изотопные значения $\delta^{13}\text{C}$ приводятся относительно стандарта V-PDB.

Обработка и анализ первичной полевой информации, а также графическое оформление итоговых материалов производились в программных комплексах AutoCAD, CorelDraw, Isoplot 3, ArcGIS, QGIS 3.24.3, Google Earth Pro и TriQuick, STATISTICA 10. Все аналитические исследования проводились в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Личный вклад автора заключается в организации и непосредственном участии в экспедиционных работах, а также в получении фактического материала в лабораторных условиях. Автором проведен анализ, интерпретация и обобщение полученных данных, а также сформулированы защищаемые положения, которые изложены в диссертационной работе.

Основные защищаемые положения.

1. В Акжал-Боко-Ашалинском золоторудном районе (Восточный Казахстан), выделяется два этапа рудообразования: золото-сульфидный (минерализованные зоны) – метаморфогенно-гидротермальный и золото-сульфидно-кварцевый (кварцевые жилы) – магматогенно-гидротермальный.

2. На месторождении Южные Ашалы, последовательные генерации осадочно-диагенетического (Ру-I), метаморфогенного (Ру-II, Ару-I) и гидротермального (Ру-III, Ару-II) пирита и арсенопирита различаются содержанием микроэлементов и характером микровключений. В осадочно-диагенетическом пирите накапливаются Au, As, Ag, Mo, Pb, Cu, Sb, Cr, Co. В метаморфогенном пирите от ядер к периферии увеличиваются концентрации As и Sb, при этом центр обогащен минеральными микровключениями (золота, халькопирита и блеклых руд), что связано с перераспределением элементов. В гидротермальном пирите повышены концентрации Ni и присутствуют микровключения хромита и сульфоарсенидов Fe-Ni-Co.

3. В Акжал-Боко-Ашалинском золоторудном районе золото-сульфидное оруденение сформировано на стадии орогенеза (до 315 млн лет), возраст золото-сульфидно-кварцевого оруденения оценивается в интервале 303-280 млн лет и близок времени гранитоидного и базитового магматизма – 309-292 млн лет.

Научная новизна.

По результатам комплексного анализа минералого-геохимических, изотопно-геохимических, изотопно-геохронологических, геолого-структурных и термобарогеохимических

данных впервые разработана концептуальная структурно-вещественная модель, которая отражает историю развития месторождений Акжал-Боко-Ашалинского золоторудного района (АБАЗР) и может послужить основой для выявления новых золоторудных объектов. В АБАЗР установлены и обоснованы два этапа рудообразования: золото-сульфидный – метаморфогенно-гидротермальный и золото-сульфидно-кварцевый – магматогенно-гидротермальный. Впервые для месторождений Акжал и Южные Ашалы применили методы ЛА-ИСП-МС (точечный) и микрозондового (картирование) анализа, что позволило выявить закономерности в геохимической эволюции пирита и арсенопирита. На месторождении Южные Ашалы выявлены различия по содержаниям микроэлементов и характеру минеральных включений в последовательных генерациях осадочно-диагенетического, метаморфогенного и гидротермального пирита и арсенопирита. Получены новые изотопно-геохронологические данные, U/Pb методом (по циркону) для магматических пород и Ar/Ar методом (по серициту и фукситу) для рудных образований, показывающие субсинхронное (на месторождении Акжал, Васильевское) и последовательное (на месторождении Южные Ашалы) формирование интрузий и рудоносных кварцевых жил.

Практическая значимость.

Материалы диссертации вошли в итоговые отчеты по хоздоговорным работам [Калинин, 2021_ф] и используются производственными организациями (ТОО «GEO-KZ», «Goldstone Minerals» «К-ПЛЕЙСЕР») при проведении поисковых, разведочно-эксплуатационных работ на территории Акжал-Боко-Ашалинского золоторудного района. Полученные в работе данные существенно расширяют представления о механизмах формирования месторождений Акжал-Боко-Ашалинского золоторудного района и могут использоваться при разработке более рациональных схем извлечения золота при эксплуатации.

Структура и объем работы. Диссертация общим объемом 177 стр. состоит из введения, семи глав, заключения, 3 приложений, 60 рисунков, 17 таблиц, списка литературы из 242 источников.

Апробация работы и публикации. По материалам диссертации опубликовано 3 статьи (в соавторстве) в журналах, включенных в Перечень ВАК, а также 8 тезисов российских и международных конференций. Основные результаты и защищаемые положения работы докладывались и обсуждались на Международных и Всероссийских научных конференциях, таких как: «Международная научная студенческая конференция», Новосибирск, НГУ, 2021, 2022; «X International Siberian Early Career GeoScientists Conference», Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2022; «Металлогения древних и современных океанов», Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2023, 2025; «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2023; «XI Сибирская конференция молодых ученых по наукам о земле», Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2024;

«XIV международная научно-практическая конференция «геология, прогноз, поиски и оценка месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», Москва, ЦНИГРИ, 2025.

Список основных работ по теме диссертации:

Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Сердюков А.Н., Гладков А.С., Сухоруков В.П., Наумов Е.А., Травин А.В., Семенова Д.В., Серебряков Е.В., Греку Е.Д. Возрастные рубежи и металлогеническое прогнозирование золоторудных месторождений Акжал-Бого-Ашалинской рудной зоны (Алтайская аккреционно-коллизийная система) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. №. 2. С. 392–408. DOI: 10.5800/GT-2021-12-2-0530.

Греку Е. Д., Калинин Ю. А., Сердюков А. Н., Наумов Е. А., Боровиков А. А., Рагозин А. Л., Гладков А. С. Минералого-геохимические особенности и золотоносность пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан) // Руды и металлы. 2024. № 4. С. 5–36. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-100016.

Греку Е. Д., Калинин Ю. А., Гладков А. С., Наумов Е. А., Сердюков А. Н., Боровиков А. А., Условия формирования и изотопно-геохронологические характеристики золоторудного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан) // Руды и металлы. 2025. № 1. С. 54–82. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10004.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю д.г.- м.н., Калинину Ю.А. за помощь при обсуждении материалов, поддержку при проведении исследований в соответствии с поставленными задачами, критические замечания и советы в процессе написания диссертации. За всестороннюю помощь, поддержку и обсуждение материалов автор признателен Белогуб Е.В., Боровикову А.А., Брусницину А.И., Гаськову И.В., Гладкову А.С., Жмодику С.М., Жуковой И.А., Изоху А.Э., Кириченко И.С., Кобзевой А.В., Ковалеву К.Р., Конопелько Д.Л., Круку Н.Н., Куйбиде М.Л., Кукушкину К.А., Лавренчуку А.В., Лазаревой Е.В., Макарову В.А., Масленникову В.В., Мелекесцевой И.Ю., Наумову Е.А., Неволько П.А., Плотинской О.Ю., Сердюкову А.Н., Смирнову С.З., Сначеву А.В., Сухорукову В.П., Толстых Н.Д., Туркиной О.М., Хромыху С.В., Шавекиной А.Ш., Юдовской М.А., Яковлеву В.А. Особую благодарность автор выражает за аналитические исследования и обсуждение результатов Даниловской В.А., Ильиной В.Н., Карманову Н.С., Карпову А.В., Карпутину И.С., Колбасовой М.Н., Рагозину А.Л., Реутскому В.Н., Семеновой Д.В., Травину А.В., Хлестову М.В., Юдину Д.С. Автор благодарит за помощь в проведении полевых исследований Волосова А.С., Зинякина С.С., Котлера П.Д., Кузьмину О.Н., Михеева Е.И., Мороз Е.Н., Нарыжнову А.В., Пенкину В.А., Цареву М.Д.

ГЛАВА 1. РЕГИОНАЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АБАЗР

Территориально, в административном плане, Акжал-Бокко-Ашалинский золоторудный район располагается в пределах Жарминского и Кокпектинского районов Восточно-Казахстанской области Республики Казахстан (Рисунок 1.1). АБАЗР является перспективным и промышленно значимым золоторудным районом, в пределах которого издавна, начиная с XIX века, ведутся эксплуатационные и поисково-разведочные работы на рудное и россыпное золото.



Рисунок 1.1. Золоторудные месторождения Казахстана, Китая, Монголии и России на снимке со спутника. (Снимок сделан в Google Earth Pro)

1.1. Краткий исторический очерк

Начиная с XX века, изучением различных геологических аспектов района занимались множество исследователей: Абакумовская Л.М., Авдеевский Ю.Ф., Агамирян К.А., Азовский Ю.Г., Айтбаева С.С., Алекторова Е.А., Амралинова Б.Б., Арустамов А.А., Ахметов К.С., Ахметова К.С., Бакшеев Н.А., Баранов С.Ф., Бекжанов Г.Р., Берзин Н.А., Беседина Р.Д., Беспаяев Х.А., Бородаевский Н.И., Борцов В.Д., Бойченко Ю.А., Борисенко А.С., Боровиков А.А., Боровикова Г.Н., Бочаров И.В., Бугаец А.Н., Ваулин О.В., Вишняков Ю.М., Воронцов С.Н., Владимирова А.Г., Гаврилов А.М., Ганженко Г.Д., Герман С.М., Гладков А.С., Глоба В.А., Голубцов В.Е., Гусев А.И., Добрецов Н.Л., Дыкуль В.Г., Дьячков Б.А., Елисеев Н.А., Еникеева

Н.Т., Ермолов П.А., Ершов А.И., Жаутиков Т.М., Зимановская Н.А., Ибраев С., Изох А.Э., Изох Э.П., Кагарманов А.Х., Казакевич И.В., Калинин Ю.А., Кирдяшкин Е.В., Ковалев К.Р., Козлов В.М., Колпаков В.В., Комар В.А., Коробейников А.Ф., Костюк Ф.С., Кошкарева Д.А., Кузубный В.С., Кузьменко М.А., Кузьмина О.Н., Куликов А.М., Кучукова Л.М., Левин Г.Б., Лиходеев В.Я., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Майорова Н.П., Малых В.С., Масленников В.В., Мизерная М.А., Микитченко В.Я., Мукаев А.Е., Муратов М.В., Мысник А.М., Навозов О.В., Наливаев В.И., Нарсеев В.А., Наумов Е.А., Нехорошев В.П., Николаев В.П., Носков Л.М., Обут О.Т., Ойцева Т.А., Окунев Э.В., Павлова В.Е., Париллов Ю.С., Полевая Л.Д., Полянский Н.В., Радионов В.А., Рафаилович М.С., Ревякин П.С., Русанов Г.Г., Сапаргалиев Е.М., Сафонова И.Ю., Свирилов В.Г., Семёненко Н.Н., Сердюков А.Н., Сердюков М.К., Симонов В.А., Славин В.И., Сократов Г.И., Соляник В.П., Султан-Бек Р.Г., Суюндуков К.Н., Титов Д.В., Травин А.В., Углин А.Ф., Фогельман Н.А., Фрейман Г.Г., Хисамутдинов М.Г., Хромых С.В., Черненко З.И., Чухров Ф.С., Шверин Т.Р., Щерба Г.Н., Юсупов М.Х. Яговкин И.С. и многие другие уважаемые люди, внесшие огромный вклад в понимание геологии района.

Официально промышленное освоение территории АБАЗР и соответственно Западно-Калбинского золоторудного пояса (далее – ЗКЗП), начинается с 1824 г., когда были сделаны первые заявки на россыпное золото коммерции советником С. Поповым. Первая россыпь золота, в пределах ЗКЗП, была обнаружена 1833 г., впоследствии с 1834 по 1890 гг. было обнаружено более 150 россыпей, которые в 1880–1913 гг. дали более 121 т Au. Первое коренное золотое месторождение Балажал было обнаружено старателями в 1886 г., что способствовало развитию местной промышленности. Золотоносные кварцевые жилы месторождения Акжал (жила Параллельная) были открыты в 1890 г. Множество открытий месторождений ЗКЗП различного ранга приходится на 1930-е и 1950-е – 1960-е гг., среди которых Бакырчик, Жерек, Южные Ашалы и другие.

Изучение геологического строения и золотоносности АБАЗР и прилегающих территорий начинается с XIX века, однако, первые работы и упоминания о золотоносности района приводятся с 1900 г. Разработка коренного месторождения Балажал (жила Никольская) началось в 1899 г., по официальным данным до 1902 г. было добыто 45,7 кг россыпного и коренного золота (Беседина Р.Д., 1938). В 1902 г. АО «Аурум» для отработки золотоносных кварцевых жил был основан рудник «Балажал», который просуществовал до 1913 г., данный период характеризуется бессистемной добычей золота, незначительным объемом подготовительных и разведочных работ. В 1905-1908 гг. открыто месторождение Боко с кварцево-жильным оруденением и было почти полностью отработано к 1940 г. Также, в 1905 г. началась разведка месторождения Акжал, а с 1910 г. началась добыча руды, которая продолжается по сей день (но с периодическими «заморозками»), а также доразведка и картирование. В период с 1909 по 1958 гг. на Акжале было

добыто 5982 кг Au, среднее содержание в руде составило 10,97 г/т, руды добывались в основном подземным способом. В 1909 г. открыто месторождение Даубай, за весь период отработки до 1950 г., по официальным данным добыто 0,5 т золота. Месторождение Васильевское известно с начала века под названием «Актумсык», отработка началась с 1946 г. и продолжается до сегодняшнего дня (с перерывами).

В период первой Мировой войны, Октябрьской революции и первые годы советской власти разведочные и эксплуатационные работы в ЗКЗП практически прекратились, золотодобыча на рудниках и в АБАЗР в целом, пришла в упадок. В период с 1925 по 1929 гг. силами старательской артели восстановлены несколько шахт и возобновлены добычные работы на Балажальском руднике.

В 1930 г. было организовано Балажальское управление треста «Алтайзолото», которое стало заниматься разведочными и эксплуатационными работами на золоторудных месторождениях Балажал, Сенташ, Джумба, Веро-Чар и на золотоносных россыпях р. Чар. С этого времени разведочные и эксплуатационные работы приобрели более системный характер, разведка осуществлялась тяжелыми горными выработками и колонковым бурением, рудники оснащались механизмами, укреплялись кадрами. С 1931 по 1952 гг. на руднике Балажал отрабатывались кварцевые жилы, также проведен ряд геологических исследований, направленных на изучение перспектив кварцево-жильного оруденения (Елисеев Н.А., 1932; Яговкин И.С., 1932; Абакумовская Л.М., 1936; Козлов, 1938, Еникеева Н.Т., 1938; Костюк Ф.С., 1938; Чухров Ф.С., 1938; Беседина Р.Д., 1939; Куликов А.М., Малых В.С., 1941; Комар В.А., 1944; Куликов А.М., 1945). Материалы работ указанных исследователей плохо сохранились, однако, уже в работе Бесединой Р.Д. (1939), проведенной подсчет запасов на Балажале, указывалось на золотоносность осветленных диоритов в зальбандах кварцевых жил, а Куликов А.М. (1945) предположил наличие субмикроскопического золота в сульфидах, из окварцованных и серицитизированных боковых пород. В 1935 г. открыто кварцево-жильное месторождение Керегетас, которое отрабатывалось старателями с поверхности до 1943 г., в 1954 г. подсчитаны запасы сняты с учета в связи с их малочисленностью и слабой достоверностью. В 1955 г. геологом И.Н. Майским при проведении поисковых маршрутов было выявлено рудопроявление № 15 (ныне Женишке), а в 1963 г в 1,5 км к югу от месторождения Васильевское геологом А.Х. Кагармановым выявлено рудопроявление Койтас. В 1953 г. в работе М.В. Муратова и В.И. Славина приведен краткий геологический очерк Калбы [Муратов, Славин, 1953].

В 1965 и 1966 гг. выходят государственные геологические карты масштаба 1:200 000, листов М-44-XXIX, -XXVIII (охватывающих АБАЗР) и прилагающие к ним объяснительные записки, в которых обобщаются геологическое строение, золотоносность и перспективность изученных территорий [Геологическая..., 1965ф; 1966ф].

Целенаправленное исследование АБАЗР на золото проводилось с 1955, когда геологической службой рудника Акжал были выявлены, группы жил Родниковых и Белой Горки, что послужило причиной начала поисково-разведочных работ на золото в этом районе. В 1957 г. Алтайской геофизической экспедицией на территории листов М-44-IX-XI, XVI, XVII проведена гравиметрическая съемка (Любецкий, Миронов, 1957), а Акжальским отрядом Южно-Калбинской партии на территории листа М-44-XXVIII осуществлены геолого-поисковые работы (Майский, Берденов, 1957). С 1955 по 1958 гг. в районе Дайбай-Ашалинского рудного поля (далее – ДАРП) проводились работы Акжальской ГРП треста «Алтайзолото» [Шеверин, Вишняков, 1961ф], а с 1956 по 1960 гг. Южно-Калбинской партией Семипалатинской Комплексной экспедиции.

Южно-Калбинской партией было выявлено месторождение Южные Ашалы, в результате работ оконтурено основное рудное тело и подсчитаны запасы золота (до глубины 25 м), по категории С₁ составили 568 кг [Бочаров и др., 1961ф; Бочаров, 1962ф]. В 1963 г. завершается проведение поисковых геолого-геофизических работ (магниторазведка, электроразведка, металлометрия) на Ашалы-Даубайском рудном поле масштаба 1:50 000, 1:25 000 расширенным комплексом методов и работы 1:10 000 на участках перспективных на золото, медь и уран в пределах листов М-44-115-Б, М-44-116-А, Б, Г [Огородов и др., 1964ф], а также завершаются поисково-разведочные работы, которые проводились на рудном поле Акжал, Боко, участках Ак-Кизень, Аргимбай, Бельсу, Аюлы и Куянды [Семеоненко и др., 1963ф]. В период с 1957 по 1968 гг. месторождение Южные Ашалы (зона окисления) отрабатывалось открытым способом рудником Боко. В период с 1959 по 1968 гг. Южно-Калбинская ГРП МГ КазССР в пределах Акжальского и Боко-Васильевского рудных полей проводила поисковые и поисково-разведочные работы, по результатам которых составлен геологический отчет [Окунев и др., 1969ф], в котором обобщаются геологические данные, даются рекомендации по поиску и разведке в пределах полей, а также авторы рассуждают о генезисе месторождения Акжал. В работе [Глоба и др., 1965ф] акцентируется внимание на минерализованные зоны месторождений юго-западной Калбы.

Начиная с 70-х годов, производственными и научно-производственными организациями Мингео КазССР и Минцветмета периодически проводились обобщающие тематические работы с целью установления закономерностей локализации золотого оруденения и прогнозной оценки потенциала района с выдачей рекомендаций по направлению дальнейших работ (Наливаев В.И., Масленников В.В., Лаптев Ю.В., Микитченко В.Я.). На ранних этапах изучения перспективности ЗКЗП было обращено внимание на минерализованные зоны, локализующиеся в черносланцевых толщах [Кузьменко и др., 1971; Жаутиков, Мауленов, 1985]. С 1978 по 1980 гг. Черемшанской

партией проводятся общие работы по поиску золоторудных месторождений, результаты которых изложены в отчете [Дыкуль, Носков, 1982].

В 1977 г. выходит монография [Ермолов и др., 1977], суммирующая результаты исследования герцинского магматизма сочленения Зайсанской и Чингиз-Тарбагатайской складчатых областей, в работе рассмотрены геология, рудоносность, и вопросы происхождения магматических ассоциаций. В 1981 г. выходит работа, охватывающая Чарский офиолитовый пояс [Ермолов и др., 1981], а в 1983 г. выходит работа по орогенному магматизму офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана) [Ермолов и др., 1983].

В 1980 г. ВСЕГЕИ выпустила государственную геологическую карту масштаба 1:1 000 000 листа М-(44), 45 и объяснительную записку в которой приводятся данные о геологическом строении, золотоносности, рудоконтролирующих факторах, перспективности региона и особое внимание уделяется перспективности «минерализованных зон» [Геологическая..., 1980ф].

В период с 1984 по 1987 гг. в юго-западной Калбе начинаются геологические съемки масштаба 1:50000 силами Южно-Казахстанского и Восточно-Казахстанского геологических управлений, по результатам которых составлены геологические карты (листов М-44-103-Б, Г, Д; -104-А, В, Г; 116-А, Б; -105-В, Г; -106-В; -117-А, Б; 118-А) (Воронцов и др., 1987) [Родионов В.А. и др., 1986].

На месторождении Балажал, в периоды с 1982 по 1983 гг. – Алтайской ГРЭ ПГО «Востказнедра» и с 1985 по 1991 гг. – Алтайской ГРЭ ПО «Каззолото», выполнялась предварительная разведка, по результатам которых произведена оценка березитизированных рудных залежей, выделены рудные тела, подсчитаны запасы, по категории С₁ и С₂, и ресурсы месторождения [Носков и др., 1984; Масленников, Микитченко, 1991].

В пределах Даубай-Ашалинского рудного поля проводились геолого-разведочные работы, в период с 1988 по 1990 гг. Алтайской ГГЭ (Арминбаев К.Б., 1991), в 2003 г. ТОО «Чаралтын» (Степанов А.Е., 2003), в период с 2006 по 2015 ТОО «Altyn Dala Mining», а в период с 2016 по 2020 ТОО «ИКП Orient Gold» проводит геолого-разведочные и эксплуатационные работы. В 1991 г проведено изучение глубинного строения на основе геолого-геофизических данных на территории Акжальского и Боко-Васильевского рудных полей [Кучукова, 1991ф]. На месторождении Акжал с 1996 г и по настоящее время ТОО «АС Горняк» осуществляет геологическую и горнодобывающую деятельность. В период с 2013 по 2021 гг., институтами ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева (г. Новосибирск) и ИЗК СО РАН совместно проводились научно-исследовательские работы в пределах рудного района [Калинин и др., 2017ф; 2019ф; 2021ф; Ковалев и др., 2013ф].

1.2. Краткая металлогеническая характеристика и геологическое строение АБАЗР

Металлогеническое районирование. Вопросы, касающиеся металлогенического районирования Восточного Казахстана, подробно рассмотренные в работах [Щерба и др., 1984; 1998; 2000; Рафаилович, 2009; 2011; Дьячков и др., 2009; Беспаяев и др., 2013; Ойцева и др., 2023].

Территория Восточного Казахстана входит в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса и охватывает геологические структуры Иртыш-Зайсанского, Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем и частично Северного Прибалхашья. Регион Большой Алтай (далее – БА) включает геодинамически связанные своим происхождением в мобильной зоне поясовые геологические структуры Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Западной Калбы и Жарма-Саура на территории Казахстана, России и Китая. [Ойцева и др., 2023]. При геодинамическом районировании в регионе выделяется крупная геоструктура БА, расположенная на северо-западном фланге Алтае-Алашаньской мобильной зоны дугообразной формы, огибающей с юго-запада и юга Сибирскую платформу [Щерба и др., 2000; Буслов, 2011; Кузмин, Ярмолук, 2016]. Западная Калба размещена в осевой части Иртыш-Зайсанской сутурной зоны (далее – ИЗСЗ), последняя сформировалась в результате закрытия палеоазиатского океана и столкновения Казахстанского и Сибирского континентов [Добрецов, 2003; Buslov et.al, 2001; 2004]. В конце каменноугольного – начале пермского периодов произошли сдвиговые деформации, которые, вероятно, образовались в результате столкновения континентов и последующего их вращения [Диденко и др., 1994].

На сегодняшний день в литературе, касающейся металлогенического районирования Иртыш-Зайсанской сутурной зоны (Восточного Казахстана), существует три основных точки зрения. Рассмотрим каждую из них по порядку.

Первая точка зрения приведена в ранних работах [Щерба и др., 1976; 1984; 1998; 2000; Дьячков и др., 2009; 2011], касающихся металлогенического районирования Восточного Казахстана в целом (Рисунок 1.2). По данным авторов ИЗСЗ ограничена Теректинско-Улунгурским и Байгузин-Булакским тектоническими зонами (глубинными разломами). В пределах ИЗСЗ выделяется две металлогенические зоны³, разделенные Чарско-Горностаевско-Зимунайским разломом. На юго-западе расположена Ni-Co-золоторудная Чарско-Зимунайская зона (относящаяся к Жарма-Саурскому поясу), а на северо-востоке – золотоносная Западно-Калбинско-Коксентауская зона (относящаяся к Западно-Калбинскому поясу). Изученные нами золоторудные месторождения приурочены к Чарско-Зимунайской металлогенической зоне, которая включает в себя: рудные зоны⁴ – Горностаевскую (Ni-Co-Hg), Кемпирскую (Au),

³ См. словарь терминов

²⁻⁶ Подробнее см. словарь терминов

Аркалыкскую и Чарскую (Cr-Ni-Co-Hg), Преображенскую (Ti-Zr-TR) и рудные узлы⁵– Койтас (W-Sn), Акжал-Боконский и Ашалы (Au), Караоткель (Ti-Zr). Следует отметить, что Балажалский рудный район⁶ сидит в соседней металлогенической зоне (ЗКЗП), разделенной Чарско-Горностаевско-Зимунайским разломом.

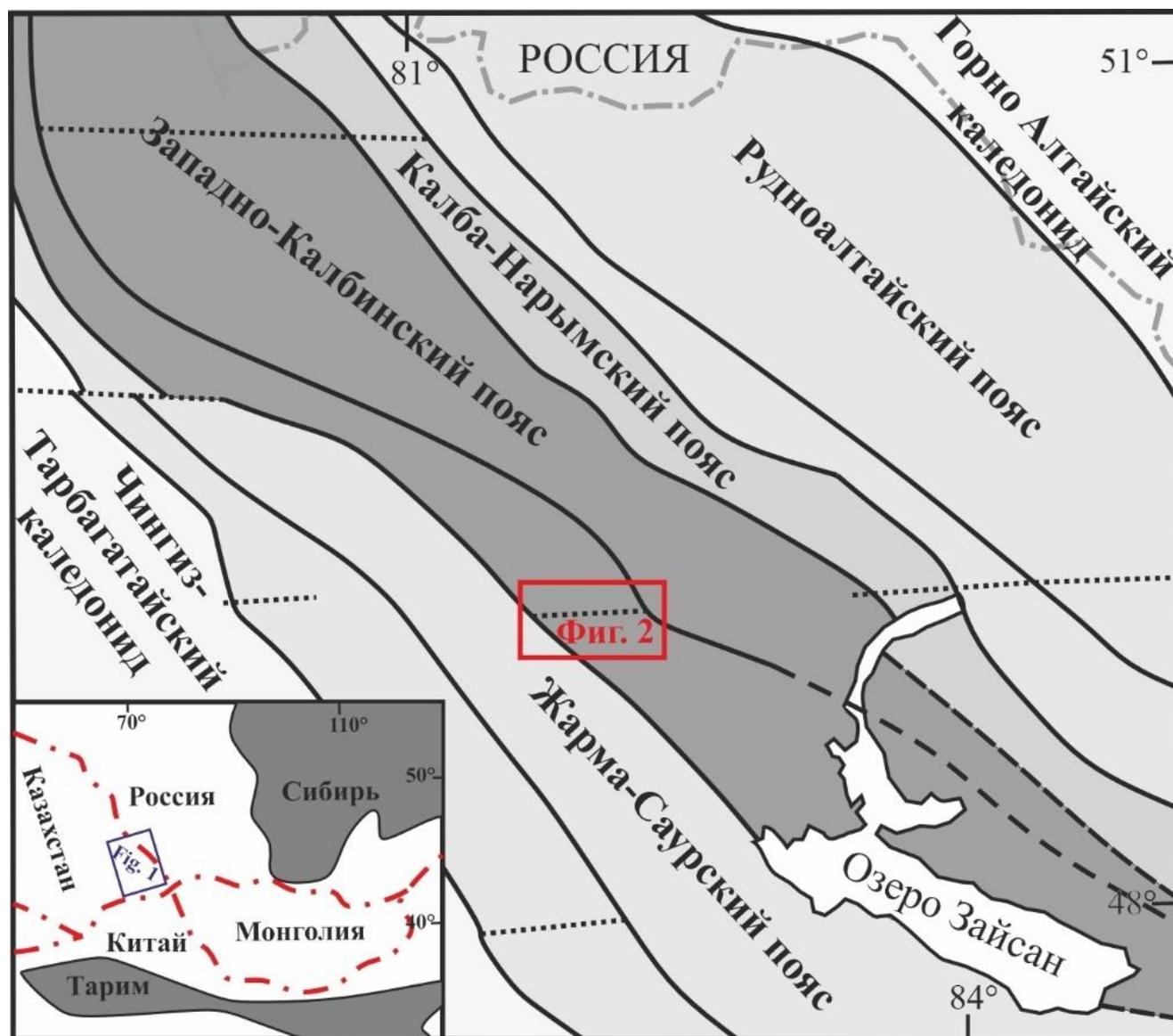


Рисунок 1.2. Упрощенная металлогеническая схема Восточного Казахстана (по данным [Щерба и др., 2000]). Темно-серым цветом показана Обь-Зайсанская сутурная зона.

Вторая точка зрения рассмотрена в работах [Беспаяев и др., 2008; 2013; Париллов, Беспаяев, 2015], в которых рассматривается металлогения золота. По данным авторов Западно-Калбинский золоторудный пояс⁷ территориально имеет совпадающие металлогенические границы с ИЗСЗ. Пояс насыщен золоторудными проявлениями (более 500): на площади 800x80-100 км выделено

² Термин свободного пользования, применяемый для линейных рудоносных площадей различного уровня.

³ Рудоносная площадь размером в сотни – первые тысячи км² в пределах металлог. зоны, рудного района или вне их.

⁴ Рудоносная площадь размером в тысячи – десятки тысяч км² в пределах металлогенической зоны или вне ее.

36 золоторудных полей, которые объединены в 5 крупных золоторудных районов: Суздальско-Мукурский, Жанан-Жайминский, Бакырчикский, Сенташ-Кулуджунский и Акжал-Даубай-Балажалский. Последний рассматривается в данной работе, в пределах которого выделяется 6 рудных полей⁸: Акжалское, Боко-Васильевское, Тандинское, Веро-Чарское, Даубай-Ашалинское и Балажалское.

Третья точка зрения, рассмотренная в работе [Рафаилович и др., 2011], также касается металлогении золота. В данном труде границы ЗКЗП совпадают с предыдущей точкой зрения, однако, металлогенические границы рудных районов, узлов, полей, а также их названия в некоторых случаях отличаются. В пределах ЗКЗП выделено 16 золоторудных узлов, объединенных в 5 золоторудных районов: Суздальско-Мукурский, Бакырчикский, Кулуджунский, Жанан-Майбулак-Жайминский и Акжал-Даубайский. Последний включает в себя следующие рудные узлы: Акжал-Васильевский и Даубай-Ашалинский. При этом следует отметить, что Балажалский рудный узел находится за пределами Акжал-Даубайского рудного района.

Последняя точка зрения была принята за основу в данной работе, однако, название исследуемых рудного района и рудных полей были приняты из устоявшихся названий в научной литературе, поскольку они являются наиболее распространенными [Наливаев, 1980]. Район исследования называется Акжал-Боко-Ашалинским золоторудным районом, а основные рудные поля имеют следующие названия: Акжалское (далее – АРП), Боко-Васильевское (далее – БВРП) относящиеся к Акжал-Васильевскому золоторудному узлу и Даубай-Ашалинское (далее ДАРП) относящиеся к Даубай-Ашалинскому рудному узлу.

АБАЗР приурочен к юго-восточной части ЗКЗП (Рисунок 1.2). Рудный район (Рисунок 1.3) протягивается в северо-западном направлении на расстояние примерно 100 км, при ширине около 25 км [Наливаев, 1980; Kalinin et.al., 2021]. Границы АБАЗР проходят по разломам северо-западного простирания: Горностаевско-Аркалыкско-Боконскому на юго-западе и Чарскому на северо-востоке. В центральной части проходит Сарыжалский (Южно-Акжалский) разлом субширотного простирания. Вышеперечисленные разломы считаются рудоконтролирующими, однако их роль в рудообразовании оценивается неоднозначно [Левин, 1968²; Окунев и др., 1969; Наливаев, 1980; Беспаяев и др., 2013; Калинин и др., 2021_ф]. В пределах АБАЗР выделяются месторождения с золото-сульфидно-углеродистой минерализацией (Южные Ашалы, Каражал), золото-кварцево-жильной минерализацией (Колорадо, Агдынбек, Крайная и др.) и с совмещением их в пространстве (Васильевское, Акжал, Жолпак-Тобе) и. По запасам

⁵ Характеризует рудоносные площади, по масштабу сопоставимые с металлогеническими поясами (зонами).

⁶ Геологический блок размерами в единицы – десятки км².

(Таблица 1.1), месторождения и рудопроявления АБАЗР, попадают в категорию мелких (<1 т), средних (1-10 т) и крупных (10-100 т).

Геологическое строение. На территории района широко распространены осадочные и вулканогенно-осадочные породы силурийской, девонской и карбоновой системы [Государственная..., 1965; 1966; Ермолов и др., 1981; 1983; Safonova et.al., 2012; 2018] слагающие Жарминский синклиниорий на юго-западе и Чарско-Горностаевский антиклинорий на северо-востоке (разделенные зоной Сарыжальского разлома). Силурийские и девонские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения отмечаются на севере, в пределах Чарской зоны: *лудловский ярус* (S₂ld) – песчаники, алевролиты, глинистые и глинисто-известковистые сланцы, известняки, яшмы; *жединский ярус* (D₁gd) – известняки, порфириды, туфы, яшмы, конгломераты, алевролиты; *кобленцкий ярус* (D₁c) – известняки, гравелиты, песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, порфириды; *эйфельский ярус* (D₂e) – известняки, кремнистые сланцы, конгломераты, порфириды, туфы; *живетский ярус* (D₂gv) – известняки, кремнистые сланцы, порфириды; *франский ярус* (D₃fr) – известняки, кремнистые сланцы, порфириды, песчаники; *фаменский ярус* (D₃fm) – известняки, песчаники.

В раннекарбоновое время отлагались осадочные и вулканогенно-осадочные породы: *турнейского яруса*: кояндинская свита (C₁tkn₁₋₂) – диабазы, порфириды, альбитофиры, туфы, кремнисто-глинистые и известковистые сланцы; *визейского яруса*: коконьская свита (C₁v₁kk) – конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, порфириды, диабазы, туфы; аркалыкская свита (C₁v₂₋₃ar) – порфириды, туфы, кремнистые сланцы, яшмы, известняки, туфопесчаники и алевролиты; кокпектинская свита (C₁v₃-пкр₁₋₂) – конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые и глинисто-известковые сланцы; *серпуховского яруса*: аганактинскоя свита (C₁s ag) – песчанистые флишоидные терригенные образования. В позднем карбоне отлагались породы буконьской свиты (C₂bk) – конгломераты, песчаники, алевролиты, угли каменные, глинистые и углистые сланцы; и майтубинской свиты (C₂mt) – конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, порфириды и их туфы.

Магматизм в пределах района представлен разнообразно в широком возрастном диапазоне. Наиболее древними, доорогенными считаются породы Чарского офиолитового пояса: серпентинизированные ультраосновные и основные породы – габбро-диориты, микрогаббро и другие разновидности (450-387 млн лет); вулканогенные образования – базальты, андезибазальты, андезиты, и дациты (378-324 млн лет) [Ермолов и др., 1981; Safonova et.al., 2012; 2018]. В позднеорогенную стадию сформировались вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Даубайской базальт-андезитовой ассоциации: нижняя толща – андезибазальты и андезиты (C₂db¹, 311 млн лет); верхняя толща – преимущественно андезиты (C₂db², 297 млн лет) [Хромых и др., 2020], и, кроме этого, в эту стадию формировались породы кунушского комплекса

(C₃-P₁, 310-298 млн лет) – плагиограниты, гранодиориты, диоритовые порфиры, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры [Наливаев, 1980; Дьячков и др., 2009; 2015; Куйбида, 2009; Куйбида и др., 2009; Беспаяев и др., 2013; Kuibida et.al., 2019]. В посторогенную стадию происходит формирование аргимбайского комплекса (P₁, 293 млн лет) – щелочные габбро-диабазы, габбро-эссекситы, габбро, базальтоидные порфиры, сиениты [Ермолов и др., 1983; Наливаев, 1980; Хромых и др., 2009; 2013]; максутского комплекса (P₁, 280-278 млн лет) – оливиновые долериты (пикродолериты), плагиоклазовые перидотиты (пикриты) и породы тастауского массива (P₁, 289-280 млн лет) – многофазные габбро-гранитные интрузии [Ермолов и др., 1983; Докукина и др., 2010; Наумов и др., 2012; Хромых и др., 2013; Хромых, 2022]. Кроме этого, в районе Тюрешокинской мульды отмечается вулканогенный аналог аргимбайского комплекса – субвулканические риолит-порфиры [Ермолов и др., 1983; Хромых и др., 2013; Хромых и др., 2020; Хромых, 2022]. В данном обзоре приведены только ключевые даты и результаты работ предшественников, охватывающие АБАЗР и прилегающие территории.

Таблица 1.1. Запасы и ресурсы месторождений и рудопроявлений в окрестностях АБАЗР.

Месторождение/ рудопроявление	По состоянию на:	Запасы/ ресурсы (по категориям)	Добыто	Ср. сод., г/т	Источник/ ссылка	Стадия разведанности
Акжал (Центральный уч.)	27.08.2019	$C_1 = 6,6$ т; $C_2 = 13,2$ т Общее – 19,8 т	До 1958 г. – 5,9287 т (сс – 10,9 г/т); С 1995 по 2005 – 61,4 кг;	2,47	Акжал Голд Ресорсиз [Эл. рес.]; Инвестиционный ..., 2020	Пробная эксплуатация – 2009-2010 гг.; Эксплуатируется с 2012 г по настоящее время
Сергей I		$C_1 = 0,2$ т*		1,09*	Сердюков и др., 2013 _ф	Детальная разведка
Сергей II		$C_1 = 0,14$ т*		1,23*		
Токум	01.02.2014	$C_2 = 0,648$ т (борт 0,5 г/т)* $C_2 = 6,9$ т (борт 1 г/т)** Общее – 7,558т		1,68* 1,86**	Сейдуллаев, 2023	Детальная разведка
	12.05.2020	230 кг* 8,24 т** Общее – 8,47 т		1,39* 1,63**		
Женишке	01.02.2014	$C_2 = 98$ кг (борт 0,5 г/т)* $C_2 = 126$ кг (борт 1 г/т)** Общее – 224 кг		1,03* 1,5**	Усольцев, 2020 _ф ; Сейдуллаев, 2023	Детальная разведка
	12.05.2020	205 кг – окисл.		0,77*		
Южное	01.02.2014	$C_2 = 988$ кг (борт 0,5 г/т)* $C_2 = 836$ кг (борт 1 г/т)** Общее – 1,824 т		1,09* 1,89**	Усольцев, 2020 _ф ; Сейдуллаев, 2023	Детальная разведка
	12.05.2020	$C_2 = 1,344$ т* $C_2 = 4,034$ т** Общее – 5,38 т		0,81* 1,36**		
Койтас	27.08.2022	$C_2 = 113$ кг*		0,67*	Сейдуллаев, 2023	Начальная (предварительная) разведка
Васильевское	14.11.2017	$C_1 = 1,036$ т; $C_2 = 2,38$ т; Общее – 3,416 т (борт 0,3 г/т)*		1,73*	Сейдуллаев, 2023	Эксплуатируется открытым способом
Тенинское		$C_1 = 5,173$ т		3,3	Ваулин, 2016	Детальная разведка
Южные Ашалы	01.01.2021	$C_2 = 12,2$ т (борт – 1,2 г/т); $P_1 = 7,8$ т (1,7 г/т). Общее – 20 т	В период 1957-1958 гг добыто – 148 кг (сс – 5,1 г/т)	1,7*	Алексейчук, 2021 _ф ; Goldstone Minerals [Эл. рес.];	Планируется ввод в эксплуатацию в 2026
Балажал	01.10.2001	$C_2 = 19,726$ т* $C_2 = 10,731$ т** Общее – 30,659 т	До 1952 г добыто 2,7 т из кварцевых жил (по неполным данным)	3,41* 2,99**	Наливаев, Голубцов, 2001 _ф	Законсервировано
	01.10.2012	$C_1 = 4,755$ т; $C_2 = 0,914$ т Общее (C_1+C_2) – 5,669 т**		1,56**	Егоров и др., 2012 _ф	

Примечание: * – окисленная руда; ** – сульфидная (первичная) руда; сс – среднее содержание.

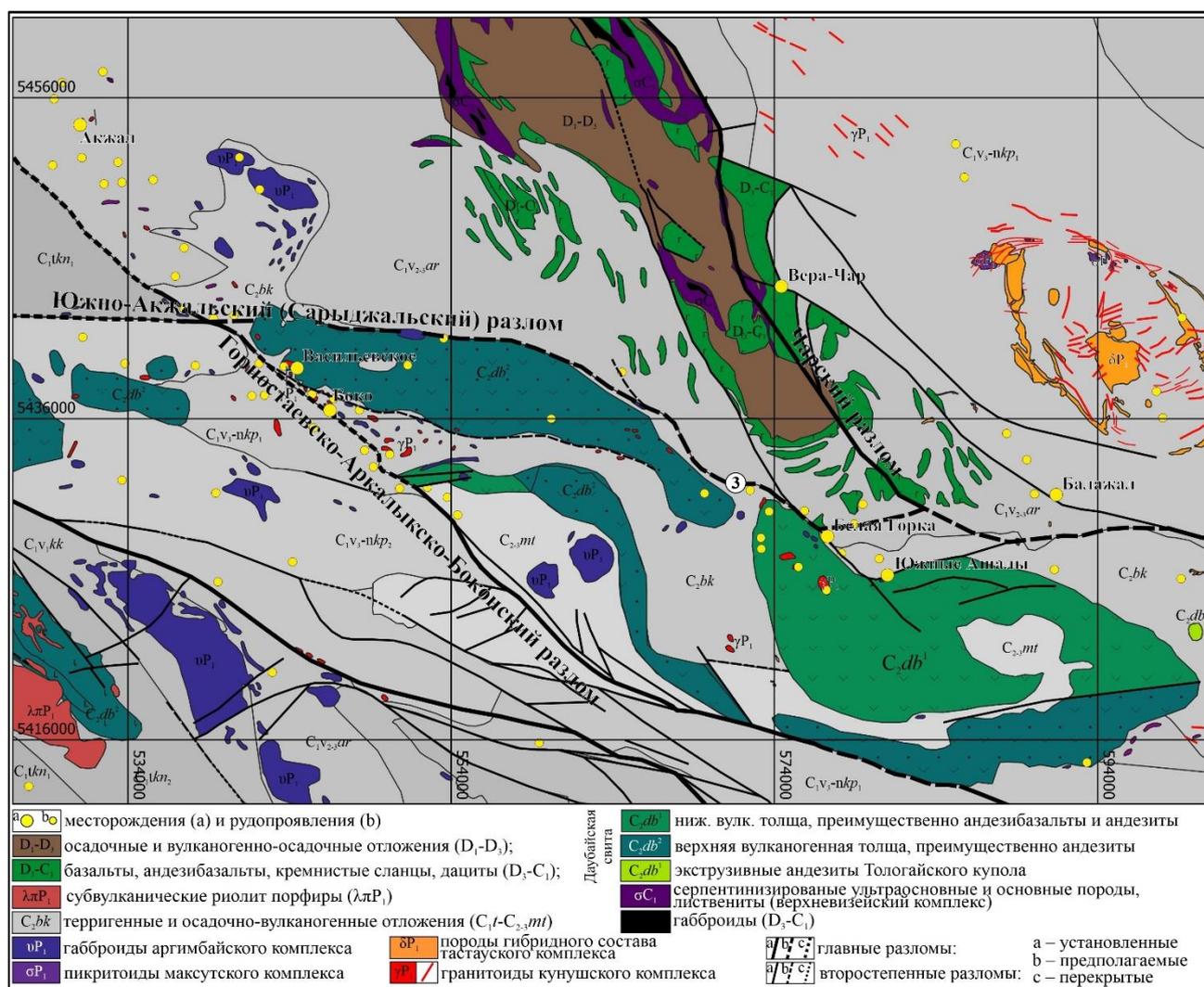


Рисунок 1.3. Схематическая геологическая карта Акжал-Бок-Ашалинского золоторудного района. По данным [Ермолов и др., 1981; 1983; Государственная..., 1965; 1966; Safonova et.al., 2012; 2018; Беспаяв и др., 2013; Хромых и др., 2013; 2020; Хромых, 2022] с изменениями автора.

1.3. Рудоконтролирующие факторы золоторудных месторождений и рудопроявлений АБАЗР

Рудоконтролирующие факторы являются важным поисковым признаком и являются ключом к пониманию генезиса месторождений, поэтому далее приведена краткая информация по стратиграфическому, литологическому, структурному и магматическому рудоконтролирующим факторам АБАЗР. Описанные рудоконтролирующие факторы встречаются и на других месторождениях орогенного типа [Буряк, Хмелевская, 1997; Волков, Сидоров, 2012; Goldfarb et.al., 2005; и др.].

Литолого-стратиграфический фактор. Рудовмещающими отложениями на месторождениях АБАЗР являются вулканогенно-осадочные породы девонской и карбоновой систем. Среди этих образований по условиям накопления выделяются морские (аркалыкская

свита, $C_{1V1-2ar}$), лагунно-континентальные (буконьская свита, C_2bk) и существенно континентальные (даубайская, C_2db) отложения [Левин, 1968¹; Калинин и др., 2017_ф].

Литологический состав морских отложений (аркалыкской свиты) представлен вулканогенными и осадочными образованиями. Нижняя ее часть сложена диабазовыми порфиритами и их туфами, переслаивающимися с глинисто-кремнистыми и кремнистыми породами. Средняя часть имеет переходный характер от вулканогенного к нормально-осадочному. В этой части разреза, выделенной в кремнисто-пирокластическую подсвиту, приурочены зоны минерализации месторождения Акжал. Характерной особенностью верхней части разреза является распространение пестрых яшм и глинисто-кремнистых алевролитов (кремнистая подсвита), находящаяся в переслаивании с осадочными и эффузивными породами. Левин Г.Б. предполагает, что кремнистая подсвита служила экраном для золотоносных растворов [Левин, 1968¹]. В этой связи интересным фактом является то, что нижняя часть разреза аркалыкской свиты, сложенная преимущественно базальтовыми порфиритами и их туфами, может рассматриваться как потенциальный источник рудного вещества [Калинин и др., 2017_ф]. На месторождении Акжал, преобладание на поверхности в одних случаях базальтоидов (рудопроявление Сергей-II), в других случаях кремнистых алевролитов (Акжал, участок Центральный) обусловлено, очевидно, поздней блоковой тектоникой, выводящей на дневную поверхность те или иные части рудовмещающего разреза. В.И. Наливаев подвергает сомнению возраст толщ углистых сланцев, в которых локализуются рудные зоны, относимых к аркалыкской свите, и предполагает, что они имеют более молодой возраст [Наливаев, 1980].

Литологический состав лагунно-континентальных отложений (буконьской свиты) представлен конгломератами, гравелитами, грубо- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами со значительными содержаниями углеродистого вещества. Отложения буконьской свиты вмещают ряд месторождений и рудопроявлений золота кварцево-жильного типа – Боко, Красное, Колорадо, Керегетас и смешанного – Васильевское, Южные Ашалы.

Литологический состав континентальных образований (даубайской и майтубинской свит) представлен вулканогенными (C_2db) – и терригенными (C_2mt) – образованиями соответственно. Породы даубайской свиты вмещают месторождения Даубай (жилы Президент, Сулу, Яковлевская), тогда как породы майтубинской свиты стерильны на золото [Левин, 1968¹].

Метаморфический фактор. Отмечается приуроченность золоторудных месторождений ЗКЗП в общем и АБАЗР в частности к вмещающим породам, претерпевшим региональный метаморфизм зеленосланцевой–цеолитовой фаций [Любецкий, Любецкая, 1984; Ананьев, 1999]. По нашим оценкам на месторождении Южные Ашалы температура пика метаморфизма пород буконьской свиты, оцененная по степени упорядоченности углистого вещества, варьирует от 384

до 241 °С, что соответствует зеленосланцевой–цеолитовой фации метаморфизма [Греку и др., 2024].

Структурный фактор. В пределах АБАЗР широко проявлены складчатые и разрывные нарушения общего северо-западного простирания (Левин, 1968¹; Глоба, 1968; Павлова, 1981). Большую роль в локализации золотого оруденения имеют пликативные структуры, в которых золоторудные узлы тяготеют к периклинальному замыканию небольших антиклинальных складок, к перегибам их осей или их крыльям, и к крупным флексурам, осложненных разломами и надвигами (Государственная..., 1980; Марченко, 1984). Главный фактор в размещении месторождений является приуроченность месторождений и рудных тел к узлам сочленения субширотных, северо-западных и северо-восточных нарушений (Наливаев, Павлова, 1986; Свиридов и др., 1999). Рудолокализирующими структурами, к которым приурочены минерализованные зоны, являются зоны рассланцевания, будинажа и динамометаморфизма углеродистых пород, прилегающих к поверхности надвига [Марченко, 1984].

По данным Левина (1968¹) месторождения АБАЗР приурочены к главным складчатым элементам третьего порядка (Акжальская антиклиналь и Даубай-Боконская синклиналь), в пределах которых выделяются элементы четвертого порядка. Так, Акжальская антиклиналь, приуроченная к северо-западной части района, представляет собой фрагмент асимметричной складчатой структуры раннегерцинского этажа. Шарнир антиклинали ундулирует, при общем пологом (15-20°) погружении структуры на юго-восток. В формировании ядра участвуют отложения осадочно-пирокластической, а его крыльев – кремнисто-пирокластической подсвиты аркалыкской свиты. Крылья антиклинали, при их общем крутом (северо-восточном 60-80°, а юго-западного 45-70°) падении на юго-запад, в свою очередь, усложнены складчатостью четвертого порядка. Среди последних наибольшее значение имеет Акжальская синклиналь, сложенная отложениями кремнисто-пирокластической подсвиты, вмещает все месторождения и рудопроявления Акжальского рудного поля. Даубай-Боконская синклиналь прослеживается от южной окраины Акжальского рудного поля, через Боко-Васильевское и Даубай-Ашалинское рудные поля дальше на юго-восток. Шарнир складки, наследуя морфологические особенности структур раннегерцинского этажа, ундулирует при общем пологом погружении всей структуры на юго-восток. Крылья синклинали усложнены складками четвертого порядка, среди них особого внимания заслуживают Северо-Боконская и Даубайская синклинали, которыми контролируются одноименные рудные поля и месторождения. Ашалинская группа месторождений приурочена к южному крылу синклинальной складки четвертого порядка, частично срезанной разломом. Сары-Шунекская антиклиналь, расположенная к юго-западу от Боконского разлома и сложенная отложениями кокпектинской свиты, практически не золотоносна.

В работе (Государственная...,1980) говорится о контролирующей роли крупных (региональных) разломов в размещении золоторудных месторождений. Так в пределах золоторудного района месторождения и рудопроявления Акжальского и Боко-Васильевского рудных полей приурочены к северо-восточному Боконскому разлому, а Даубай-Ашалинского рудного поля к широтному Чингиз-Нарымскому (Сарыжальскому) разлому. По данным различных исследователей, на золоторудных полях и месторождениях типично развитие, в основном пяти систем разрывных нарушений: северо-западного (310° и 340°), северо-восточного (60° и 22°) и субширотного ($265-275^\circ$). Золотое оруденение приурочено к тектоническим нарушениям всех пяти систем и к узлам их пересечения (Свиридов и др., 1999; Калинин и др., 2017_ф; Окунев и др., 1969_ф). Основной структурой, определяющей структурный контроль месторождений и рудопроявлений в региональном плане, большинство авторов считают тектоническую зону (глубинного) Боконского (Горностаевско-Аркалыкско-Боконского) разлома северо-западного простирания [Левин, 1968²; Мысник и др., 1980 и другие], либо узел пересечения данного разлома с Южно-Акжальской тектонической зоной [Окунев и др., 1969; Наливаев, 1980].

В качестве локальных факторов структурного контроля рудных тел месторождений и рудопроявлений в разные годы выделялись:

1. Узлы пересечения северо-западных и широтных, а также северо-восточных и широтных нарушений [Наливаев, 1980];
2. Северо-западные и субширотные складчатые структуры пятого порядка (прежде всего их шарниры) и внутриблоковые трещины также северо-западного ($320-340^\circ$) и субширотного ($260-280^\circ$) направлений при экранирующем действии северо-восточных ($50-70^\circ$) дизъюнктивов [Левин, 1968²].
3. «...комбинированный характер рудоносных структур при тесном сочетании пликативных и дизъюнктивных нарушений...». Одна часть рудовмещающих дизъюнктивов приурочена к крыльям и замкам антиклинальных складок, другая – к оперяющим разрывам крупных разрывных нарушений. При этом чаще всего, золоторудные объекты приурочены к местам пересечения или стыка нарушений различных направлений. Прежде всего: северо-западного, широтного и северо-восточного. Также благоприятными для локализации оруденения признаны межслоевые нарушения (внутри складчатые?) и приразломные складки волочения [Окунев и др., 1969];
4. Складчатые структуры, осложненные системой межслоевых срывов и секущих сколовых разрывов, образующих систему разрывных “пучков”, составными элементами которых являются нарушения северо-западного ($305-320^\circ$ и $330-350^\circ$), северо-восточного ($15-40^\circ$ и $60-70^\circ$)

и близширотного направлений. Наиболее рудоносные – северо-западные и широтные разрывы с углами падения 50-60° к северо-востоку и востоку [Мысник и др, 1980].

Месторождения и рудопроявления приурочены непосредственно к осевым линиям разломов северо-западного простирания (Васильевское, Боко, Вера-Чар), часть находится в зоне динамического влияния (Акжал, Балажал), а часть контролируется зоной смятия, оперяющей разлом (Даубай, Южные Ашалы) [Kalinin et.al., 2021].

На месторождениях в разрывных и пликративных структурах локальными факторами контроля магматитов являются: зоны смятия надвигового типа; узлы пересечения мелких разрывов различного направления; бортовые части наложенных мульд; участки пересекающейся и сложной складчатости; стыки антиклиналей и синклиналей при встречном погружении шарниров; участки резкого увеличения (в плане) мощности свит и отдельных пачек углеродсодержащих пород [Ершов, 1984].

Магматический фактор. Важным критерием при поисках промышленного золотого оруденения, в пределах АБАЗР и ЗКЗП в целом, является тесная возрастная и пространственная связь месторождений с контрастным по составу магматизмом аргимбайского [Наливаев, 1980] и кунушского комплексов [Государственная..., 1980; Наливаев, Павлова, 1986; Свиридов и др., 1999]. Для магматических пород, А.И. Ершов [1984] отмечает эволюционную направленность в сторону увеличения кислотности-щелочности; четко выраженную тенденцию увеличения кислотности пород (от древних к молодым), в общей схеме развития магматизма, с уменьшением глубины их формирования; геохимическую специализацию в пределах рудных полей на Au и элементы-спутники (As, Ag, W, Sb, Bi), а также нахождение железа в закисной форме Fe⁽⁺²⁾ и положительную связь золота с хлором, что косвенно указывает, как утверждает автор, на перенос металла хлоридными растворами.

Средние и кислые породы, относимые к кунушскому комплексу, не включают в себя субвулканических фаций и представлены в основном дериватами диорит-гранодиоритовой магмы гипабиссального уровня формирования: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфирит (в том числе спессартит), а также полнокристаллических диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов [Наливаев, Павлова, 1986]. Как правило, гранитоиды, относимые к кунушскому комплексу, интенсивно березитизированы. Н.А. Фогельман отмечает, что им нередко свойственно развитие автотасоматической мусковитизации. Этот процесс, выраженный развитием мусковита по цветным минералам – пироксену, амфиболу и биотиту, сопровождается выделением рудного минерала, карбоната и лейкоксена. Так, А.И. Ершов [1984] предлагает использовать магматический фактор в сочетании со структурно-тектоническим и литолого-стратиграфическим факторами.

Таким образом, размещение золотого оруденения ЗКЗП и АБАЗР в частности определяется многими факторами, совместное проявление которых положительно характеризует потенциальную рудоносность отдельных участков.

1.4. Геохимическая специализация вмещающих пород ЗКЗП

В работе Любецкого и Любецкой [1984] рассматривается потенциальная золотоносность вмещающих пород ЗКЗП. Так, в интервале нормального распределения золота в породах по параметру C_{Au} невелик и колеблется от 1,0 до $6,0 \cdot 10^{-7} \%$. В этих пределах особо повышенной золотоносностью отметились породы меланократового основания, метабазалты и базальты докембрия и девона, серпентиниты (C_{Au} от $3 \cdot 10^{-7} \%$ до $5,2 \cdot 10^{-7} \%$, ε от 2,5 до 5,2). Из вулканогенно-осадочных и карбонатных отложений повышенной золотоносностью характеризуются яшмы и яшмокварциты девонского возраста, вулканы майтнубинской свиты, углистые аргиллиты и углеродсодержащие породы по всему разрезу ($C_{Au} = 3,1 \cdot 10^{-7} \%$, $\varepsilon = 3,0$). Слабо золотоносными являются терригенные отложения аркалыкской, буконьской свит и серпуховского яруса ($C_{Au} = 2,0-2,5 \cdot 10^{-7} \%$, $\varepsilon = 2,5-3,3$). Практически не золотоносны терригенные и карбонатные отложения силура, туфы андезитовых порфиритов девона, вулканические породы семейтауского комплекса и другие ($C_{Au} = 1,0-2,0 \cdot 10^{-7} \%$, $\varepsilon = 0,5-2,0$). Полученные данные, как утверждают авторы, свидетельствуют о высокой, но не исключительной золотоносности углеродсодержащих пород, поэтому источником оруденения может оказаться большинство золотосодержащих пород.

В работе А.И. Ершова [1984] отмечается, что Ag, As и W являются характерными для углеродсодержащих эксплозивных и гибридных лавовых брекчий даубайского и буконьского комплексов (базальт-андезитовой и андези-базальтовой формаций). На северо-западе ЗКЗП магматические породы Жананского и Бакырчикского рудных полей обогащены Sb, тогда как на юго-востоке в интрузиях Бoko-Васильевского рудного поля она отсутствует. Анализ корреляционных графов, позволил выделить автору геохимические ассоциации неизменных или слабо измененных магматических пород (аргимбайского, майтнубинского, даубайского, буконьского? и кунушского комплексов): Au-As; Cu-Ni с Mo, V и W; Cu-Mo с Ag, тогда как руды и оруденелые магматиты характеризуются: Au-As; Au-As с Sb (иногда с Bi); Au-полиметаллической с Ag ассоциациями. По наличию сквозных геохимических спектров магматических пород и руд, автор предполагает генетическую связь золотого оруденения с проявленным магматизмом на месторождениях золотосульфидно-углеродистого и золотосульфидно-кварц-углеродистого типов и парагенетическую или отдаленно-генетическую – на других объектах. По данным Масленникова В.В. [1998], фоновая золотоносность добатолитовых магматических формаций, в пределах ЗКЗП, колеблется от 1,9 до 3,3 мг/т в эффузивных фациях и от 1,9 до 4,2 мг/т в интрузиях, достигая 7 мг/т в дайках плагиогранит-

порфиоров, и превышает более чем в два раза фоновую золотоносность интрузий гранитов батолитового типа (1,3-1,7 мг/т). Автор отмечает, что потенциально наиболее продуктивные на золото гранитоиды габбро-плагиогранитной формации характеризуются повышенным содержанием золота. Кроме этого, по мнению автора, существенное заимствование золота из вмещающих черносланцевых толщ при становлении этих интрузий трудно предполагать из-за пониженных фоновых содержаний золота в исходных терригенных породах.

В работе [Щерба и др., 2000], обобщающей многолетние исследования авторов и наработки предшественников, приводятся данные о золотоносности черносланцевых отложений. В последних повышенная углеродистость ($C_{\text{орг}}$ от 0,3-0,5 до 14%) связана с органическими осадками сапропелевой природы, обрывками детрита стеблевой и листовой флоры, fossilized спорово-пыльцевыми комплексами и продуктами метаболизма организмов (диагенез в сероводородной среде с аутигенными дисульфидами Fe). Породам свойственна повышенная кларковая золотоносность – 4,1-6,2 мг/т на фоне 1,1-2,8 мг/т подстилающих свит. На рудных полях она поднимается до 60-150 мг/т, а в Кызыловской зоне, вблизи залежей Бакырчика, достигает 1-5 г/т.

ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Поскольку геологическое строение Акжальского (Рисунок 2.1), Боко-Васильевского (Рисунок 2.1) и Даубай-Ашалинского (Рисунок 2.2) рудных полей имеют одинаковые геологические обстановки и характеризуются схожими рудоконтролирующими факторами, детально описанными выше для АБАЗР в целом, отдельно геологическая характеристика рудных полей не рассматривается, с целью избегания повторений.

2.1. Геологическое строение месторождения Акжал

Месторождение приурочено к тектоническому блоку треугольной (клиновидной) в плане формы, границы которого совпадают с линиями основных тектонических зон: Боконьской (на юго-западе), Кулчуманской (на востоке) и Северо-Акжальской (на северо-западе), последняя является фрагментом кольцевой структуры, выделенной Г.М. Козловским на основании дешифрирования аэрофотоснимков. Внутриблоковые тектонические зоны расланцевания и дробления разделяют площадь месторождения на три четко выраженных блока IV порядка (Рисунок 2.3): Северный (севернее зоны Евгеньевской), Центральный (заключенный между зонами Евгеньевской и Серебристой) и Южный (южнее зоны Серебристой). В пределах блоков сконцентрировано свыше ста кварцевых жил и около десяти зон дробления и минерализованных пород, характеризующих два морфологических типа золотого оруденения: кварцево-жильный и прожилково-вкрапленный. Детальная геологическая характеристика месторождения приведена в работах [Окунев и др., 1969ф; Нарсеев, 1973; Мысник и др., 1980; Левин, Арустамов, 1984; Баранов, 1985ф; Месторождения ..., 1997; Сердюков, 2011ф; 2013ф; 2014ф; 2015; Ваулин, 2016; Калинин и др., 2017; 2017ф; Kalinin et.al., 2021].

В геологическом строении месторождения принимают участие нижнекарбоновые отложения вулканогенно-осадочной аркалыкской свиты ($C_{1v2-3ar}$), состоящей в основном из туфопесчаников, яшм и яшмокварцитов (Рисунок 2.4д), туфогенных песчаников, туфов, углеродисто-кремнистых алевролитов (Рисунок 2.4а-в), полимиктовых песчаников с обломками кремнистых алевролитов, андезитов и базальтоидных пород (Рисунок 2.4г), которые прорываются гранитоидными породами Акжальского массива и дайками различного состава. Гранитоиды Акжальского массива имеют достаточно сложное, неоднородное строение, в составе которого отмечаются диориты, монцодиориты, кварцевые диориты, кварцевые диорит-порфириты, тоналиты, плагиограниты и другие разновидности (Рисунок 2.5г-д). Дайки представлены преимущественно породами кислого (Рисунок 2.5а-в; 2.6) и значительно реже среднего состава (тоналит-порфиры, гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры и плагиолейкогранит-порфиры), мощность которых по скважинам варьирует от 0,5 до 10 м.

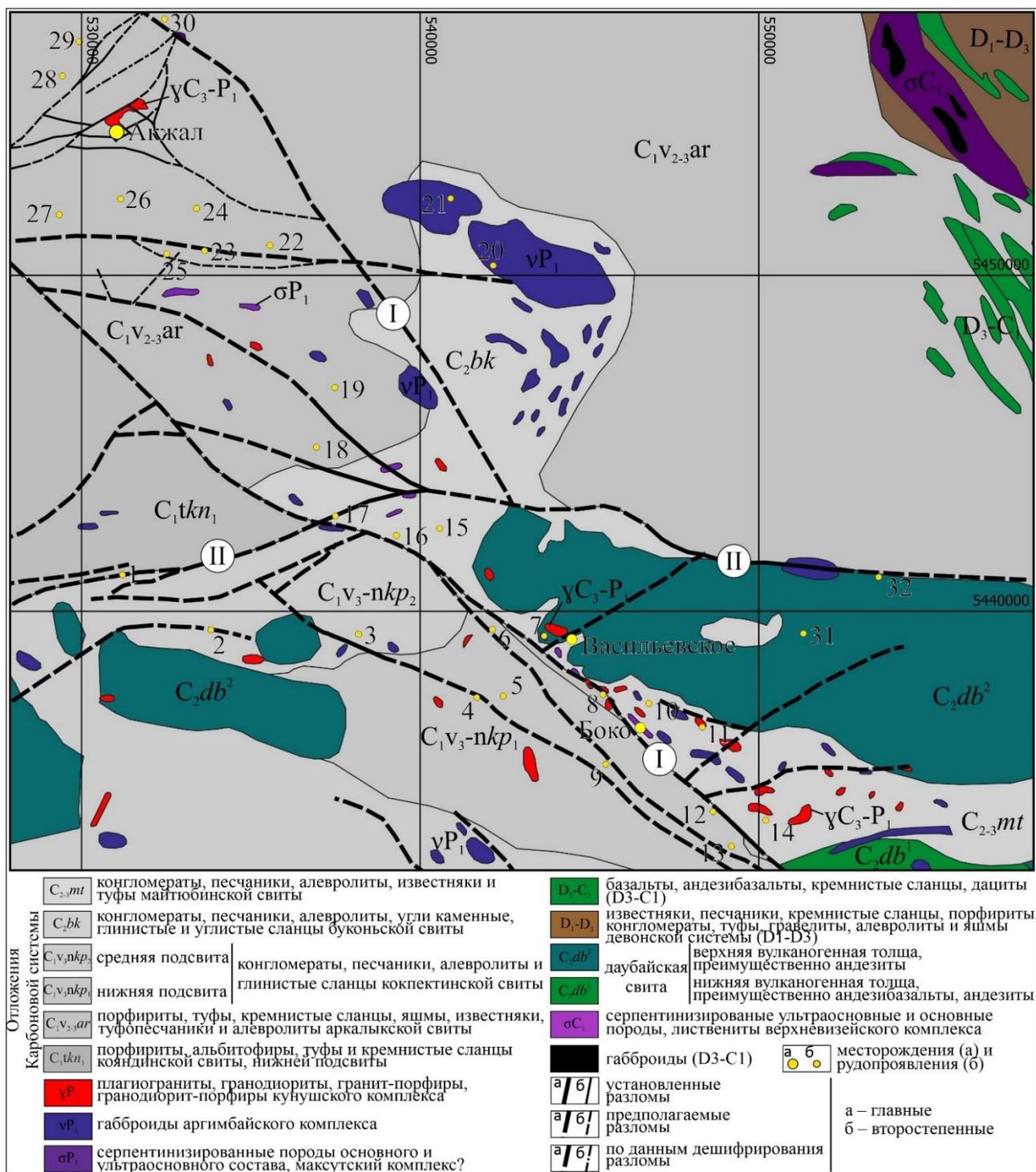


Рисунок 2.1. Геологическая карта Акжальского и Бoko-Васильевского рудных полей. Составлена по данным [Беспаяев и др., 2013; Государственная ..., 1965ф; Ермолов и др., 1981; 1983; Хромых и др., 2013; 2020; Хромых, 2022; Safonova et.al., 2012, Окунев и др., 1969ф] с дополнениями автора. Система координат: Pulkovo 1942/ Gauss-Kruger zone 14. Название разломов (цифры в кружках): I – Боконский (Аркалык-Боконский/ Горностаевско-Аркалыкско-Боконский) и II – Южно-Акжальский (Сарыжальский/ Даубайский) разломы; Рудопроявления и пункты минерализации золота: 1 – участок Восточный; 2 – ПМ 80159/1; 3 – Тум-Ак; 4 – Южное; 5 – Койтас; 6 – Сухое Озеро; 7 – Токум; 8 – Колорадо; 9 – Футбольное; 10 – Жилы Красные; 11 – Жилы Гористые; 12 – Игрек; 13 – Жалпак-Тобе; 14 – Акдынгек; 15 – Токум; 16 – Сухое Озеро; 17 – Сквжина 111; 18 – Хальбуковское; 19 – Дайковое; 20 – Акшкола; 21 – Акшкола Северо-Западная; 22 – № 50+16; 23 – Ударное; 24 – Двойник; 25 – Жилы Майские; 26 – Выход Седьмой; 27 – Неизвестное; 28 – Сергей; 29 – Сергей-II; 30 – Кварцитовая Сопка; 31 – Аккезень; 32 – Высокое.

Считается, что кислые дайки гранодиорит-порфирового состава являются производной и завершающей стадией Акжальского диорит-плагиогранитного массива [Окунев и др., 1969ф; Ершов, 1984; Калинин и др., 2017ф]. В целом магматические породы располагаются в полях нормальных и умерено-щелочных разностей [Калинин и др., 2017ф].

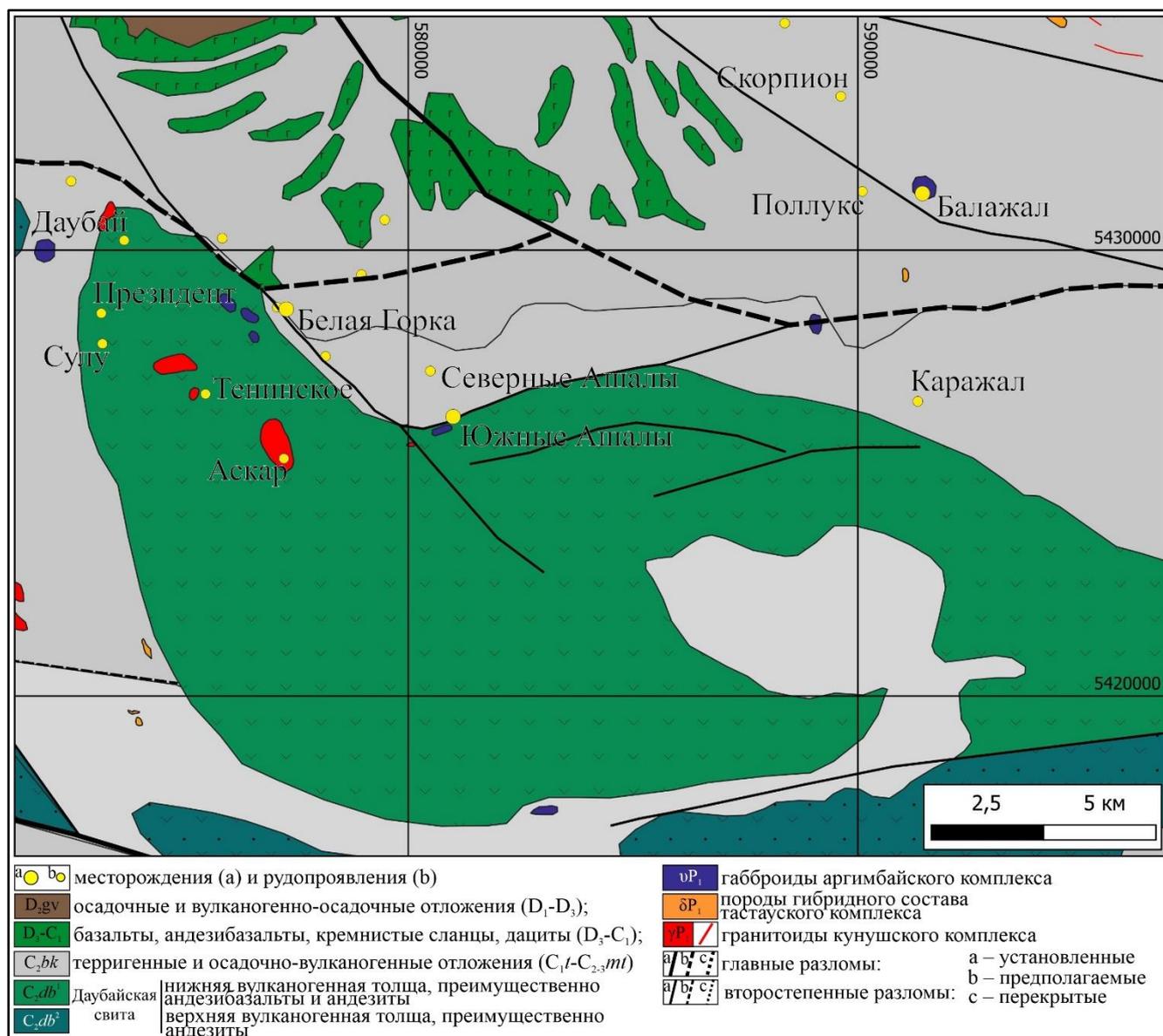


Рисунок 2.2. Геологическая карта Даубай-Ашалинского и Балажальского рудных полей. Составлена по данным [Беспяев и др., 2013; Государственная ..., 1965ф; Ермолов и др., 1981; 1983; Калинин и др., 2019ф; 2021ф; Сердюков и др., 2019ф; Хромых и др., 2020] с дополнениями автора.

Степень метаморфизма рудовмещающих пород месторождения не превышает зеленосланцевой фации, вместе с тем, они интенсивно дислоцированы (Рисунок 2.4а), рассланцованы и брекчированны (Рисунок 2.7а, г). В углеродисто-кремнистых алевропелитах широко проявлены пльчатость, будинаж (Рисунок 2.4в) и структурные элементы сдвиговых деформаций в виде лестничных структур. Базальты и яшмы характеризуются хрупкими деформациями и интенсивной трещинноватостью с многочисленными плоскостями скалывания.

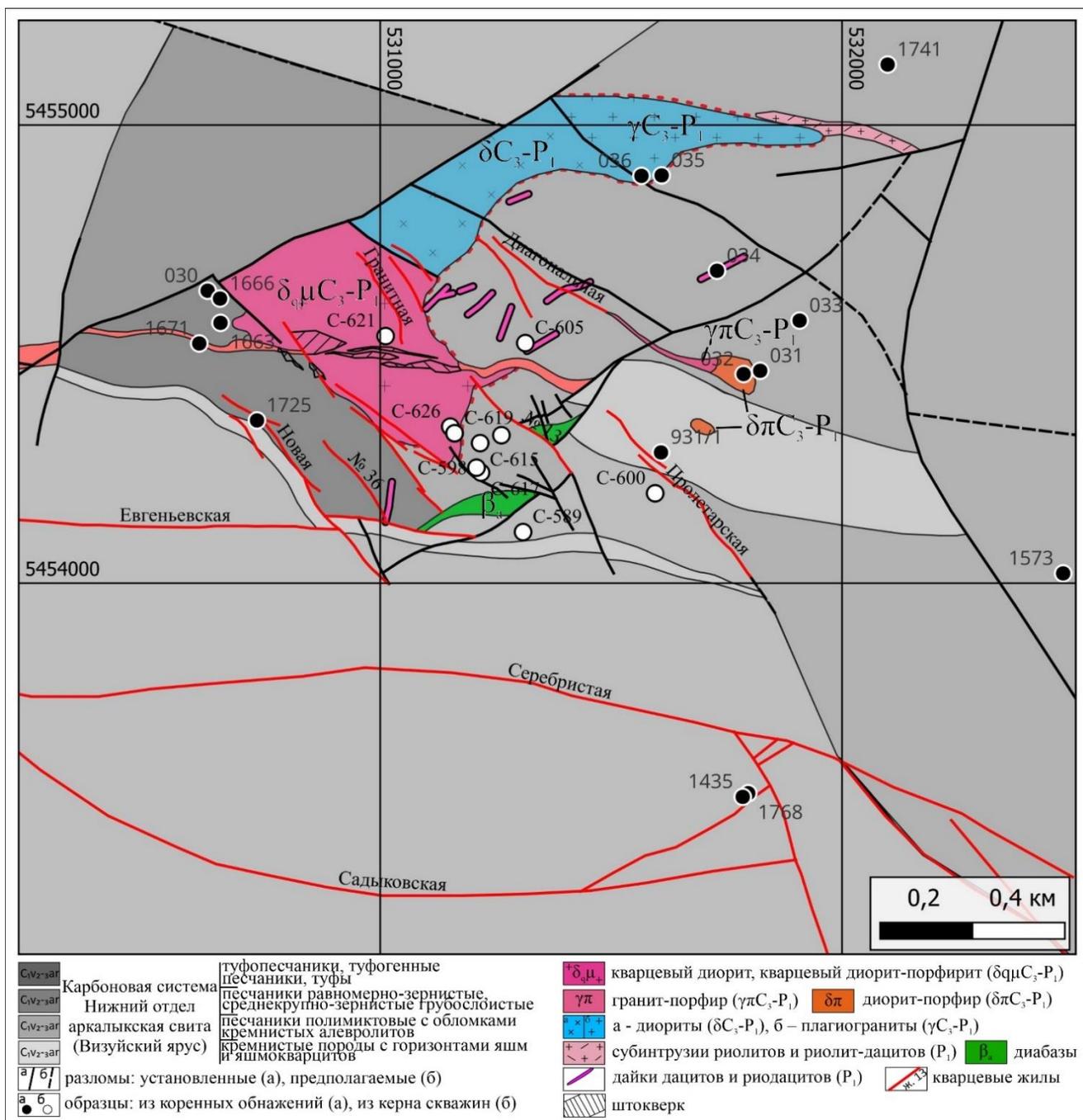


Рисунок 2.3. Геологическая схема месторождения Акжал. Составлена по данным [Окунев и др., 1969ф; Левин, Арустамов, 1984; Сердюков и др., 2011ф; 2014ф; Сердюков, 2015] с дополнениями авторов. Система координат: Pulkovo 1942/ Gauss-Kruger zone 14.

Процессы контактового метаморфизма проявлены в экзоконтактовой зоне интрузии диоритов фрагментарно. Они выражаются в ороговиковании вмещающих пород и развитии минералов скарнового парагенезиса жильного и гнездового выполнения. В эндоконтакте магматические породы подвержены альбитизации и лиственитизации, сопровождающихся вкрапленной кварц-сульфидной и золоторудной минерализацией. Кроме этого в дайках гранит-порфиров развита березитизация с золотом. [Окунев и др., 1969ф; Мысник и др., 1980].

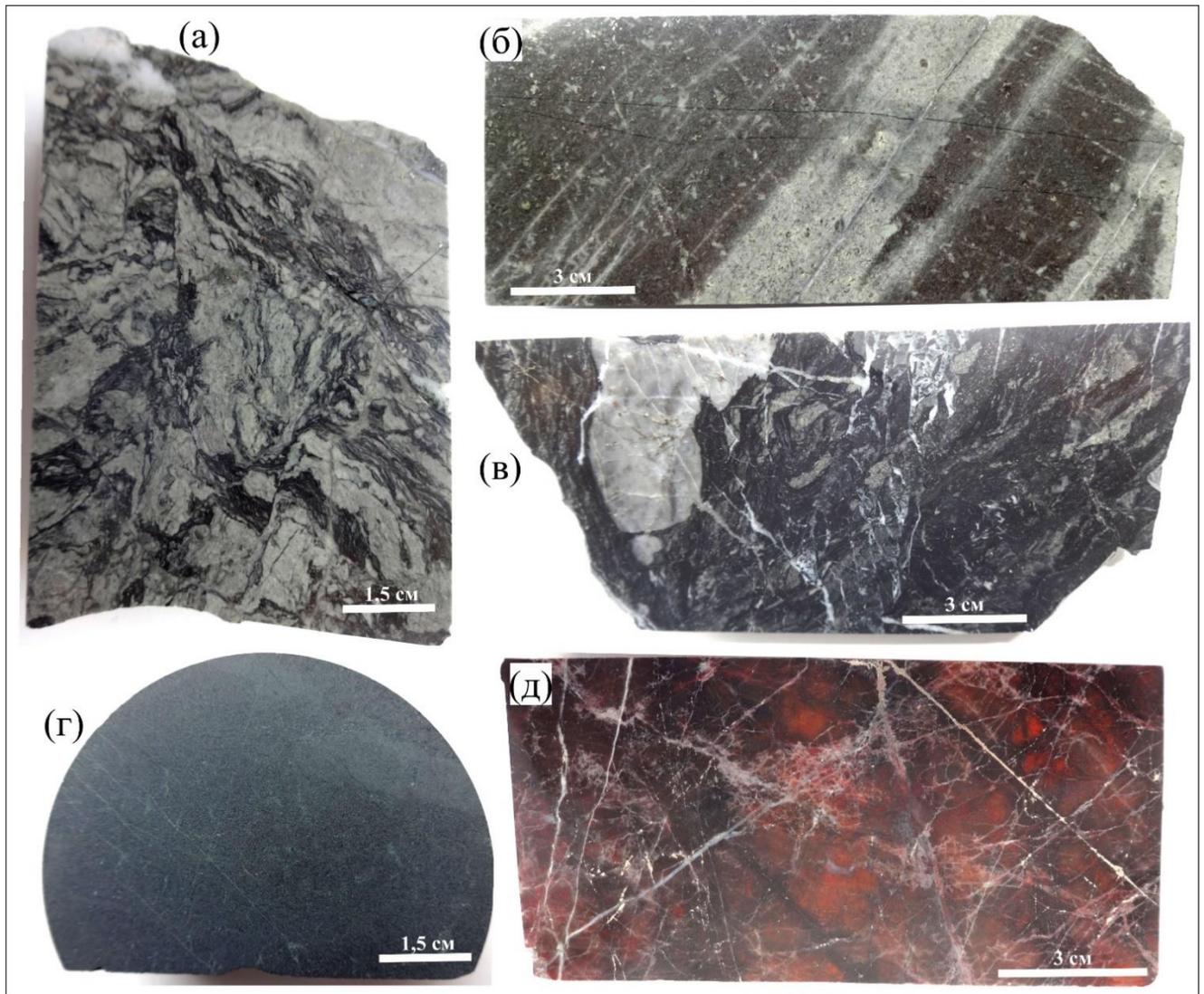


Рисунок 2.4. Наиболее распространенные вмещающие породы месторождения Акжал. а – дислоцированная углеродисто-кремнистая алевропелитовая порода с вкрапленной и просечковой сульфидной минерализацией, обр. АК-605-296; б – ритмично-слоистая алевропесчанистая порода с сульфидной вкрапленностью и тонкими карбонат-хлоритовыми прожилками и гнездами, обр. Ак-605/240; в – дислоцированная ритмично-слоистый алевропелит с элементами смятия, катаклаза и будинирования и обильной вкрапленной минерализацией, обр. Ак-605/270; г – базальт, обр. Ак-615/73,3; д – сургучная яшма с сульфидными и кварцевыми прожилками, обр. Ак-605/226.

Рудные тела (всего около 120) представлены жилами и окварцеванными минерализованными зонами, развивающимся на зонах смятия, дробления. Подавляющее большинство рудных тел имеет северо-западное ($300-320^\circ$) простирание с падением к северо-востоку под углом $40-60^\circ$. Менее типичны близмеридиональные ($330-350^\circ$), северо-восточные ($60-70^\circ$) и субширотные ($265-290^\circ$) жилы с падением на север под углом $45-75^\circ$ [Мысник и др., 1980]. Длина большинства тел измеряется первыми сотнями метров (от 100 до 400 м), отдельные рудные тела имеют протяженность 700-800 м. Средняя мощность кварцевых жил 0,6-0,7 м, иногда 1-1,5 м, а минерализованные зоны 2,5-3 м. Единственным полезным компонентом на месторождении является золото (коренное – 5-5 г/т, россыпное – 0,3-2 г/т), серебро в рудах (0,7-

0,8 г/т) не имеет экономического интереса, а вредным компонентом является мышьяк. Извлечение золота на месторождении из окисленного типа руд производится при помощи технологии кучного выщелачивания [Битимбаев и др., 2015]. Технологическое извлечение золота из руды на участке кучного выщелачивания (УКВ) составило 59% [Сейдулаев, 2023]. Перспективы месторождения Акжал, по данным А.Н. Сердюкова [2015], оцениваются достаточно высоко и отвечает (по запасам) крупному месторождению. Вопрос о перспективах более глубоких горизонтов месторождения не решен, поскольку разведка ниже уровня эксплуатационных работ практически не проводилась.

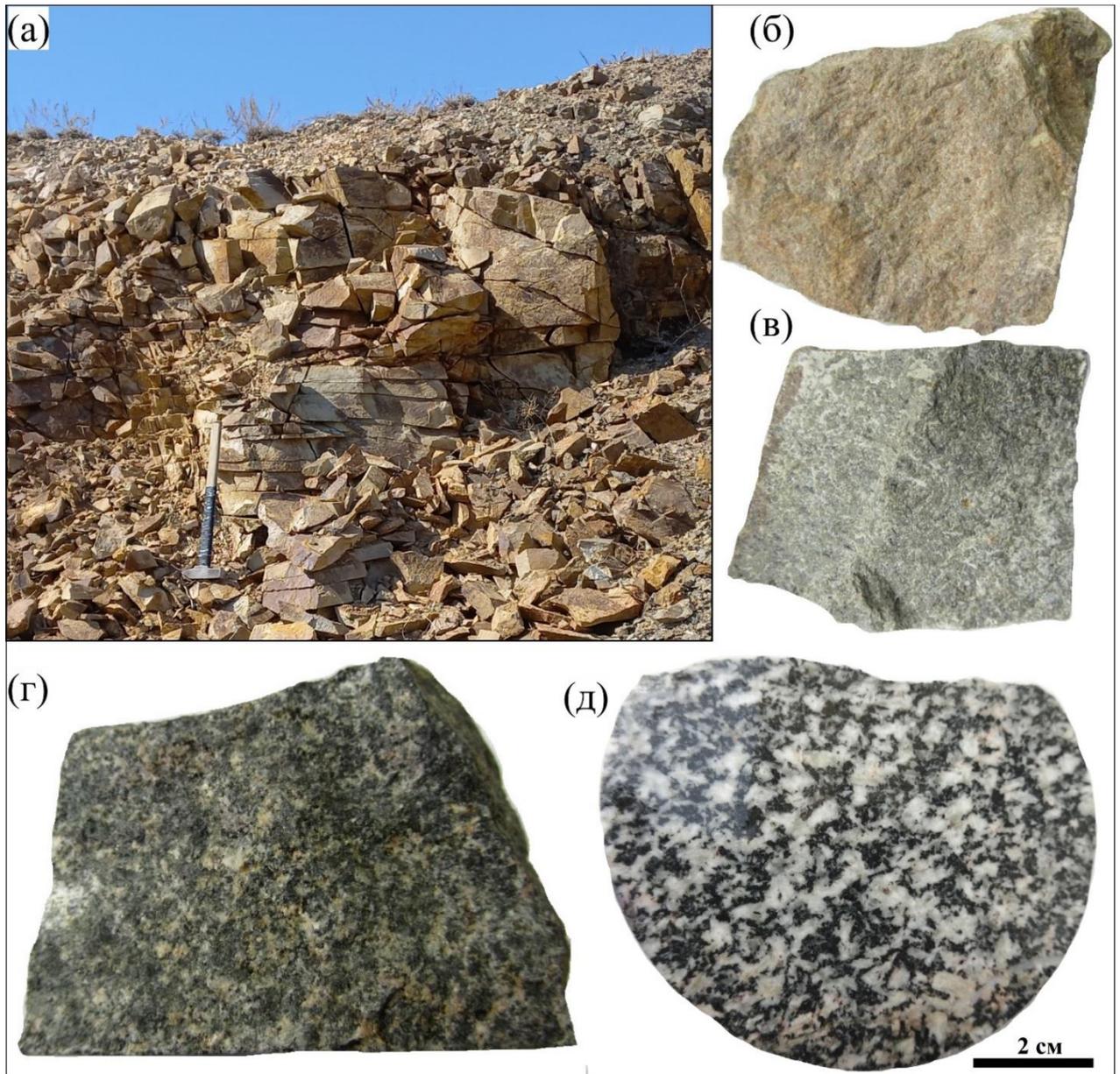


Рисунок 2.5. Наиболее распространенные магматические породы месторождения Акжал. а – коренной выход гранодиорит-порфировой дайки, т.н. kz-34; дайки гранодиорит-порфиров: б – обр. Ак-15; в – обр. Ак-20; Акжальский массив: г – диорит краевой части, обр. Ак-10; д – кварцевый диорит центральной части, обр. Ак-621/335.

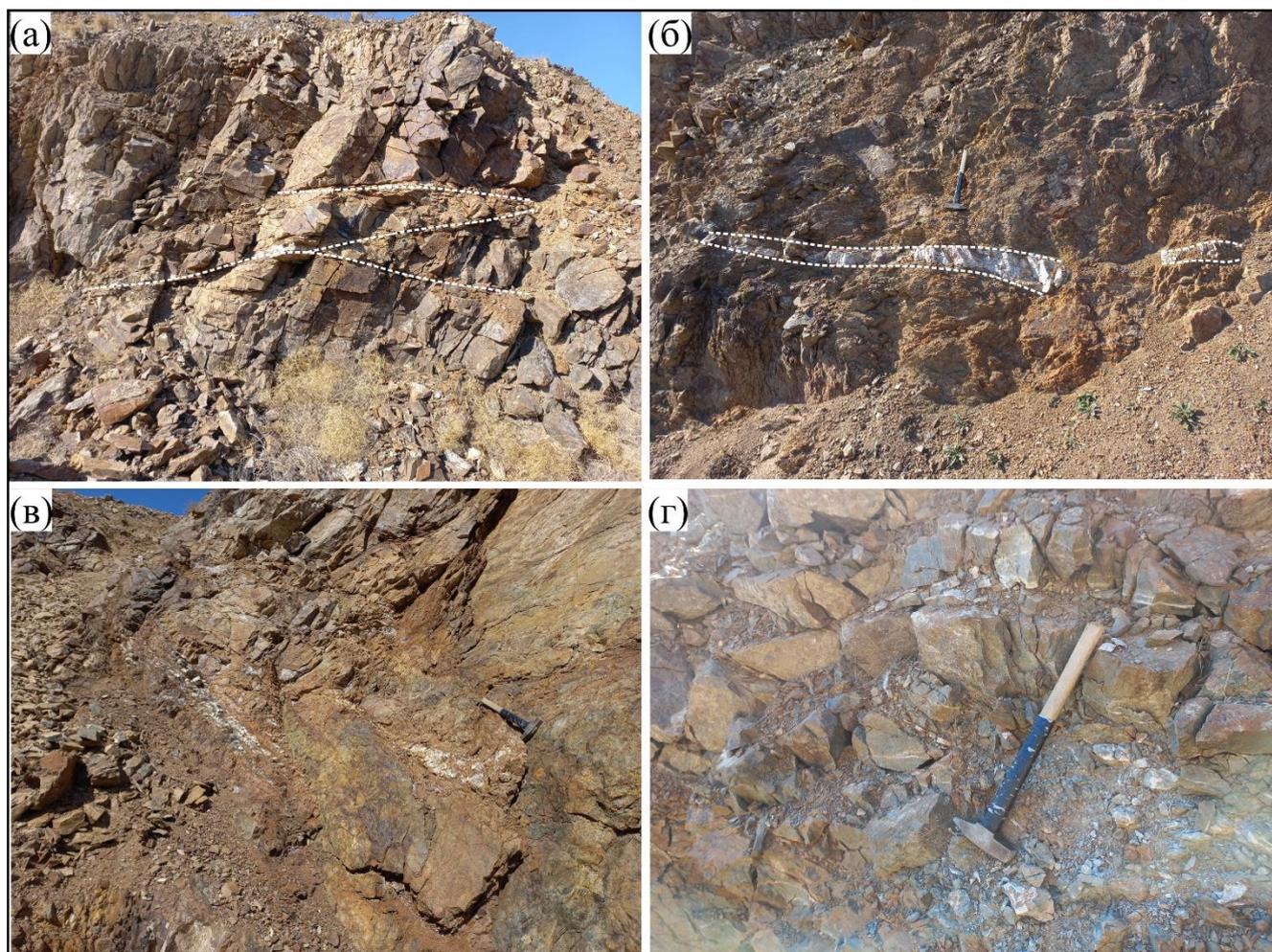


Рисунок 2.6. Коренные выходы диорит-порфиров месторождение Акжал. а, б – кварцевые жилы молочно-белого цвета секущие диорит-порфиры: а – т.н. kz-31; б – т.н. kz-32; в – диорит-порфир с тонкими кварцевыми прожилками, т.н. kz-32; г – увел. фр. Рисунок 2.6в.

Золотоносные кварцевые жилы приурочены в основном к туфогенным песчаникам (жила Параллельная, Красные, Алексеевская и многие другие) отличаются четкими контактами со сложной морфологией (Рисунок 2.7). Некоторые золотоносные кварцевые жилы залегают в диоритах и кварцевых диоритах (жилы Гранитная, Буровая) и характеризуются сравнительно малой мощностью и волнообразными контактами. Жила Параллельная является главной жилой, которая дала свыше 2 т золота, при среднем содержании 18 г/т. Также, предшественниками установлено, что кварцевые жилы пересекают дайки кислого состава (Рисунок 2.6а-б).

Рудные тела типа минерализованных зон дробления тяготеют в основном к алевролитам (зоны Фунтовая, Павловская, Дамская) и несколько реже вмещающими являются породы иного состава (зоны Пролетарская, Евгеньевская, Серебристая, Долинная). Рудные тела, залегающие в алевролитах, сопровождаются многочисленными ответвлениями, особенно если их простирание образует заметный угол с простиранием вмещающих пород. Рудные тела с боковыми породами различной литологии характеризуются значительной протяженностью [Окунев и др., 1969ф; Сердюков, 2011ф].

На месторождении проявлены процессы химического выветривания, однако, их развитие не столь масштабно, как на других золоторудных месторождениях ЗКЗП (например, Суздаль, Жерек, Жайма, Жанан и др.) [Калинин и др., 2006; 2009; Ковалев и др., 2012]. На современной поверхности мы наблюдаем только начальные стадии выветривания (окисления), сопоставимые с зоной сапролитов (или структурного элювия) полных профилей выветривания [Калинин и др., 2017ф].

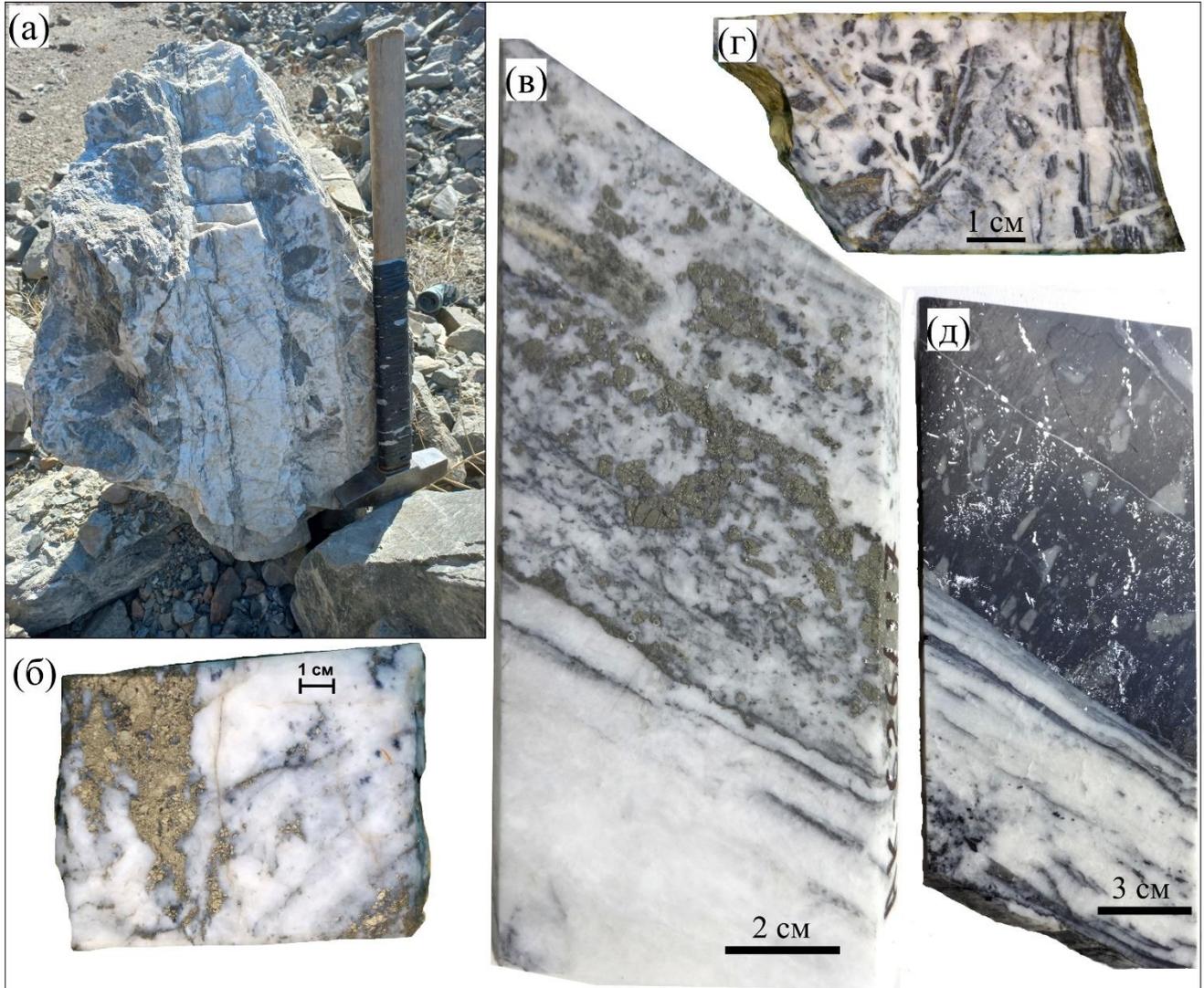


Рисунок 2.7. Кварцевые и кварц-карбонатные жилы и гидротермальные брекчии месторождения Акжал. а – обломок гидротермальной брекчии, состоящий из обломков углеродистого алевролита и кварц-карбонатного цемента, т.н. kz-30; б – пирит-полисульфидно-кварцевая жила рудного тела 13, обр. ВС-7; в – кварц-сульфидная жила, обр. Ак-626/117; г – гидротермальная брекчия, состоящая из обломков алевролита и кварцевого цемента рудного тела 3, обр. С-390/176,2; д – кварцевая жила секущая прокварцеванный, сульфидизированный, углеродистый алевролит, обр. Ак-605/269.

Зональность месторождения. Ранее геологами была установлена отчетливая горизонтальная зональность (отражающая зональность вертикальную) от Акжалского массива Северного блока на юго-запад через Центральный блок к Южному. Наиболее четко эта

зональность проявляется в структурных, минеральных, геохимических и температурных особенностях. Так, по данным [Левин, Арустамов, 1984], в горизонтальном плане структурная зональность выражается в отсутствии зон дробления и минерализованных пород вдоль кварцевых жил в Южном и Центральном блоках месторождения, в то время как на Северном блоке они постоянно сопутствуют жилам. Кроме того, широтные системы трещин в северной части месторождения представлены минерализованными зонами дробления, тогда как на южном фланге они вмещают золоторудные кварцевые жилы. Минеральная зональность, выявленная вышеуказанными авторами, сказывается в различии вещественного состава жильных тел: так жилы Северного блока состоят преимущественно из кварцевых жил и лишь в незначительной степени из позднего карбоната, а жилы Центрального и Южного блоков представляют собой кварц-карбонатные тела, в которых содержание кальцита нередко достигает 50 и более процентов. По данным В.А. Нарсеева [1973; 1996] описанная минеральная зональность, заключающаяся в смене по восстанию кварц-пирит-арсенопиритовой зоны кварц-карбонатной с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами, кварц-карбонатной и карбонатной зонами. По данным А.М. Мысника и других [1980] отмечается горизонтальная зональность относительно Акжальского массива проявленная в смене ассоциаций (по мере удаления): кварц-арсенопиритовой; карбонат-кварц-полиметаллической (сфалерит-халькопирит); кварц-карбонат-галенитовой; карбонат-пиритовой.

Геохимическая зональность характеризуется закономерным распределением средних содержаний Au и сопутствующих ему компонентов в кварцевых и кварц-карбонатных жилах различных блоков месторождений, так по данным В.А. Глобы и других [1965], количество As, Pb, Cu и Zn в жилах Южного и Центрального блоков не редко достигает 1%, что значительно выше, чем в жилах Северного блока, где они не редко отсутствуют.

По данным [Левин, Арустамов, 1984] проведено исследование декрипитации и гомогенизации кварцев в объеме месторождения, а также обработка этих материалов, которые позволили выявить особенности температурных условий образования Южного и Северного блоков. По данным гомогенизации и декрипитации величина диапазона температур формирования кварца составляет 460-150°C. Авторы (по построенным ими графикам) выделяют три отчетливых максимума в интервалах 460-480°C, 360-380°C и 160-180°C. Высокотемпературный максимум соответствует преимущественно кварцу-I и частично кварцу-II, среднетемпературный максимум отвечает рудному кварцу-II, а низкотемпературный – вторичным включениям, при этом максимальное количество импульсов соответствует высокотемпературному интервалу (460-480°C). Аналогичные исследования на Южном блоке показали некоторые отличия. Так здесь установлено, что высоко- и среднетемпературные пики смещены на 20-40°C в сторону более низких температур, а максимальное количество импульсов

соответствует среднетемпературному интервалу (340-360°C). Так относительное увеличение низко- и среднетемпературного кварца в жилах Южного блока, по данным исследователей, отражает минералогическую зональность, выраженную в смене высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными. А также по этой же причине, как предполагают авторы, происходит увеличение средних содержаний Au в жилах Южного блока.

В работе К.Э. Бирюкова [2018] проведено детальное термобарогеохимическое исследование флюидных включений (далее – ФВ) кварца из рудных жил. Температура гомогенизации двухфазных ФВ происходила в интервале от 430 до 180°C. Общая концентрация солей в растворах включений изменяется от 16 до 3,3 мас.% в NaCl экв. Установлено бимодальное распределение температуры гомогенизации и общей концентрации солей двухфазных ФВ: ранней – арсенопирит-пиритовой с золотоносным арсенопиритом (T= 300-350°C и $\Sigma C=15,5$ мас.% в NaCl экв.) и поздней – золото-серебро-полиметаллической (T=150-200 C и $\Sigma C= 6,5$ мас.% в NaCl экв.).

Геологическое строение рудопроявления Сергей I. (на сегодняшний день считается северной частью месторождения Акжал).

Рудопроявления Сергей I и Сергей II расположены в 1,5 км северо-западнее месторождения Акжал. Общая площадь участков составляет 1,64 км², в том числе Сергей I – 0,64 км² и Сергей II – 1,0 км², расстояние между участками – 1,3 км. Детальное геологическое изучение рудопроявлений проводилось [Окунев и др., 1969ф; Сердюков и др., 2011ф; 2013ф; Калинин и др., 2017ф].

Рудопроявление Сергей I обладает хорошей обнаженностью, что позволяет проводить изучение открытыми горными работами. Участок сложен песчаниками и туфопесчаниками аганактинской свиты. Блок пород в пределах площади интенсивно дислоцирован и разбит многочисленными трещинными разрывами преимущественно северо-западного и северо-восточного направлений, являющиеся рудовмещающими (Рисунок 2.8в-г). В северной части участка рудоносные структуры сгруппированы в виде полосы вытянутой в северо-западном направлении (при ширине около 150-200 м), а в южной части участка разрывы северо-западного и северо-восточного направлений, как правило, безрудные. Единственное рудное тело в южной части представлено в виде небольшой минерализованной трещинной структуры северо-западного простирания (ранее оно было отработано как жила Измайловская в тридцатых годах прошлого века) [Кайракбаева и др., 2023].

Рудные тела представлены гидротермально измененными тектонитами при небольшом присутствии типично кварцевых образований (жилы, линзы) составляющих не более 10-15 % их объема. В зонах дробления образовались кварц-серицитовые, реже березитоподобные рудные гидротермально-метасоматические образования [Сердюков, 2011ф]. Руды представлены сильно

выветрелыми, окисленными и обохренными образованиями сухаревидного облика красновато-бурой окраски без видимых сульфидов (Рисунок 2.8а-б, г). Основные нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом и мусковитом двух модификаций. Установлено отсутствие значимых содержаний серебра в рудах, а также определены повышенные концентрации Pb, As, Bi, причем последний коррелирует с Pb, что возможно следует связывать с повышенными содержаниями Bi в галените первичных руд. Золото характеризуется высоким содержанием Ag до 19%, также в нем практически отсутствуют Hg и Cu [Кайракбаева и др., 2023].

В кварце рудных жил участка Сергей-2 гомогенизация двухфазных флюидных включений происходит в интервале температуры от 241 до 190°C. Плавление льда в замороженных включениях происходит в интервале температуры от -5,8 до -2,4°C. Общая концентрация солей варьирует от 7,8 до 3,9 мас.% в NaCl экв [Бирюков, 2018].

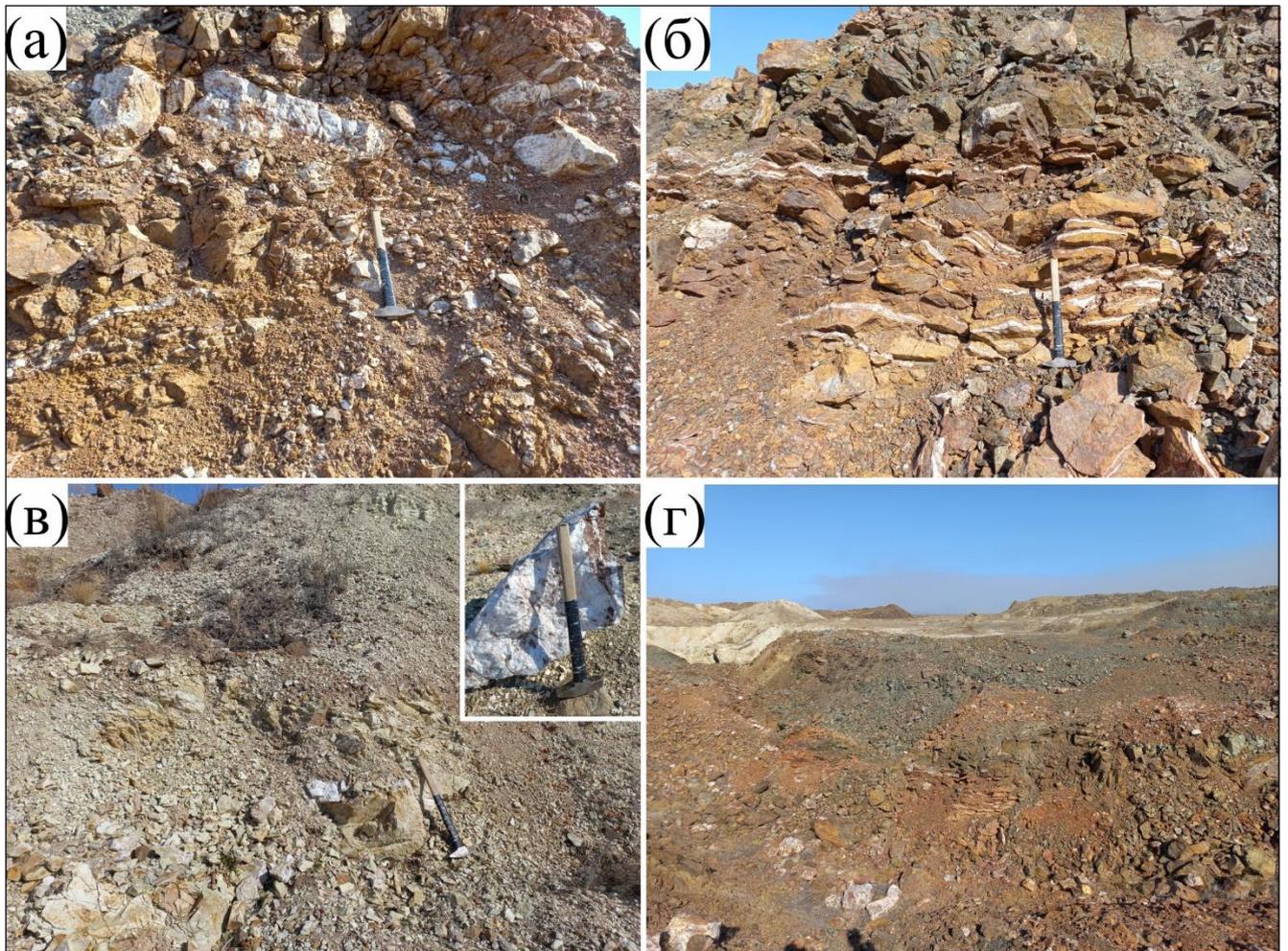


Рисунок 2.8 – Рудовмещающие породы рудопроявления Сергей-1. а, б, г – реликты кварцевых жил и прожилков в выветрилом кварц-карбонатном метасоматите, т.н. kz-40; в – осветленная, прокварцеванная порфирировая порода с вкрапленной сульфидной минерализацией и прожилками кварца, т.н. kz-41.

2.2. Геологическое строение месторождения Южные Ашалы

Геологическое строение кратко охарактеризовано в ряде публикаций [Месторождения ..., 1997; Сердюков, 2009^{1,2}; Waibatsha et.al., 2013^{1,2}; Ваулин, 2016; Калинин и др., 2019_ф; 2021_ф; Греку и др., 2024; 2025;]. Рудовмещающими являются углеродсодержащие терригенно-осадочные породы буконьской (C_2bk) и вулканогенно-осадочные породы даубайской (C_2db) свит (Рисунок 2.9). Породы буконьской свиты (мощностью до 200–300 м) лежат в основании разреза и смяты в узкие линейные складки субширотного простирания (Рисунок 2.10а-б, г). По вещественному составу это алевролиты, песчаники, углеродистые сланцы, которые образуются в условиях мелководного бассейна. Породы буконьской свиты перекрываются вулканитами даубайской свиты, представленными преимущественно базальтами, андезибазальтами и андезитовыми порфиритами, мощность покрова иногда более 300 метров (Рисунок 2.10в). Последние на северо-восточном фланге месторождения перекрываются туфами и туфобрекчиями майтюбинской свиты (C_2mt), мощность которых от десятков до сотен метров. Породы буконьской свиты претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Температура преобразования углеродистого вещества в углеродсодержащих терригенных породах буконьской свиты находится в интервале от 385 до 214 °С, при среднем значении около 300 °С [Греку и др., 2024].

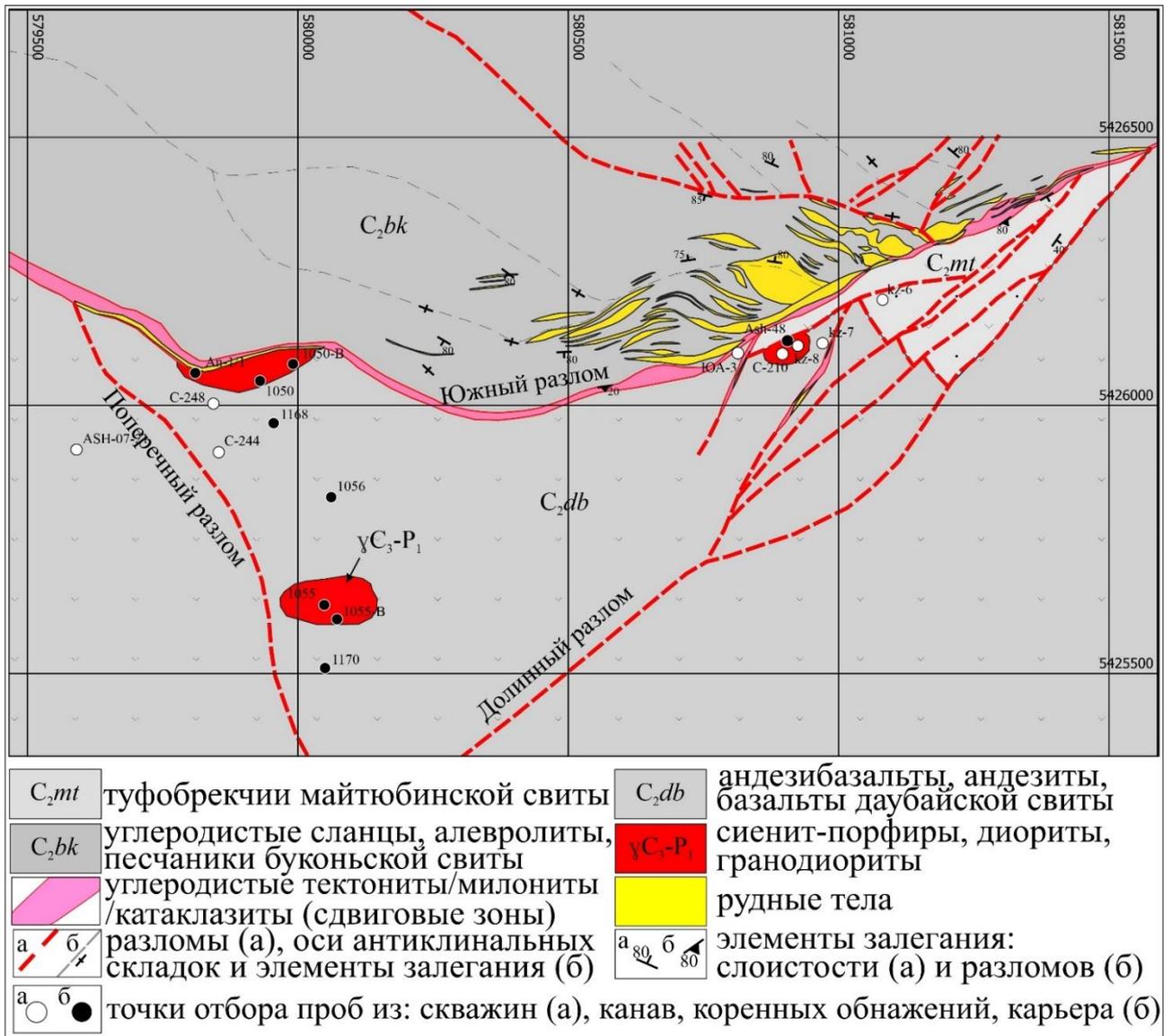


Рисунок 2.9. Геологическая схема месторождения Южные Ашалы (по данным [Месторождения ..., 1997; Калинин и др., 2019ф; 2021ф; Сердюков, 2009¹; Сердюков и др., 2019], с дополнениями авторов). Примечание: система координат – Pulkovo 1942 / Gauss-Kruger zone 14

В пределах Ашалинского рудного поля выявленные предшественниками массивы, дайки и малые тела основного и кислого состава, контролируются главным образом зонами Южного, Поперечного (Даубайского) и Долинного разломов (Рисунок 2.9). Интрузии представлены альбитофирами, диоритовыми порфиритами, сиенит-порфирами гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами, имеющие возраст C_3-P_1 (309,1–298,7 млн лет) [Калинин и др., 2021ф; Греку и др., 2024; Kalinin et.al., 2021], прорывают вмещающие породы буконьской и даубайской свит.

Золоторудная минерализация на месторождении представлена первичными рудами двух типов: золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого. В рудах первого типа установлена тонковкрапленная, гнездово-прожилковая и стратиформная золотосодержащая сульфидная минерализация, реже тонковкрапленное самородное золото в углеродистых алевролитах, песчаниках и кремнистых сланцах. Содержание сульфидов в руде достигает 15 %, в них

локализуется «невидимое» и мелкокрапленное золото, размер его выделений менее 15 мкм. Содержание Au в рудах первого типа варьирует от 0,34 до 13,2 г/т. В рудах второго типа установлена золото-сульфидная минерализация в кварцевых, карбонат-кварцевых жилах и окварцованных брекчиях различных типов пород, с содержанием сульфидов не более 1–3 %. Золото самородное, размером до 0,3 мм в диаметре, с редкими включениями жильных минералов. Содержание Au в рудах варьирует от 1,5 до 28,1 г/т (среднее – 4,4 г/т). Рудные тела контролируются тектоническими зонами, в которых интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические и динамометаморфические преобразования. Преобладают зоны брекчирования и прокварцевания, а также серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация и сульфидизация.

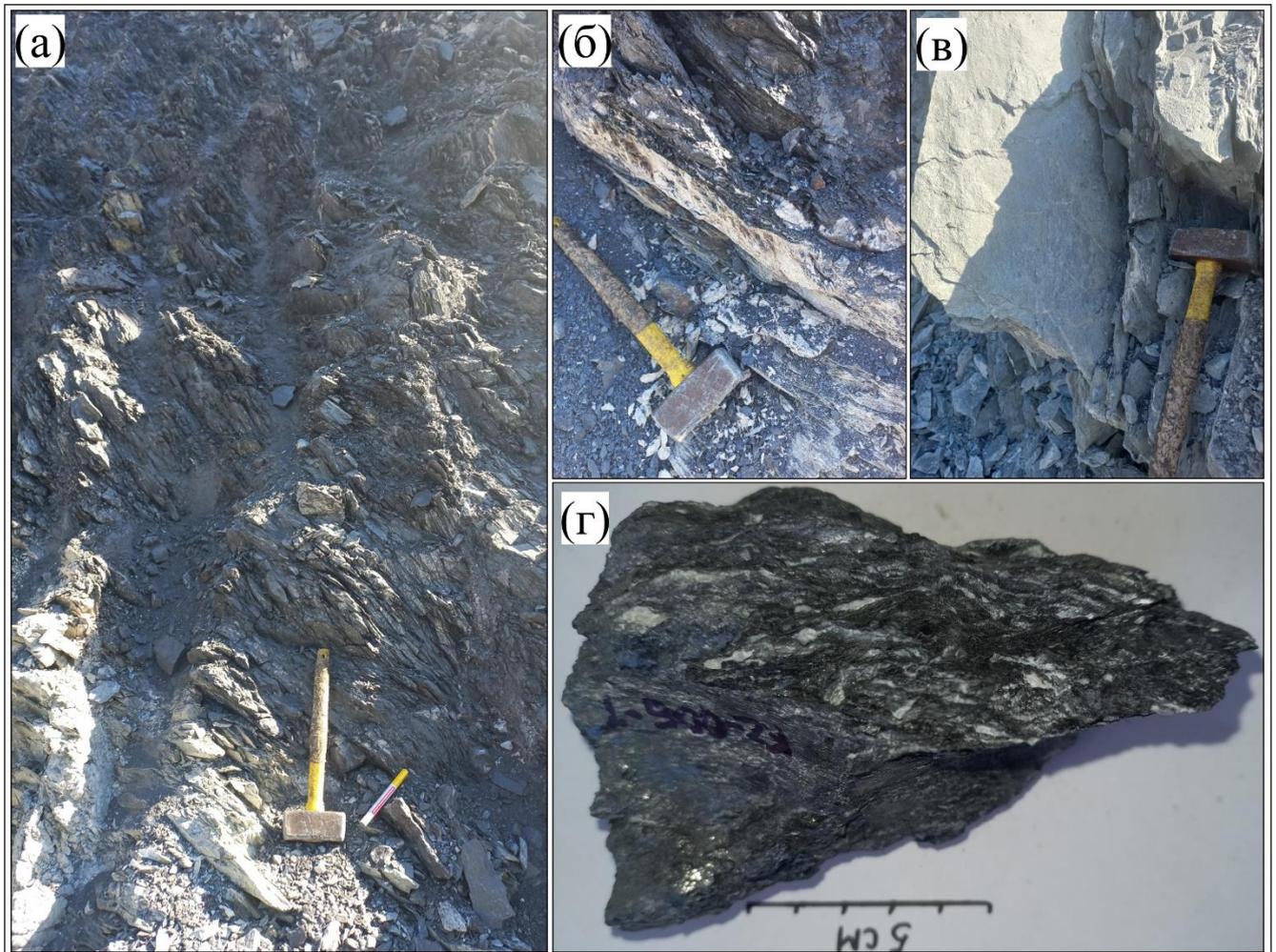


Рисунок 2.10. Вмещающие породы месторождения Южные Ашалы. а, б, г – рассланцеванные, прокварцеванные углеродистые сланцы (C_2bk) с вкрапленностью пирита и арсенипирита, восточный борт дна карьера: а – т.н. kz-8; б – т.н. kz-8-1; г – обр. kz-6-1; в – вулканогенные породы (C_2db) с тонкими прожилками кварца, коренное выход, т.н. kz-5;

В пределах месторождения установлено два морфологических типа руд. Первый (золото-сульфидный) тип в виде минерализованных зон приурочен к углеродсодержащим терригенным

породам буконьской свиты, смятым в узкие линейные складки субширотного простирания. Зоны простираются в западном, северо-западном направлениях (от 10 до 600 м) и приурочены к областям смятия вдоль Южного разлома. Рудные зоны кулисообразного залегания линзообразной формы, мощностью от 5 до 15 м оконтуриваются по данным опробования и прослеживаются на глубину более 300 м. Второй (золото-сульфидно-кварцевый) тип представляет собой жилы, которые прорывают вмещающие породы. Они, как правило, простираются в западном, запад-северо-западном направлениях и приурочены к сложным узлам пересечения разноориентированных разломных структур. Жилы прослеживаются до 300 м на глубину, их мощность не постоянна и варьирует от 0,3 до 1,5–2 м. Нередко отмечается пространственное совмещение двух морфологических типов руд, где жилы прорывают зоны минерализации с образованием гидротермальных брекчий.

Соседние месторождения и рудопроявления кварцево-жильного типа, такие как Белая Горка, Аскар, Тенинское, Президент, Сулу, Яковлевское, Родниковое (ранее считавшиеся отдельными жилами месторождения Даубай) имеют схожую между собой геологическую характеристику. Месторождения локализуются в покрове даубайских андезитовых порфиритов, при этом золотое оруденение контролируется Даубайским разломом широтного простирания. Жилы значительной протяженности (до 1 км и более) и мощности (0,5-1,0 м), преобладающего меридионального, редко субширотного простирания, размещенные в зонах смятия и дробления. Содержание золота в жилах на период отработки составляло 12-15 г/т при кустовом характере распределения оруденения. В составе руд предшественниками отмечались пирит, арсенопирит, золото, реже халькопирит, шеелит и стибнит, при содержании сульфидов 1-3 %. Отработаны только верхние горизонты большей части месторождений [Месторождения ..., 1997; Ваулин, 2016].

2.3. Геологическое строение месторождения Васильевское

Описание месторождения приводится главным образом по материалам [Наливаев, 1977; 1980; Наливаев, Ахметов, 1974; Павлова, 1981; Наливаев, Павлова, 1986; Месторождения ..., 1997; Новожилов, Гаврилов, 1999;].

Месторождение локализуется в висячем крыле Восточно-Боконского надвига, по которому рудовмещающие песчано-сланцевые толщи буконьской свиты (C_2bk) среднекаменноугольного возраста надвинуты на более молодые образования даубайской свиты (C_2db), представленные наземными эффузивами базальт-андезитового состава. В виде узкой полосы, шириной около 100 м, месторождение вытянуто на 4 км в северо-западном ($290-300^\circ$) направлении вдоль Восточно-Боконского разлома. С северо-запада оно ограничено Сарыжальским субширотным разломом, а с юго-востока – Жанаминским разломом северо-восточного простирания (Рисунок 2.11).

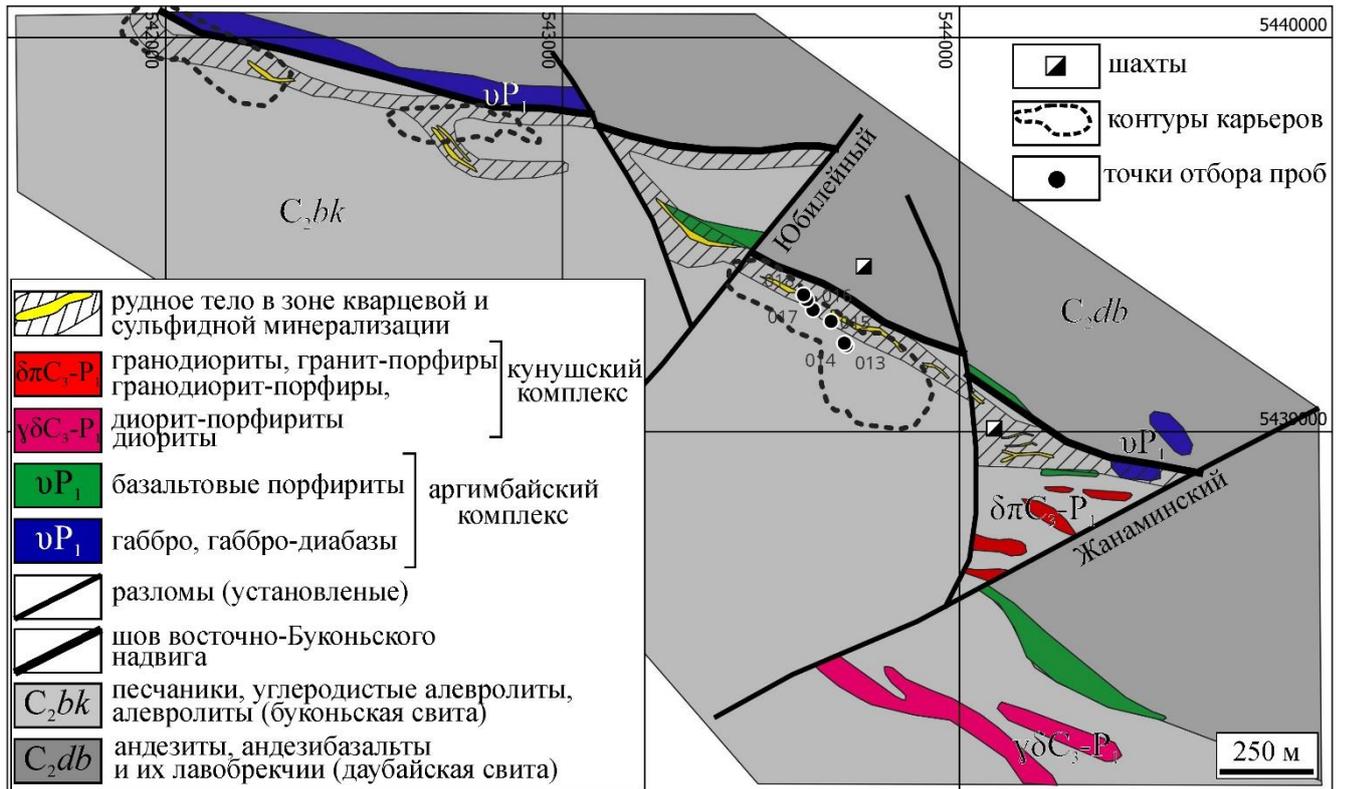


Рисунок 2.11. Геологическая схема месторождения Васильевского по данным [Наливаев, 1977; Наливаев, Павлова, 1986] с изменениями. Система координат: Pulkovo 1942/ Gauss-Kruger zone 14.

Рудовмещающая буконьская свита представлена переслаиванием песчаников и алевролитов со значительным содержанием углеродистого вещества (Рисунок 2.10а-б, г). На месторождении эта толща имеет моноклиналиное залегание с падением на юго-запад под углом 60° , совпадающим с направлением падения плоскости надвига, по которому эта толща надвинута на эффузивы даубайской свиты. Характерна пестрота литологического состава буконьской свиты, в которой выделяются пять пачек (снизу-вверх): сланцеватая, песчаниковая, песчанико-алевролитовая, серых мелкозернистых песчаников и темно-серых углистых алевролитов. Сланцеватая пачка, мощностью 40-120 м, сложенная преимущественно углеродисто-глинистыми и углеродисто-карбонатно-глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых углистых песчаников мощностью от 1-2 до 5 м. В ее пределах Н.А. Фогельман выделяет мелкие силлоподобные тела взрывных брекчий. Песчаниковая пачка, мощностью 120-160 м, представленная мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями и линзами углистых сланцев мощностью от нескольких см до 2-8 м. В основании пачки песчаники содержат углеродистое вещество. Песчано-алевролитовая пачка, мощностью 40-60 м, сложенная преимущественно серовато-черными массивными углистыми алевролитами с прослоями серых мелко- и тонкозернистых полимиктовых песчаников мощностью 2-8 м. Пачка серых мелкозернистых песчаников слоистой текстуры мощностью 50-80 м с тонкими прослоями

углистых алевролитов мощностью от нескольких см до 2-10 м. Пачка темно-серых углистых алевролитов мощностью 70-80 м с редкими прослоями серых тонкозернистых песчаников мощностью от 1 до 7-10 м [Наливаев, 1977; Наливаев Павлова, 1986].

В составе даубайской свиты преобладающе развиты андезиты, андезито-базальты и их лавобрекчии при незначительном содержании пирокластических производных. Преобладают авгитовые порфириты андезито-базальтового ряда, значительно реже встречаются амфиболовые разности. Химический состав андезитовой формации, по Кагарманову А.Х. и Хисамутдинову М.Г., характеризуется повышенной щелочностью (с преобладанием натрия над калием) и варьирует от андезито-базальтов до дацитов. Мощность сохранившейся от размыва части порфиритового покрова достигает 300-500 м. Субвулканические тела, представленные андезитовыми и диоритовыми порфиритами, иногда вмещают золотоносные кварцевые жилы [Наливаев, Павлова, 1986].

Среди магматических образований на месторождении отмечаются близко-синхронные диорит-гранодиоритовые гипабиссальные породы: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры (в том числе спессартит), а также полнокристаллические диориты и гранодиориты, относимые исследователями к кунушскому комплексу; и малые интрузии габбро-диабазового состава, относимые к аргимбайскому комплексу (Наливаев, Павлова, 1986).

Основной структурой Боко-Васильевского рудного поля является осложненное надвигом крыло Сарыжал-Даубаубайского прогиба, для которого характерно развитие брахиформной складчатости, на фоне которой нередко проявляется более напряженная складчатость второго по отношению к ней порядка с углами падения крыльев $50-70^\circ$. В размещении золотого оруденения ведущее значение имеют дизъюнктивные нарушения. На месторождении главной рудоконтролирующей структурой является зона Восточно-Боконского надвига сложного строения. Она представлена интенсивно дислоцированными породами с широким развитием трещиноватости, плейчатости, рассланцевания, будинажа. В пределах зоны дислокации проявлен локальный динамометаморфизм терригенных пород и лиственитизация дайковых образований основного состава (Рисунок 2.12в, д-е). Эффузивы даубайской свиты интенсивно пропицитизированы [Новожилов, Гаврилов, 1999].

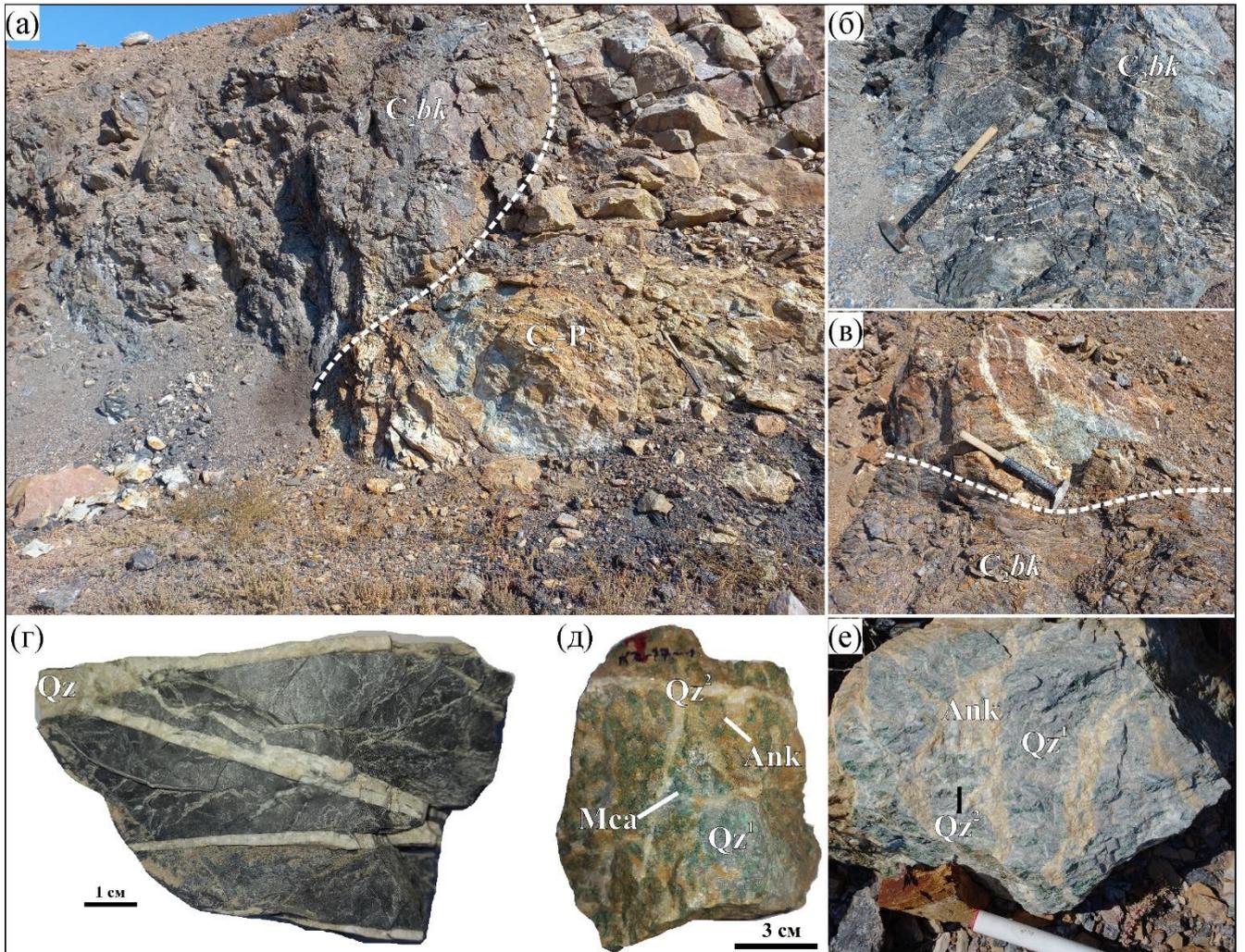


Рисунок 2.12. Вмещающие породы месторождения Васильевского. а – контакт углеродистых алевролитов (C_2bk) с лиственизированными породами, т.н. kz-15; б – аргиллиты буконьской свиты с секущими кварцевыми прожилками, т.н. kz-18; в – контакт аргиллитов с лиственизированными породами, в которых установлены кварцевые прожилки, (вид сверху) т.н. kz-15; г – аргиллит с разноориентированными кварцевыми прожилками, обр. kz-18; д, е – лиственизированная порода с прожилками кварца и анкерита: д – обр. kz-17-1; е – обр. kz-15-1. Примечание: образцы отобраны с северо-восточного борта старого карьера.

К дислоцированным породам зоны надвига приурочены все рудные тела месторождения. Их позиция определяется узлами пересечения разноориентированных трещин при ведущей роли субширотных, которые часто являются рудовмещающими. Рудные тела прослежены цепочкой в северо-западном направлении вдоль надвига и представляют собой зоны прожилково-вкрапленной минерализации, по отношению к которой жильный кварц является более поздним. Основная особенность всех рудных тел месторождения – крайне неравномерное распределение в них полезного компонента. Система более поздних субмеридиональных нарушений и повторные пострудные подвижки в плоскости Боконского надвига осложняют внутреннее строение рудной зоны и морфологию отдельных рудных тел.

Рудные тела месторождения представлены золотоносными кварцевыми жилами с многочисленными реликтовыми включениями вмещающих пород и зонами прожилково-

вкрапленной минерализации, представленными углеродистыми алевролитами и динамосланцами с очень неравномерной и тонкой вкрапленностью сульфидов (в основном пирита и арсенопирита) и многочисленными прожилками и будинами слабо золотосного жильного кварца. Одно из крупнейших рудных тел (р.т. № 2) месторождения имеет субширотное простирание и прослеживается на поверхности в виде серии разобщенных кварцевых жил на протяжении около 200 м, переходящие на глубине в единую мощную (до 20-25 м) линзовидную залежь, сложенную в осевой части массивным средне-крупнозернистым кварцем, в разной степени загрязненным включениями неравномерно сульфидизированных вмещающих пород [Новожилов, Гаврилов, 1999]. По данным А.Ф. Коробейникова с соавторами [Коробейников и др., 1995] в рудах и минерализованных породах впервые были отмечены повышенные (до 1,83 г/т) концентрации платиноидов. Позднее, в работах Л.Г. Марченко [Марченко, 2011¹], было проведено детальное минералогическое исследование минералов платины и золота.

Соседние месторождения и рудопроявления, такие как Южное, Боко, Колорадо, Койтас, Женишке, Игрек, Жалпак-Тобе, Токум и многие другие характеризуются схожими геологическими характеристиками с месторождением Васильевское. Детальное описание этих объектов приведено в многочисленных работах [Геологическая..., 1965_ф; 1980_ф; Окунев и др., 1969_ф; Баранов, 1985_ф; Месторождения ..., 1997; Ваулин, 2016; Усольцев, 2020 и многие другие].

2.4. Основные выводы

Проведенные полевые исследования на месторождениях и рудопроявлениях АБАЗР, таких как Акжал, Сергей-І, Акшкола, Васильевское, Южное, Женишке, Койтас, Аскар, Южные Ашалы, Каражал, Балажал, и детальное изучение и анализ фондовой и опубликованной литературы позволяют говорить о схожих металлогенических, геологических особенностях, рудоконтролирующих факторах, рудовмещающих толщах, типах оруденения и других характеристик этих золоторудных объектов и рудных полей в целом. Вышеописанные объекты в различной степени изучались автором, однако, в дальнейшем будут приведены данные по «опорным» объектам (представляющим наибольший промышленный и экономический интерес) золоторудного района – месторождения Акжал и Южные Ашалы.

ГЛАВА 3. СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

В рамках работы детально рассматриваются минералого-геохимические и структурно-текстурные особенности «опорных» месторождения АБАЗР, таких как Акжал и Южные Ашалы, а также в качестве ознакомления для общего представления рудной геологии района другие месторождения и рудопроявления (Васильевское, Южное, Женишке, Акшкола, Каражал и другие).

3.1. Месторождение Акжал

Исследование минералого-геохимических и структурно-текстурных особенностей руд месторождения Акжал проводилось в работах [Окунев и др., 1969ф; Нарсеев, 1973; Мысник и др., 1980; Левин, Арустамов, 1984; Некипелова и др., 2017; Бирюков, 2018; Мизерная и др., 2019; Жукенов, 2019; Акылбаева и др., 2021].

Распределение сульфидных минералов в структурно-морфологических типах руд крайне неравномерное, как по простиранию рудных зон, так и по их падению (Калинин и др., 2017ф). Содержание сульфидов в минерализованных зонах не более 15 %, тогда как в сульфидно-кварцевых жилах составляют не более 1-3% от общего объема руды. В распределении минеральных парагенезисов и отдельных минералов устанавливается горизонтальная зональность относительно Акжалского массива, которая отражает зональность вертикальную: внутренняя, прилегающая к массиву зона представлена кварц-арсенопиритовой ассоциацией, далее к периферии расположена карбонат-кварц-полиметаллическая (сфалерит-халькопирит) ассоциация, затем – кварц-карбонат-галенитовая и внешняя – карбонатная с пиритом. Наиболее продуктивны вторая и третья зоны [Нарсеев, 1973; Мысник и др., 1980; Левин, Арустамов, 1984].

Текстуры руд на месторождении Акжал имеют широкое разнообразие (Рисунок 3.1), наиболее распространены вкрапленные и прожилковые, в меньшей степени массивные, прожилково-вкрапленные и еще реже брекчиевые и гнездовые. Вышеописанные текстуры характерны на всех участках месторождения. В пределах одного образца, зачастую, наблюдается комбинация текстур. На Центральном участке установлено разнообразие текстур на различных глубинах, в рудах, приуроченных к жилам и прожилкам карбонат-кварцевого состава: так в приповерхностной части характерны массивные, брекчиевые, прожилковые и вкрапленные, тогда как на глубине наибольшее распространение имеют прожилково-вкрапленные, вкрапленные и прожилковые текстуры руд.

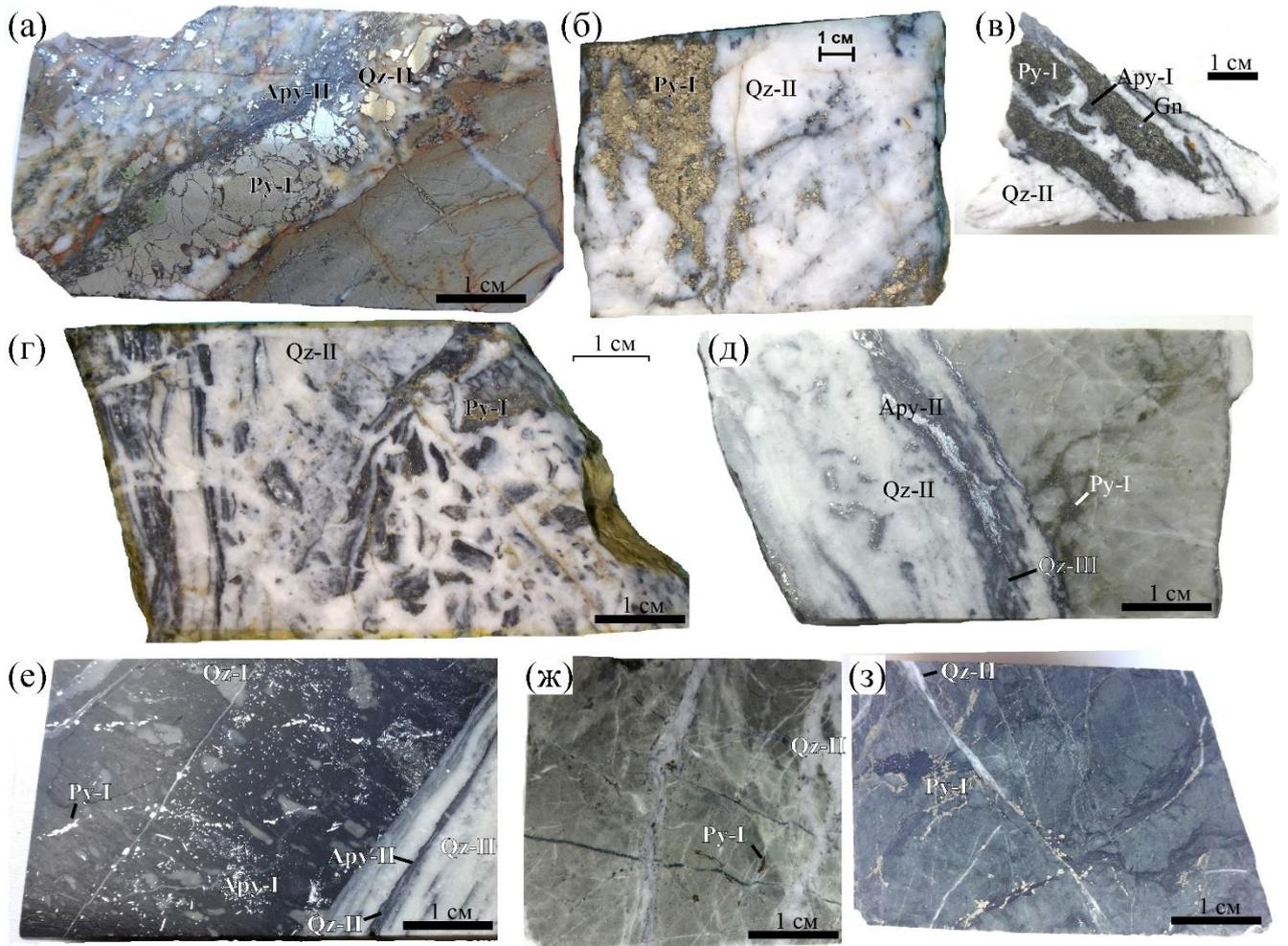


Рисунок 3.1. Текстуры руд месторождения Акчал. а – массивная и вкрапленная, кварц-пиритовая жила в серицитизированном кремнистом алевропелите с редкими кристаллами арсенопирита, обр. Ак-598/19,4; б, в – массивная и прожилковая: б – пирит-кварцевая жила, обр. ВС-7; в – кварцевая жила с арсенопирит-пиритовой прожилковой и наложенной полисульфидной (цементационной) минерализацией, обр. Ак-615/133,4; г – брекчиевидная, брекчированный сульфидизированный углеродистый сланец, сцементированный молочным кварцем, обр. С-390/176,2; д – прожилковая, окремненный алевролит с кварц-карбонатными и кварц-сульфидными прожилками, обр. Ак-605/180; е – прожилково-вкрапленная, окварцеванный сульфидизированный углеродисто-кремнистый алевропелит с кварц-карбонатными прожилками и жилами белого кварца с сульфидами, обр. 605/269; ж – вкрапленная, сульфидизированная кремнистая порода с вкрапленной сульфидной и прожилковой вкрапленной минерализацией, обр. Ак-618/137; з – прожилково-вкрапленная, брекчированный прокварцеванный углеродисто-кремнистый сланец с ветвистой и гнездовой сульфидной минерализацией, обр. Ак-599/151,2.

Вкрапленная, гнездовая, реже прожилковая и прожилково-вкрапленная текстуры руд характерны для минерализованных зон, которые локализуются во вмещающих углеродисто-терригенных толщах аркалыкской свиты (Рисунок 3.1д-з). Массивная, брекчиевая, гнездовая, гнездово-вкрапленная, прожилковая, прожилково-вкрапленная, вкрапленная текстуры характерны для сульфидно-кварцевых жил, которые прорывают Акжалский массив и породы аркалыкской свиты (Рисунок 3.1а-г).

Рудная минерализация. Сульфиды и сульфосоли.

Пирит является самым распространенным сульфидным минералом на месторождении, всего установлено две генерации, отличающиеся по морфологии, структурно-текстурным особенностям, геохимии и минеральным ассоциациям. В верхней части разреза преобладают текстуры массивного облика, в то время как на глубину они сменяются прожилково-вкрапленными и вкрапленными.

Пирит-I (FeS_2) золото-сульфидного этапа в виде вкрапленных кристаллов кубического, кубоктаэдрического, октаэдрического и пентагондодекаэдрического габитуса, размером до 0,5 см в диаметре приуроченных к углеродсодержащим терригенно-карбонатным породам, редко агрегаты зернистого и массивного облика, которые характерны для верхних горизонтов месторождения, из кварцевых жил. Иногда кристаллы кавернозного строения поры которого заполняются более поздними минералами золото-сульфидно-кварцевой ассоциации (Рисунок 3.2ж). Минерал отмечается в сростании с арсенопиритом, пирротинном, марказитом, а также в нем отмечаются мелкие включения золота и халькопирита (Рисунок 3.3). В некоторых случаях вокруг вкрапленных кристаллов пирита, из углеродистой терригенной породы, отмечаются тени давления кварца (Рисунок 3.2и). Во вкрапленных зернах минерала установлена следующая зональность (Рисунок 3.3): центральная часть пористого строения – обеднена As и обогащена Cu, Au, Ag, Co, Ni (за счет микровключений самородного золота, халькопирита и других минералов), а краевая часть более однородного строения – обогащена As, впоследствии зерна пирита обрастают арсенопиритом. По химическому составу пирит из ядерной части имеет средние значения (в мас.%): Fe – 46,01; S – 52,56, с редкими примесями Co – до 0,38 и Ni – до 0,71 (Таблица 3.1). Пирит из краевой части имеет средние значения (в мас.%): Fe – 45,17; S – 50,85, с постоянными As – 2,37 и редкими Co – до 0,49 и Ni – 0,56 примесями (Таблица 3.1).

Пирит-II ранней стадии золото-сульфидно-кварцевого этапа в виде вкрапленных мелких кристаллов кубического, октаэдрического, пентагондодекаэдрического габитуса и их комбинаций, размер зерен редко превышает 0,2 мм в диаметре. Минерал отмечается в ассоциации с арсенопиритом-II, а также халькопиритом, галенитом, сфалеритом, сульфосолями и другими минералами. Зачастую мелкозернистые кристаллы совместно с арсенопиритом-I обрастают значительно более крупнозернистые агрегаты пирита-I и арсенопирита-I (Рисунок 3.2ж, и).

Марказит, в пределах месторождения, имеет слабое распространение и отмечается на ранних стадиях рудообразования. Наблюдаются агрегаты пластинчатой, чешуйчатой и неправильной форм выделения, размер которых иногда достигает 1,5 мм вдоль удлинения

(Рисунок 3.26). Зачастую минерал обрастает дипирамидальным арсенопиритом и субгедральным⁹ пиритом.

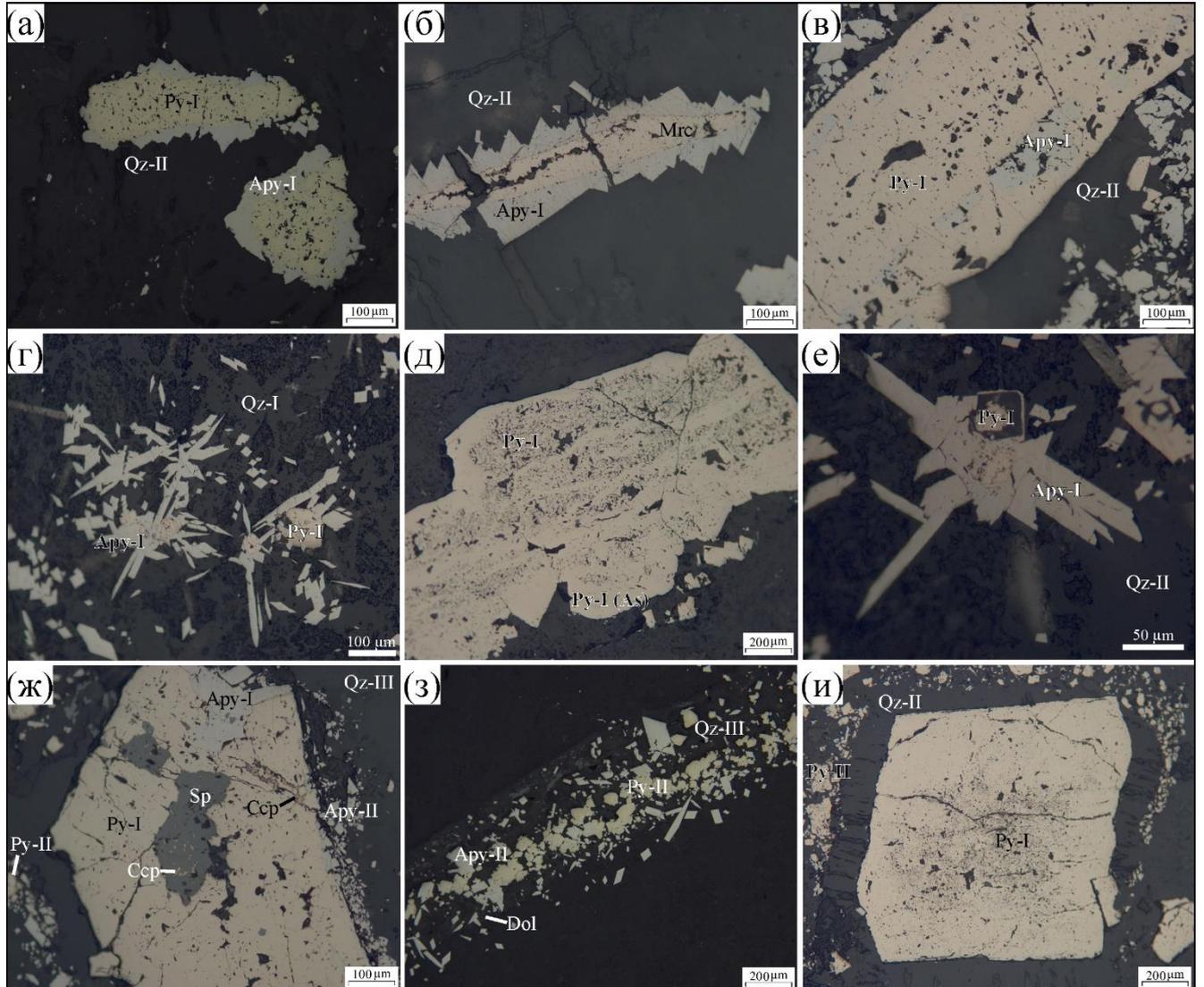


Рисунок 3.2. Пирит в рудах месторождения Акжал. а – субгедральный пирит обрастает арсенопиритом в гидротермальной брекчии, состоящей из обломков алевролита и кварцевого цемента, обр. Ак-598/87,5; б – пластинчатый марказит обрастает арсенопиритом в прокварцеванном и сульфидизированном алевролите, обр. Ак-617/87; в – срастание пирита и арсенопирита из кварцевой жилы, обр. Ак-615/170; г – звездчатый агрегат арсенопирита и кристаллы пирита в углеродистом алевролите, обр. Ак-605/270; д – кавернозный пирит обрастает As-пиритом из кварцевого прожилка секущего измененную порфировую породу, обр. Ак-617/69; е – зерно пирита слагает ядро звездчатого агрегата арсенопирита в углеродистом алевролите, обр. Ак-605/270; ж – крупные кристаллы пирита-I и арсенопирита-I обрастает мелкими кристаллами пирита-II и арсенопирита-II из кварцевой жилы, обр. Ак-615/93; з – пирит-арсенопирит-кварц-карбонатный прожилок в метасоматически измененной осадочной породе, обр. Ак-600/365,2; и – зональный пирита-I с кварцевыми тенями давления вокруг кристалла и мелкой вкрапленностью пирита-II в измененном алевролите, обр. Ак-599/179,2.

⁹ Субгедральный – синоним гипидиоморфный. Детальнее см. Словарь терминов.

Арсенопирит ($\text{Fe}_{0,98}\text{As}_{0,91}\text{S}_{1,11}$) является вторым по распространенности сульфидным минералом в пределах месторождения. Для него характерно широкое разнообразие морфологических форм выделения и размерности зерен.

Таблица. 3.1. Химический состав пирита месторождения Акжал, SEM/EDX, мас. %.

Генерация	№ образца	Fe	Co	Ni	As	S	Сумма	Формула
Py-I-As	Ак-605/270	44,05	—	—	4,21	49,08	97,34	$\text{Fe}_{0,99}(\text{As}_{0,07}\text{S}_{1,93})_2$
Py-I-As	Ак-605/270	44,60	—	—	3,84	49,76	98,20	$\text{Fe}(\text{As}_{0,06}\text{S}_{1,94})_2$
Py-I-As	Ак-605/270	44,36	—	—	5,28	48,73	98,37	$\text{Fe}(\text{As}_{0,09}\text{S}_{1,91})_2$
Py-I-As	Ак-605/270	44,48	—	0,56	1,69	51,13	97,86	$(\text{Fe}_{0,98}\text{Ni}_{0,01})_{0,99}(\text{As}_{0,03}\text{S}_{1,97})_2$
Py-I-As	Ак-605/270	44,22	0,30	0,32	4,97	50,05	99,86	$(\text{Fe}_{0,97}\text{Co}_{0,01}\text{Ni}_{0,01})_{0,99}(\text{As}_{0,08}\text{S}_{1,92})_2$
Py-I-As	Ак-605/270	44,93	—	—	4,17	49,62	98,72	$\text{Fe}(\text{As}_{0,07}\text{S}_{1,93})_2$
Py-I-As	Ак-605/270	44,65	—	—	4,52	48,72	97,89	$\text{Fe}_{1,01}(\text{As}_{0,08}\text{S}_{1,92})_2$
Py-I-As	Ак-1	44,10	0,46	0,38	2,29	51,86	99,09	$(\text{Fe}_{0,96}\text{Co}_{0,01}\text{Ni}_{0,01})_{0,98}(\text{As}_{0,04}\text{S}_{1,96})_2$
Py-I-As	Ак-599/286,5	44,79	0,20	0,15	2,21	50,25	97,60	$\text{Fe}(\text{As}_{0,04}\text{S}_{1,96})_2$
Py-I-As	Ак-599/286,5	44,52	—	—	2,63	50,18	97,33	$\text{Fe}(\text{As}_{0,04}\text{S}_{1,96})_2$
Py-I-As	Ак-599/286,5	45,16	—	—	1,52	50,44	97,12	$\text{Fe}_{1,01}(\text{As}_{0,03}\text{S}_{1,97})_2$
Py-I-As	Ак-598/50	47,01	—	—	0,49	52,87	100,37	$\text{Fe}_{1,02}(\text{As}_{0,01}\text{S}_{1,99})_2$
Py-I-As	Ак-598/50	45,90	—	—	1,22	51,16	98,28	$\text{Fe}_{1,02}(\text{As}_{0,02}\text{S}_{1,98})_2$
Py-I-As	Ак-598/50	46,39	0,22	—	1,31	51,93	99,85	$\text{Fe}_{1,01}(\text{As}_{0,02}\text{S}_{1,98})_2$
Py-I-As	Ак-598/50	46,50	0,25	—	0,94	52,20	99,89	$(\text{Fe}_{1,02}\text{Co}_{0,01})_{1,03}(\text{As}_{0,02}\text{S}_{1,98})_2$
Py-I-As	Ак-598/50	46,33	—	—	0,50	52,90	99,73	$\text{Fe}_1(\text{As}_{0,01}\text{S}_{1,99})_2$
Py-I-As	Ак-605/270	44,95	—	—	0,43	51,87	97,25	$\text{Fe}_{0,99}(\text{As}_{0,01}\text{S}_{1,99})_2$
Py-I-As	Ак-598/50	46,20	0,49	—	0,49	52,65	99,83	$(\text{Fe}_1\text{Co}_{0,01})_{1,01}(\text{As}_{0,01}\text{S}_{1,99})_2$
Py-I-As (n = 18)	Min	44,05	—	—	0,43	48,72	97,12	$\text{Fe}(\text{As}_{0,04}\text{S}_{1,96})_2$
	Max	47,01	0,49	0,56	5,28	52,90	100,37	
	Среднее	45,17			2,37	50,85	98,58	
Py-I	Ак-605/270	44,72	0,22	0,71	—	52,31	97,96	$(\text{Fe}_{0,98}\text{Ni}_{0,02})\text{S}_2$
Py-I	Ак-605/270	45,71	—	—	—	52,08	97,79	FeS_2
Py-I	Ак-605/270	46,07	—	—	—	52,68	98,75	FeS_2
Py-I	Ак-599/286,5	45,31	0,29	—	—	51,99	97,59	FeS_2
Py-I	Ак-598/50	46,70	0,38	0,16	—	52,78	100,02	FeS_2
Py-I	Ак-598/50	46,55	—	—	—	52,62	99,17	FeS_2
Py-I	Ак-598/50	46,95	—	—	—	53,48	100,43	FeS_2
Py-I	Ак-598/50	45,89	—	—	—	52,58	98,47	FeS_2
Py-I	Ак-599/286,5	46,17	—	—	—	52,60	98,77	FeS_2
Py-I (n = 9)	Min	44,72	—	—	—	51,99	97,59	FeS_2
	Max	46,95	0,38	0,71	—	53,48	100,43	
	Среднее	46,01				52,56	98,77	

Примечание: Py-I – эвгдральный¹⁰ пирит-I; Py-I-As – мышьяковистый эвгдральный пирит-I; Min – минимум; Max – максимум; n – количество анализов. Формулы рассчитаны на 2 ат. в позиции аниона. “—” содержания ниже предела обнаружения.

Средний химический состав арсенопирита из руд месторождения различных генераций составляет: Fe – 34,46; As – 42,86; S – 22,26 мас.%, при этом коэффициент корреляции и

¹⁰ Эвгдральный – синоним идиоморфный. Детальнее см. Словарь терминов.

соотношение S/As составляет -0,95 и 0,5 соответственно (Таблица 3.2). Арсенопирит попадает в область высоко золотосного арсенопирита, характерного для месторождений Большевик, Суздаль и Жерек [Ковалев и др., 2011]. Относительно стандартного химического состава минерала, обогащен серой и обеднен мышьяком (Рисунок 3.4, Таблица 3.2), тогда как содержания железа соответствует стандарту.

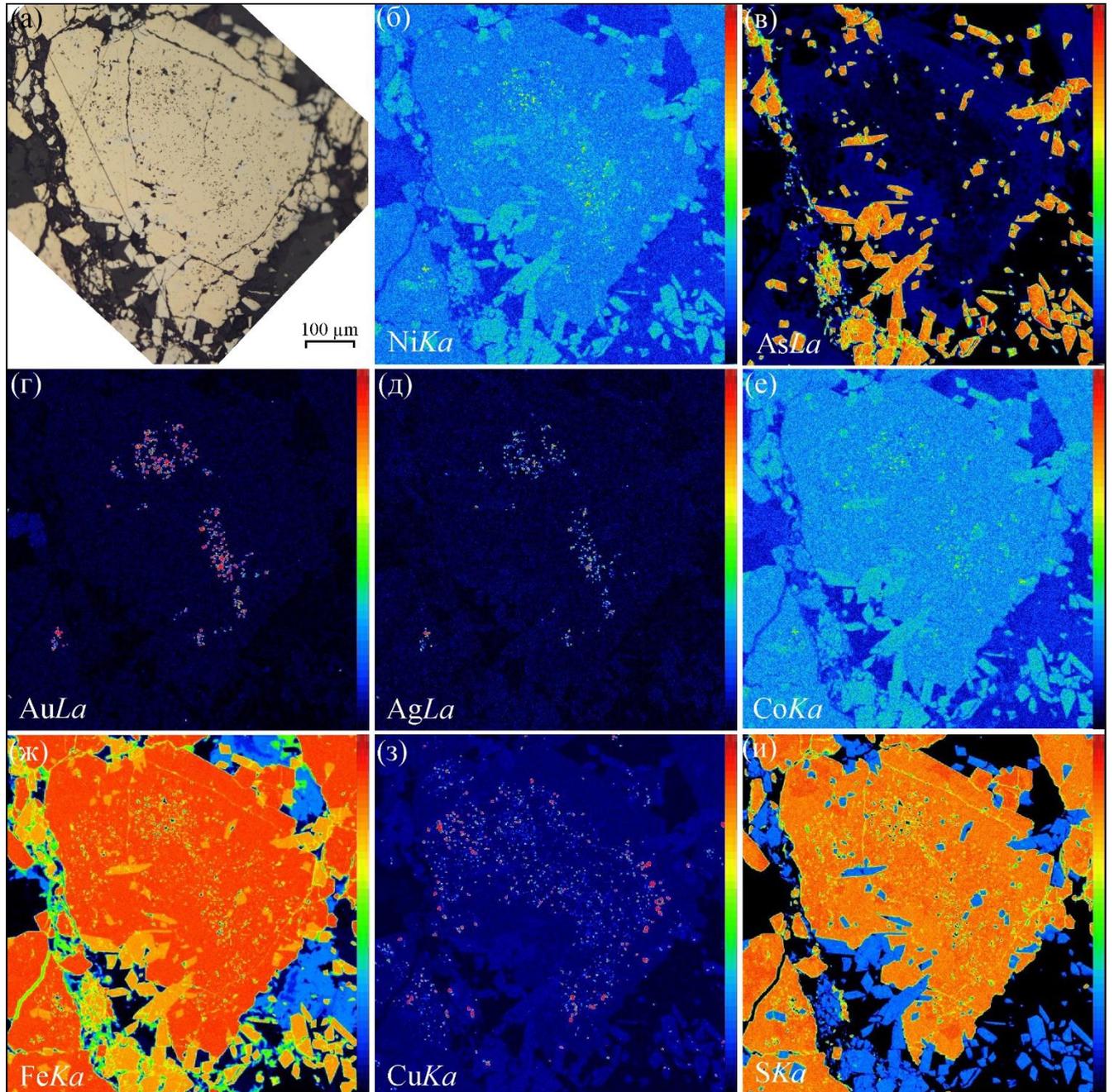


Рисунок 3.3. Картирование пирита и арсенопирита на микроанализаторе JXA-8230 (обр. Ак-599/196,3). а – фотография в поляризационном микроскопе, PPL; б-и – распределение главных элементов и элементов-примесей в пирите и арсенопирите в характеристическом излучении NiKa, AsLa, AuLa, AgLa, CoKa, FeKa, SKa, CuKa; Шкала интенсивности расположена справа от карт: красный цвет – наибольшая интенсивность.

Арсенопирит-I поздней стадии золото-сульфидного этапа в виде тонкозернистых, игольчатых, призматических и дипирамидальных кристаллов в углеродсодержащих терригенных породах и в сульфидно-кварцевых жилах. Зачастую минерал обрастает зернистые агрегаты и кристаллы пирита (Рисунок 3.2а), реже пластинки марказита (Рисунок 3.2б), а также он образует сростки кристаллов с пиритом, арсенопиритом и нередко звездчатые агрегаты (Рисунок 3.2г, е). Размер зерен варьирует от первых десятков мкм в углеродистых сланцах до 5 мм и более в сульфидно-кварцевых жилах. В арсенопирите отмечаются редкие включения и тонкие прожилки золота (Рисунок 3.8г). Количество минерала в породе обычно не превышает 1-3 %, в наиболее богатых рудных телах достигает 10 %. Содержание золота, определенное атомно-абсорбционным методом в мономинеральных фракциях, варьирует от 6,7 до 99 г/т ($n = 3$), а серебра на уровне 14-18 г/т. Картирование звездчатого агрегата арсенопирита показало, что центральная часть, сложенная пиритом ксеноморфного облика фрагментарно обогащена Cu, Co, Ni (вероятно, микровключения), других особенностей не установлено (Рисунок 3.5). Максимальные содержания Au и Ag по данным ЛА-ИСП-МС составляют 220,2 и 2,5 г/т соответственно (Приложение 1).

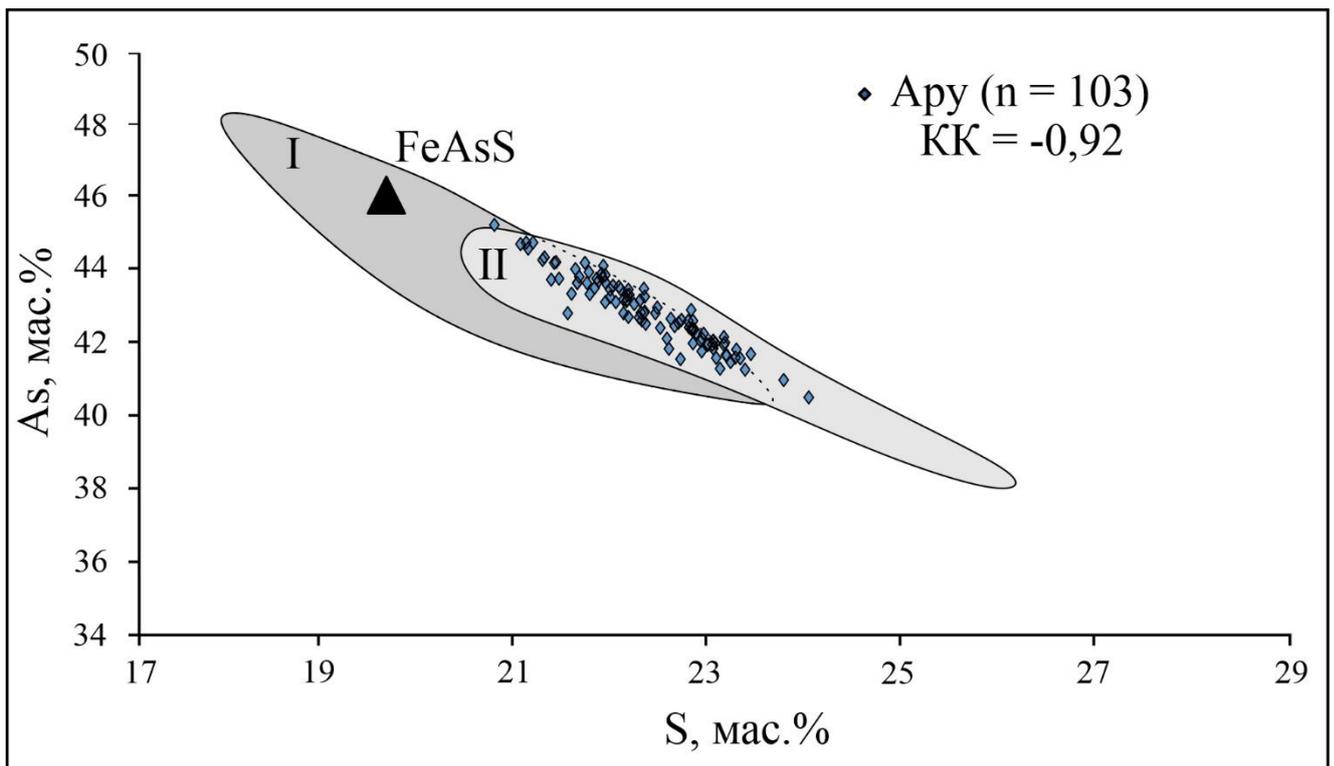


Рисунок 3.4. Диаграмма As-S, иллюстрирующая составы арсенопирита месторождения Акжал относительно стандартного химического состава (FeAsS) и областей состава игольчатого (II, серого цвета) и таблитчатого (I, темно-серого цвета) арсенопирита месторождений Большевик, Суздаль и Жерек [Ковалев и др., 2011], $n = 103$. Треугольником показан стандартный химический состав арсенопирита. Анализ произведен на РСМА, n – количество анализов; КК – коэффициент корреляции.

Арсенопирит-II ранней стадии золото-сульфидно-кварцевого этапа в виде мелких дипирамидальных, игольчатых, короткопризматических кристаллов, размером до 0,1 мм вдоль удлинения. Зачастую минерал приурочен к прожилкам кварц-карбонат-полисульфидного состава (Рисунок 3.2з), а также он обрастает более ранние генерации пирита и арсенопирита (Рисунок 3.2ж). Количество арсенопирита-II в породе обычно менее 1%. Предполагается, что минерал образовался в результате перекристаллизации и/или деформации арсенопирита-I.

Таблица 3.2. Химический состав арсенопирита, РСМА, мас. %.

Генерация	№ образца	Fe	Co	Ni	Sb	As	S	Сумма	Формула
Ару-I	598/20	34,51	0,01	–	0,02	43,68	21,40	99,63	$Fe_{0,99}As_{0,94}S_{1,07}$
Ару-I	598/20	33,57	0,61	0,29	0,01	43,3	21,61	99,40	$(Fe_{0,97}Co_{0,02}Ni_{0,01})As_{0,93}S_{1,07}$
Ару-I	598/63,8	34,73	–	–	–	42,08	22,60	99,41	$Fe_{0,99}As_{0,89}S_{1,12}$
Ару-I	598/63,8	34,82	–	0,01	–	42,57	22,34	99,74	$Fe_{0,99}As_{0,9}S_{1,11}$
Ару-I	598/76,4	34,82	–	0,01	0,03	42,37	22,53	99,77	$Fe_{0,99}As_{0,9}S_{1,11}$
Ару-I	598/76,4	34,45	–	0,04	–	43,29	21,80	99,58	$Fe_{0,99}As_{0,92}S_{1,09}$
Ару-I	598/84,5	34,59	–	0,01	0,006	43,07	21,96	99,64	$Fe_{0,99}As_{0,92}S_{1,09}$
Ару-I	598/84,5	34,55	–	–	0,003	43,59	21,67	99,81	$Fe_{0,99}As_{0,93}S_{1,08}$
Ару-I	598/87,5	34,78	–	–	–	42,32	22,86	99,96	$Fe_{0,98}As_{0,89}S_{1,13}$
Ару-I	598/87,5	34,81	–	–	0,03	41,95	22,87	99,66	$Fe_{0,99}As_{0,89}S_{1,12}$
Ару-I	598/88	34,57	–	0,02	0,03	42,65	22,31	99,58	$Fe_{0,98}As_{0,91}S_{1,11}$
Ару-I	598/88	34,47	–	0,004	0,04	43,10	22,18	99,79	$Fe_{0,98}As_{0,92}S_{1,1}$
Ару-I	598/115	34,11	–	–	0,001	43,59	21,67	99,37	$Fe_{0,98}As_{0,93}S_{1,09}$
Ару-I	598/115	34,3	–	–	0,05	44,22	21,31	99,88	$Fe_{0,98}As_{0,95}S_{1,07}$
Ару-I	599/134,5	34,37	–	0,004	–	43,61	21,96	99,94	$Fe_{0,98}As_{0,93}S_{1,09}$
Ару-I	599/134,5	34,1	–	0,03	0,01	44,65	21,08	99,87	$Fe_{0,98}As_{0,96}S_{1,06}$
Ару-I	599/137,5	33,81	0,01	–	0,02	42,77	21,57	98,18	$Fe_{0,98}As_{0,93}S_{1,09}$
Ару-I	599/137,5	34,54	0,01	0,02	–	42,62	22,64	99,83	$Fe_{0,98}As_{0,9}S_{1,12}$
Ару-I	599/148,2	34,31	–	–	0,01	43,41	22,20	99,93	$Fe_{0,97}As_{0,92}S_{1,1}$
Ару-I	599/148,2	34,69	–	0,01	0,07	41,96	23,10	99,84	$Fe_{0,98}As_{0,88}S_{1,14}$
Ару-I	599/196,3	34,7	–	0,01	0,02	41,73	22,96	99,42	$Fe_{0,98}As_{0,89}S_{1,13}$
Ару-I	599/196,3	34,72	0,02	0,01	0,03	42,12	23,19	100,1	$Fe_{0,98}As_{0,88}S_{1,14}$
Ару-I	599/286,5	34,6	–	0,003	0,04	41,54	23,36	99,54	$Fe_{0,98}As_{0,87}S_{1,15}$
Ару-I	599/286,5	34,31	0,01	0,01	0,008	42,21	22,98	99,53	$Fe_{0,97}As_{0,89}S_{1,14}$
Ару-I	605/162	34,31	–	0,02	0,004	43,22	22,37	99,93	$Fe_{0,98}As_{0,92}S_{1,1}$
Ару-I (n = 26)	Min	33,57	–	–	–	41,54	21,08	98,18	$Fe_{0,98}As_{0,91}S_{1,11}$
	Max	34,82	0,61	0,29	0,07	44,65	23,36	100,10	
	Среднее	34,46				42,86	22,26	99,65	

Примечание: формульные единицы в расчёте на 3 атома; “–” содержания ниже предела обнаружения.

Галенит ($(Pb_{0,92}Ag_{0,05}Bi_{0,07})_{1,07}S_{0,96}$) полисульфидной стадии золото-сульфидно-кварцевого этапа характеризуется прожилковыми формами отложения и структурами цементации в брекчированных агрегатах пирита и арсенопирита. Зачастую отмечается в сростании с золотом-II, халькопиритом-II, сфалеритом, сульфосолями (Рисунок 3.6а-в), редко наблюдаются микроскопические ксеноморфные включения полибазита и бенлеонардита (Рисунок 3.7д-е). В

составе галенита встречаются примеси (в мас. %): Ag (до 2,4), Bi (до 6,0), Fe (до 1,6) и Ni (до 0,4) (Таблица 3.3).

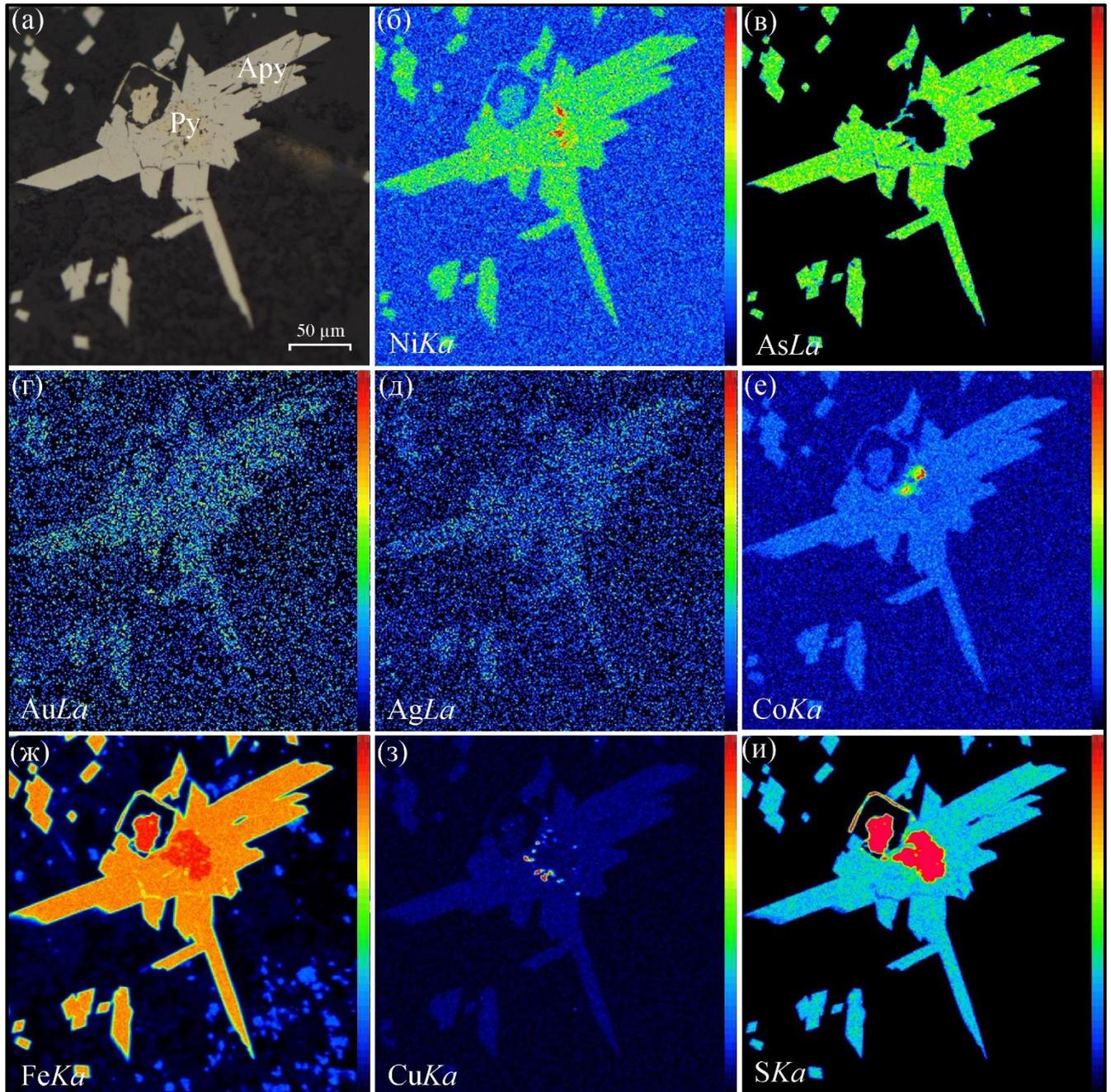


Рисунок 3.5. Картирование пирита и арсенопирита на микроанализаторе JXA-8230 (обр. Ак-605/270). а – фотография в поляризационном микроскопе, PPL; б-и – распределение главных элементов и элементов-примесей в пирите и арсенопирите в характеристическом излучении NiKa, AsLa, AuLa, AgLa, CoKa, FeKa, SKa, CuKa; Шкала интенсивности расположена справа от карт: красный цвет – наибольшая интенсивность.

Сфалерит ($(\text{Fe}_{0,06}\text{Zn}_{0,93}\text{Cd}_{0,01})\text{S}$) представлен клейофановой разновидностью, отмечается в виде прожилок, а также зернистых и массивных агрегатов. В минерале зачастую отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита, включения золота, галенита сульфосолей и их

прожилки (Рисунок 3.6а, в, г). В минерале среднее содержание Fe – 3,57 мас.%, кроме этого постоянно присутствует примесь Cd – до 2,10 мас.% (Таблица 3.4).

Халькопирит двух генераций. Ранняя генерация отмечается в ассоциации с золотом, пирротинном, пиритом и арсенопиритом в виде включений во вкрапленных рудах, приуроченных к углеродисто-терригенной толще (Рисунок 3.8в). Поздняя генерация отмечается в ассоциации с полисульфидными минералами в виде прожилок, включений и редко цемента в кварцевых жилах (Рисунок 3.6а, в-д, ж-з).

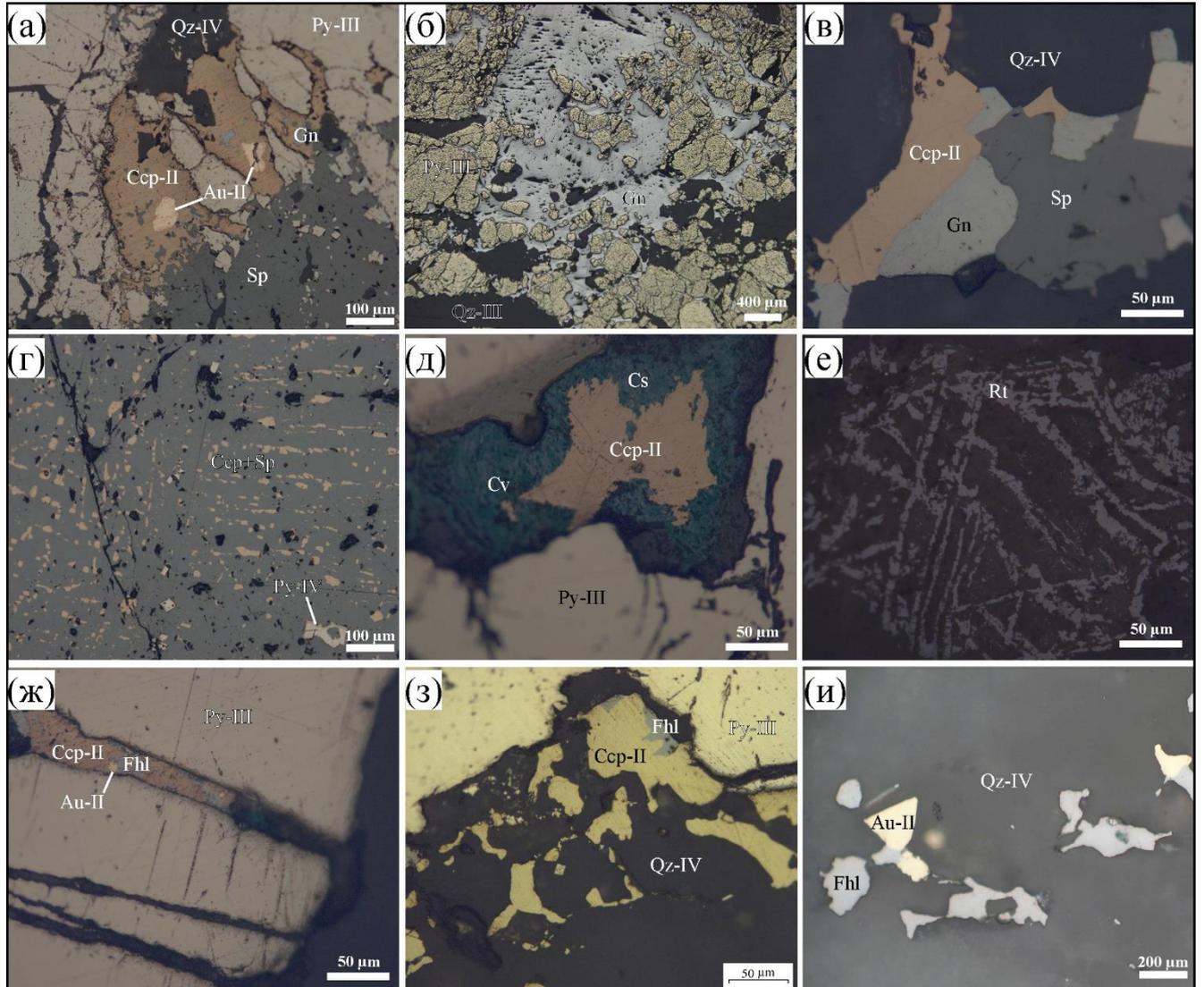


Рисунок 3.6. Второстепенные и редкие минералы месторождения Акжал. а – катаклазированный пирит цементируется золото-полисульфидной ассоциацией, обр. Ак-617/83,5; б – обломки пирита цементируются кварц-галенитовым цементом, обр. Ак-598/115; в – сростание халькопирита, галенита и сфалерита, обр. Ак-615/133; г – эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите, обр. Ак-617/83,5; д – халькопирит, частично замещенный вторичными минералами меди, обр. Ак-615/17,5; е – решетка рутила в обломке измененной породы, обр. Ак-619/173; ж – золото-полисульфидный прожилок в пирите с вторичными минералами меди, обр. Ак-615/17,5; з – сростание халькопирита и блеклой руды в кварце, обр. Ак-626/216; и – сростание золота с блеклой рудой в кварце, обр. Ак-1.

Бенлеонардит ($\text{Ag}_{15}\text{Cu}(\text{Sb},\text{As})_2\text{S}_7\text{Te}_4$) отмечается в виде мелких ксеноморфных включений изометрического облика в галените, размером до 50 мкм в диаметре (Рисунок 3.7д-е). В составе минерала отмечаются примеси Bi (до 3,82 мас.%) и As (до 1,16 мас.%) (Таблица 3.5).

Полибазит ($[\text{Ag}_9\text{CuS}_4][(\text{Ag},\text{Cu})_6(\text{Sb},\text{As})_2\text{S}_7]$) очень редкий минерал, отмечается в сростании с галенитом по трещине в пирите (Рисунок 3.7г). Ксеноморфные кристаллы размером до 15 мкм вдоль удлинения. В единичном анализе установлены примеси Fe (5,61 мас.%) и As (1,63 мас.%), первая, по-видимому, является механической (Таблица 3.5).

Самородное золото двух генераций. По пробности, золото месторождения Акжал имеет широкий диапазон значений (от кюстелита до весьма высокопробного золота, по классификации [Николаева и др., 2015]) с двумя четко проявленными модами на гистограмме (Рисунок 3.9.). По химическому составу (по данным РСМА) отмечаются постоянные примеси Ag (от 0,07 до 63,49 мас.%) и значительно реже примеси Cu (до 0,06 мас.%) и Hg (до 1,7 мас.%). По-видимому, можно говорить о пространственном совмещении двух генераций золота – раннего, относительно высокопробного и более позднего низкопробного (Рисунок 3.9.). При микроскопических наблюдениях цвет варьирует от светло-желтого до ярко-желтого. Золото разной окраски и пробности встречается в пределах одного рудного образца. Отчетливых закономерностей изменения пробности с глубиной не установлено.

Ранняя генерация золота приурочена к вкрапленным рудам золото-сульфидного этапа. Минерал отмечается преимущественно в виде включений (размером до 15 мкм в диаметре) в пирите, марказите, реже арсенопирите (Рисунок 3.8а-в) и редко в виде прожилок (по трещинам) в этих же сульфидах протяженностью до 10 мкм (Рисунок 3.8г), кроме этого встречаются сростания с халькопиритом-I (Рисунок 3.8). Самородное золото локализуется, главным образом, в пористом пирите и на его контакте с арсенопиритом.

Таблица 3.4. Химический состав сфалерита месторождения Акжал, SEM/EDX, мас.%.

Образец	Fe	Zn	Cd	S	Сумма	Формула
598/20	3,44	61,92	1,10	33,26	99,72	$(\text{Fe}_{0,06}\text{Zn}_{0,92}\text{Cd}_{0,01})_{0,99}\text{S}_{1,01}$
598/20	3,89	61,68	1,20	33,68	100,45	$(\text{Fe}_{0,07}\text{Zn}_{0,91}\text{Cd}_{0,01})_{0,99}\text{S}_{1,01}$
605/270	4,45	62,92	–	33,98	101,35	$(\text{Fe}_{0,08}\text{Zn}_{0,91})_{0,99}\text{S}_{1,01}$
626/117	4,49	60,46	2,10	33,02	100,07	$(\text{Fe}_{0,08}\text{Zn}_{0,9}\text{Cd}_{0,02})\text{S}$
600/341,5	1,96	65,34	–	34,21	101,51	$(\text{Fe}_{0,03}\text{Zn}_{0,95})_{0,98}\text{S}_{1,02}$
615/133,4	2,65	63,46	–	33,45	99,57	$(\text{Fe}_{0,05}\text{Zn}_{0,94})_{0,99}\text{S}_{1,01}$
617/83,5	6,36	56,22	0,92	33,15	101,15	$(\text{Fe}_{0,11}\text{Zn}_{0,85}\text{Cd}_{0,01})_{0,97}\text{S}_{1,03}$
615/126,2	2,57	62,18	1,20	32,82	98,77	$(\text{Fe}_{0,05}\text{Zn}_{0,94}\text{Cd}_{0,01})\text{S}$
615/126,2	3,27	62,08	1,11	32,37	98,82	$(\text{Fe}_{0,06}\text{Zn}_{0,94}\text{Cd}_{0,01})_{1,01}\text{S}_{0,99}$
599/32,7	5,03	60,21	1,25	32,26	98,75	$(\text{Fe}_{0,09}\text{Zn}_{0,91}\text{Cd}_{0,01})_{1,01}\text{S}_{0,99}$
598/19,4	5,23	59,28	1,12	32,71	98,34	$(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{0,89}\text{Cd}_{0,01})_{1,01}\text{S}_{0,99}$
598/19,4	6,96	56,94	1,30	33,04	98,24	$(\text{Fe}_{0,12}\text{Zn}_{0,86}\text{Cd}_{0,01})_{0,99}\text{S}_{1,01}$
617/83,5	2,39	62,57	1,45	32,46	98,87	$(\text{Fe}_{0,04}\text{Zn}_{0,95}\text{Cd}_{0,01})\text{S}$
617/83,5	1,49	63,78	1,41	32,50	99,37	$(\text{Fe}_{0,03}\text{Zn}_{0,96}\text{Cd}_{0,01})\text{S}$

617/83,5	2,23	64,49	1,28	31,48	101,13	$(\text{Fe}_{0,04}\text{Zn}_{0,98}\text{Cd}_{0,01})_{1,03}\text{S}_{0,97}$
599/32,7	3,98	61,08	1,07	31,39	97,52	$(\text{Fe}_{0,07}\text{Zn}_{0,94}\text{Cd}_{0,01})_{1,02}\text{S}_{0,98}$
625/178	1,36	61,80	1,03	32,44	97,36	$(\text{Fe}_{0,02}\text{Zn}_{0,95}\text{Cd}_{0,01})_{0,98}\text{S}_{1,02}$
625/178	3,62	62,64	1,09	31,63	101,06	$(\text{Fe}_{0,06}\text{Zn}_{0,95}\text{Cd}_{0,01})_{1,02}\text{S}_{0,98}$
599/32,7	4,09	60,48	1,02	30,96	98,73	$(\text{Fe}_{0,07}\text{Zn}_{0,94}\text{Cd}_{0,01})_{1,02}\text{S}_{0,98}$
625/178	1,95	61,79	1,06	32,44	97,24	$(\text{Fe}_{0,03}\text{Zn}_{0,95}\text{Cd}_{0,01})_{0,99}\text{S}_{1,01}$
Min	1,36	56,20	–	31,00	97,24	$(\text{Fe}_{0,06}\text{Zn}_{0,93}\text{Cd}_{0,01})\text{S}$
Max	6,96	65,30	2,10	34,20	101,51	
Ср.зн.	3,57	61,60		32,70	99,401	

Примечание: формульные единицы в расчёте на 2 атома; “–” содержания ниже предела обнаружения.

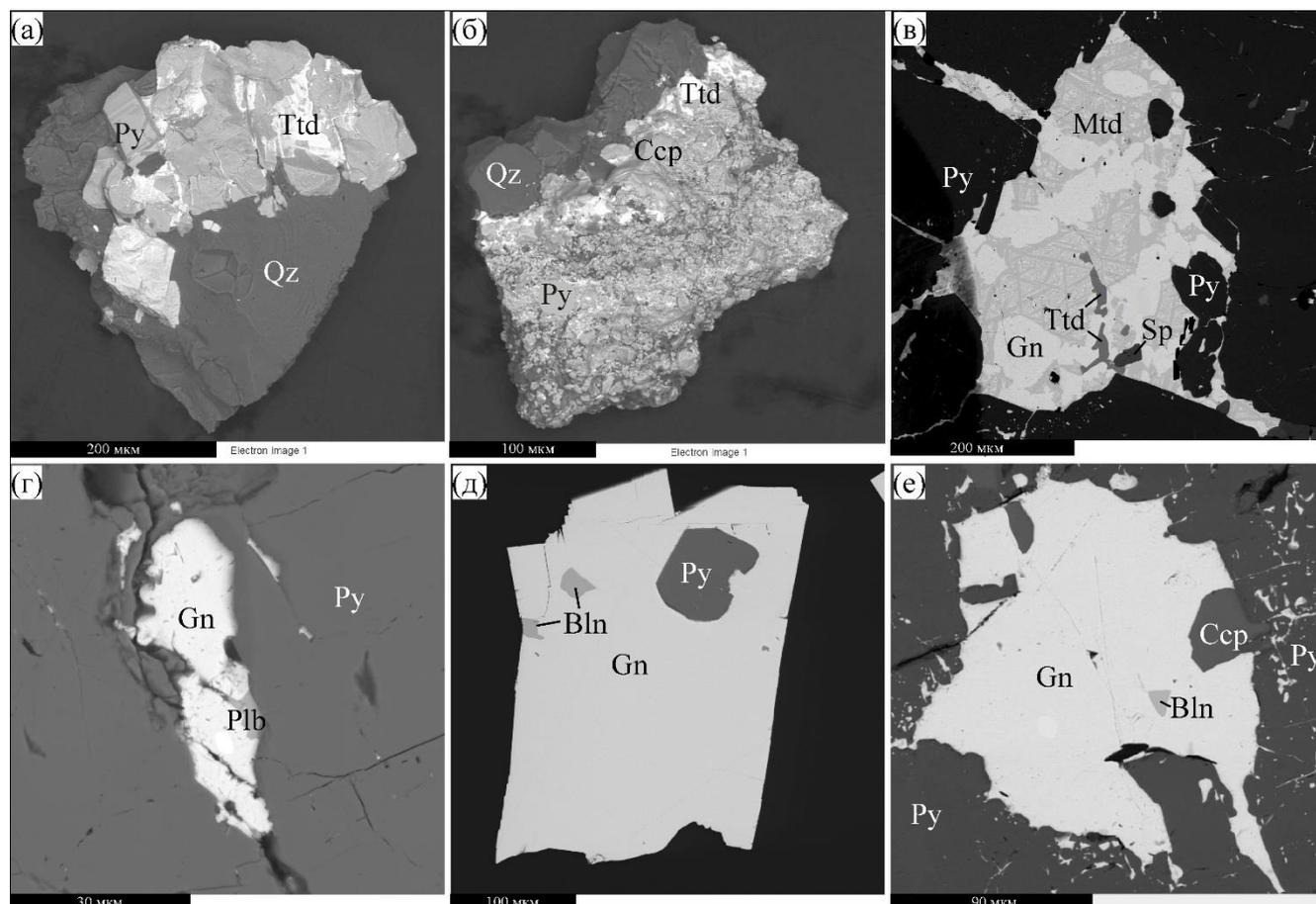


Рисунок 3.7. Сложные сульфиды месторождения Акжал. а – тетраэдрит цементирует катаклазированные кристаллические агрегаты пирита в кварцевой массе, обр. ВС-7 (рудное тело 13); б – срастание кристаллически-зернистого агрегата пирита с халькопиритом и тетраэдритом на границе с кварцем, обр. ВС-7; в – структуры твердого распада матильдита и галенита с прожилками тетраэдрита, обр. 599/32,7; г – галенит-полибазитовый прожилок в пирите, обр. 615/133,4; д – включения пирита и бенлеонардита в галените, обр. 615/126,2; е – катаклазированные зерна пирита и халькопирита цементируются галенитом с включением бенлеонардита, обр. 626/216. Примечание: фотографии сделаны на СЭМ в режимах SE (а-б) и BSE (в-е)

Поздняя генерация золота приурочена к кварцевым и кварц-карбонатным жилам золото-сульфидно-кварцевого этапа. Минерал отмечается в виде включений и прожилков в галените,

блеклой руде, сфалерите, пирите, халькопирите, кварце и образует сростания с вышеописанными минералами. По форме выделения отмечаются кристаллические, прожилковые, ксеноморфные и цепочечные формы, размер которых редко превышает 50 мкм. По пробности золото варьирует от 300 до 649 ‰ и соответствует преимущественно электруму, реже кюстелиту.

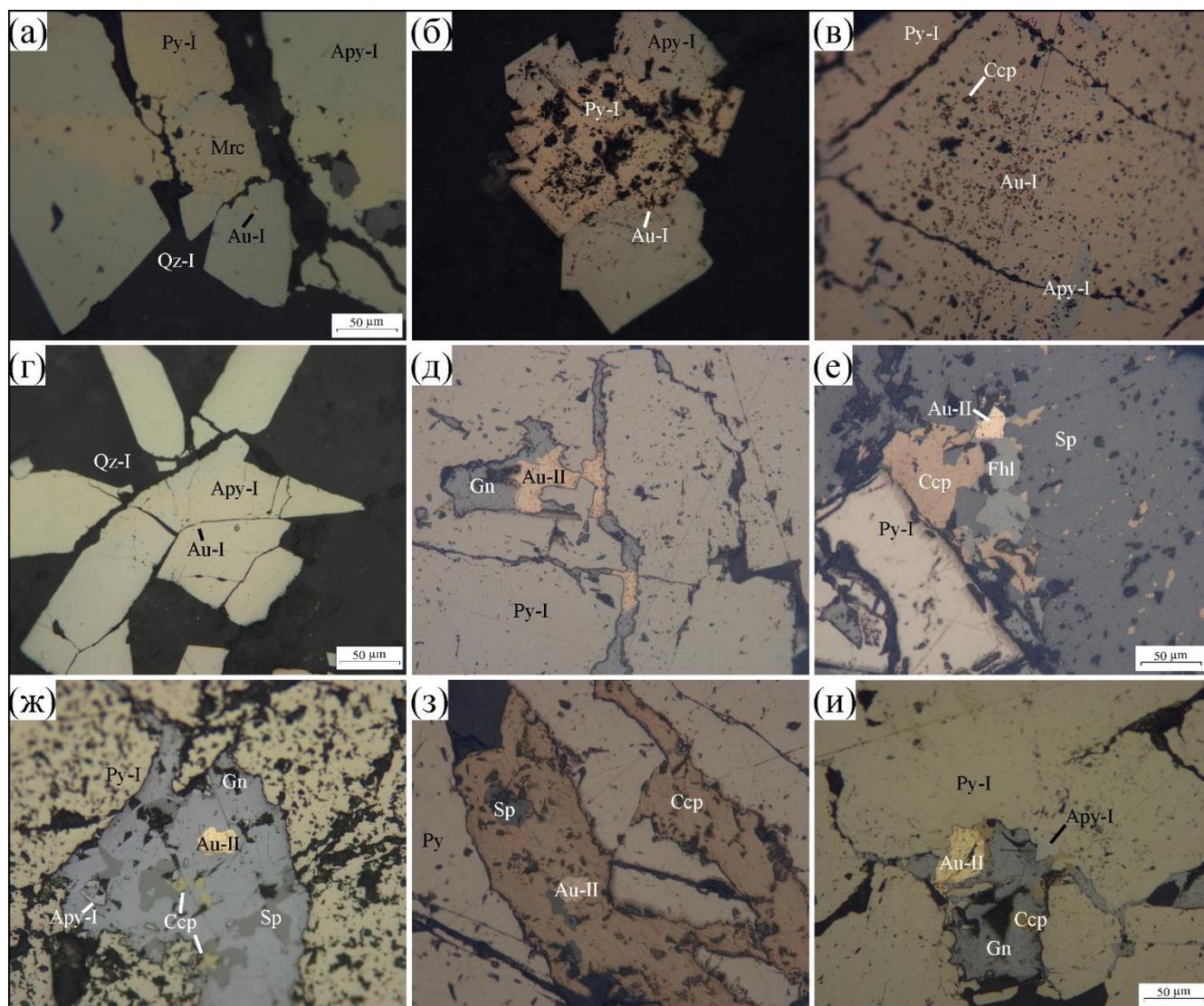


Рисунок 3.8. Золото месторождения Акжал. а – включения золота на контакте марказита и арсенопирита, обр. Ак-598/87,5; б – включение золота на контакте пирита и арсенопирита, обр. Ак-599/286,5; в – включения золота и арсенопирита в кавернозном пирите, обр. Ак-599/196,3; г – включение золота в трещине арсенопирита, обр. Ак-598/20,3; д – золото-галениновый прожилок в пирите, обр. Ак-617/83,5; е – сростание золота с халькопиритом, блеклой рудой и сфалеритом, обр. Ак-625/173,5; ж – галенит, с включением золота, халькопирита, арсенопирита и сфалерита, по трещине в пирите, обр. Ак-598/115; з – золото-халькопирит-сфалеритовый прожилок в пирите, обр. Ак-599/32,7; и – сростание золота, пирита, галенита и халькопирита, обр. Ак-617/83,5;

Таблица 3.5. Химический состав сложных сульфидов месторождения Акжал, SEM/EDX, мас. %.

Образец	Минерал	Sb/ As+Sb	Fe	Co	Cu	Zn	Pb	Ag	Bi	Sb	As	Se	Te	Hg	S	Сумма	Формула
625/178	Zn-Fe-Ag ttd	0,80	3,69	–	32,8	3,37	–	8,37	–	24,2	3,55	–	–	–	24,8	101	(Cu _{8,64} Fe _{1,11} Ag _{1,3} Zn _{0,86}) _{11,91} (Sb _{3,32} As _{0,79}) _{4,11} S _{12,97}
625/178	Fe-Ag-Zn ttd	0,90	1,96	–	30,4	7	–	8,93	–	26,7	1,76	–	–	–	24,6	101	(Cu _{8,1} Fe _{0,59} Ag _{1,4} Zn _{1,81}) _{11,9} (Sb _{3,72} As _{0,4}) _{4,12} S _{12,98}
625/178	Zn-Fe-Ag ttd	0,85	3,97	–	31,5	3,28	–	9,26	–	25,1	2,61	–	–	–	24,5	100	(Cu _{8,43} Fe _{1,21} Ag _{1,46} Zn _{0,85}) _{11,95} (Sb _{3,5} As _{0,59}) _{4,09} S _{12,96}
625/178	Zn-Fe-Ag ttd	0,88	4,13	–	30,8	3,72	–	9,18	–	25,7	2,03	–	–	–	23,8	99,4	(Cu _{8,36} Fe _{1,27} Ag _{1,47} Zn _{0,98}) _{12,07} (Sb _{3,64} As _{0,46}) _{4,1} S _{12,83}
599/32,7	Zn-Fe-Ag ttd	1	2,93	–	22,2	2,87	–	20,5	–	26,8	–	–	–	–	22,1	97,4	(Cu _{6,57} Fe _{0,98} Ag _{3,56} Zn _{0,82}) _{11,94} Sb _{4,12} S _{12,94}
599/32,7	Zn-Fe-Ag ttd	1	3,28	–	23,1	2,97	–	19,8	–	27,4	–	–	–	–	22,6	99,2	(Cu _{6,67} Fe _{1,08} Ag _{3,36} Zn _{0,82}) _{11,94} Sb _{4,12} S _{12,94}
599/32,7	Zn-Fe-Ag ttd	1	3,06	–	21,5	3,21	–	20,1	–	26,7	–	–	–	–	22	96,6	(Cu _{6,41} Fe _{1,04} Ag _{3,52} Zn _{0,93}) _{11,9} Sb _{4,14} S _{12,96}
617/83,5	Zn-Fe-Ag ttd	1	4,57	–	23,4	1,74	–	18,9	–	26,5	–	–	–	–	22,1	97,2	(Cu _{6,86} Fe _{1,52} Ag _{3,26} Zn _{0,49}) _{12,13} Sb _{4,05} S _{12,82}
рт-13	Zn-Fe-Ag ttd	1	10,1	–	25,7	2,39	–	10	–	23,7	–	–	–	–	27,1	99	(Cu _{6,68} Fe ₃ Ag _{1,54} Zn _{0,6}) _{11,82} Sb _{3,22} S _{13,96}
рт-13	Zn-Fe-Ag ttd	0,95	4,28	–	23	2,53	–	18,7	–	27	0,78	–	–	–	24,2	100	(Cu _{6,4} Fe _{1,36} Ag _{3,06} Zn _{0,69}) _{11,51} (Sb _{3,93} As _{0,18}) _{4,11} S _{13,38}
рт-13	Zn-Fe-Ag ttd	1	3,93	–	23,6	2,55	–	18,2	–	26,8	–	–	–	–	24,2	99,2	(Cu _{6,63} Fe _{1,26} Ag _{3,01} Zn _{0,7}) _{11,58} Sb _{3,93} S _{13,49}
618/133	Zn-Fe ttd	0,63	5,23	–	39,6	1,72	–	–	–	20,6	7,32	–	–	–	26,1	101	(Cu _{9,9} Fe _{1,49} Zn _{0,42}) _{11,81} (Sb _{2,69} As _{1,55}) _{4,24} S _{12,95}
618/133	Hg-Zn-Fe ttd	0,66	5,58	–	39,4	1,89	–	–	–	19,6	6	–	–	4,12	23,3	99,9	(Cu _{10,36} Fe _{1,67} Zn _{0,48} Hg _{0,34}) _{12,85} (Sb _{2,69} As _{1,34}) _{4,03} S _{12,12}
625/176	Zn-Ag-Fe ttd	0,91	11,3	–	27,9	3	–	5,61	–	21,3	1,19	–	–	–	29	99,3	(Cu _{6,93} Fe _{3,19} Ag _{0,82} Zn _{0,73}) _{11,67} (Sb _{2,77} As _{0,25}) _{3,02} S _{14,31}
615/126,2	Bln	–	–	–	3,42	–	–	68,3	–	8,31	1,16	–	6,67	–	11,3	99,1	Ag _{15,64} Cu _{1,33} (Sb _{1,69} As _{0,38}) _{2,07} Sb _{8,67} Te _{1,29}
615/126,2	Bln	–	–	–	3,71	–	–	68,4	–	9,06	–	–	6,66	–	12	99,8	Ag _{15,4} Cu _{1,42} Sb _{1,81} S _{9,1} Te _{1,27}
626/216	Bln	–	–	–	1,82	–	–	59,9	3,82	5,37	0,84	–	18,7	–	7,99	98,4	Ag _{15,3} Cu _{0,79} (Sb _{1,21} As _{0,31}) _{1,52} Sb _{8,86} Te _{4,03}
615/133,4	Plb	–	5,61	–	6,67	–	–	59,4	–	6,27	1,63	–	–	–	18	97,6	(Ag _{11,47} Cu _{2,19} Fe _{2,09}) ₁₆ (Sb _{1,07} As _{0,45}) _{1,53} S _{11,7} *
599/32,7	Mtd	–	0,88	–	–	1,6	–	27,3	50,3	–	–	–	–	–	15,4	95,5	(AgBi _{0,95} Zn _{0,1} Fe _{0,06}) _{1,11} S _{1,89}
599/32,7	Mtd	–	0,97	–	–	2,27	–	27,5	50,6	–	–	–	–	–	15,4	96,8	(Ag _{0,99} Bi _{0,94} Zn _{0,13} Fe _{0,07}) _{1,13} S _{1,87}
599/32,7	Mtd	–	1,18	–	–	–	–	27,1	51,5	–	–	–	–	–	15,5	95,3	(AgBi _{0,98} Fe _{0,08}) _{2,07} S _{1,93}
599/32,7	Mtd	–	1,72	–	–	–	–	26,5	49,2	–	–	–	–	–	15,6	92,3	(Ag _{0,99} Bi _{0,94} Fe _{0,12}) _{2,05} S _{1,95}
599/32,7	Mtd	–	–	–	–	–	–	27,3	50,3	–	–	0,65	–	–	15,4	94,3	(Ag _{1,03} Bi _{0,98}) _{2,01} Se _{0,03} S _{1,96}
599/32,7	Mtd	–	–	2,27	–	–	–	28	49,8	–	–	–	–	–	15,3	93,1	(Ag _{1,03} Bi _{0,94} Co _{0,15}) _{1,12} S _{1,88}
599/32,7	Mtd	–	–	1,6	–	–	1,91	27,9	50,6	–	–	–	–	–	16	96,4	(AgBi _{0,94} Pb _{0,04} Co _{0,15}) _{2,13} S _{1,87}
599/32,7	Mtd	–	–	–	0,57	–	1,8	28	50,1	–	–	–	–	–	15,6	96	(Ag _{1,03} Bi _{0,96} Pb _{0,03} Cu _{0,04}) _{2,06} S _{1,94}
599/32,7	Mtd	–	0,82	–	–	–	1,41	27,8	50,9	–	–	–	–	–	15,8	96,8	(Ag _{1,01} Bi _{0,96} Pb _{0,03} Fe _{0,06}) _{2,06} S _{1,94}

Примечание: Zn-Fe-Ag ttd, Fe-Ag-Zn ttd, Zn-Fe ttd, Hg-Zn-Fe ttd, Zn-Ag-Fe ttd – разновидности блеклых руд теннантит-тетраэдритового ряда; Bln – бенлеонардит; Plb – полибазит (* – старая формула); Mtd – матильдит; Spb – шапбахит. Формульные единицы в расчеты на 29 атомов для блеклых руд (1-14), бенлеонардита (15-17) и полибазита (18); на 4 атома для матильдита (19-27). Sb/As+Sb – коэффициент сурмяности (рассчитан по ф.е., для блеклых руд).

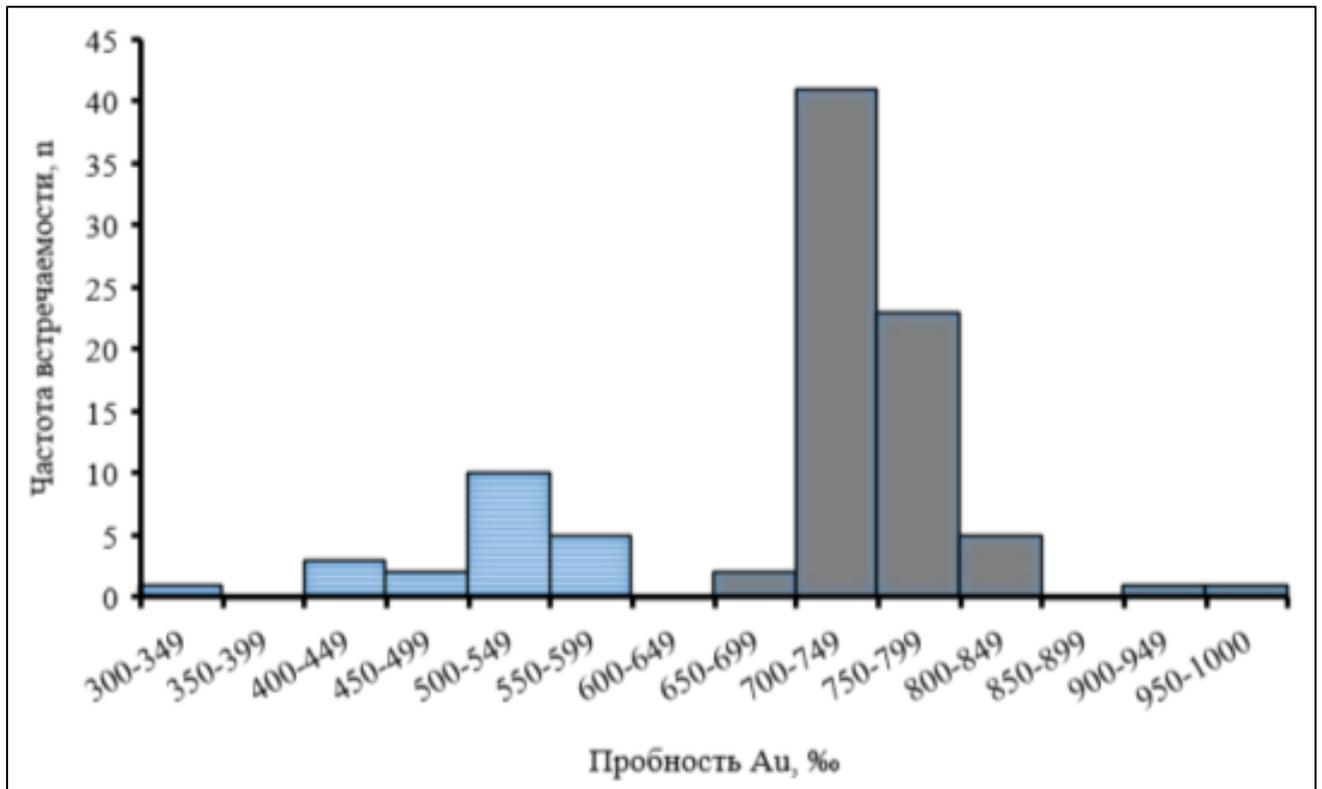


Рисунок 3.9. Пробность золота месторождения Акжал. Синий – золото-II (n = 32); серый – золото-I (n = 62).

3.2. Месторождение Южные Ашалы

Исследование минералого-геохимических и структурно-текстурных особенностей руд месторождения частично рассматривалось в работах [Месторождения ..., 1997; Сердюков, 2009_{1,2}; Ваулин, 2016; Калинин и др., 2019_ф; 2021_ф; Роганова, 2021; Проничев, 2023; Греку и др., 2024; 2025; Vaibatsha et.al., 2013_{1,2}].

Текстуры руд месторождения Южные Ашалы разнообразны: наибольшее распространение имеют вкрапленные, прожилково-вкрапленные, часты полосчатые, брекчиевые, гнездовые и прожилковые.

Брекчиевые и гнездовые текстуры встречаются, главным образом, в осевой части Южного разлома и приурочены к рудам золото-сульфидно-кварцевого типа (Рисунок 3.10в, д, ж). *Прожилковые текстуры* широко распространены в пределах всего месторождения, вне зависимости от типа руд (Рисунок 3.10е, з). *Полосчатые текстуры* встречаются на месторождении в участках развития углеродсодержащих алевролитов и песчаников (Рисунок 3.10а, б, г). Они представлены чередованием кварцевых и пирит-алевролитовых полос шириной до 0,5 см. *Вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры* встречаются в пределах месторождения повсеместно и развиваются как по вмещающим (вулканическим и осадочным) породам, так и по жилам (карбонат-кварцевого, кварцевого состава), вне зависимости от типа руд (Рисунок 3.10а-г, ж, и).

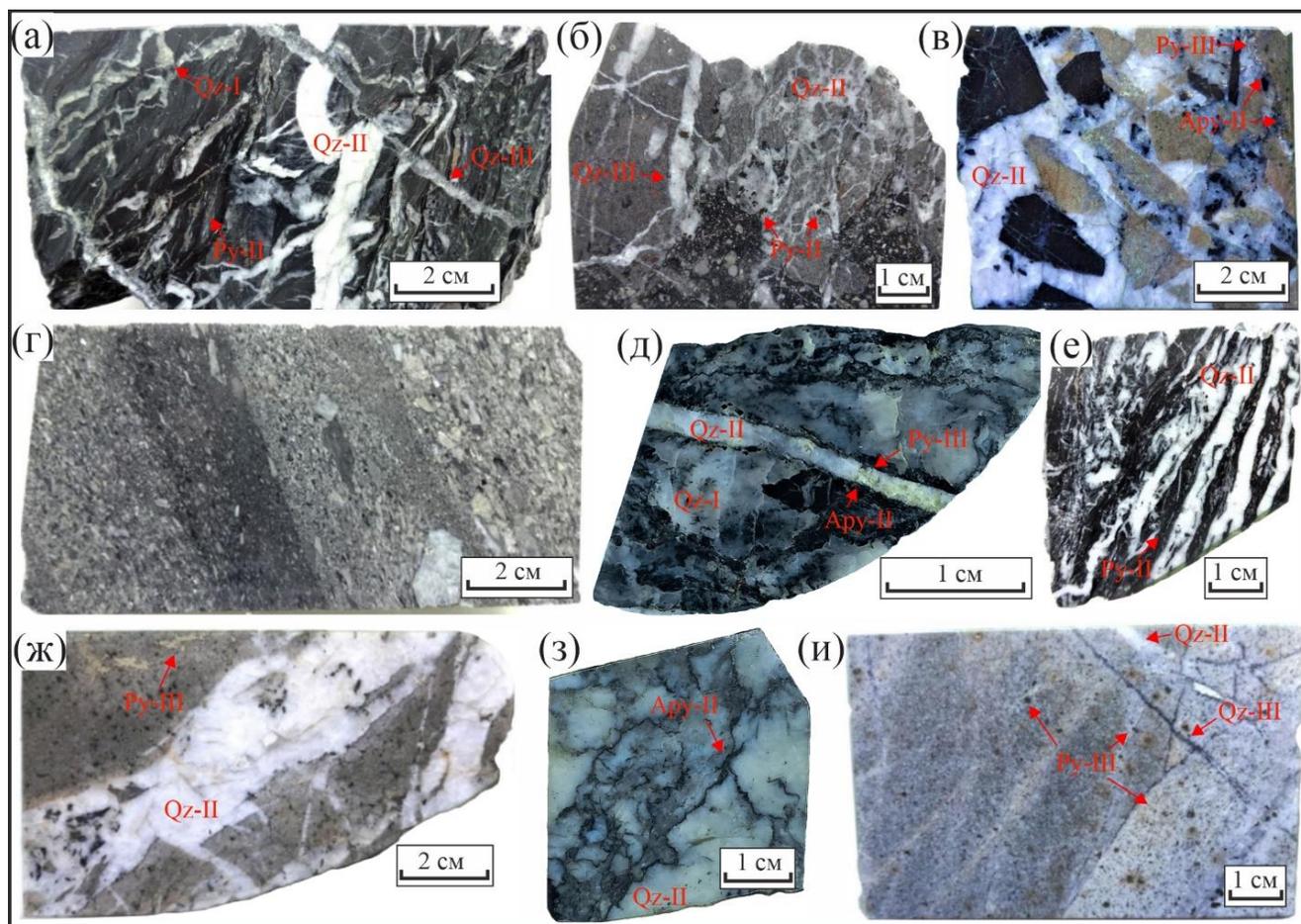


Рисунок 3.10. Текстуры руд месторождения Южные Ашалы. а – деформированный и брекчированный углеродисто-пелитовый сланец с несколькими генерациями серого и белого жильного кварца и послойно-просечковой сульфидной минерализацией, обр. 210/3; б – прокварцованная брекчия, состоящая из обломков андезибазальтового порфирита и углеродисто-кремнистого сланца с сульфидной и кварцево-жильной минерализацией нескольких генераций, обр. 210/16; в – брекчия из сульфидизированных обломков базальта и углеродистого сланца, сцементированных кварцем, обр. 244/12; г – градационно-слоистая обломочная порода, обр. 210/1; д – брекчированный углеродисто-кремнистый сланец с вкрапленной и прожилковой кварц-сульфидной минерализацией, обр. 244/14; е – углеродисто-пелитовый сланец с послойной сульфидной минерализацией и кварцевым прожилкованием, обр. 210/5; ж – брекчия из обломков базальта, сцементированных кварцем с вкрапленно-гнездовой сульфидной минерализацией, обр. 244/11; з – кварцевая жила с кварц-сульфидными прожилками, обр. Sh-10; и – андезит с кварцевыми прожилками и обильной вкрапленностью пирита, обр. 244/8.

Рудная минерализация. Сульфиды и сульфосоли.

Пирит является самым распространенным сульфидным минералом. На месторождении Южные Ашалы установлено четыре генерации пирита, отличающиеся по морфологии, структурно-текстурным особенностям, геохимии и минеральным ассоциациям. На основании вышеописанных признаков выделено семь разновидностей (Рисунок 3.11): фрамбоидальный пирит (Py-Ia); округлый пирит (Py-Iб); удлиненный пирит (Py-Iв); удлиненный пористый пирит, слагающий ядерные части вкрапленных зерен (Py-II-я); субгедральный пирит с обилием микровключений, обогащенный Cu (Py-IIа), эвгедральный пирит без видимых включений,

обогащенный As (Py-IIб); эвгедральный пирит, обогащенный Ni (Py-III); и ксеноморфный пирит (Py-IV).

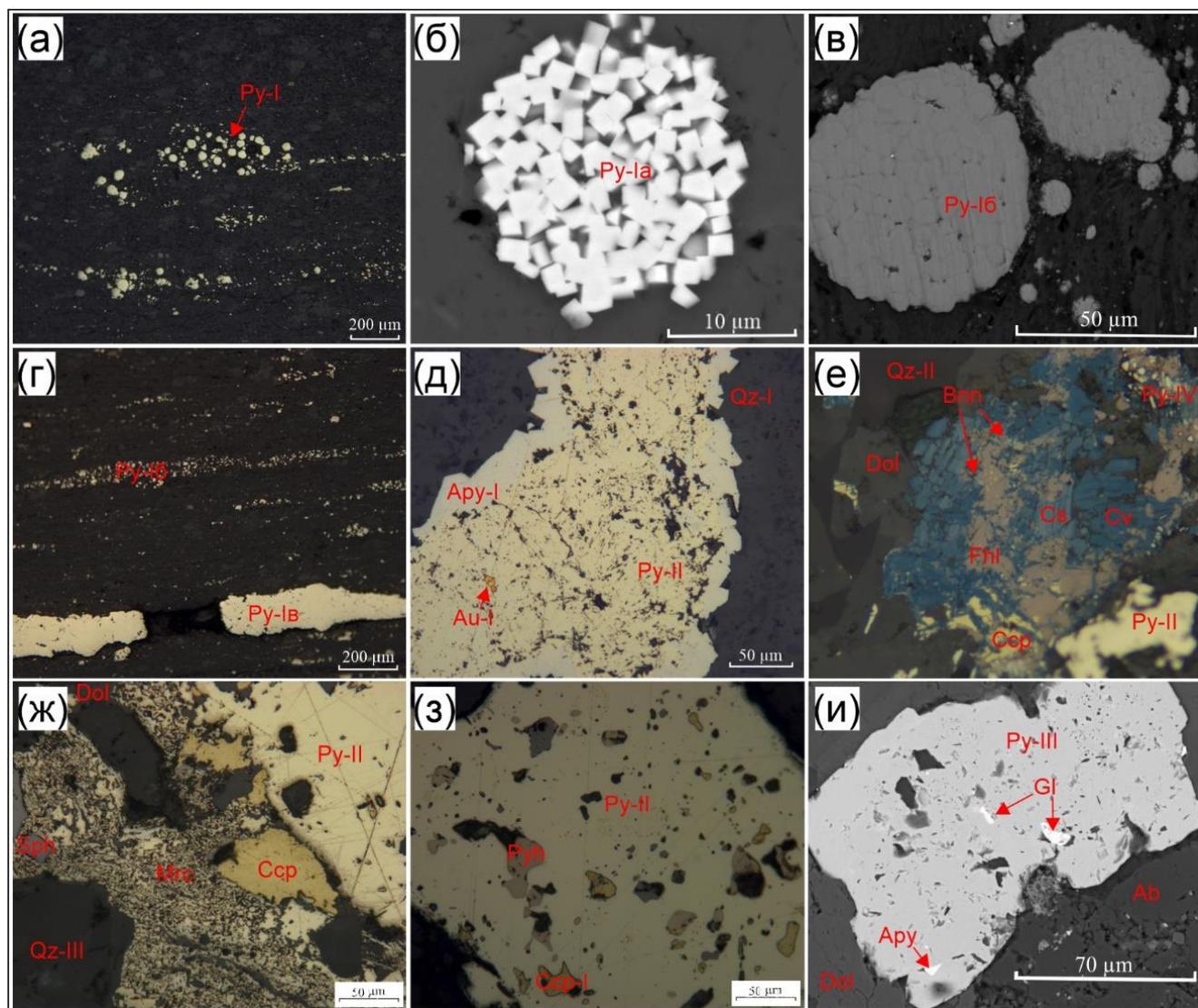


Рисунок 3.11. Формы выделения пирита в рудах месторождения Южные Ашалы. а – вкрапленность фрамбоидов и округлых агрегатов пирита-I в углеродистых сланцах, обр. 210/11; б – фрамбоид пирита, обр. 248/3; в – округлый пирит, срастание микрокристаллов пирита-I, обр. 210/11; г – вкрапленность и удлиненные зерна пирита-I в углеродсодержащем сланце, обр. 210/11; д – кавернозный пирит-II с включением золота обрастает арсенопиритом-I, обр. kz-08-2; е – прожилок доломит-халькопирит-пирит-сульфосолевого состава с пленками ковеллина и халькозина, обр. 244/11; ж – халькопирит, сфалерит и пирит-II обрастают марказитом, обр. 244/8; з – пирит-II с включением халькопирита-I, пирротина и нерудных минералов, обр. 244/8; и – кавернозный пирит-III с включением глаукодота и арсенопирита, обр. sh-4; Примечание: а, г-з – поляризационный микроскоп, PPL; б-в, и – СЭМ, режим BSE.

Пирит-I ($\text{Fe}_{1,01}\text{S}_2$) в виде вкрапленности фрамбоидальных и округлых зерен, а также цепочечных (удлиненных) агрегатов, приуроченных к углеродсодержащим осадочным породам буконьской свиты, обычно расположен параллельно слою. В пределах месторождения встречается достаточно редко. Фрамбоиды в виде шариков размером до 30-50 мкм в диаметре

(Py-Ia) состоят из кристаллов кубического и октаэдрического габитусов размером не более 5-7 мкм (Рисунок 3.11а-б). Округлый пирит (Py-Iб) менее распространен, чем фрамбоидальный и рассматривается нами как морфологическая разновидность последнего, размер зерен не более 70 мкм в диаметре (Рисунок 3.11в). Фрамбоиды нередко образуют удлиненного облика скопления вдоль слоистости породы, редко встречаются массивные прожилки (Py-Iв, Рисунок 3.11г). Пирит-Iб и пирит-Iв образуются в результате диагенетического преобразования пирита-Ia. В межзерновом пространстве округлого и удлиненного пирита редко отмечаются минеральные включения золота-I, халькопирита-I и блеклой руды (тетраэдрита-I), размер включений менее 5-7 мкм. Проведенное картирование (микроанализатор JXA-8230) и исследование состава (SEM/EDX, ЛА-ИСП-МС) пирита позволило установить, что пирит-I обогащен V, Co, Cr, Mn, Mg, Ag, W, Pb, Sb, Mo и Bi относительно пирита-II и III (Рисунок 3.12; Таблица 4.2). Также, установлены геохимические различия внутри генерации: пирит-Iб обогащен – Cr, Co, Ni, As, Pb, Sb, Ag, Bi, Au, W, Mn, V, Mg, Ti, Zn и обеднен – Cu относительно пирита-Iв. При этом, по данным ЛА-ИСП МС, в пирите-Iб медианное содержания Au и Ag составляет – 6,1 и 18,1 г/т, а в пирите-Iв – 2,9 и 8,7 г/т соответственно (Таблица 4.2). По результатам SEM/EDX содержания Ni и Co в пирите-I ниже предела обнаружения (0,15%) (Таблица 3.6).

Пирит-II ($FeAs_{0,05}S_{1,95}$), распространенный в виде вкрапленности в осадочных породах буконьской свиты, встречается чаще, чем фрамбоидальный пирит-I и эвгедральный пирит-III, IV. Центральная (ядерная) часть вкрапленников кавернозного строения (Py-II-я) со значительным количеством микровключений обрастает сперва субгедральным (Py-IIa), а затем эвгедральным (кристаллическим) пиритом (Py-IIб) с меньшим количеством включений. Эвгедральный пирит в сростании с игольчатым, дипирамидальным арсенопиритом-I образует кристаллы октаэдрического и кубического габитусов, размер которых варьирует от 50 до 500 мкм в поперечнике. В пирите-II отмечаются включения углеродистого вещества, пирротина, халькопирита-I, тетраэдрита-I и золота-I, размер которых редко превышает 20 мкм в диаметре (Рисунок 3.11д, з; Таблица 3.6). Пирит-II характеризуется повышенными содержаниями As, Au и Zn, относительно других генераций. При этом, вкрапленники зонального строения, ядерная часть зерна (Py-IIя и Py-IIа) – обогащена Ni, Co, Pb, Sb, Ag, Bi, Au, Mg, Cu и обеднена As (Рисунок 3.12; Таблица 4.2), тогда как на периферии (Py-IIб) установлена осцилляторная зональность As и Ni (Рисунок 3.12б, в). Содержания Au и Ag, по данным атомно-абсорбционного анализа в мономинеральной фракции пирита-II, составляет 92 и 4 г/т соответственно; а медианное содержание по данным ЛА-ИСП-МС, составляет 58,7 и 16,6 г/т – для пирита-II-я, 61,6 и 7,7 г/т – для пирита-IIа, а также 17,2 и 1,0 г/т – для пирита-IIб соответственно (Таблица 4.2).

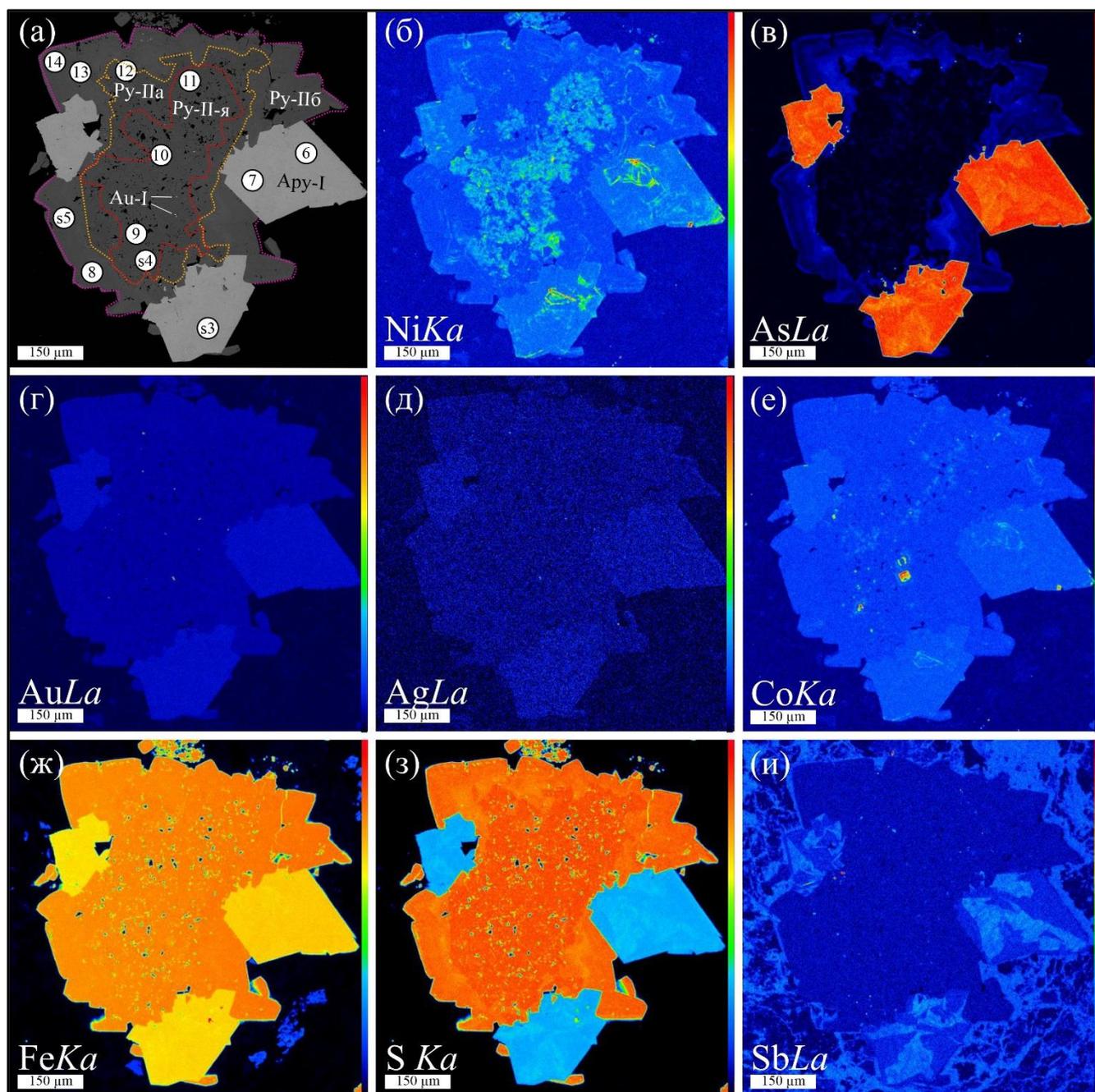


Рисунок 3.12. Картирование пирита и арсенопирита на микроанализаторе JXA-8230 (обр. kz-08-2). а – изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE), СЭМ; кругами обозначены анализы ЛА-ИСП-МС и их номера (Приложение 1); б-и – распределение главных элементов и элементов-примесей в пирите и арсенопирите в характеристическом излучении NiKa, AsLa, AuLa, AgLa, CoKa, FeKa, SKa, SbLa; Шкала интенсивности расположена справа от карт: красный цвет – наибольшая интенсивность.

Пирит-III ($(\text{Fe}_{0,99}\text{Ni}_{0,02})_{1,01}\text{As}_{0,03}\text{S}_{1,97}$) менее распространен, нежели чем первые две генерации, он отмечается в виде вкрапленности, прожилок и гнезд как в кварцевых жилах, так и во вмещающих породах. Кристаллизуется в виде кавернозных зерен кубического, октаэдрического, редко пентагон-додекаэдрического габитусов, размером от 15 до 350 мкм в поперечнике. Пирит-III отмечается в сростании с арсенопиритом-II; в минерале установлены включения анатаза (или рутила), глаукодота ($(\text{Ni}_{0,08}\text{Fe}_{0,32}\text{Co}_{0,55})_{0,95}\text{As}_{0,71}\text{S}_{1,29}$), герсдорфита

((Co_{0,1}Fe_{0,42}Ni_{0,49})_{1,01}As_{0,87}S_{1,13}) и пирротина (Рисунок 3.11и); а также его поры и трещины заполняются галенитом, халькопиритом, сфалеритом и блеклыми рудами. По данным SEM/EDX, пирит-III обогащен примесями As (до 1,8 мас.%) относительно ранних генераций пирита, также установлены примеси Ni (до 1,2 мас.%), повышенные содержания этих элементов сопровождаются зональностью (Таблица 3.6). По геохимическим данным ЛА-ИСП-МС установлены неоднородности в составе пирита-III, которые, скорее всего, связаны с микровключениями анатаза – Ti, V, W, арсенопирита и хромита (наблюдаемые оптическими методами). При этом максимальные содержания Au и Ag составляют 0,4 и 0,1 г/т соответственно.

Таблица 3.6. Химический состав пирита, SEM/EDX, мас.%.

Генерация	№ образца	Скважина	Fe, мас.%	Ni, мас.%	As, мас.%	S, мас.%	Сумма, мас.%	Формула
Py-I	210/12	C-210	47,02	—	—	53,35	100,37	Fe _{1,01} S ₂
Py-I	210/13	C-210	46,50	—	—	52,61	99,11	Fe _{1,01} S ₂
Py-I	kz-8-2	Карьер	46,96	—	—	53,39	100,35	Fe _{1,01} S ₂
Py-I	kz-8-2	Карьер	47,12	—	—	53,53	100,65	Fe _{1,01} S ₂
Py-I	210/11	C-210	46,58	—	—	52,54	99,12	Fe _{1,01} S ₂
Py-I (n=5)	Min		46,50	—	—	52,54	99,11	Fe _{1,01} S ₂
	Max		47,12	—	—	53,53	100,65	
	Среднее		46,84	—	—	53,08	99,92	
Py-II	Sh-4	Ash-07-21	46,03	—	2,66	51,29	99,98	Fe _{1,01} As _{0,04} S _{1,96}
Py-II	Sh-9	Ash-07-21	45,45	—	1,80	51,21	98,46	FeAs _{0,03} S _{1,97}
Py-II	248/3	C-248	45,05	—	5,42	49,56	100,03	FeAs _{0,09} S _{1,91}
Py-II	248/3	C-248	45,61	—	4,27	50,75	100,63	FeAs _{0,07} S _{1,93}
Py-II	210/15	C-210	45,96	—	2,46	51,02	99,44	Fe _{1,01} As _{0,04} S _{1,96}
Py-II	22-2-35 (ЮА-4)	Карьер	46,58	—	0,69	52,68	99,95	FeAs _{0,01} S _{1,99}
Py-II	22-2-36 (ЮА-6)	Карьер	45,71	—	1,05	52,44	99,20	Fe _{0,99} As _{0,02} S _{1,98}
Py-II	22-2-38 (ЮА-7)	Карьер	45,44	—	3,80	49,35	98,46	Fe _{1,02} As _{0,06} S _{1,94}
Py-II	22-2-40-1	Карьер	46,11	—	1,65	51,52	100,63	Fe _{1,01} As _{0,03} S _{1,97}
Py-II	22-2-41	Карьер	44,67	—	4,07	49,25	99,76	FeAs _{0,07} S _{1,93}
Py-II (n=13)	Min		45,05	—	1,80	49,56	99,00	FeAs _{0,05} S _{1,95}
	Max		46,03	—	5,42	51,29	99,08	
	Среднее		45,62	—	3,32	50,76	100,29	
Py-III	244/6	C-244	45,89	1,17	—	53,23	98,72	(Fe _{0,99} Ni _{0,02}) _{1,01} S ₂
Py-III	244/6	C-244	45,74	0,82	—	52,44	99,71	(FeNi _{0,02}) _{1,02} S ₂
Py-III	Sh-4	Ash-07-21	45,11	0,74	1,78	51,45	100,29	(Fe _{0,99} Ni _{0,02}) _{1,01} As _{0,03} S _{1,97}
Py-III	Sh-5	Ash-07-21	45,03	0,60	1,74	51,35	100,14	(Fe _{0,99} Ni _{0,01})As _{0,03} S _{1,97}
Py-III	244/9	C-244	46,68	—	—	53,03	99,00	Fe _{1,01} S ₂
Py-III	244/6	C-244	45,89	1,17	—	53,23	99,71	(Fe _{0,99} Ni _{0,02}) _{1,01} S ₂
Py-III	244/6	C-244	46,33	0,46	—	53,35	100,67	(FeNi _{0,01}) _{1,01} S ₂
Py-III	244/6	C-244	45,74	0,82	—	52,44	98,72	(FeNi _{0,02}) _{1,02} S ₂
Py-III	244/9	C-244	46,68	—	—	53,03	100,67	Fe _{1,01} S ₂
Py-III	244/9	C-244	47,42	—	—	53,25	99,34	Fe _{1,02} S ₂
Py-III (n=10)	Min		45,03	—	—	51,35	100,37	(Fe _{0,98} Ni _{0,02})As _{0,03} S _{1,97}
	Max		46,68	1,17	1,78	53,23	99,11	
	Среднее		45,69	—	—	52,30	100,35	

Примечание: Py-I – осадочно-диагенетический пирит; Py-II – метаморфогенный пирит; Py-III – гидротермальный пирит; Min – минимум; Max – максимум; n – количество анализов. Формулы рассчитаны на 2 ат. в позиции аниона. “—” содержания ниже предела обнаружения.

Пирит-IV образуется в результате замещения халькопирита блеклой рудой, из-за избыточного количества железа. Зерна изометрического облика размером не более 20 мкм в диаметре (Рисунок 3.11е). Плохо изучен из-за слабой распространенности.

Марказит, в пределах месторождения, имеет слабое распространение и отмечается на поздних стадиях рудообразования. Наблюдаются агрегаты пластинчатой, чешуйчатой и неправильной форм выделения, размер которых иногда достигает 0,5 мм в диаметре. В наблюдаемых образцах этим минералом обрастают халькопирит, сфалерит, пирит-II и тетраэдрит (Рисунок 3.11ж).

Арсенопирит является вторым по распространенности рудным минералом в пределах месторождения.

Арсенопирит-I ($\text{Fe}_{1,01}\text{As}_{0,92}\text{S}_{1,08}$) поздней стадии золото-сульфидного этапа образовался в результате гидротермально-метасоматического преобразования углеродсодержащих терригенных пород буконьской свиты, в которых он и локализуется. Чаще всего образует рассеянную вкрапленность игольчатых, длиннопризматических и дипирамидальных кристаллов размером от 20 до 500 мкм вдоль удлинения. Реже арсенопирит-I отмечается в виде реликтов и обломков кристаллов в более поздних кварц-сульфидных жилах. Количество минерала в породе обычно не превышает 1-3 %, в наиболее богатых рудных телах достигает 7 %. Арсенопирит-I наблюдается в сростании с кавернозным пиритом-II и пластинчатым пирротинном, редко в нем отмечаются включения фрамбоидального пирита-I (Рисунок 3.13а-г). Средний химический состав минерала составляет: Fe – 34,58; As – 41,61; S – 21,45 мас.%, при этом коэффициент корреляции $\text{As/S} = -0,74$. Арсенопирит-I попадает в область высоко золотоносного арсенопирита, характерного для месторождений Большевик, Суздаль и Жерек [Ковалев и др., 2011]. Относительно стандартного химического состава минерала, обогащен серой и обеднен мышьяком (Рисунок 3.14, Таблица 3.7), тогда как содержания железа соответствует стандарту. Содержание золота, определенное атомно-абсорбционным методом в мономинеральных фракциях, достигает 500 г/т, редко отмечаются прожилки и вкрапленность золота-I (см. ниже). Картирование арсенопирита-I показало зональное распределение As, Sb и S, при этом пониженные концентрации As и S (Рисунок 3.12в, з) компенсируются повышенными содержаниями Sb (Рисунок 3.12и). Также, отмечается осцилляторная зональность по Ni, Co (Рисунок 3.12б, е) и равномерное распределение Au и Ag (Рисунок 3.12г-д). Максимальные содержания Au и Ag по данным ЛА-ИСП-МС составляют 230 и 20 г/т соответственно.

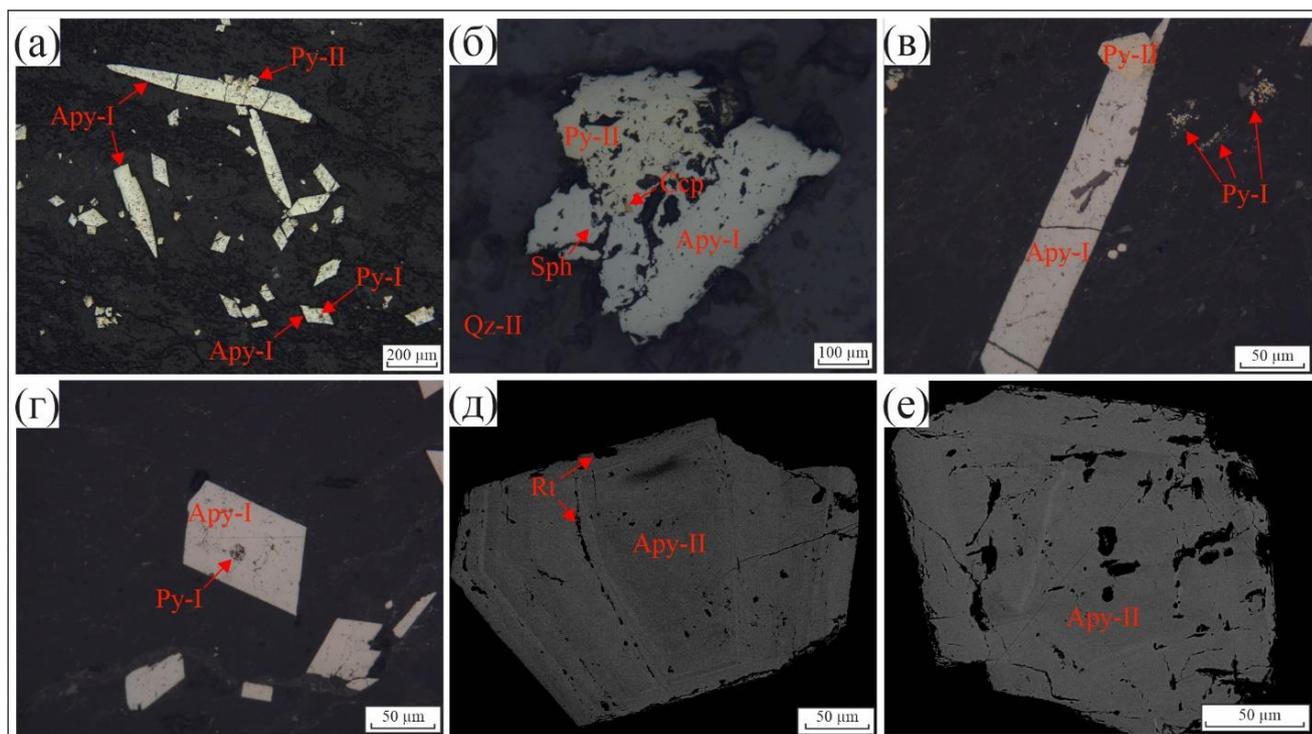


Рисунок 3.13. Арсенопирит месторождения Южные Ашалы. а – включения пирита-I в арсенопирите-I и срastание последнего с пиритом-II в углеродистом сланце, обр. 248/3; б – срastание арсенопирита-I и пирита-II с включением сфалерита и халькопирита в кварцевом матриксе, обр. Sh-3; в – игольчатый кристалл арсенопирита-I в срastании с пиритом-II и фрамбонды пирита-I в виде вкрапленности в углеродистом сланце, обр. 248/3; г – включение пирита-I в арсенопирите-I, обр. 248/3; д – зональный кристалл арсенопирита-II с включениями анатаза (рутила?), обр. sh-4; е – сростки зональных кристаллов арсенопирита-II, обр. sh-5; Примечание: а-г – оптический микроскоп, PPL; д-е – СЭМ, BSE.

Арсенопирит-II ($\text{Fe}_{0,99}\text{Ni}_{0,03}\text{As}_{0,9}\text{S}_{1,1}$) сульфидной стадии золото-сульфидно-кварцевого этапа наблюдается в виде короткопризматических, таблитчатых кристаллов размером от 5 до 200 мкм в диаметре (Рисунок 3.13д, е). Содержание минерала в породе менее 1%. Установлены включения анатаза (рутила?) и пирротина, срastания с кавернозным пиритом-III, а также заполнения пор и трещин – золотом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и блеклыми рудами. Выявлена четкая зональность арсенопирита-II, она связана с примесями Co (<0,7 мас.%) и Ni (<3,1 мас.%) в периферийной части минерала (Рисунок 3.13д). Средний химический состав арсенопирита-II идентичен химическому составу арсенопирита-I (Таблица 3.7). Можно предположить, что арсенопирит-II образовался в результате рекристаллизации золотоносного игольчатого арсенопирита-I раннего этапа. В пределах месторождения минерал слабо распространен, отчего и изучен плохо.

Минералы Ni и Co относятся к редким минералам и встречаются в виде мелких включений в пирите, сростков с арсенопиритом и свободных зерен в карбонате, размер зерен не более 20 мкм в диаметре (Рисунок 3.11и). Герсдорфит наиболее распространен и обогащен Fe (до 14,32

мас.%), реже Co (до 12,75 мас.%). Меньшее распространение имеет глаукоцит с содержанием Ni (до 3,38 мас.%) (Таблица 3.7).

Таблица 3.7. Химический состав сульфоарсенидов, SEM/EDX, мас.%.

Генерация	№ образца	Fe	Co	Ni	As	S	Сумма	Формула
Ару-I	ASH-07-21	35,98	–	–	41,81	22,82	100,61	$Fe_{1,01}As_{0,88}S_{1,12}$
Ару-I	Sh-1	35,94	–	–	40,7	23,52	100,15	$Fe_{1,01}As_{0,85}S_{1,15}$
Ару-I	Sh-10	34,73	–	–	43,23	20,51	98,48	$Fe_{1,02}As_{0,95}S_{1,05}$
Ару-I	Sh-11	35,17	–	–	42,87	20,73	98,77	$Fe_{1,02}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-I	Sh-12	34,41	–	–	41,92	21,55	97,47	$FeAs_{0,91}S_{1,09}$
Ару-I	Sh-13	35,15	–	–	42,84	21,51	99,5	$Fe_{1,01}As_{0,92}S_{1,08}$
Ару-I	Sh-14	34,76	–	–	42,79	20,81	100,31	$Fe_{1,02}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-I	SH-2	35,66	–	–	41,45	21,19	101,74	$Fe_{1,05}As_{0,91}S_{1,09}$
Ару-I	Sh-3	34,87	–	–	43,11	21,11	99,08	$Fe_{1,01}As_{0,93}S_{1,07}$
Ару-I	Sh-4	35,4	–	–	42,93	21,57	99,89	$Fe_{1,02}As_{0,92}S_{1,08}$
Ару-I	Sh-5	35,07	–	–	43,08	21,23	99,38	$Fe_{1,02}As_{0,93}S_{1,07}$
Ару-I (n=11)	Min	34,41		–	40,7	20,51	97,47	$Fe_{1,01}As_{0,92}S_{1,08}$
	Max	35,98			43,23	23,52	101,74	
	Среднее	35,19			42,43	21,50	99,58	
Ару-II	Sh-12	34,08	–	0,42	42,7	20,58	95,8	$(Fe_{1,01}Ni_{0,01})_{1,02}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-II	Sh-12	34,7	–	0,42	42,7	20,58	97,93	$(Fe_{1,03}Ni_{0,01})_{1,04}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-II	Sh-14	35,23	–	0,44	43,98	21,12	100,51	$(Fe_{1,01}Ni_{0,01})_{1,02}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-II	Sh-3	34,93	–	0,98	37,85	26,47	100,45	$(Fe_{0,94}Ni_{0,03})_{0,97}As_{0,76}S_{1,24}$
Ару-II	Sh-3	32,72	0,72	1,73	42,19	21,05	98,41	$(Fe_{0,96}Ni_{0,03})_{0,99}As_{0,92}S_{1,08}$
Ару-II	Sh-4	34,31	–	0,91	42,5	21,2	98,92	$(FeNi_{0,03})_{1,03}As_{0,92}S_{1,08}$
Ару-II	Sh-4	32	–	3,14	44,23	20,36	99,73	$(Fe_{0,94}Ni_{0,09})_{1,03}As_{0,96}S_{1,04}$
Ару-II	Sh-4	34,62	–	0,29	40,79	21,83	97,53	$(Fe_{1,01}Ni_{0,01})_{1,02}As_{0,89}S_{1,11}$
Ару-II	Sh-4	35,43	–	0,35	40,84	23,14	99,75	$(FeNi_{0,01})_{1,01}As_{0,86}S_{1,14}$
Ару-II	Sh-4	33,93	–	1,64	40,51	22,33	98,42	$(Fe_{0,98}Ni_{0,05})_{1,03}As_{0,87}S_{1,13}$
Ару-II (n=10)	Min	32	–	0,29	37,85	20,36	95,8	$(Fe_{0,99}Ni_{0,03})As_{0,9}S_{1,1}$
	Max	35,43	0,72	3,14	44,23	26,47	100,5	
	Среднее	34,19	–	0,95	41,82	21,86	98,74	
Gdf	244/6	9,08	–	27,41	46,48	18,87	101,84	$(Ni_{0,77}Fe_{0,27})_{1,04}As_{1,03}S_{0,97}$
Gdf	244/6	11,73	1,2	23,17	46,35	19,22	101,67	$(Ni_{0,65}Fe_{0,35}Co_{0,03})_{1,03}As_{1,02}S_{0,98}$
Gdf	Sh-6	14,32	3,71	17,63	39,69	22,05	97,4	$(Ni_{0,49}Fe_{0,42}Co_{0,1})_{1,01}As_{0,87}S_{1,13}$
Gdf	Sh-4	12,74	11,12	12,16	39,81	22,37	98,2	$(Fe_{0,37}Ni_{0,34}Co_{0,31})_{1,02}As_{0,86}S_{1,14}$
Gl	Sh 4	12,5	21,08	2,94	35,79	27,84	100,15	$(Co_{0,53}Fe_{0,33}Ni_{0,07})_{0,93}As_{0,71}S_{1,29}$
Gl	Sh-4	12,24	21,96	3,38	36,02	28,23	101,83	$(Co_{0,55}Fe_{0,32}Ni_{0,08})_{0,95}As_{0,71}S_{1,29}$

Примечание: Ару-I, Ару-II, Gdf, Gl – в соответствии с описанием в тексте. Формулы рассчитаны на 2 ат. в позиции аниона. “–“ содержания ниже предела обнаружения.

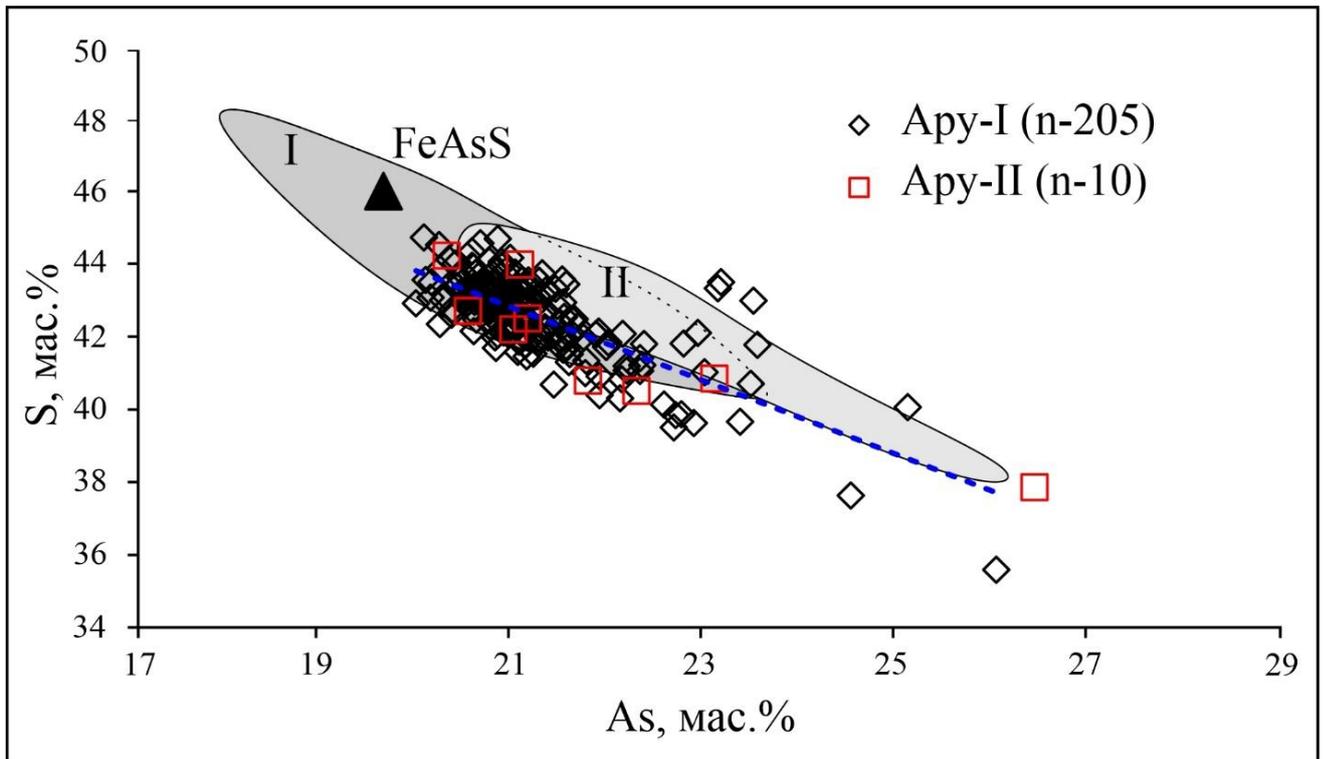


Рисунок 3.14. Диаграмма As-S, иллюстрирующая составы арсенопирита месторождения Южные Ашалы относительно стандартного химического состава (FeAsS) и областей состава игольчатого (серого цвета) и таблитчатого (темно-серого цвета) арсенопирита месторождений Большевик, Суздаль и Жерек [Ковалев и др., 2011], n=217. Треугольником показан стандартный химический состав арсенопирита. Анализ произведен на SEM/EDX, n – количество анализов.

Халькопирит ($Cu_{1,04}Fe_{0,72}S_2$) двух генераций. Ранняя генерация отмечается в виде включений в пирите-II. Наблюдается в виде зерен неправильной формы в сростании с пирротинном, блеклой рудой-I и золотом-I, размер частиц не более 20 мкм в диаметре (Рисунок 3.16д-з). Халькопирит поздней генерации в виде вкрапленности (до 250 мкм), включений (до 250 мкм) и тонких прожилок (до 10 мкм) в пирите, арсенопирите, кварце, сидерите и доломите-II (Рисунок 3.15а, г, е, Таблица 3.8). Зерна неправильной формы изометрического облика наблюдаются в сростании с тетраэдритом, бурнонитом, сфалеритом, пиритом, золотом и галенитом. Нередко минерал замещается тетраэдритом с образованием пирита, а также гипергенными борнитом, халькозином и ковеллином.

Галенит ($Pb_{1,04}S$) встречается в рудах золото-сульфидно-кварцевого типа, на поздних стадиях. Отмечается в виде тонких прожилок и мелких включений (до 20 мкм) в пирите, арсенопирите, зачастую заполняет пустоты и трещины сульфидов. Минерал приурочен к прожилкам кварц-карбонатного состава. Наблюдается в сростании с самородным золотом, халькопиритом, тетраэдритом и минералами бурнонит-зелигманитового ряда (Рисунок 3.15д, з, и). Установлены примеси (в мас.%): Cu (до 1,3), Sb (до 1,5), Fe (до 6,8) и Se (до 1,0) (Таблица 3.8).

Таблица 3.8. Химический состав галенита, сфалерита, халькопирита и пирротина месторождения Южные Ашалы SEM/EDX, мас. %.

Минерал	№ образца	Pb	Zn	Sb	Cu	Fe	S	Se	Сумма	Формула
Gn	Sh-7	84,47	–	–	–	0,3	11,95	1,03	97,75	$Pb_{1,06}Se_{0,03}S_{0,97}$
Gn	Sh-14	82,92	–	1,56	1,29	–	12,6	–	98,37	$Pb_{0,99}Sb_{0,03}S_{0,97}$
Gn	Sh-14	86,31	–	–	0,53	–	12,92	–	99,76	$Pb_{1,04}S$
Gn	Kz-8-2	–	–	–	–	–	–	–	–	$Pb_{1,05}S$
Sp	Sh-1	–	50,57	0,2	–	–	47,56	–	98,34	$Zn_{0,52}Sb_{0,001}S_{0,999}$
Sp	Sh-2	–	53,96	–	–	–	46,4	–	100	$Zn_{0,57}S$
Ссп-II	Sh-5	–	–	–	27,68	33,96	37,92	–	99,56	$Cu_{1,03}Fe_{0,74}S_2$
Ссп-II	Sh-4	–	–	–	25,48	37,33	38,91	–	101,72	$Cu_{1,1}Fe_{0,66}S_2$
Ссп-II	Sh-6	–	–	–	28,33	33,03	38,07	–	99,43	$CuFe_{0,75}S_2$
Ссп-I	210-11	–	–	–	27,73	33,49	37,69	–	98,91	$Cu_{0,59}Fe_{0,81}S_{1,6}$
Ссп-I	263-97	–	–	–	32,64	30,66	34,13	–	97,43	$Cu_{0,73}Fe_{0,77}S_{1,5}$
Ссп-I	263-97	–	–	–	32,43	30,76	34,6	–	97,79	$Cu_{0,72}Fe_{0,77}S_{1,51}$
Ссп-I	263-97	–	–	–	33,35	29,71	34,51	–	97,56	$Cu_{0,74}Fe_{0,75}S_{1,51}$
Ссп-I	263-97	–	–	–	34,33	30,98	34,91	–	100,22	$Cu_{0,74}Fe_{0,76}S_{1,5}$
Ссп-I	263-97	–	–	–	33,52	30,9	35	–	99,43	$Cu_{0,73}Fe_{0,76}S_{1,51}$
Ссп-I	263-97	–	–	–	33,75	30,83	35	–	99,59	$Cu_{0,73}Fe_{0,76}S_{1,51}$
Pyр	263-97	–	–	–	–	60,36	38,05	–	98,41	–
Pyр	263-97	–	–	–	–	60,71	38,76	–	99,47	–
Pyр	263-97	–	–	–	–	59,66	38,06	–	97,72	–
Pyр	263-97	–	–	–	–	60,39	37,84	–	98,23	–
Pyр	263-97	–	–	–	–	60	38,11	–	98,1	–

Примечание: Минералы: Gn – галенит; Sp – сфалерит; Ссп – халькопирит; Pyр – пирротин. Формульные единицы в расчете на 1 атом в позиции аниона – для галенита, сфалерита и на 3 атома – для халькопирита.

Сфалерит (клеюфан) ($Zn_{0,57}S$) встречается крайне редко в виде ксеноморфных зерен изометричного облика, размер до 30 мкм (Рисунок 3.11ж). Минерал с редкими незначительными примесями сурьмы (до 0,2 мас.%) (Таблица 3.8). Сфалерит отмечается в интерстициях кварца, лимонитовых прожилках и пирите в виде зерен неправильной формы. В кавернозном пирите заполняет пустоты и трещины в сростании с карбонатом. Образуется в полиметаллическую стадию позднего этапа.

Пирротин ($Fe_{1-x}S_2$) является редким минералом на месторождении. Отмечается на глубинах более 150 м (в керне скважин Ash-07-21, 244 и 263) в виде вкрапленных зерен каплевидной и ксеноморфной форм в сульфидах (арсенопирите и пирите), размер зерен не превышает 20 мкм в диаметре (Рисунок 3.11з). Установлены примеси: изоморфная – Ni (до 0,6 мас.%) и механическая – Cu (до 6,5 мас.%) (Таблица 3.8). Минерал образуется на раннем золото-сульфидном этапе пирит-арсенопиритовой стадии.

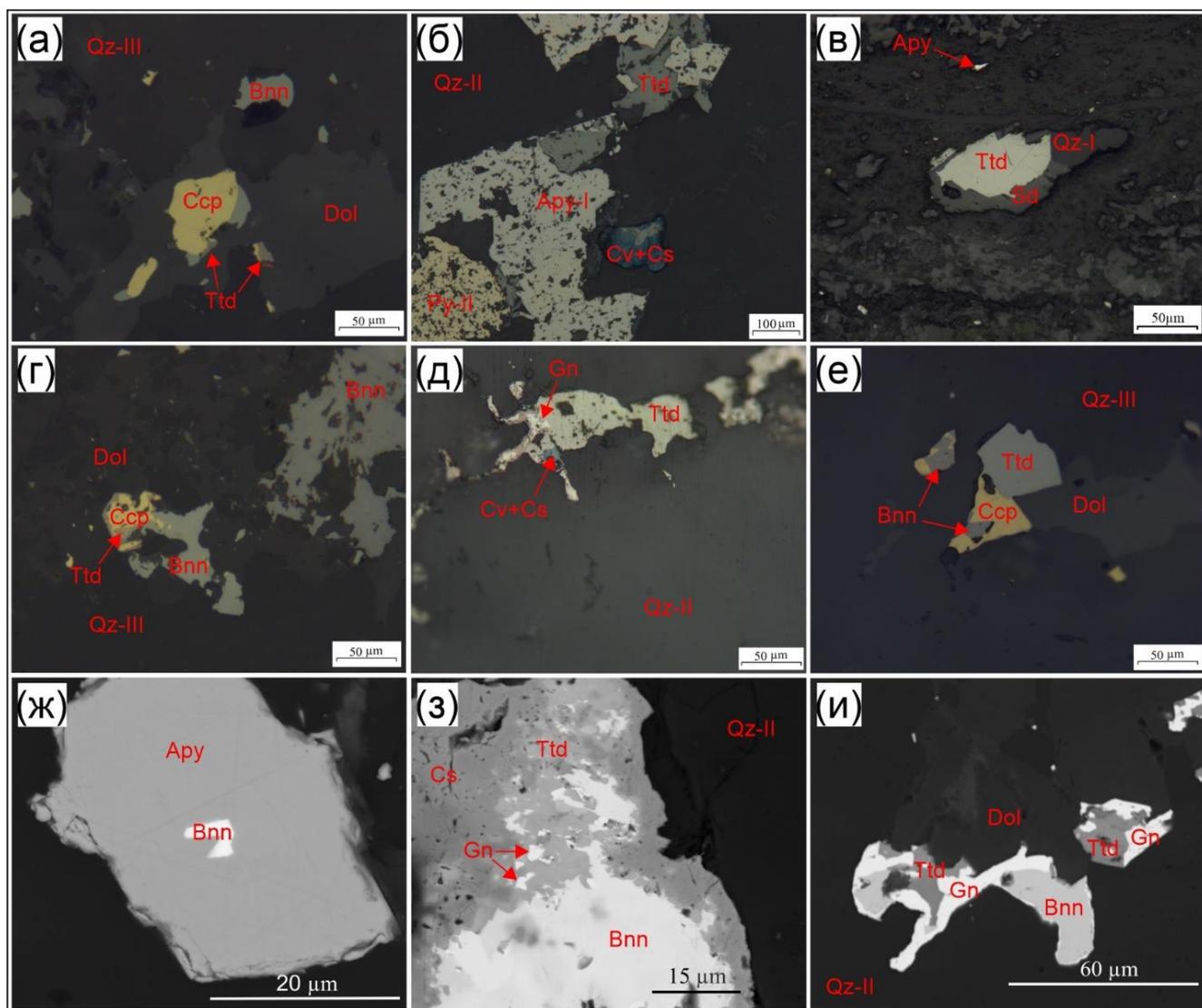


Рисунок 3.15. Сульфосоли месторождения Южные Ашалы. а – срастание халькопирита, тетраэдрита и бурнонита в карбонатном прожилке, обр. 244/12; б – заполнение пор и трещин кавернозных сульфидов тетраэдритом и халькопиритом и замещение последних халькозином, обр. 244/12; в – углеродистый алевролит с кварц-сидерит-тетраэдритовой линзой, обр. sh-7; г – карбонат-полисульфидный прожилок с тетраэдритом, халькопиритом и бурнонитом, обр. 244/12; д – срастание тетраэдрита и галенита с пленками ковеллина и халькозина, обр. sh-14; е – срастание халькопирита, тетраэдрита и бурнонита, обр. 244/16; ж – включение бурнонита в арсенопирите, обр. sh-8; з – тетраэдрит-галенит-бурнонитовый агрегат с пленками халькозина в кварцевом матриксе, обр. sh-9; и – тетраэдрит, галенит и бурнонит на контакте доломита и кварца, обр. sh-14; Примечание: а-е – оптический микроскоп, PPL; ж-и – СЭМ, BSE.

Сульфосоли встречаются редко и представлены блеклыми рудами (*Cu*-, *Zn-Fe*- и *Fe-Zn*-тетраэдрит, Таблица 3.9) и минералами бурнонит-зелигманитового ряда. Они отмечаются в виде включений, зерен неправильной формы (до 15 мкм в диаметре) и прожилков (мощностью до 100 мкм) в срастании с халькопиритом, галенитом, минералами бурнонит-зелигманитового ряда и золотом. Ранняя генерация в ассоциации с золотом-I и халькопиритом-I образуется в пирит-арсенопиритовую стадию (Рисунок 3.16е, з-и); поздняя генерация в ассоциации с бурнонит-зелигманитом, галенитом, халькопиритом-II образуется в полиметаллическую стадию

(Рисунок 3.15а-в, д-е, з-и). Блеклая руда-II приурочена к кварц-сидеритовым линзам в углеродистых сланцах и кварц-доломитовым прожилкам в кварц-сульфидных жилах (молочно-белого цвета). Зачастую блеклая руда-II покрывается корками вторичных минералов меди – ковеллином и халькозином (Рисунок 3.15б, д). Минералы бурнонит-зелигманитового ряда представлены *бурнонитом*, реже переходной разновидью. Они отмечаются в виде мелких включений (до 10 мкм в диаметре) и тонких прожилок (мощностью до 100 мкм) в сростании с блеклой рудой-II, галенитом и халькопиритом-II (Рисунок 3.15а, г, е-и). Установлены примеси Fe до 6,5 мас.% и As до 8,5 мас.% (Таблица 3.10). В некоторых случаях бурнонит обрастает блеклой рудой-II, галенитом и халькозином (Рисунок 3.15з).

Таблица 3.9. Химический состав блеклой руды, SEM/EDX, мас.%.
SEM/EDX, мас.%.

Минерал	№ образца	Fe	Cu	Zn	Sb	As	S	Сумма	Формула	Sb/(Sb+As)
Сu-Тетраэдрит	Sh-14	–	42,49	–	23,19	3,93	28,94	98,55	$Cu_{10,7}(Sb_{3,04}As_{0,84})_{3,88}S_{14,4}$	0,78
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-7	2,23	38,23	5,92	27,18	1,82	25,2	100,58	$Cu_{9,9}(Fe_{0,66}Zn_{1,48})_{2,14}(Sb_{3,67}As_{0,4})_{4,07}S_{12,9}$	0,90
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-14	1,51	38,04	6,2	27,33	2,22	25,57	100,87	$Cu_{9,8}(Fe_{0,44}Zn_{1,55})_{1,99}(Sb_{3,67}As_{0,48})_{4,05}S_{13,05}$	0,88
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-1	1,42	37,53	5,79	27,68	1,93	24,99	99,34	$Cu_{9,86}(Fe_{0,42}Zn_{1,48})_{1,9}(Sb_{3,8}As_{0,43})_{4,23}S_{13,01}$	0,90
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-7	1,17	37,5	6,61	27,46	2,29	25,76	100,79	$Cu_{9,66}(Fe_{0,34}Zn_{1,65})_{1,99}(Sb_{3,69}As_{0,5})_{4,19}S_{13,15}$	0,88
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-7	3,87	37,3	5,49	27,37	2,19	25,16	101,38	$Cu_{9,57}(Fe_{1,13}Zn_{1,36})_{2,49}(Sb_{3,66}As_{0,48})_{4,12}S_{12,79}$	0,89
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-7	1,78	37,08	5,9	27,26	1,29	24,53	97,84	$Cu_{9,89}(Fe_{0,54}Zn_{1,53})_{2,07}(Sb_{3,79}As_{0,29})_{4,08}S_{12,96}$	0,93
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-7	2,77	36,52	4,56	29,89	–	25,14	98,88	$Cu_{9,67}(Fe_{0,83}Zn_{1,17})_{2}Sb_{4,13}S_{13,19}$	1,00
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-7	1,72	36,31	5,68	27,3	1,86	24,68	97,55	$Cu_{9,7}(Fe_{0,52}Zn_{1,48})_{2}(Sb_{3,8}As_{0,42})_{4,22}S_{13,07}$	0,90
Zn-Fe-Тетраэдрит	Sh-14	5,29	36,27	4,91	23,01	7,71	25,34	102,53	$Cu_{9,1}(Fe_{1,5}Zn_{1,19})_{2,69}(Sb_{3}As_{1,63})_{4,63}S_{12,57}$	0,65
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-7	2,36	36,26	6,69	24,99	2,29	24,84	97,43	$Cu_{9,59}(Fe_{0,71}Zn_{1,72})_{2,43}(Sb_{3,45}As_{0,51})_{3,96}S_{13,02}$	0,87
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-14	2,62	36,03	6,63	27,48	4,06	24,16	100,98	$Cu_{9,4}(Fe_{0,78}Zn_{1,68})_{2,44}(Sb_{3,74}As_{0,9})_{4,64}S_{12,49}$	0,81
Fe-Zn-Тетраэдрит	Sh-7	3,17	35,9	6,11	28,28	–	24,38	97,84	$Cu_{9,6}(Fe_{0,96}Zn_{1,59})_{2,55}Sb_{3,94}S_{12,91}$	1,00
Zn-Fe-Тетраэдрит	Sh-14	5,58	35,67	4,76	24,48	6,56	25,1	102,15	$Cu_{9,01}(Zn_{1,17}Fe_{1,6})_{2,77}(Sb_{3,23}As_{1,4})_{4,63}S_{12,57}$	0,70
Zn-Fe-Тетраэдрит	Sh-9	5,77	34,8	4,64	21,61	7,43	24,06	98,31	$Cu_{9,08}(Zn_{1,18}Fe_{1,71})_{2,89}(Sb_{2,94}As_{1,64})_{4,58}S_{12,44}$	0,64
Zn-Fe-Тетраэдрит	Sh-9	5,54	34,1	4,82	24,53	6,02	24,5	99,51	$Cu_{8,87}(Zn_{1,22}Fe_{1,64})_{2,86}(Sb_{3,33}As_{1,33})_{4,66}S_{12,62}$	0,72
Fe-Zn-Тетраэдрит	244/6	3,67	38,99	3,85	22,2	5,38	25,29	99,38	$Cu_{9,99}(Zn_{0,96}Fe_{1,07})_{2,03}(Sb_{2,97}As_{1,17})_{4,14}S_{12,84}$	0,72
Fe-Zn-Тетраэдрит	244/6	3,06	37,87	4,59	23,57	3,94	25,08	98,11	$Cu_{9,88}(Fe_{0,91}Zn_{1,16})_{2,07}(Sb_{3,21}As_{0,87})_{4,08}S_{12,97}$	0,79

Примечание: формульные единицы в расчёте на 29 атомов; “–” содержания ниже предела обнаружения.

Самородное золото двух генераций локализуется как в кварцевых жилах, так и в минерализованных зонах. Промышленные запасы связаны с упорными рудами из минерализованных зон, где золото локализуется преимущественно в сульфидах.

Золото-I отмечается в виде включений (от 2 до 15 мкм в диаметре) и прожилков (протяженностью до 25 мкм) в пирите-I, пирите-II и арсенопирите-I (Рисунок 3.17г-и), нередко частицы локализируются на контакте As-пирита и арсенопирита. Оно образуется на пирит-арсенопиритовой стадии золото-сульфидного этапа, в сростании с золотом установлены халькопирит и тетраэдрит-I. В золоте-I установлены примеси Ag (до 11,9 мас.%), Cu (до 0,9 мас.%), Pb (до 4,3 мас.%), последние две являются механическими.

Таблица 3.10. Химический состав минералов бурнонит-зелигманитового ряда, SEM/EDX, мас.%

№ образца	Fe	Cu	Pb	Sb	As	S	Сумма	Формула	Sb/(Sb+As)
Sh-14	–	13,01	41,38	24,3	–	18,9	97,59	$Cu_{1,03}PbSbS_{2,96}$	1,00
Sh-13	–	12,99	41,58	24,54	–	18,86	97,97	$Cu_{1,03}PbSb_{1,01}S_{2,95}$	1,00
Sh-13	2,69	12,37	41,53	23,29	–	19,48	99,36	$(Fe_{0,23}Cu_{0,94})_{1,17}Pb_{0,97}Sb_{0,92}S_{2,93}$	1,00
Sh-13	2,24	12,24	42,06	23,79	–	19,2	99,53	$(Fe_{0,2}Cu_{0,94})_{1,14}Pb_{0,99}Sb_{0,95}S_{2,92}$	1,00
Sh-11	–	11,04	37,97	21,23	9	19,06	98,3	$Cu_{0,84}Pb_{0,88}(As_{0,58}Sb_{0,84})_{1,42}S_{2,86}$	0,59
Sh-10	6,57	10,95	36,16	21,13	8,55	18,67	102,03	$(Fe_{0,53}Cu_{0,77})_{1,3}Pb_{0,78}(As_{0,51}Sb_{0,78})_{1,29}S_{2,62}$	0,60
Sh-11	–	10,89	38,7	21,73	8,26	18,9	98,48	$Cu_{0,83}Pb_{0,91}(As_{0,53}Sb_{0,87})_{1,4}S_{2,86}$	0,62

Примечание: формульные единицы в расчёте на 6 атомов; “–” содержания ниже предела обнаружения.

Золото-II наблюдается в виде прожилковых форм, размером от 10 до 300 мкм (Рисунок 3.16а, б). Частицы изометрического, уплощенного и удлиненного облика наблюдаются в сростании с кварцем-II, редко в ассоциации с халькопиритом, галенитом, тетраэдритом-II и бурнонитом. Иногда золото-II образует прожилки в арсенопирите-I, мощностью до 5 мкм (Рисунок 3.16в). Ввиду крайне малых размеров частиц самородного золота набрать представительную статистику для микрозондового изучения состава золотин оказалось делом весьма затруднительным, отчего приводимые данные можно считать ориентировочными, но не количественными. По результатам SEM/EDX построена гистограмма пробности золота (Рисунок 3.17), на которой отчетливо выделяется два пика, где золото-I – имеет широкий диапазон пробности 870–940%, а золото-II – весьма высокопробное.

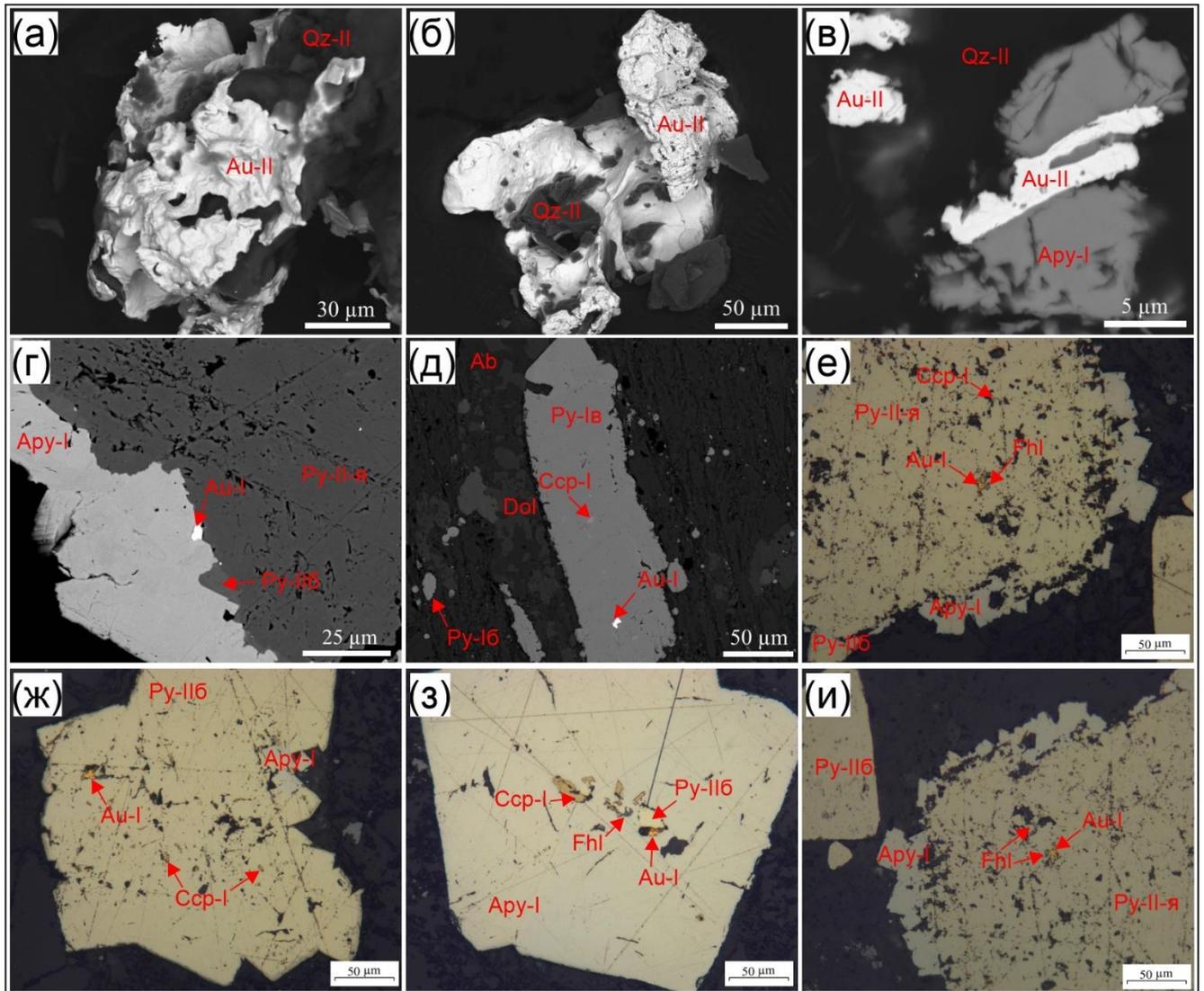


Рисунок 3.16. Золото месторождения Южные Ашалы. а – золото-II с кварцем, зерно неправильной, прожилковой формы, уплощенного облика, обр. Sh-1; б – золото-II в сростании с кварцем, изометричного облика, неправильной формы, вид частицы прожилковой, обр. Sh-12; в – прожилков золота-II в арсенопирите, обр. sh-5; г – золото-I на контакте пирита и арсенопирита, обр. kz-08-2; д – пирит с включением золота-I и халькопирита в углеродистом сланце, обр. 210/11; е, ж, и – кавернозный пирит с включением золота-I, блеклой руды, халькопирита и кварца обрастает арсенопиритом, обр. kz-08-2; з – арсенопирит с включением пирита, блеклой руды, халькопирита и золота-I, обр. kz-08-2; Примечание: е-и – поляризационный микроскоп, PPL; а-д – СЭМ, режим BSE.

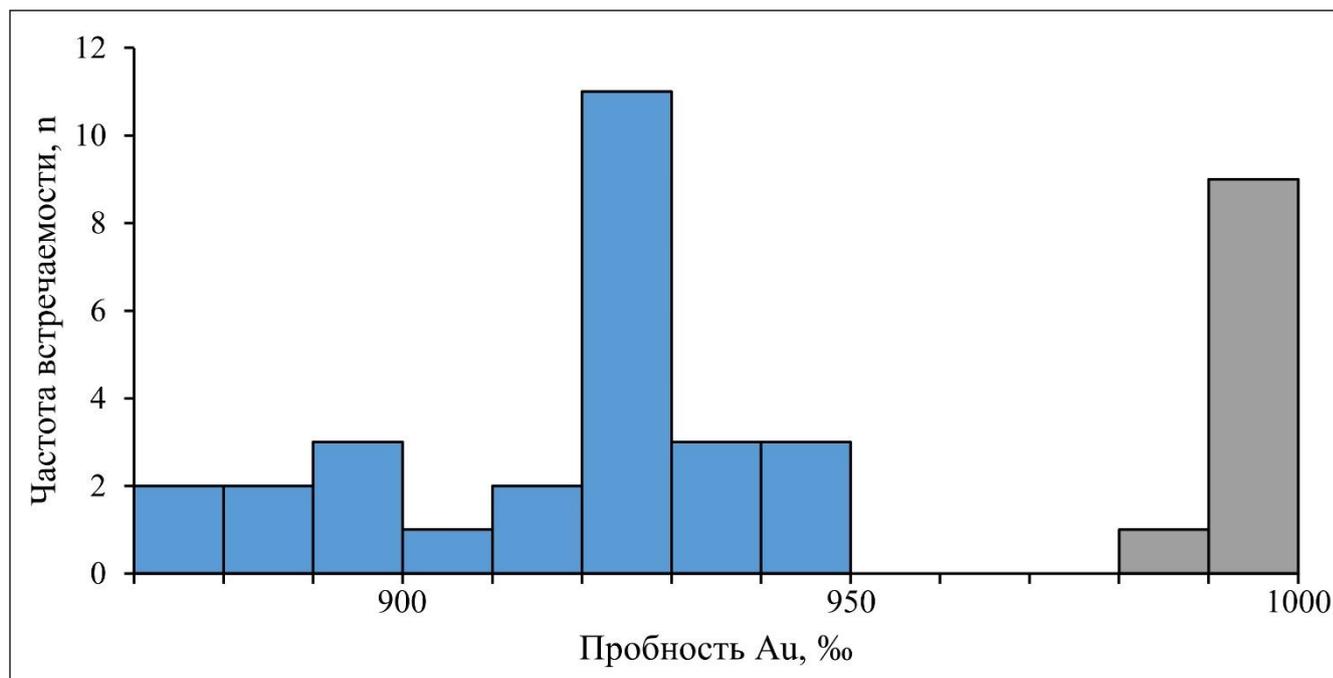


Рисунок 3.17. Пробность золота месторождения Южные Ашалы. Синий – золото-I (n = 32); Серый – золото-II (n = 10).

3.3. Другие месторождения и рудопроявления

На Васильевском месторождении результаты исследования рудной минерализации и минералого-геохимических особенностей детально рассматриваются в работах [Наливаев, 1977; 1980; Наливаев, Ахметов, 1974; Павлова, 1981; Наливаев, Павлова, 1986]. На месторождениях и рудопроявлениях Южное, Койтас, Женишке и Каражал детальных минералого-геохимических исследований не проводилось.

Так, на месторождении Васильевском содержание сульфидов во вкрапленных рудах от 0,5 до 10%, в среднем около 3%, пирит в 2–2,5 раза преобладает над арсенопиритом. В количестве сотых и тысячных долей процента присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, марказит, герсдорфит и самородное золото, очень редко встречаются пирротин и борнит (Наливаев, Павлова, 1986).

Пирит является главным рудным минералом месторождения. Ранее выделяли колломорфный пирит осадочно-диагенетического происхождения (Py-0) и «рудные» пириты I и II генераций. По данным микрорентгеноспектрального анализа (выполнен Плешаковым А.П. на приборе «Камебакс» в ЦНИГРИ), пиритах I и II генерации содержания мышьяка в количестве от 0,06-0,1 до 6 мас.%. Распределение мышьяка внутри кристаллов, как правило, неоднородное, нередко зональное с увеличением его концентраций в краевых частях кристаллов. Пирит-0 в виде зерен округлого, фрамбоидального облика, размером до 50 мкм в диаметре (Рисунок 3.18а). Зерна пористого строения без видимых включений в углеродсодержащем алевролите.

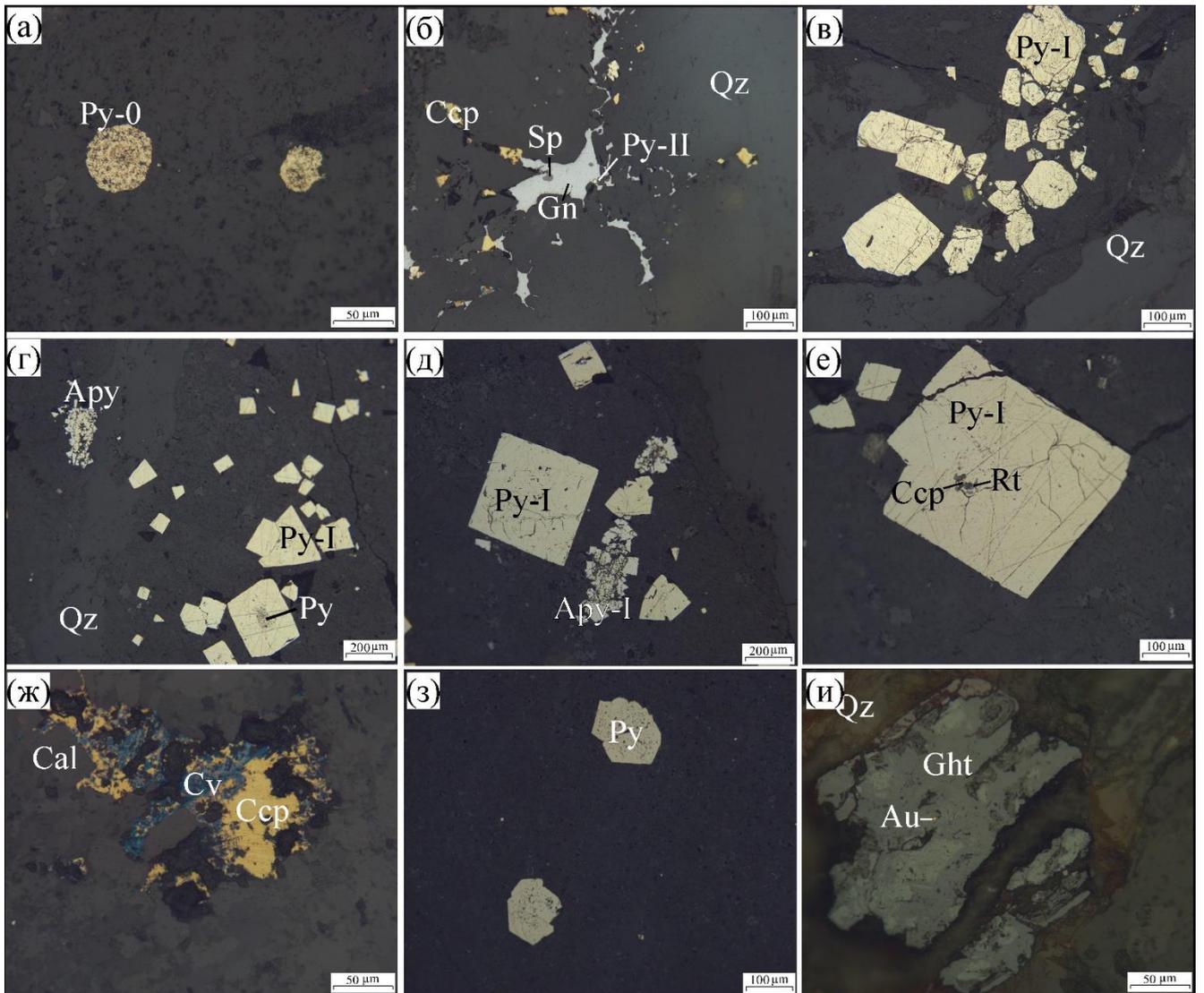


Рисунок 3.18. Минерализация Боко-Васильевского рудного поля. а – округлый пирит в углеродистом алевролите, обр. kz-13-3; б – сростание пирита с галенитом, халькопиритом и сфалеритом в кварце, обр. kz-13-3; в – кристаллы пирита в деформированной, прокварцеванной пород, обр. kz-16; г – вкрапленные зерна пирита и арсенопирита, обр. kz-21; д – пирит обрастает и частично замещается арсенопиритом, обр. kz-21; е – пирит с включением халькопирита и рутила, обр. kz-21; ж – халькопирит замещается вторичными минералами Cu, kz-22; з – вкрапленники пирита, обр. kz-22; и – псевдоморфоза лимонита по пириту с включением золота, обр. kz-24. Примечание: а-в – месторождение Васильевское; г-е – месторождение Южное; ж-з – месторождение Женишке; и – месторождение Колорадо.

Пирит-I генерации встречается в виде тонких и мелких метакристаллов комбинированных форм и агрегатов, характеризуется неоднородным скоплением с тонкозональной внешней частью и незональным ядром (Рисунок 3.18в). Содержания As (в незональном ядре – 0,07-1,2 мас.%) возрастает во внешних частях кристаллов (0,1-2,3 мас.%). Золотоносность пирита, по данным [Новожилов, Гаврилов, 1999], меняется в пределах 13,36-170 г/т, (среднее – 46 г/т), при содержании серебра 8,52-29,1 г/т (среднее – 17 г/т). Данный пирит нередко замещает колломорфный, вероятно, диагенетический пирит, широко распространенный в рудовмещающей

осадочной толще. Кроме этого, аналогичный пирит наблюдается и на месторождениях Южное (Рисунок 3.18г-е) и Женишке (Рисунок 3.18з).

Пирит-II генерации ассоциирует с ранним кварцем и образует кристаллы и сростки кристаллов преимущественно кубического габитуса, осложненные гранями пентагондодекаэдра. Кристаллы часто уплощенные и скошенные с грубой скульптурой граней и штриховкой. Более крупные кристаллы и сростки пирита часто раздроблены и сцементированы кварцем и карбонатом (Рисунок 3.18б). Содержания золота, по данным [Новожилов, Гаврилов, 1999], в мономинеральных фракциях пирита I генерации от 35,14 до 129,07 г/т, в среднем 72 г/т; содержание серебра в них 7,11-21,59 г/т, в среднем 14 г/т.

Арсенопирит по сравнению с пиритом имеет менее широкое распространение и в заметных количествах отмечается лишь в рудных телах, благодаря чему является одним из самых простых и надежных минералогических критериев золотоносности минерализованных участков. Содержание его в рудах колеблется от 0,2 до 5,5 % (в среднем около 1%). Арсенопирит образует весьма тонкие кристаллы и сростки кристаллов удлиненной призматической формы, изометричные кристаллы дипирамидального облика. Размер кристаллов сильно варьирует, составляя в подавляющей массе от первых до 40 мкм в поперечнике. Минерал является одним из главных концентраторов тонкодисперсного и субмикроскопического золота в рудах. Содержания Au по данным атомно-абсорбционного анализа [Новожилов, Гаврилов, 1999] в четырех пробах арсенопирита варьировало от 114 до 483,1 г/т (среднее – 238 г/т), а содержания Ag 5,1-104,7 г/т (среднее – 52 г/т). Также минерал установлен на месторождении Южное (Рисунок 3.18г-д).

Кроме этого, проявлены полисульфидные минералы, такие как халькопирит, сфалерит и галенит на месторождениях Васильевское (Рисунок 3.18б) и Женишке (Рисунок 3.18ж). Зерна ксеноморфного облика, размером до 500 мкм. Отмечаются сростания халькопирит, галенита и сфалерита, а также включения в них кристаллов пирита.

На рудопроявлении Каражал вкрапленная сульфидная минерализация, приуроченная к прокварцеванным углеродсодержащим алевролитам (Рисунок 3.19а) и кварцевым жилам (Рисунок 3.19б), варьирует от 1 до 5 %. Среди рудных минералов также присутствуют халькопирит, рутил, золото и блеклые руды (Рисунок 3.19). Пирит зачастую в виде субгедральных кристаллов, размером до 1,5 мм в поперечнике, с включениями УВ, халькопирита, золота, рутила и блеклых руд (Рисунок 3.19в-г). Образцы зачастую катаклазированы, брекчированны, сульфидизированы (Рисунок 3.19д-е). Золото установлено в сростании с халькопиритом и УВ в виде включений в пирите.

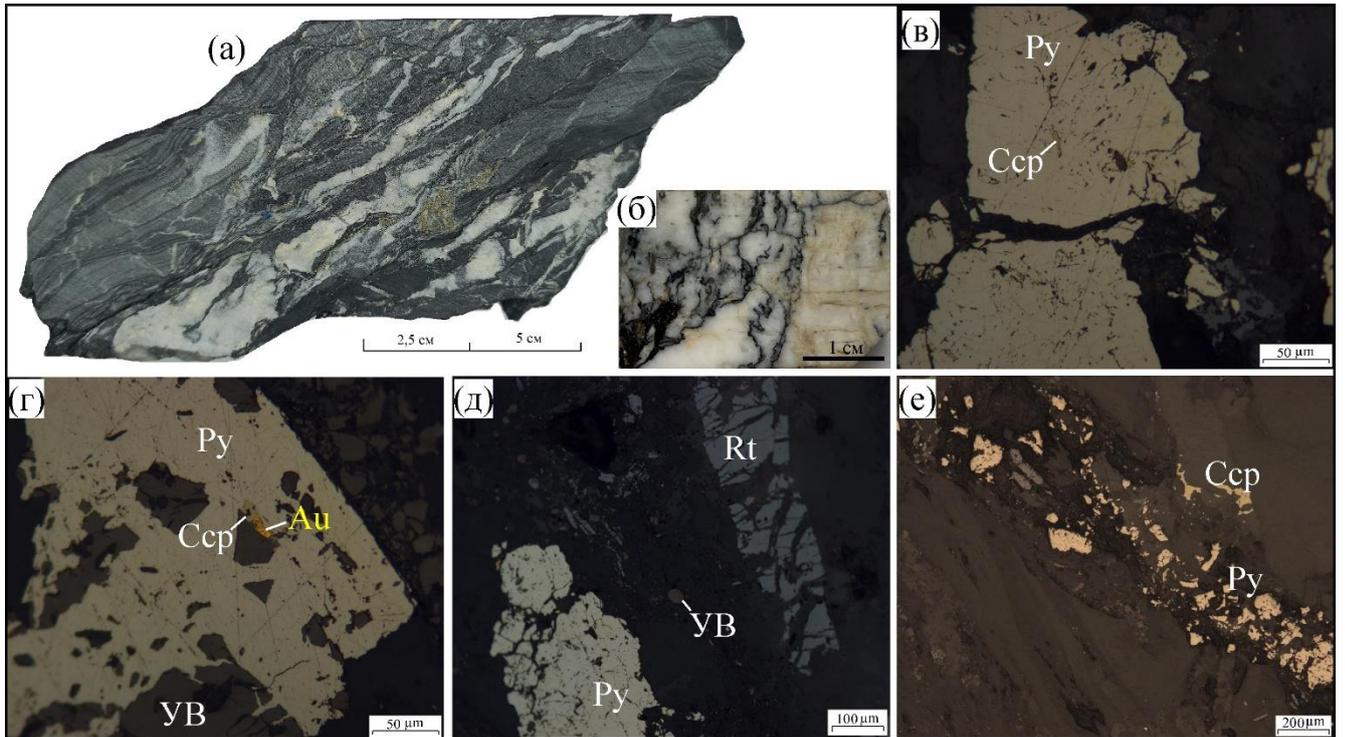


Рисунок 3.19. Минерализация рудопроявления Каражал. а – углеродсодержащая слоистая алевропелитовая порода с сульфидно-кварцевыми прожилками, обр. KAR-1; б – кварц-карбонатная жила с прожилками пирита и углеродистого вещества (УВ), обр. KAR-4; в – субгедральный пирит с включением халькопирита, обр. KAR-4; г – субгедральный пирит с включением халькопирита, золота и УВ, обр. KAR-2; д – обломки субгедрального пирита, УВ и рутила в углеродистом алевролите, обр. KAR-1; е – обломки пирита, халькопирита и УВ в деформированном алевролите, обр. KAR-1.

3.4. Обсуждение результатов

Исходя из вышеизложенных данных предлагаются схемы последовательности рудообразования на месторождениях Акжал и Южные Ашалы. Этапы и стадии выделяются на основании анализа структурно-текстурных особенностей руд и непосредственных наблюдений в коренных выходах, карьере, канавах, керне скважин, а также в аншлифах, шлифах и шашках.

На месторождении Акжал нами выделяется два гипогенных этапа рудообразования (Рисунок 3.20): золото-сульфидный (ранний) и золото-сульфидно-кварцевый (поздний). На позднем этапе выделяется две стадии: 1) сульфидная; 2) полиметаллическая. Также, на месторождении широко проявлены вторичные гипергенные процессы, с которыми связано образования зон окисления – представляющих особый промышленный интерес (в работе не рассматриваются).

Этап		Золото-сульфидный	Золото-сульфидно-кварцевый	
Минерал	Стадия		Сульфидная	Полиметаллическая
Кварц		██████████	██████████	██████████
Кальцит			██████████	██████████
Доломит		██████████		
Калиевый ПШ			██████████	
Хлорит				██████████
Серицит		-----	██████████	██████████
Графит и УВ*		██████████		
Марказит		██		
Пирит		██████████ ЗОЛОТОНОСНЫЙ	██████████	
Арсенопирит		██████████ ЗОЛОТОНОСНЫЙ	██████████	
Рутил		██		
Самородное золото		██		██████████
Самородное серебро				-----
Пирротин		██		
Герсдорфит			██	
Аллоклазит			██	
Галенит			██	██████████
Сфалерит			██	██████████
Халькопирит		██	██	██████████
Антимонит				-----
Киноварь				-----
Матильдит				██████████
Тетраэдрит				██████████
Полибазит				██████████
Бенлеонардит				██████████
Петцит				-----

Рисунок 3.20. Схема последовательности рудообразования месторождения Акжал. Толщина линии соответствует относительной распространенности минерала.

На золото-сульфидном этапе, в углеродисто-терригенно-карбонатной толще, образуются пирит-I (обогащенный и обедненный As), марказит, арсенопирит-I (игольчатый, звездчатый), рутил, золото-I, пирротин и халькопирит-I, а также нерудные минералы – кварц-I, кальцит, доломит, серицит и углеродистое вещество.

На сульфидной стадии золото-сульфидно-кварцевого этапа образуются пирит-II, арсенопирит-II, аллоклазит, герсдорфит и начинают образовываться золото-II, галенит, сфалерит, халькопирит-II (микровключения), кроме этого жилы, которые секут даубайскую и буконьскую свиты, состоят из нерудных минералов – кальцита, серицита, кварца и калиевого полевого шпата. На полиметаллической стадии кристаллизуются галенит, сфалерит, халькопирит-II, золото-II, группа тетраэдрита, матильдит, полибазит, бенлеонардит, антимонит, киноварь и петцит в кварц-кальцитовых прожилках с хлоритом и серицитом. Зачастую жилы и прожилки данного этапа цементируют обломки пород и минералов более раннего этапа.

На месторождении **Южные Ашалы** нами также выделяется два этапа гипогенного рудообразования (Рисунок 3.21): золото-сульфидный (ранний) и золото-сульфидно-кварцевый (поздний). На каждом этапе выделяется по две стадии, на золото-сульфидном: 1) пиритовая, 2) пирит-арсенопиритовая; а на золото-сульфидно-кварцевом: 1) сульфидная; 2) полиметаллическая. Кроме этого, на месторождении широко проявлен гипергенный этап, с которым связано образование зоны окисления – последнюю отработали еще в прошлом веке.

На пиритовой стадии золото-сульфидного этапа образуются три морфологические разновидности пирита-I (фрамбоидального, округлого и удлиненного облика – слабо распространен), золото-I, халькопирит-I, тетраэдрит-I и сидерит. На пирит-арсенопиритовой стадии кристаллизуются золотоносный арсенопирит-I, пирит-II (субгедральные и эвгедральные кристаллы), золото-I, халькопирит-I, тетраэдрит-I, пирротин они повсеместно распространены в пределах месторождения, а среди нерудных минералов установлены углистое вещество (графит?), кварц, доломит, сидерит, альбит, серицит. Рудные минералы данного этапа приурочены к терригенным породам буконьской свиты, редко встречаются в виде захваченных реликтов и обломков в кварцевых жилах и гидротермальных брекчиях.

На сульфидной стадии золото-сульфидно-кварцевого этапа образуются пирит-III, арсенопирит-II, золото-II, анатаз (или рутил), глаукоdot, герсдорфит, доломит и серицит, приуроченные к кварцевым жилам, которые секут даубайскую и буконьскую свиты. На полиметаллической стадии кристаллизуются пирит-IV, халькопирит-II, галенит, сфалерит, золото-II, марказит, тетраэдрит-II и бурнонит, в кварц-доломитовых прожилках. Последние в пространстве совмещены с жилами сульфидной стадии и зачастую выполняют центральные их части.

Этап Стадия Минерал	Золото-сульфидный		Золото-сульфидно-кварцевый	
	Пиритовая	Пирит-арсено-пиритовая	Сульфидная	Полиметаллическая
Кварц (Qz)		██████████	██████████	██████████
Доломит (Dol)		██████████	██████████	██████████
Сидерит (Sd)	██████████	██████████		
Альбит (Ab)		██████████		
Углеродистое вещество		████		
Серицит (Ms)		██████████	██████████	██████████
Пирит (Py)	Py-Ia ██████████ Py-Iб ██████████	Py-Iв ██████████ Py-II-я ██████████ Py-IIа ██████████ Py-IIб ██████████	Py-III ██████████	Py-IV ██████████
Арсенопирит (Apy)		██████████ ЗОЛОТОНОСНЫЙ	██████████	
Пирротин (Pyrh)		████		
Рутил (Rt)		████	████	
Золото (Au ⁰)	████	████
Глаукодот (Gl)			████	
Герсдорфит (Gdf)			████	
Халькопирит (Ccp)		████		████
Сфалерит (Sph)				████
Галенит (Gn)				████
Тетраэдрит (Ttd)		████		████
Бурнонит (Bnn)				████
Марказит (Mrc)				████

Рисунок 3.21. Схема последовательности рудообразования месторождения Южные Ашалы. Толщина линии соответствует относительной распространенности минерала.

3.5. Основные выводы

На месторождениях АБАЗР установлены вкрапленные, гнездовые, прожилковые и прожилково-вкрапленные текстуры руд характерные для минерализованных зон (локализующихся во вмещающих углеродисто-терригенных толщах), тогда как массивные, брекчиевые, гнездовые, гнездово-вкрапленные, прожилковые, прожилково-вкрапленные, и вкрапленные текстуры характерны для сульфидно-кварцевых жил. При этом, на месторождении Акжал в приповерхностной части наиболее распространены массивные, брекчиевые, прожилковые и вкрапленные, а на глубине прожилково-вкрапленные, вкрапленные и прожилковые.

На месторождения АБАЗР вкрапленные сульфиды (пирит), локализующиеся в углеродистой толще, зачастую зональные, при этом ядерная часть пористого строения обогащена Co, Ni, S с обилием микровключений (золото, халькопирит, блеклые руды и другие), а краевая

часть более однородного строения обогащена As, при этом отмечаются сростания с арсенопиритом и обрастания последним.

На месторождениях Акжал и Южные Ашалы впервые приведена детальная характеристика основных (пирита и арсенопирита), второстепенных и редких минералов. Кроме этого, на месторождении Акжал впервые установлены – полибазит и матильдит, а на месторождении Южные Ашалы – марказит, хромит, сульфоарсениды (герсдорфит, глаукоdot) и минералы бурнонит-зелигманитового ряда.

Самородное золото (гипогенного происхождения) на месторождениях АБАЗР двух генераций, при этом раннее – в виде микровключений и тонких прожилок в сульфидах (пирите, арсенопирите, марказите), установлено в сростании с халькопиритом и минералами группы тетраэдрита, пробность золота в диапазоне 650-950 ‰; а позднее – в виде трещинных, прожилковых форм в сростании с кварцем, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклыми рудами, пиритом, с широким диапазоном пробности от 300 до 1000 ‰.

На месторождениях АБАЗР выделяется два типа руд: золото-сульфидный (минерализованные зоны) и золото-сульфидно-кварцевый (кварцевые жилы). Руды сопровождаются гидротермально-метасоматическими и динамометаморфическими преобразованиями, контролируемые зонами тектонических нарушений. Установлены золото-сульфидный (ранний) – метаморфогенно-гидротермальный и золото-сульфидно-кварцевый (поздний) – магматогенно-гидротермальный этапы рудообразования, включающие в себя несколько стадий. На раннем этапе вкрапленные сульфиды, в углеродсодержащей толще, зачастую стратиформного облика – залегают согласно с вмещающими их породами (например, Рисунок 3.11г). Также, установленные тени давления кварца вокруг вкрапленников пирита (например, Рисунок 3.2и), указывают на до- или синметаморфическое образование сульфидов. На позднем этапе минерализация проявлена в виде жил и прожилок, прорывающих вмещающие терригенные породы, при этом выделяется золото-сульфидная и полиметаллическая стадии. Этап сопровождается богатой V_i минерализацией (матильдит, галенит с примесями V_i , бенлеонардит), а также структурно-текстурной и минералого-геохимической зональностью.

Образование месторождений и рудопроявлений АБАЗР, таких как Южные Ашалы, Каражал, Васильевское, Южное связано преимущественно с метаморфогенно-гидротермальным этапом (поздний этап менее проявлен), тогда как на Акжале, Сергей-1, Колорадо и других широко проявлен магматогенно-гидротермальный этап (на Акжале хорошо проявлены оба этапа).

ГЛАВА 4. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ

На сегодняшний день имеется множество геохимических данных по элементному и микроэлементному составу и структурно-текстурным особенностям сульфидов золоторудных месторождений порфирирового [Franchini et.al., 2015; Reich et.al., 2013], эпitherмального [Kouhestani et.al., 2017], орогенного [Паленова и др., 2015; Шевкунов и др., 2018; Large et.al., 2007; 2014; Kudrin et.al., 2021; Liu et.al., 2023] и карлин [Large et.al., 2009; 2011; Su et.al., 2008] типов. Эти данные помогают определить механизмы вхождения микроэлементов в пирит на каждой стадии, изучить поведения основных рудообразующих элементов в процессе формирования месторождения, расшифровать процессы минерализации и механизмы осаждения золота, понять происхождение и эволюцию пирита, определить место золота в сульфидном парагенезисе. Главными и одновременно сквозными сульфидами, на месторождениях, локализующихся в метаморфизованных толщах, являются пирит и арсенопирит, поэтому их геохимическое исследование является ключом в понимании эволюции этих месторождений.

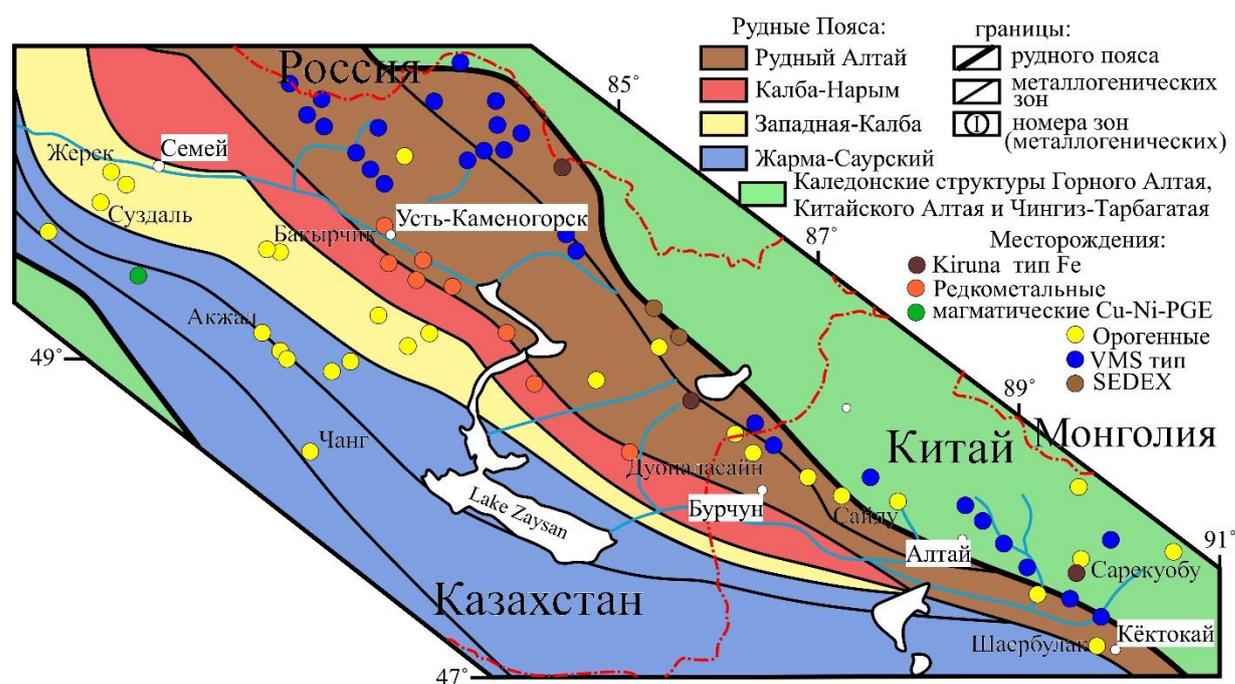


Рисунок 4.1. Схематическая металлогеническая карта по данным [Dyachkov et.al. 2021] с изменениями.

4.1. Результаты исследований

Минералого-геохимические и структурно-текстурные особенности руд месторождений были охарактеризованы в Главе 3. В рамках работы исследовался микроэлементный состав пирита, арсенопирита и марказита на месторождениях Акжал и Южные Ашалы, а также в качестве сравнения использовались данные по месторождению Жерек (Таблица 4.1), которое расположено в пределах Мукурского рудного района ЗКЗП (Рисунок 4.1). Основное внимание

было сосредоточено на месторождении Южные Ашалы, так как месторождение относится к классическому орогенному типу и поэтому далее оно рассматривается более детально.

Таблица 4.1. Описание образцов, проанализированных с помощью LA-ICP-MS.

Объект	№ образца	Исследуемые Сульфиды	Описание
Месторождение Южные Ашалы (n = 90)	210/11	Pу-Ia, Pу-Iб, Pу-Iв, Pу-IIa, Pу-IIб	Углеродсодержащий алевролит с сульфидной минерализацией и птигматитовыми ¹¹ кварц-карбонатными прожилками.
	248/3	Pу-IIя, Pу-IIa, Pу-IIб	-//-
	kz-8-2	Pу-IIя, Pу-IIa, Pу-IIб, Ару-I	Углеродсодержащий алевропесчаник с обильной вкрапленностью сульфидов и редкими прожилками кварца.
	244/11	Pу-III	Гидротермальная брекчия состоящая из обломков зеленовато-серой породы с вкрапленностью титанистых минералов (базальта), сцементированных кварцем с вкрапленно-гнездовой сульфидной минерализацией.
	244/6	Pу-III, Ару-II	Карбонат-кварцевая жила с сульфидной вкрапленностью.
	Sh-4	Pу-III	Гидротермальная брекчия, состоящая из обломков измененной породы и карбонат-кварцевого цемента с сульфидной вкрапленностью.
Мест-е Акжал (n = 9)	599/196,3	Pу-II (As), Pу-II	Гидротермальная брекчия, состоящая из обломков измененного алевролита и кварц-сульфидного цемента.
	598/87,5	Pу-II (As), Mгс, Ару-I	Гидротермальная брекчия, состоящая из обломков породы и кварцевого цемента. Повсеместно наблюдаются вкрапленность и гнезда сульфидов.
	605/270	Pу-II, Ару-I	Черный сланец с сульфидной вкрапленностью.
Мест-е Жерек (n = 8)	Je-13-3	Pу-I, Pу-II	Черносланцевая порода с вкрапленной сульфидной минерализацией.
	Je-27	Pу-II, Ару-I	Метаморфизованная осадочная порода с вкрапленной минерализацией.
	Je-63	Pу-II (As), Ару-I	Березитизированная порода с сульфидной минерализацией

Примечание: Исследуемые сульфиды подробно охарактеризованы в Главе 3.

Полученные нами результаты отчетливо отражают тренды изменения концентраций микроэлементного состава, однако, следует с осторожностью относиться к абсолютным значениям некоторых элементов, поскольку проведенные исследования стандартного образца NIST 610 и других стекол [Jochum et.al., 2011; Pearce et.al., 1997] показывают, как умеренную, так и существенную (Se, Pd, Pt) неоднородность некоторых элементов. В вышеуказанных работах было установлено, что ошибка измерений напрямую зависит от диаметра пучка, при уменьшении которого увеличивается ошибка измерения. Так, например, при диаметре пучка 40 мкм, в нашей

¹¹ Птигматитовый прожилок (жила) – см. словарь терминов

работе диаметр пучка варьировал от 40 до 50 мкм, возможная ошибка измерения Mn, V, Ti, Fe, Pb, Cr, Co, Ba составляет < 3 %; Ag, Cu – 3-5 %; Au, Mg, Ni, Zn, Bi, Sb, W, As, Mo, Re, Tl, Ta, Nb, Be, In – 5-10 %; Rh, Sn, Cd – 11-20%; a Pt, Pd и Se >20%. Для контроля полученных данных мы провели исследование основных разновидностей пирита и арсенопирита с использованием, в качестве внешнего стандарта, сертифицированного сульфидного стандарта UQAC [Savard et.al., 2018]. По результатам которого серьезных отклонений не установлено, значения в пределах ошибки (Рисунок 4.2).

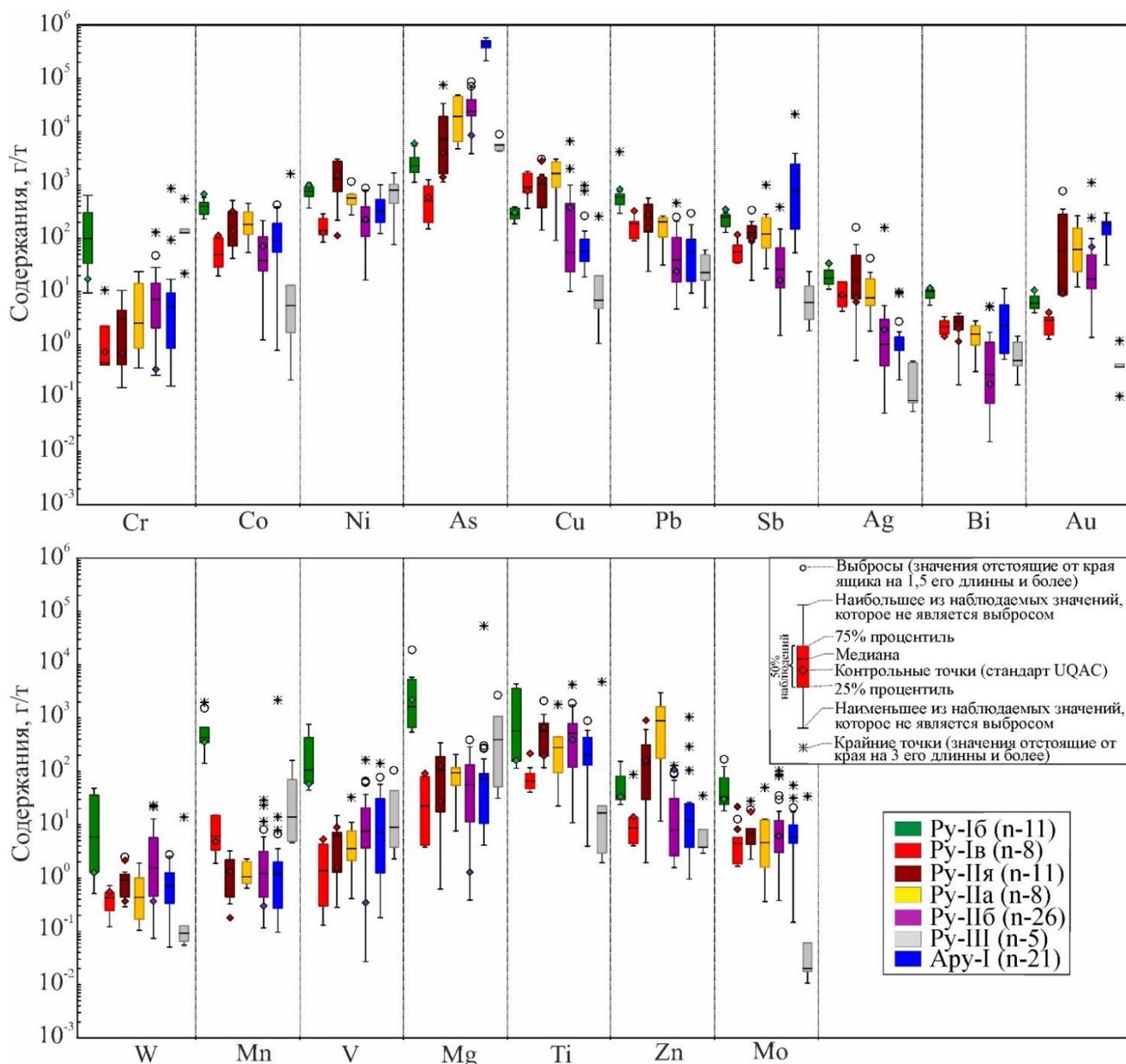


Рисунок 4.2. Диаграмма изменчивости микроэлементного состава пирита и арсенопирита месторождения Южные Ашалы.

Химический состав основных элементов сульфидов (СЭМ/ ЭДС и РСМА).

На месторождении Акжал, по результатам анализа SEM/EDX (Таблица 3.1), установлены различия по содержаниям основных элементов в разных частях пирита-I. В ядерной части

пирита-I (обедненной As), концентрации Fe (44,72–46,95 мас.%, среднее – 46,01 мас.%) и S (51,99–53,48 мас.%, среднее – 52,56 мас.%) слегка занижены, относительно стандартного химического состава пирита, однако, иногда отмечаются примеси Co (до 0,38 мас. %) и Ni (до 0,71 мас.%). В краевой части пирита-I (обогащенной As), концентрации Fe (44,05–47,01 мас.%, среднее – 45,17 мас.%) и S (48,72–52,90 мас.%, среднее – 50,85 мас.%) существенно занижены относительно теоретического значения, однако, отмечаются постоянные примеси As (0,43–5,28 мас.%, среднее – 2,37 мас.%) и редкие примеси Co (до 0,49 мас.%) и Ni (до 0,56 мас.%). Состав арсенопирита (Ару-I) месторождения Акжал, по данным РСМА (Таблица 3.2), характеризуется содержаниями Fe (33,57–34,82 мас.%, среднее – 34,46 мас.%) близкими к стандартному химическому составу арсенопирита, а также дефицитом As (41,54–44,65 мас.%, среднее – 42,86 мас.%) и избыточным содержанием S (21,08–23,36 мас.%, среднее – 22,26 мас.%), при этом отмечаются примеси Sb (до 0,07 мас.%), Co (до 0,61 мас.%) и Ni (до 0,29 мас.%), а соотношение S/As составляет 0,5.

Результаты анализа на SEM/EDX (Таблица 3.6) показывают, что содержание основных элементов различных генераций пирита на месторождении Южные Ашалы существенно различается. В Ру-I концентрации Fe (46,50–47,12 мас.%, среднее – 46,84 мас.%) и S (52,54–53,53 мас.%, среднее – 53,08 мас.%) близки к *стандартному химическому составу пирита* (Fe – 46,67%; S – 53,33%). В Ру-II концентрации Fe (45,05–46,03 мас.%, среднее – 45,62 мас.%) и S (49,56–51,29 мас.%, среднее – 50,76 мас.%) занижены относительно теоретического значения, однако, установлена изоморфная примесь As (1,80–5,42 мас.%, среднее – 3,32 мас.%), содержания которой увеличивается пропорционально уменьшению содержания S. В Ру-III отмечаются слегка заниженные содержания Fe (45,03–46,68 мас.%, среднее – 45,69 мас.%) и S (51,35–53,23 мас.%, среднее – 52,30 мас.%) относительно теоретического значения, а также установлены изоморфные примеси Ni (до 1,17 мас.%, в трех анализах содержания ниже предела обнаружения) и As (до 1,78 мас.%, в большинстве анализах концентрации ниже предела обнаружения). Нестехиометрический состав Ару-I (Таблица 3.7) характеризуется избыточным содержанием Fe (34,41–35,98 мас.%, среднее – 35,19 мас.%), S (20,51–23,52 мас.%, среднее – 21,50%) и дефицитом As (40,70–43,23 мас.%, среднее – 42,43 мас.%) относительно *стандартного химического состава арсенопирита* (Fe – 34,30%; As – 46,01%; S – 19,69%), при этом соотношение S/As составляет 0,7.

Поэлементные карты сульфидов (РСМА).

Учитывая, что наиболее важными сульфидами на месторождениях Акжал и Южные Ашалы являются пирит и арсенопирит, мы отобрали несколько наиболее представительных зерен для элементного картирования при помощи микронзондового анализа (РСМА). В общей

сложности для 5 наиболее представительных образцов получилось 44 поэлементные карты, построенные по Ni, Co, As, Au, Ag, Fe, Cu, S, Sb.

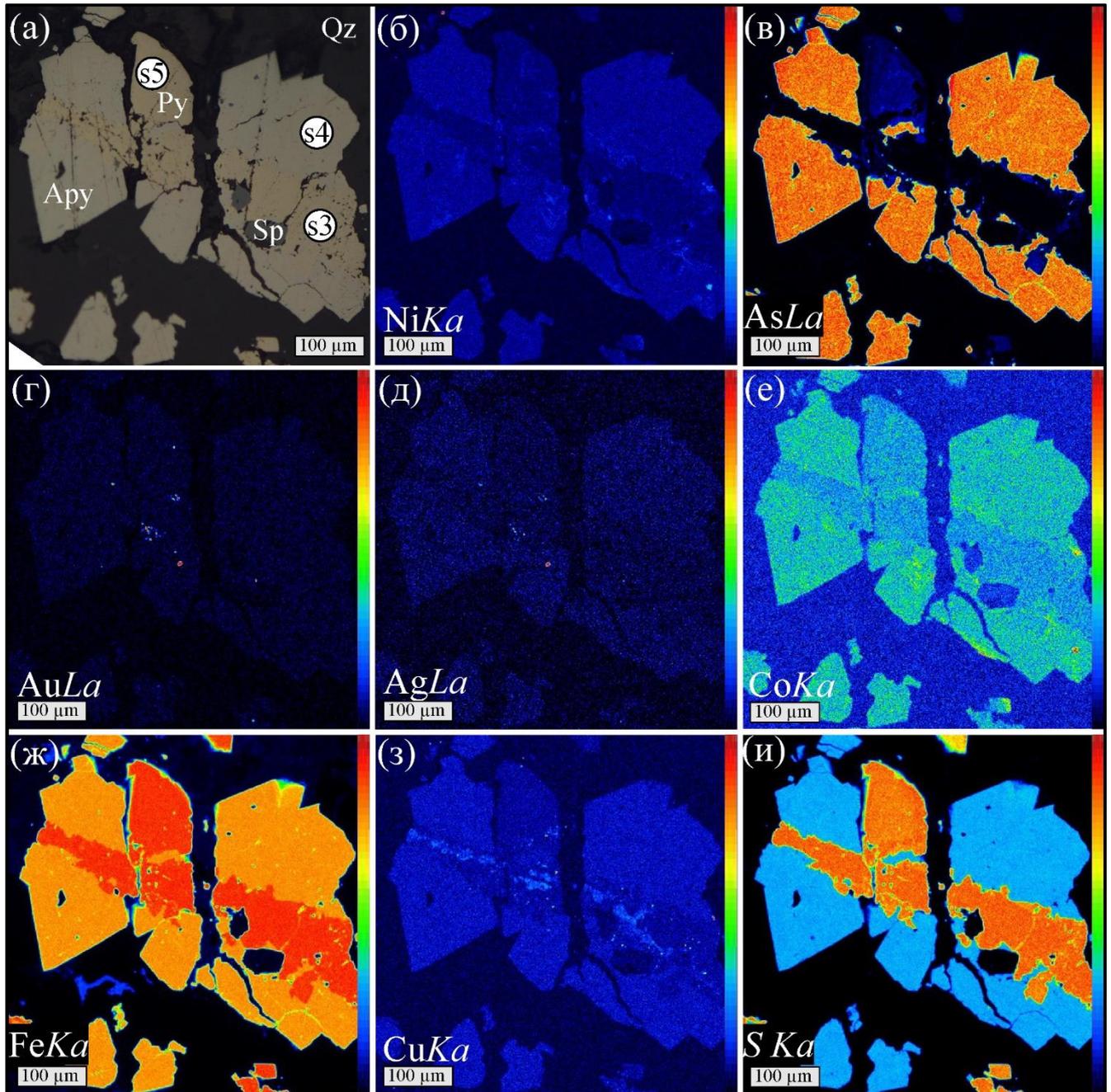


Рисунок 4.3. Картирование пирита и арсенопирита на микроанализаторе JXA-8230 (обр. Ак-598/87,5). а – фотография в поляризационном микроскопе, PPL; б-и – распределение главных элементов и элементов-примесей в пирите и арсенопирите в характеристическом излучении NiKa, AsLa, AuLa, AgLa, CoKa, FeKa, SKa, CuKa; Шкала интенсивности расположена справа от карт: красный цвет – наибольшая интенсивность.

Вкрапленный пирит, в углеродистой терригенной толще месторождения Акжал, имеет отчетливую зональность на картах S, As, Cu, Ni, Au, Ag, где оконтуривается пористое ядро, с обилием микровключений (Py-Ia), более однородная мантия (Py-Iб) и однородная зональная кайма (Py-Iв), что вполне согласуется с внутренней текстурой, показанной на фотографии с

поляризационного микроскопа (например, Рисунок 3.3а). Ру-Iа характеризуется пониженными содержаниями As, а также повышенными S и Cu, Ni, Au, Ag, последние образуют микро- и нановключения (Рисунок 3.3). Кроме этого, пористое ядро иногда сложено пластинчатым марказитом, также обогащенное Cu, S с микровключениями Au, Ag и обедненное As (Рисунок 4.3). Ру-Iб характеризуется повышенными содержаниями As и наличием включений и срастания с арсенопиритом (Рисунок 3.3, 3.5, 4.3., 4.4). Ру-Iв характеризуется пониженными содержаниями As относительно Ру-Iб, но повышенными относительно Ру-Iа (например, Рисунок 4.4). Зачастую отмечается обрастание вышеописанного пирита звездчатыми или дипирамидальными кристаллами арсенопирита (Рисунок 3.5), в котором, какой либо, отчетливой зональности не наблюдается. Вышеописанные разновидности сульфидов, как правило, легко различимы в поляризационном и сканирующем электронном микроскопах по своим структурно-текстурным особенностям, отражательной способности, наличию микровключений, зональности и других менее выраженных признаков (анизотропность, двуотражение, цвет и другие).

Вкрапленный пирит, углеродсодержащей толщи месторождения Южные Ашпалы, также имеет отчетливую зональность по картам Ni, Co, As, S, Au, Ag, на которых оконтуривается пористое, богатое микровключениями ядро (Ру-II-я), пористая мантия (Ру-IIа) и однородная кайма (Ру-IIб), что вполне согласуется с внутренней текстурой, показанной на фотографии BSE (например, Рисунок 3.12а). Ру-II-я характеризуется повышенными содержаниями Ni, Co, S и пониженными As, кроме этого, картируются микро- и нановключения Au-Ag минералов. Ру-IIа характеризуется пониженными содержаниями As, Co и Ni и повышенными S. Ру-IIб обладает повышенными содержаниями As, Co, Ni с осцилляторной зональностью в минерале, а также пониженные содержания S. Концентрации As к периферии зерна резко уменьшаются, что, скорее всего, связано с появлением арсенопирита. Последний характеризуется зональным распределением As, Sb и S, а также в минерале отмечается осцилляторная зональность Co и Ni. Содержания Au и Ag относительно пирита слегка повышены. В арсенопирите пониженные концентрации As компенсируются повышенными содержаниями Sb и S (Рисунок 3.12).

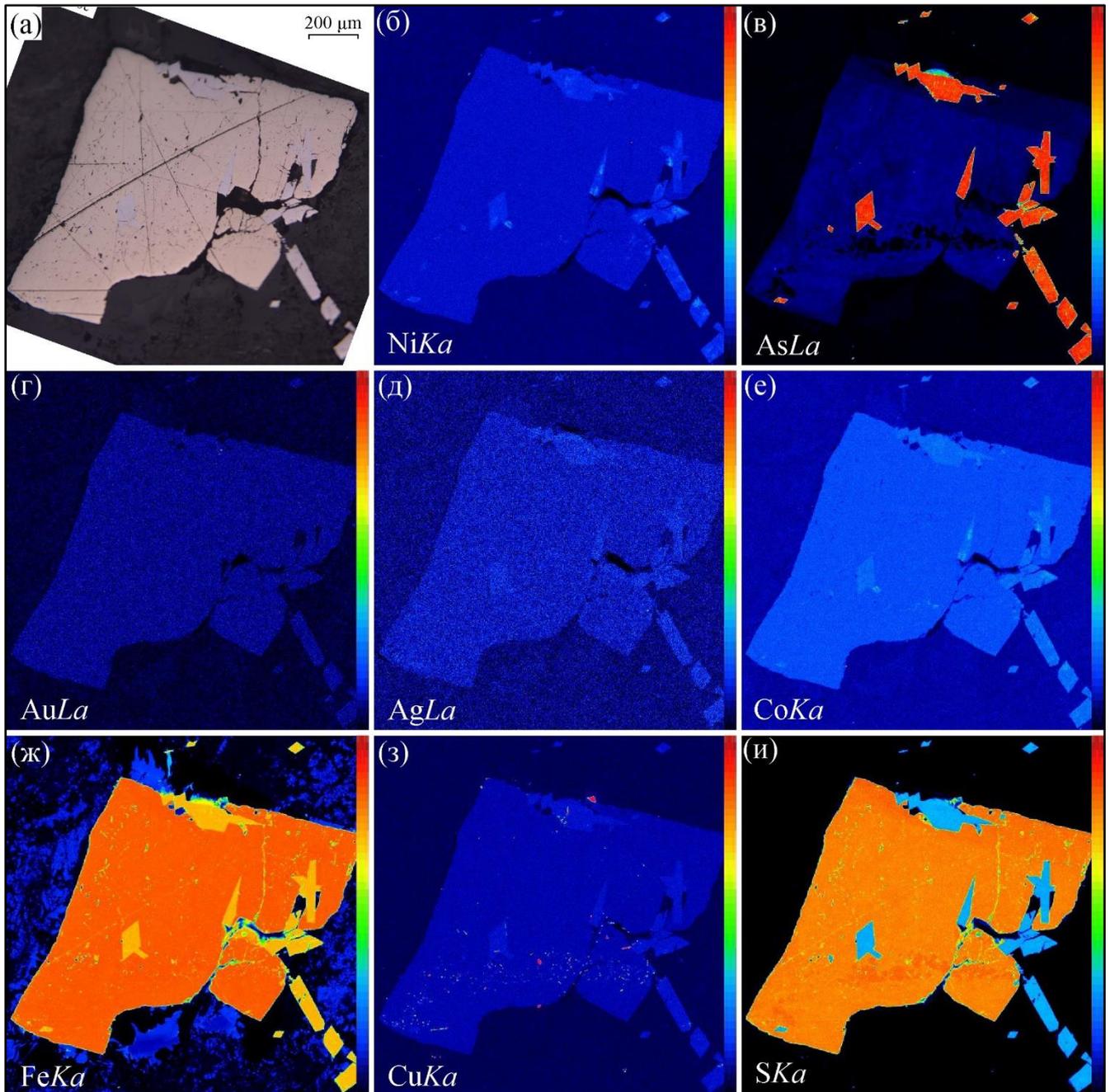


Рисунок 4.4. Картирование пирита и арсенопирита на микроанализаторе JXA-8230 (обр. Ак-598/76,4). а – фотография в поляризационном микроскопе, PPL; б-и – распределение главных элементов и элементов-примесей в пирите и арсенопирите в характеристическом излучении NiKa, AsLa, AuLa, AgLa, CoKa, FeKa, SKa, CuKa; Шкала интенсивности расположенная справа от карт: красный цвет – наибольшая интенсивность.

Микроэлементный состав сульфидов (ЛА-ИСП-МС).

Все разновидности пирита и арсенопирит месторождения Южные Ашалы характеризуются определенными геохимическими особенностями, которые выявлены методом LA-ICP-MS (Таблица 4.2, Приложение 1). В качестве расчетного значения, в точках в которых содержания были ниже предела обнаружения (ПО), была принята половина ПО. Содержание микроэлементов разновидностей пирита и арсенопирита приведены на диаграмме изменчивости (Рисунок 4.2). Сравнение различных разновидностей пирита осуществлялось по медианным

значениям (Рисунок 4.5). Данные по месторождению Акжал являются предварительными и были рассмотрены в главе 3.

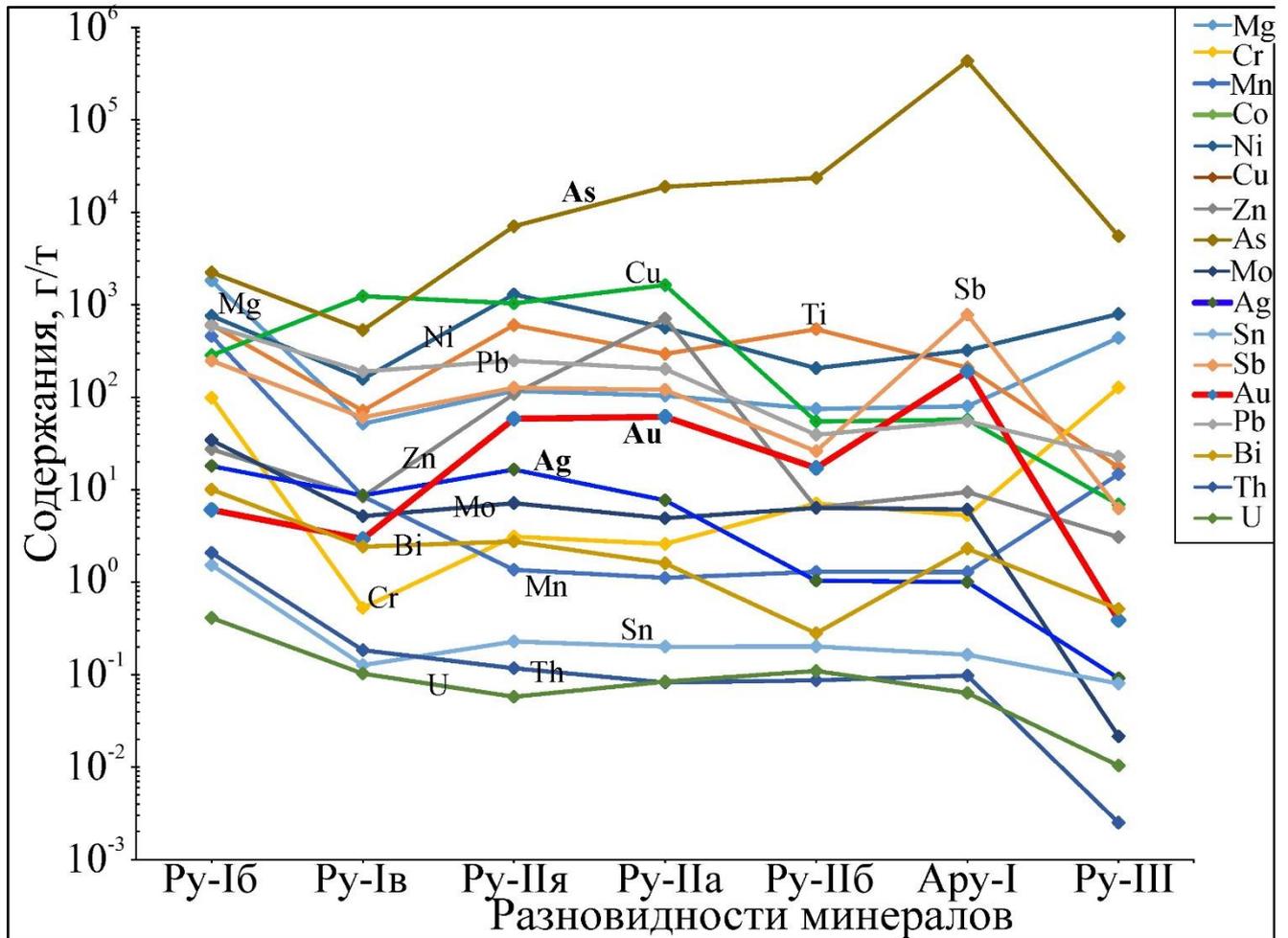


Рисунок 4.5. Медианное значение микроэлементов для минеральных разновидностей месторождения Южные Ашалы.

Пирит-Иб (Рисунок 4.6а, б, е) значительно обогащен Cr, Bi, W, Mn, V, Mg, Mo, а также отмечаются повышенные значения Co, Ag, Sb и Pb относительно других разновидностей. Содержание «невидимого» Au варьирует от 4,0 до 10,6 г/т (медиана – 6,1 г/т), а Ag от 11,2 до 32,0 г/т (медиана – 18,1 г/т) (Таблица 4.2). Распределение изученных элементов на графике (Рисунок 4.7а) достаточно равномерное, в том числе Au и Ag.

Пирит-Ив (Рисунок 4.6а) имеет самые низкие значения Cr, Ni, As, V, Mg и повышенные содержания Cu (на одном уровне с Py-Shya и Py-Sha) относительно других разновидностей. Содержание Au от 1,3 до 41,8 г/т (медиана – 2,9 г/т) понижено относительно других разновидностей, за исключением Py-Sh, а Ag от 4,3 до 23,9 г/т (медиана – 8,9 г/т) понижено относительно Py-Ib. Распределение Au, Ag и других элементов на графике (Рисунок 4.7б) относительно равномерное.

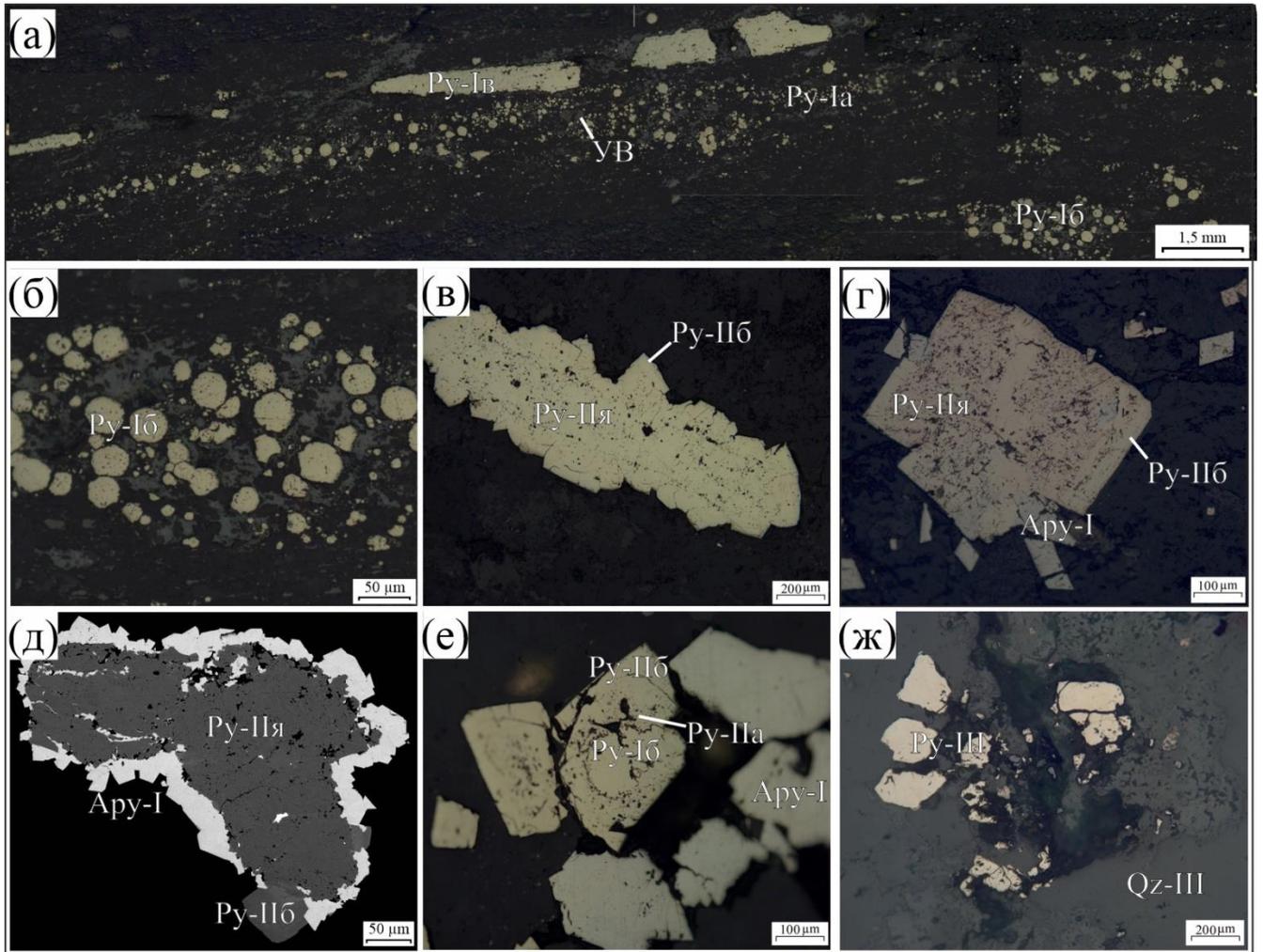


Рисунок 4.6. Морфологические разновидности пирита и арсенопирита месторождения Южные Ашалы. а – фрамбоидальный (Py-Ia), округлый (Py-Iб) и удлиненный (Py-Iв) пириты, залегающие согласно со слоистостью углеродистого алевролита, обр. 210/11; б – округлый пирит, увеличенный фрагмент рис. 4.1.3а; в – зональный пирит, состоящий из пористого ядра (Py-II-я) и однородной каймы (Py-IIб), обр. 210/12; г – зональный пирит-II в сростании с арсенопиритом-I, обр. 248/3; д – пористый (Py-II-я) пирит обрастающий эвгдральным (Py-IIб) пиритом и арсенопиритом (Apy-I), обр. kz-8-2; е – дипирамидальный арсенопирит (Apy-I) и эвгдральный пирит (Py-IIб) с включением округлого пирита (Py-Iб) в алевролите, обр. 210/14; ж – субгедральный пирит-III в кварце, обр. 244/6.

Пирит-II-я (Рисунок 4.6в, г, д) значительно обогащен Ni относительно других разновидностей, а также отмечаются повышенные содержания As и Au относительно пирит-I и пирита-III (Рисунок 4.2). В Py-II-я самые высокие концентрации Au от 8,4 до 769,1 г/т (медиана – 58,7 г/т), за исключением Py-IIa. На графиках изменения интенсивности со временем (Рисунок 4.7в, г), значения Au и Ag имеют как плоский характер распределения, что указывающих на «невидимое» золото, так и всплесков (иначе, «нагетсы» или «спайки») Au, Au-Ag, Pb-Sb-Bi-Ag, что указывает на наличие микровключений. Отдельно необходимо отметить наличие всплесков Au-Ag на контакте двух фаз: пористого пирита (Py-II-я) из ядер вкрапленников и дипирамидального арсенопирита (Apy-I) на периферии (Рисунок 4.7г). Также, на графиках изменения интенсивности со временем отмечаются перекрывающиеся всплески

элементов: Cu-Sb, Mo, Pb, реже Sb-As, W-V, что указывает на наличие микровключений. Кроме этого, на наличие микровключений могут указывать выбросы и крайние точки на графике (Рисунок 4.2).

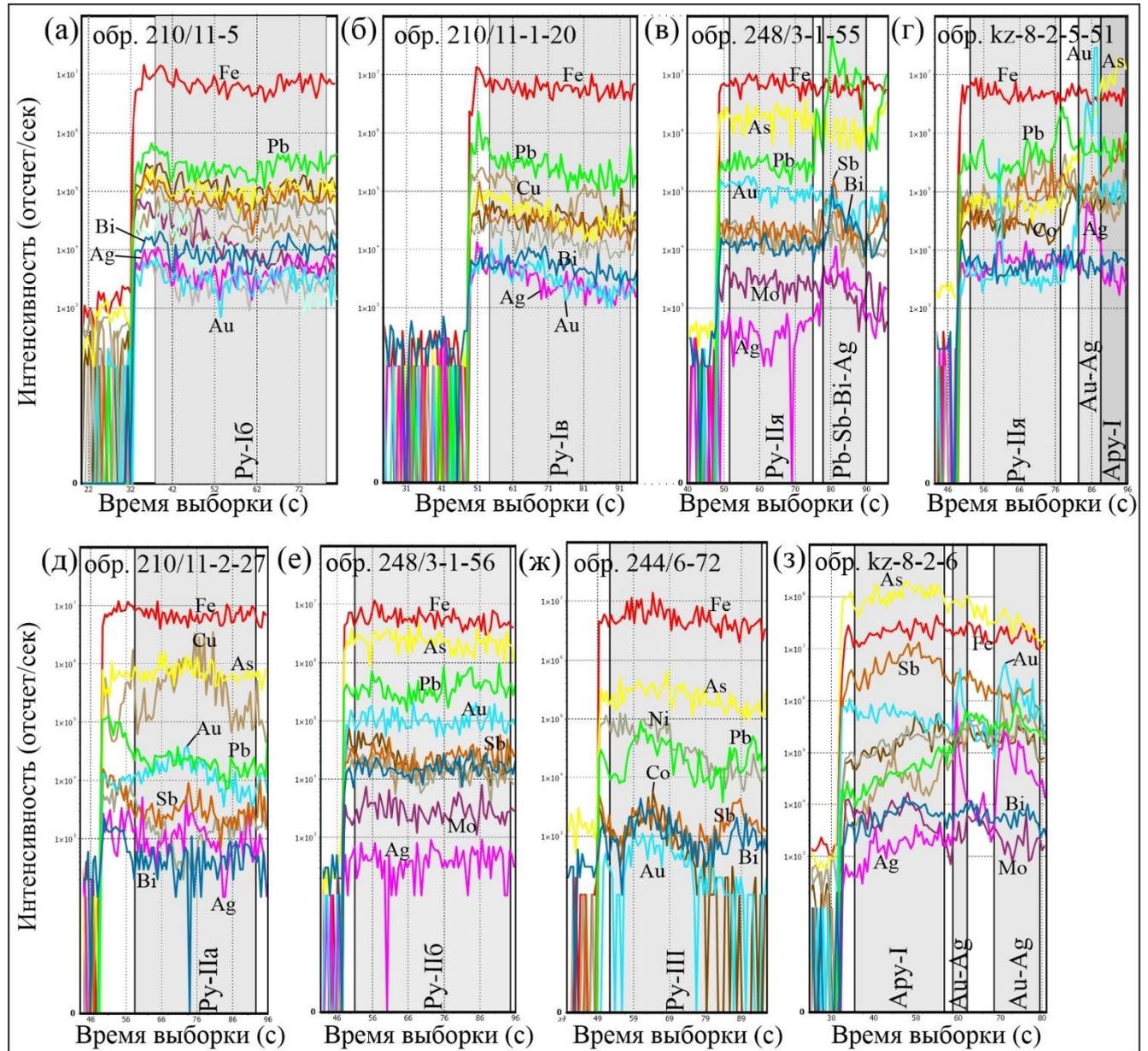


Рисунок 4.7. Изменение интенсивности со временем в точке анализа (временные развертки). а, б, е – плоский характер распределения элементов: а – округлый пирит (Py-Iб); б – удлинённый пирит (Py-Iв); эвгдральный пирит (Py-IIб); в, г – плоский характер распределения элементов с резкими всплесками (микровключениями), пористый пирит из ядер вкрапленных кристаллов (Py-IIя); д – плоский характер распределения элементов с плавным повышением и понижением концентраций Cu и Au, субгдральный пирит (Py-IIа); ж – неравномерное распределение элементов, эвгдральный пирит (Py-III). Примечание: измерение образца начинается с 35 сек.

Таблица 4.2. Результаты LA-ICP-MS анализа, микроэлементный состав пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Южные Ашалы, содержания в г/т.

Разновидность.	Значение	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	Ta	W	Au	Tl	Pb	Bi
Py-Iб (n =	Min	605,1	120,8	46,77	9,5	149,2	229,2	369,7	186,3	19,3	1122,1	19,15	11,2	0,59	129,4	*0,4	152,08	*0,002	0,5	4,0	0,245	292,5	5,57
	Max	21279,5	4577,0	805,82	633,8	2060,0	581,0	1085,7	385,5	122,8	5294,9	178,50	32,0	7,78	300,3	10,7	2297,72	0,525	51,1	10,6	2,852	4146,7	12,08
	Медиана	1831,8	608,0	111,49	99,0	460,0	392,7	759,8	285,5	27,4	2245,6	34,35	18,1	1,53	248,5	3,3	398,81	0,065	6,2	6,1	1,000	593,9	10,05
	Среднее	4129,8	1650,9	255,72	193,6	686,8	389,2	771,1	294,3	51,2	2551,3	59,54	20,2	2,92	234,9	4,1	781,10	0,192	18,0	6,6	1,130	884,4	9,31
	CO	6063,6	1783,4	276,07	212,0	596,9	107,8	209,2	69,1	38,2	1198,0	51,58	6,8	2,65	58,8	3,4	799,65	0,219	20,3	2,0	0,780	1091,2	2,08
Py-Iв	Min	4,2	43,0	0,14	*0,4	2,0	19,7	85,2	367,3	3,2	150,7	1,76	4,3	*0,05	34,0	0,5	0,30	0,005	0,1	1,3	*0,004	90,1	1,40
	Max	504,2	1330,9	37,65	92,2	42,4	111,8	478,0	3801,0	69,8	10247,5	43,45	23,9	0,90	113,4	5,7	77,39	0,228	24,3	41,8	0,119	322,6	3,40
	Медиана	51,8	71,6	1,61	0,5	8,5	55,2	157,8	1242,5	8,4	534,0	5,19	8,7	0,13	60,5	1,2	4,61	0,015	0,5	2,9	0,039	190,0	2,42
	Среднее	101,9	230,3	6,50	13,4	12,7	61,8	204,3	1443,1	20,4	1776,3	10,19	11,2	0,23	64,4	1,6	14,97	0,040	3,4	7,5	0,045	181,3	2,36
	CO	167,3	445,5	12,76	32,0	13,2	32,8	129,1	1083,6	25,9	3443,5	13,92	6,6	0,28	26,1	1,7	26,06	0,076	8,4	13,9	0,039	72,6	0,76
Py-II-я	Min	*0,7	124,4	0,30	*0,2	0,3	41,9	216,6	142,2	1,6	1133,9	2,38	0,5	*0,06	16,4	*0,1	0,39	0,009	0,3	8,4	0,011	24,1	0,18
	Max	380,9	2183,7	15,82	10,6	3,4	509,1	3035,8	3040,6	489,1	73169,6	28,97	161,2	0,53	334,0	6,1	44,68	0,113	2,7	769,1	0,085	561,9	3,95
	Медиана	117,5	603,1	6,57	3,1	1,4	94,6	1298,1	1036,9	108,6	7090,5	7,14	16,6	0,23	127,1	1,8	13,49	0,029	1,0	58,7	0,046	249,2	2,76
	Среднее	128,3	669,5	6,10	3,0	1,5	190,3	1504,5	1104,2	142,1	14740,1	9,45	35,5	0,26	138,5	2,2	15,80	0,045	1,0	167,5	0,046	286,5	2,50
	CO	115,0	608,4	4,29	3,1	1,0	156,5	1022,9	788,8	154,8	21628,3	8,00	47,4	0,16	86,5	1,9	12,21	0,033	0,7	237,6	0,026	177,8	1,12
Py-IIа	Min	8,4	23,5	0,44	*0,4	0,7	54,1	275,8	91,9	9,4	4761,4	0,38	1,8	*0,06	27,3	0,4	0,63	*0,001	0,1	12,3	0,019	31,6	0,32
	Max	229,8	1888,7	34,54	23,9	2,4	451,5	1158,2	3051,9	2376,3	48417,1	52,60	42,5	0,38	1005,2	3,8	79,93	0,170	2,0	264,5	0,051	262,8	2,83
	Медиана	104,4	294,2	3,79	2,6	1,1	182,8	566,4	1642,3	714,1	18962,4	4,90	7,7	0,20	120,7	1,1	8,95	0,020	0,5	61,6	0,024	202,4	1,60
	Среднее	103,4	454,3	7,90	7,5	1,4	215,3	595,2	1702,3	836,4	24372,2	11,51	13,2	0,21	237,2	1,5	18,89	0,037	0,7	94,6	0,030	173,9	1,62
	CO	67,8	608,1	11,28	10,0	0,7	135,2	268,2	1078,2	812,9	19644,2	17,35	13,4	0,11	322,1	1,2	26,06	0,056	0,7	96,7	0,013	90,9	0,86
Py-IIб	Min	*0,5	11,5	*0,03	*0,3	*0,1	1,2	16,6	10,2	1,3	3844,7	0,40	*0,1	*0,04	1,5	*0,1	0,03	*0,002	0,1	1,4	*0,003	4,7	*0,02
	Max	530,7	4424,2	171,50	128,7	30,4	215,0	875,7	6616,3	101,5	85494,3	108,63	158,2	1,70	383,4	4,7	213,39	0,502	24,1	1105,2	0,185	459,2	5,39
	Медиана	75,0	544,6	7,97	7,1	1,3	38,4	207,0	54,8	6,4	23642,4	6,39	1,0	0,20	26,1	1,1	10,75	0,046	1,6	17,2	0,034	39,3	0,28
	Среднее	115,5	757,2	21,57	14,6	4,2	64,5	270,3	511,8	19,4	30597,4	18,83	7,8	0,33	53,5	1,3	32,63	0,077	4,9	76,4	0,047	82,7	0,86
	CO	133,7	935,9	35,79	25,7	7,5	60,0	222,0	1322,5	27,0	21260,9	29,62	30,7	0,38	78,4	1,0	49,52	0,106	6,8	215,3	0,047	103,9	1,41
Py-III	Min	34,5	2,0	2,42	22,0	4,8	0,2	76,1	1,1	2,4	4264,2	*0,01	*0,1	*0,05	1,9	*0,2	0,52	*0,001	0,1	0,1	*0,004	5,0	0,18
	Max	3018,3	4998,5	110,57	553,7	169,9	1606,7	1676,0	259,5	28,4	8802,1	35,92	0,5	1,48	24,0	17,1	240,39	0,242	14,5	1,2	0,325	60,5	1,47
	Медиана	440,5	17,6	9,53	127,7	14,8	5,5	795,5	6,9	3,1	5543,2	0,02	0,1	0,08	6,3	4,4	7,50	0,001	0,1	0,4	0,033	22,9	0,51
	Среднее	950,7	1009,0	34,42	195,8	53,6	325,5	804,7	58,5	8,7	5761,3	7,21	0,2	0,35	9,6	5,4	57,92	0,050	3,0	0,5	0,089	30,7	0,74
	CO	1248,7	2230,2	46,08	206,1	71,0	716,3	604,7	112,6	11,2	1823,9	16,05	0,2	0,63	9,1	6,9	103,33	0,108	6,5	0,4	0,135	23,1	0,54
Apy-I	Min	4,5	4,2	0,19	*0,2	*0,1	0,8	123,1	18,8	0,8	101921,6	*0,16	*0,2	*0,02	53,6	*0,1	0,40	*0,001	0,1	31,8	*0,007	9,4	0,54
	Max	60611,9	943,5	148,21	860,2	2283,6	421,2	1009,9	975,9	841,4	565715,9	58,00	9,9	3,50	21117,2	497,9	147,15	0,108	2,9	298,6	0,406	295,6	11,44
	Медиана	80,1	209,3	7,61	5,3	1,3	91,4	322,5	57,5	9,5	434940,2	6,12	1,0	0,16	783,1	0,5	16,60	0,021	0,8	190,1	0,058	55,1	2,31
	Среднее	2974,2	294,5	24,05	50,1	111,0	134,2	403,3	146,9	62,5	420063,3	10,64	1,9	0,47	2228,5	28,5	27,80	0,030	1,0	165,7	0,116	70,6	3,63
	CO	13206,9	240,4	36,21	186,7	497,8	121,3	257,5	249,7	185,5	112727,6	13,39	2,6	0,80	4544,1	108,5	36,09	0,028	0,9	74,1	0,124	71,7	3,43

Примечание: Min – минимум; Max – максимум; CO – стандартное отклонение; n – количество проанализированных точек; «*» – половина предела обнаружения (ППО).

Пирит-IIa (Рисунок 4.6е) обогащен As (за исключением Py-IIб), Zn, Cu и Au относительно других разновидностей, вероятно, за счет обилия микровключений. Содержания Au варьирует от 12,3 до 264,5 г/т (медиана – 61,6 г/т), при этом на графиках отмечаются как всплески Au, Ag, Au-Ag, указывающие на микровключения, так графики с плоским характером распределения элементов, указывающих на равномерное их распределение в минерале (Рисунок 4.7д). Также, на графиках изменения интенсивности со временем отмечаются всплески Mo, Cu, Pb, реже V, Pt, W которые указывают на наличие микровключений.

Пирит-IIб (Рисунок 4.6в, г, е) обогащен As относительно других разновидностей. Содержания золота варьируют от 1,4 до 1105,2 г/т (медиана – 17,2 г/т), при этом на графиках (например, Рисунок 4.7е) наблюдается как плоский характер распределения элементов, указывающий на равномерное распределение, так и в виде всплесков Au, Ag, Au-Ag, указывающие на наличие микровключений.

Пирит-III (Рисунок 3.6ж) имеет самые высокие концентрации Cr и самые низкие Co, Cu, Pb, Sb, Ag, Au, W, Ti, Zn и Mo относительно других разновидностей. Кроме этого, в Py-III отмечаются повышенные содержания Mg, Mn и V, которые ниже только Py-Iб. Содержания золота варьирует от 0,1 до 1,2 г/т (медиана – 0,4 г/т), при этом на графике отмечается наклонный характер распределения золота без видимых всплесков (Рисунок 4.7ж). На графиках интенсивности со временем отмечаются всплески Cr, Ba, Co, As-Sb-Cu-Pb-Bi, которые указывают на наличие микровключений.

Арсенопирит-I (Рисунок 3.6г-е) с содержаниями Au от 31,8 до 298,6 г/т (медиана – 190,1 г/т) и Ag от значений ниже предела обнаружений до 9,9 г/т (медиана – 1,0 г/т), при этом отмечаются как всплески Au-Ag, Ag (по-видимому, микровключения) так и графики с плоским характером распределения элементов, указывающие на их равномерное распределение (Рисунок 4.7з). При расчете анализа (среднего значения) спайки, обнаруженные в арсенопирите, исключались. Кроме этого, ранее уже отмечалось зональное распределение Co, Ni, As, Sb и S, при этом пониженные содержания As компенсируются повышенными содержаниями S и Sb.

4.2. Обсуждение результатов

Включение и залегание микроэлементов в пирите и арсенопирите. Нами были рассчитаны коэффициенты линейной корреляции (r) различных элементов в пирите и арсенопирите месторождения Южные Ашалы, представленные в Приложении 3. Корреляция Au с другими элементами показана на Рисунке 4.8. Содержания и корреляция между выбранными элементами для различных типов пирита показана на Рисунке 4.9. При помощи корреляционного анализа были выявлены отчетливые связи между: Zn-Mo-Sn-W-Ba-V-Cr-Ti и Au-Ag-Bi-As-Sb-Co-Ni (в пирите-I); Au-Sn-Tl-Ba-Cr-V (в пирите-II); Ag-Bi-Pb-Sb (в пирите-III). Кроме этого, выявлены отчетливые положительные коэффициенты корреляции между всеми элементами в

этих ассоциациях, что, вероятно, указывает на их синхронное вхождение в пириты (Рисунок 4.9, Приложение 2).

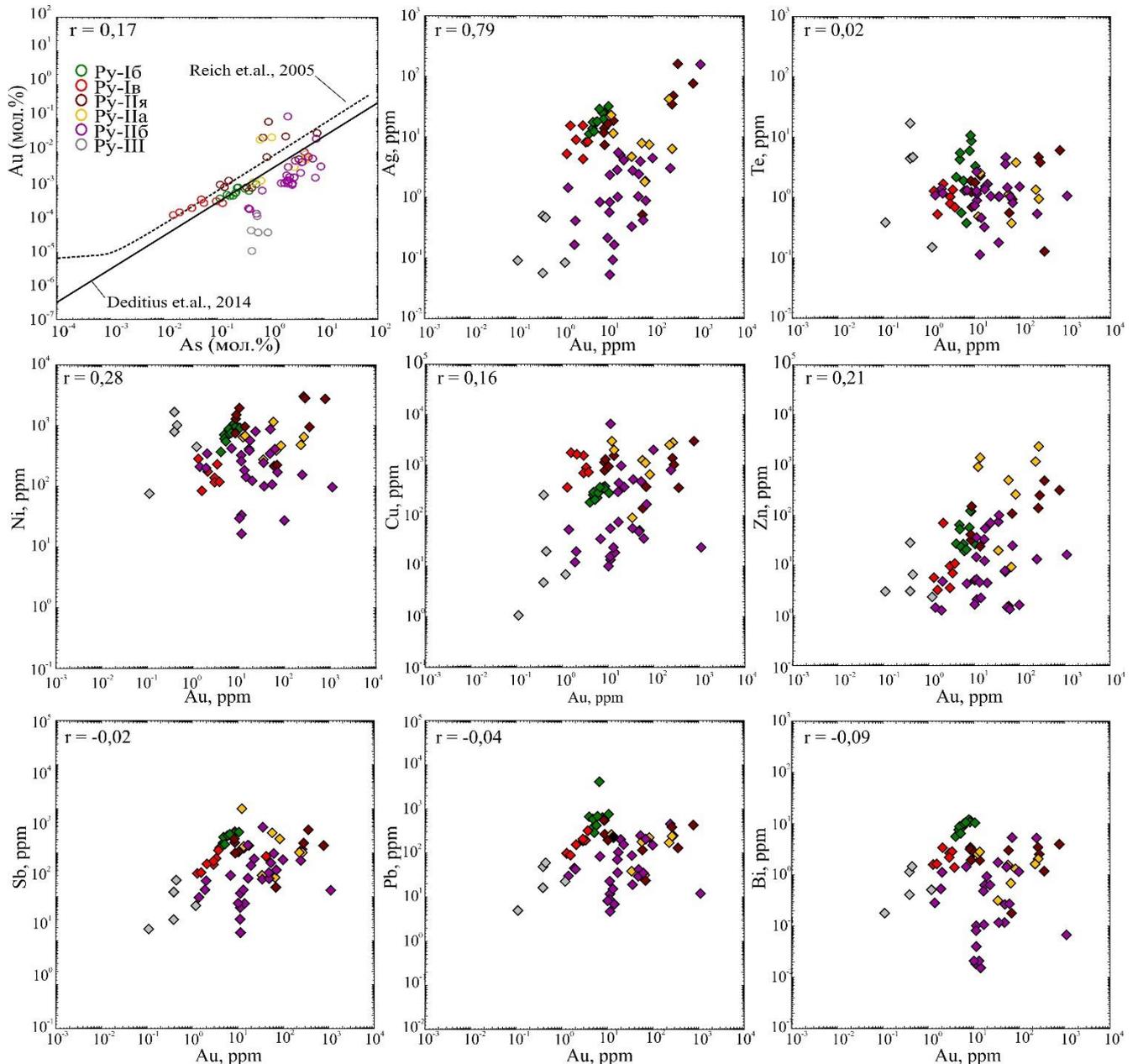


Рисунок 4.8. Бинарные графики и значимые коэффициенты корреляции (r) Au и других элементов для различных типов пирита месторождения Южные Ашалы. На Рисунке 4.8а пунктирная линия – линия насыщения золотом для месторождений Карлин типа, по данным [Reich et.al., 2005], и сплошная линия – для орогенных месторождений золота, по данным [Deditius et.al., 2014].

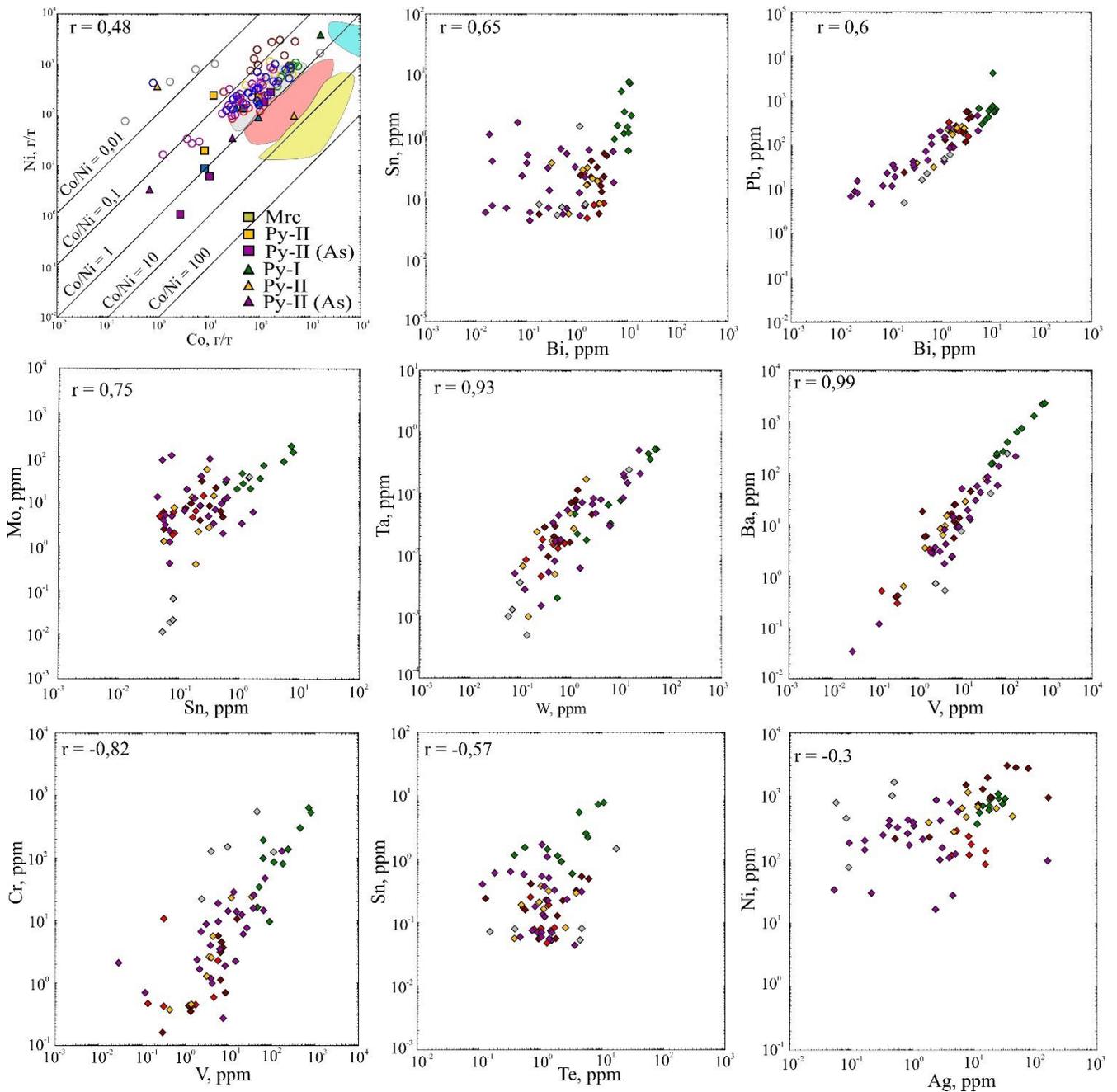


Рисунок 4.9. Бинарные графики и значимые коэффициенты корреляции (r) элементов для различных типов пирита месторождения Южные Ашалы. Условные обозначения см. на Рисунке 4.8. Для сравнения, на Рисунке 4.9а квадратами показаны данные по месторождению Акжал, треугольниками – по месторождению Жерек, а также поля данных (пирита): серого цвета – осадочный, красного цвета – гидротермальный, желтого цвета – VMS, голубого цвета – магматический.

Вопрос о формах нахождения золота в сульфидах является одним из наиболее дискуссионных. Ряд исследователей предполагает, что золото изоморфно входит в сульфиды. Косвенными признаками этого считаются корреляционная связь с мышьяком [Flaet, Mumin, 1997; Maddox et.al., 1998] и/или обеднённость арсенопирита Fe, а также равномерное распределение золота (по данным LA-ICP-MS) в сульфидах [Deditius et.al., 2011; Large et.al., 2007; Riech et.al., 2013]. Однако, нередко золото встречается в сульфидных минералах в виде

микровключений или механических примесей [например, Liu et.al., 2023]. Считается, что микроэлементы в сульфидах в основном присутствуют в двух формах: 1) в виде минеральных микро- и наноразмерных включений и 2) в виде твердых растворов внутри кристаллической решетки [Таусон и др., 2014; Таусон, Липко, 2020; Reich et.al., 2005; Stepanov et.al., 2021 и цитируемая литература]. На месторождении Южные Ашалы среди исследованных сульфидов видимое (самородное) золото отмечается в виде включений – в Ру-Ів (Рисунок 3.16д), Ру-ІІ-я (Рисунок 3.12), Ару-І, на контакте Ру-ІІ и Ару-І (Рисунок 3.16г), а также в виде прожилок – в Ару-І. Тогда как «невидимое» золото сосредоточено практически во всех разновидностях в Ру-Іб, Ру-Ів, Ру-ІІ-я, Ру-Іа, Ру-Іб, Ару-І, чьи графики изменения интенсивности со временем имеют плоский и наклонный характер (Рисунок 4.7). Большинство данных по пириту и арсенопириту месторождения находится ниже кривой растворимости Au (Рисунок 4.8а), однако, это лишь косвенно указывает как на вхождение золота в структуру сульфидов, так и его присутствие в виде наночастиц, также на это указывают плоский характер распределения элементов (по данным ЛА-ИСП-МС), нестехиометрический состав сульфидов (Таблица 3.6, 3.7) и карты равномерного распределения металла (по данным РСМА) в сульфидах (Рисунок 3.12.).

Как уже ранее было отмечено, в осадочно-диагенетическом пирите округлого облика (Ру-Іб, Рисунок 4.6б) отмечаются повышенные содержания (максимальные значения): 5294 г/т As, 11 г/т Au, 178 г/т Mo, 4146 г/т Pb, 385 г/т Cu, 300 г/т Sb, 32 г/т Ag, 12 г/т Bi, 2,8 г/т Tl, 51 г/т W, 805 г/т V, 2060 г/т Mn, 21279 г/т Mg, 633 г/т Cr, 581 г/т Co (Рисунок 4.2, Таблица 4.2), характерных для диагенетического пирита и входящих в его структуру (плоский или пологий характер распределения элементов, Рисунок 4.7), при этом считается, что изначально эти микроэлементы были связаны с органическим веществом [Large et.al., 2011], что частично подтверждается в работах [Марченко, 2011² и ссылки в ней], для месторождений ЗКЗП. Высокие концентрации золота (медиана – 6,1 г/т) в диагенетическом пирите (месторождения Южные Ашалы) характерны для богатых золоторудных провинций, где концентрации варьируют от 0,1 до 12 г/т [Large et.al., 2011]. В осадочно-диагенетическом пирите, удлиненного облика (Ру-Ів, Рисунок 4.6а), установлены самые низкие концентрации микроэлементов Cr, Ni, As, Au, V, Mg, за исключением Cu, концентрация которой, напротив существенно повышаются. Мы считаем, что обеднение микроэлементами связано с процессами позднего диагенеза¹², в результате которого происходит перераспределение вещества с частичным выносом элементов и образованием микровключений (халькопирита, золота и блеклых руд), что подтверждается всплесками на графиках изменения интенсивности со временем (Рисунок 4.7б) и минераграфическими наблюдениями (Рисунок 3.16д).

¹² Сумма всех стадий преобразования, включая диагенез, катагенез и метагенез. Подробнее см. Словарь терминов.

В метаморфогенном пирите, зонального строения (Рисунок 3.12) выделяется пористое ядро (Ру-II-я) и обрастающие его субгедрольные (Ру-IIа) и эвгедральные (Ру-IIб) кристаллы, при этом отмечаются повышенные концентрации Au, As относительно осадочно-диагенетического пирита. Также установлено обилие минеральных микровключений (золота, халькопирита, рутила, блеклой руды, галенита и другие) преимущественно в ядрах вкрапленников, реже встречаются в краевой части. В целом, по микроэлементному составу от осадочно-диагенетического пирита к метаморфогенному уменьшается концентрация Pb, Sb, Ag, Bi, Cu, Mn, Zn и Mo, что, по-видимому, связано с перераспределением элементов, их выносом и образованием микровключений, вызванных перекристаллизацией осадочно-диагенетического пирита с образованием метаморфогенного (субгедральные и эвгедральные кристаллы). Аналогичная ситуация наблюдается и на других месторождениях орогенного и карлин типов, например, Сухой Лог [Large et.al., 2007], Кумтор [Шевкунов др., 2018], Карлин тренд [Large et.al., 2009; 2011], Дунбаситао [Liu et.al., 2023] и многие другие.

В гидротермальном пирите, субгедрального облика с нередкими включениями рудных и нерудных минералов (Ру-IIа, Рисунок 4.6ж) кавернозного строения отмечаются повышенные содержания Cr, Mn, Mg, Ni (Рисунок 4.5). При этом Mg и Mn, на графиках изменения интенсивности со временем имеют пологий или зачастую резкий характер изменения, что, по-видимому связано с микровключениями карбоната (доломита). Тогда как, Ni имеют преимущественно пологий либо наклонный характер распределения (например, Рисунок 4.7ж), что говорит о вхождении его в виде твердого раствора, аналогичная картина для As. Нередко на графиках изменения интенсивности со временем отмечаются всплески Co-As, Bi-Pb, Co-Sb-As-Pb-Bi-Au-Tl, Cr, Ti-W-V (например, Рисунок 4.7ж), а также высокая взаимная корреляция Ti-Mg-Mn-V-Co-Cu-Zn-Mo-Sn-Ba-Ta-W-Tl элементов (Приложение 2), которые указывают на наличие микровключений (образующие срастания) сульфоарсенидов, рутила, хромита, галенита, сульфосолей и Au-содержащей фазы, многие из которых наблюдаются и в поляризационном микроскопе (например, Рисунок 3.11и).

Механизмы осаждения и минерализации золота. Учитывая геологию, минералогию месторождения и основываясь на структурно-текстурные особенности и исследования микроэлементного состава сульфидов образование месторождения Южные Ашалы представляется следующим образом: Осадочно-диагенетический пирит и углеродсодержащая терригенная толща буконьской свиты были источником различных микроэлементов и содержали большое количество As, Au, Mo, Pb, Cu, Sb, Ag, Bi, Tl, W, V, Mn, Mg, Cr, Co, Ni, накапливаясь на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза (Рисунок 4.10а). Впоследствии, в результате поздних диагенетических, катагенетических, метаморфических и деформационных (пликативные деформации, будинаж, образование сдвиговых зон) процессов происходит

перекристаллизация пирита фрамбоидального, округлого и удлиненного облика, в обрастающие их кристаллические формы субгедрального и эвгедрального облика, образуя зональные вкрапленники пирита (Рисунок 4.10б). Нами установлено, что концентрации вышеописанных элементов, в результате их перераспределения, уменьшаются от осадочно-диагенетического к метаморфогенному, при этом образуются различные минеральные микровключения (в том числе и самородное золото), которые главным образом локализируются в ядерных частях вкрапленников. Однако, по мере развития вышеописанных процессов концентрации As в пирите постепенно увеличиваются, при этом на поздних стадиях образуется метасоматический игольчатый арсенопирит с «невидимым» золотом. Позднее, в результате гидротермальной активности образуются золотоносные жилы с сульфидной минерализацией, при этом золото в самородном виде в сростании с кварцем, реже сульфидами (Рисунок 4.10в). Геохимия гидротермального пирита и минеральная ассоциация имеют несколько отличный характер. Это проявлено в повышенном содержании Cr, Ni, As, Mn, Mn в пирите, которые присутствуют в виде изоморфных примесей и микровключений, что указывает на иной источник (этот вопрос требует дальнейшего изучения). Однако, следует отметить что гидротермальные сульфиды могут образоваться и в результате частичной рекристаллизации более ранних сульфидов, возможно поэтому они частично унаследовали геохимические тренды (уменьшения концентрации Mo, Pb, Cu, Sb, Ag, Bi, W, Co – для пирита, схожий состав основных элементов арсенопирита). Похожие механизмы образования месторождений данного типа описаны в многочисленных работах [Large et.al., 2007; 2011; Паленова и др., 2015 и цитируемая литература].

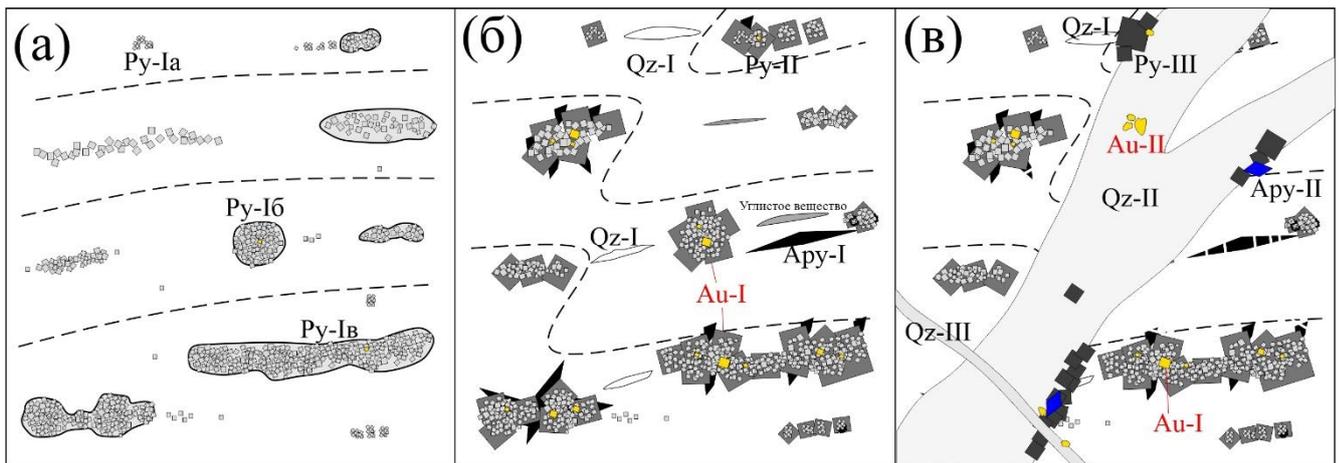


Рисунок 4.10. Механизмы осаждения и минерализации золота на месторождении Южные Ашалы. а – накопление Au, As и ряда других элементов в пирите (Py-Ia) и углеродсодержащей осадочной толще; б – преобразование толщи и осадочно-диагенетического пирита с образованием вкрапленных сульфидов зонального строения и минеральных включений; с – образование золоторудных жил с вкрапленностью сульфидов;

Источник рудного вещества. Очень важное значение в понимании генезиса месторождений имеет источник рудного вещества. Нередко в качестве индикаторов источника используют отношение микроэлементов в различных минералах, например, отношение Co/Ni в пирите. Картенс в своей работе [Carstens, 1941] предположил, что пирит осадочного происхождения содержит <100 г/т Co и соотношение Co/Ni < 1, тогда как гидротермальный пирит обычно содержит > 400 г/т Co и соотношение Co/Ni > 1. Пирит вулканогенного происхождения с Pb и Zn минерализацией имеет низкие концентрации Ni, очень низкие содержания Co (< 10 г/т) и соотношение Co/Ni < 1 [Loftus-Hills, Solomon, 1967]. Прайс в своей работе [Price, 1972] предположил, что соотношение Co/Ni в пирите из месторождений VMS тип варьирует от 5 до 50 в среднем 8,7. Соотношение Co/Ni < 1 (в среднем 0,63), обычно используется для обозначения син-осадочного пирита [Clark et al., 2004; Price, 1972], тогда как соотношение Co/Ni > 1, указывает на гидротермальное происхождение. Однако при оценке происхождения пирита необходимо также учитывать геологические данные, такие как минералогические характеристики и генетический тип рудного месторождения, поскольку некоторые гидротермальные пириты имеют соотношение Co/Ni менее 1 [Bierlein et al., 2016].

По нашим данным соотношение Co/Ni в пирите месторождения Южные Ашалы варьирует от 0,002 до 0,95, что в целом указывает на осадочный источник (Рисунок 4.9а). При этом, соотношение Co/Ni осадочно-диагенетического и метаморфогенного пирита имеют близкие значения и варьируют от 0,05 до 0,95, тогда как соотношение Co/Ni гидротермального пирита в основном > 0,01 (за исключением одного анализа, где Co/Ni = 0,96), что может указывать на несколько иной источник. На месторождении Акжал пирит – обедненный As имеет соотношение Co/Ni <1 (от 0,05 до 0,4), что попадает в область осадочного источника, в то время как пирит – обогащенный As с Co/Ni от 0,6 до 2,5 попадает в область осадочного и гидротермального пирита.

4.3. Основные выводы

Методами СЭМ/ ЭДС и РСМА установлены существенные различия в составе основных элементов различных генераций пирита и определен нестехиометрический состав золотоносного арсенопирита на месторождениях Акжал и Южные Ашалы.

При помощи РСМА были получены поэлементные карты Ni, Co, As, Au, Ag, Fe, Cu, S, Sb, которые отражают зональный характер распределения элементов в исследованных сульфидах (пирите, арсенопирите и марказите) на месторождениях Акжал и Южные Ашалы.

На примере месторождения Южные Ашалы установлено семь разновидностей пирита объединенные в три генерации: осадочно-диагенетическую (Py-I), метаморфогенную (Py-II) и гидротермальную (Py-III), каждой из которых характерны определенные геохимические особенности. Осадочно-диагенетический пирит включает разновидности фрамбоидального (Py-Ia) округлого (Py-I) и удлиненного (Py-Ib) облика. Метаморфогенный пирит, зонального

строения имеет пористое ядро (Ру-II-я) и однородную кайму, состоящую из субгедрольных (Ру-IIа) и эвгедральных (Ру-IIб) кристаллов. А гидротермальный пирит имеет зерна субгедрального облика. Микроэлементы пирита золоторудного месторождения Южные Ашалы в основном встречаются в двух формах: в виде твердых растворов и в виде невидимых частиц или микровключений.

Изначально осадочно-диагенетический пирит и углеродсодержащая терригенная толща на месторождении Южные Ашалы были источником различных микроэлементов и содержали большое количество As, Au, Mo, Pb, Cu, Sb, Ag, Bi, Tl, W, V, Mn, Mg, Cr, Co, Ni. Далее, в процессе позднего диагенеза, катагенеза, метаморфизма и деформационных процессов, происходит перераспределение микроэлементов, в результате чего концентрации микроэлементов в пирите по мере его развития уменьшаются (за исключением As – содержания увеличиваются), а на ранних стадиях преобразования образуется большое количество микровключений (в том числе и золото).

Впервые для месторождения Южные Ашалы определены медианные содержания золота и серебра, точечным методом ЛА-ИСП-МС, в различных генерациях пирита и арсенопирита (г/т): в Ру-Iб – 6,1 и 18,1; в Ру-Iв – 2,9 и 8,7; в Ру-II-я – 58,7 и 16,6; в Ру-IIа – 61,6 и 7,7; в Ру-IIб – 17,2 и 1; в Ру-III – 0,4 и 0,1; а в арсенопирите-I составляет – 190,1 и 1 соответственно. На месторождении золото отмечается в виде микро- и нановключений в Ру-Iв, Ру-II-я, на контакте Ру-II и Ару-I, Ару-I и в виде прожилок в Ару-I – поверхностно-связанное. А также в сульфидах фиксируется «невидимое» золото в Ру-Iб, Ру-Iв, Ру-II-я, Ру-IIа, Ру-IIб, Ару-I, формы нахождения которого слабо изучены.

Для месторождения Акжал были получены только предварительные данные, которые в дальнейшем необходимо существенно пополнить, для более корректной интерпретации. Однако, существующие данные имеют значительные сходства по структурно-текстурным и минералогическим особенностям с месторождением Южные Ашалы.

Соотношение совместимых элементов Ni и Co в пирите на месторождении Южные Ашалы укладывается в область Co/Ni от 0,96 до 0,002, что отчетливо указывает на осадочный источник сульфида. На месторождении Акжал соотношение Co/Ni варьирует от 0,05 до 2,5 и попадает в область осадочного и гидротермального происхождения.

ГЛАВА 5. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В пределах ЗКЗП отмечается парагенетическая связь месторождений золота с магматическими образованиями (различной морфологии) габбро-плагиогранитной серии, относимых по возрасту и составу к кунушскому (C_3-P_1) [Vladimirov et.al., 2008; Куйбида и др., 2009; Коробейников и др., 2010; Беспаяев и др., 2013; Дьячков, Зимановская, 2013; Дьячков и др., 2017; и другие] и аргимбайскому [Наливаев, 1980] комплексам. Также, данная связь отмечается и на других месторождениях орогенного и RIRGS типов, локализованных в метаморфической толще [Костицын, 1996; Мао et.al., 2004]. Однако, роль магматизма в рудообразовании является дискуссионной и лежит в основе классификации орогенных и RIRGS типов месторождений золота. Одним из способов решения данного вопроса, могут быть, изотопно-геохронологические исследования циркона (U/Pb методом) из магматических пород и серицита (Ar/Ar методом) из кварцевых жил и рудных метасоматитов, а также совмещение полученных данных.

5.1. U-Pb датирование циркона из магматических пород

По геологическим данным, дайки, малые интрузии и массивы АБАЗР, прорывают вмещающие терригенные, вулканогенные и терригенно-вулканогенные породы (например, аркалыкской ($C_{1v2-3ar}$), буконьской (C_{2bk}) и даубайской (C_{2db}) свит). Возраст образования Даубайского прогиба (C_{2db}^1), нижней вулканогенной толщи андезитов и андезибазальтов распространенных в пределах Даубай-Ашалинского рудного поля, оценивается в 311 ± 2 млн лет, а возраст образования Сарыжальского прогиба (C_{2db}^2), верхней вулканогенной толщи андезитов, распространенных в пределах Акжальского и Боко-Васильевского рудных полей, оценивается в 297 ± 1 млн лет (Хромых и др., 2020). Соответственно, прорывающие их магматические образования являются более молодыми. Для уточнений возраста, было проведено датирование цирконов (3 пробы) из магматических пород расположенных в пределах месторождений (Рисунок 5.1).

Возраст циркона из магматических пород месторождения Акжал. Для определения возраста Акжальского массива был отобран образец Ак-10, расположенный в краевой его части (Рисунок 5.2). Образец Ак-10 представляет собой диорит (Рисунок 5.3в), состоящий из плагиоклаза (60 %), роговой обманки (30 %), кварца (5 %) и калишпата (5 %), с равномерно-зернистой, гипидиоморфной (с резким идиоморфизмом плагиоклаза и роговой обманки) и ксеноморфной (зерна кварца и калишпата) структурой (Рисунок 5.3г). В образце плагиоклаз в разной степени замещается серицитом, роговая обманка зачастую светло-зеленым амфиболом, в меньшей степени хлоритом, эпидотом и кальцитом.

В общей сложности в пробе Ак-10 проанализировано 37 индивидуальных кристаллов циркона (37 анализов), 20 анализов исключены из рассмотрения по причине их высокой дискордантности ($> 2\%$), данные с отклонением в таблицу не включены (Приложение 3). На

катодоллюминисцентных изображениях зерен циркона короткопризматического габитуса наблюдается осцилляторная зональность (Рисунок 5.3а), в редких случаях отмечаются темноокрашенные ядра. Размеры зерен варьируют от 70 до 250 мкм. По результатам датирования возраст цирконов диорита составляет – 301,1 ± 1,7 млн лет (Рисунок 5.3б).

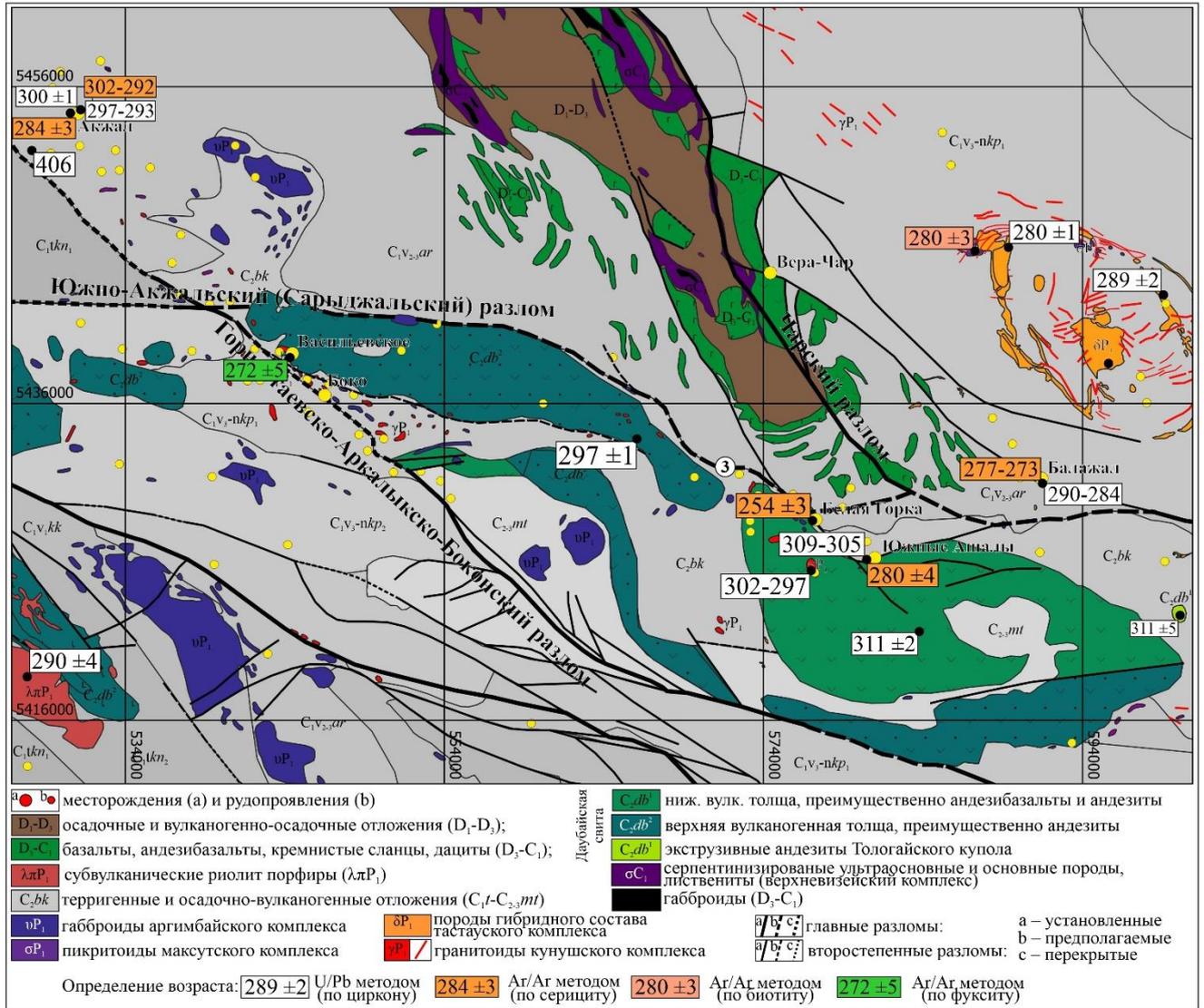


Рисунок 5.1. Схематическая геологическая карта АБАЗР. Карта составлена по данным [Ермолов и др., 1981; 1983; Государственная..., 1965; 1966; Safonova et.al., 2012; 2018; Беспав и др., 2013; Хромых и др., 2013; 2020; Хромых, 2022] с изменениями автора. Используемые возрастные данные [Наумов и др., 2012; Хромых и др., 2013; 2020; Хромых, 2022; Калинин и др., 2022; Греку и др., 2025; Safonova et.al., 2018; Kalinin et.al., 2021].

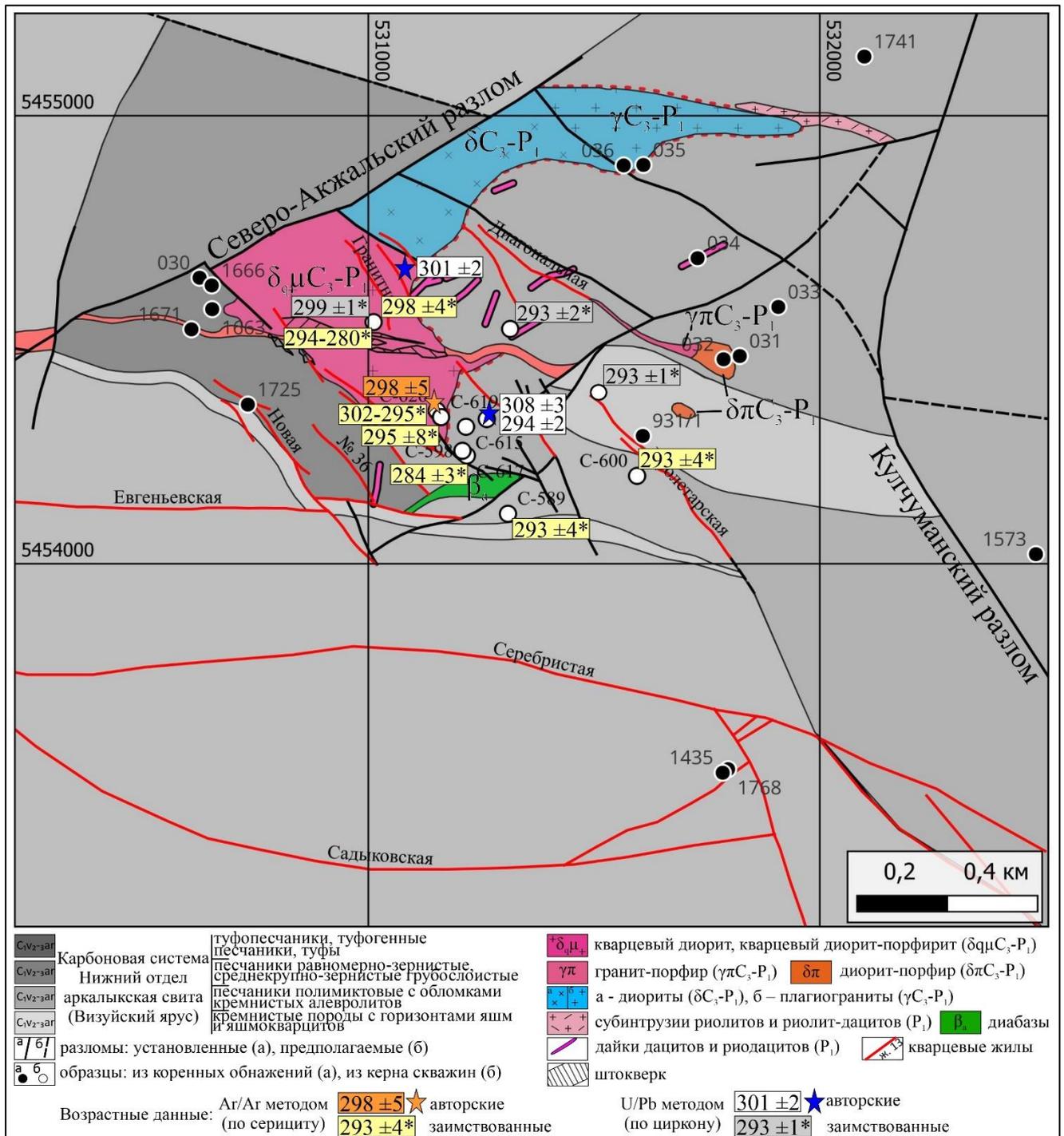


Рисунок 5.2. Геологическая схема месторождения Акжал. Схема составлена по данным [Окунев и др., 1969ф; Левин, Арустамов, 1984; Сердюков и др., 2011ф; 2014ф; Сердюков, 2015] с авторскими изменениями. Приведены авторские и опубликованные [Kalinin et.al., 2021] возрастные данные.

Для определения и уточнения возраста даек кислого состава проведено датирование образца Ак-599/116. Последний представляет собой гранодиорит-порфир зеленовато-серого цвета с редкими дендритовидными выделениями гидроксидов марганца. В фельзитовой мелкозернистой основной массе (далее – ОМ) располагаются ограненные вкрапленники плагиоклаза, округлый кварц и чешуйки мусковита, размером от 1 до 3 мм. Доля вкрапленников

(с крупнокристаллической структурой) составляет около 20 %, из которых плагиоклаз составляет – 70 %, мусковит – 20 % и кварц – 10 %, при этом плагиоклаз и основная масса серицитизированны (Рисунок 5.4г).

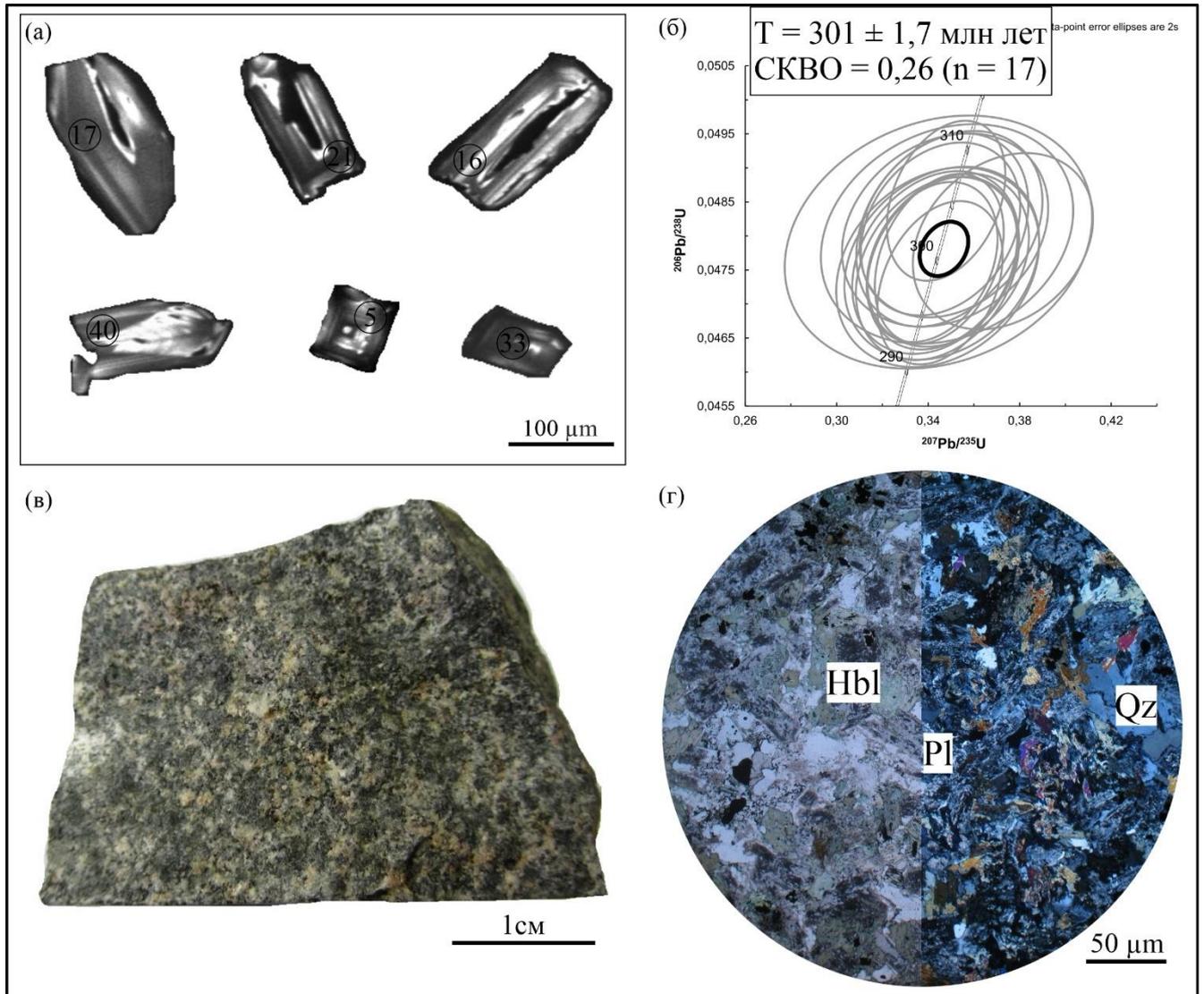


Рисунок 5.3. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов диорита (проба Ак-10). а – катодолуминесцентные изображения цирконов, с точками LA-ICP-MS; б – диаграмма с конкордией для цирконов; в – фотография образца; г – фотография шлифа (PPL/ PPX). Примечание: n = число экспериментальных точек.

В общей сложности в пробе Ак-599/116 проанализировано 25 индивидуальных кристаллов циркона (25 анализов), 11 анализов исключены из рассмотрения по причине их высокой дискордантности ($> 2\%$), данные с отклонением в таблицу не включены (Приложение 3). На катодолуминесцентных изображениях зерен циркона короткопризматического габитуса наблюдается осцилляторная зональность (Рисунок 5.4а), в редких случаях отмечаются темноокрашенные ядра. Размеры зерен варьируют от 50 до 300 мкм. По результатам датирования выявлено два конкордантных возраста: $308,4 \pm 2,8$ и $294,4 \pm 1,8$ млн

лет (Рисунок 5.4б). При этом размер и светимость (по катодолюминисцентным изображениям) цирконов различного возраста очень схожи между собой.

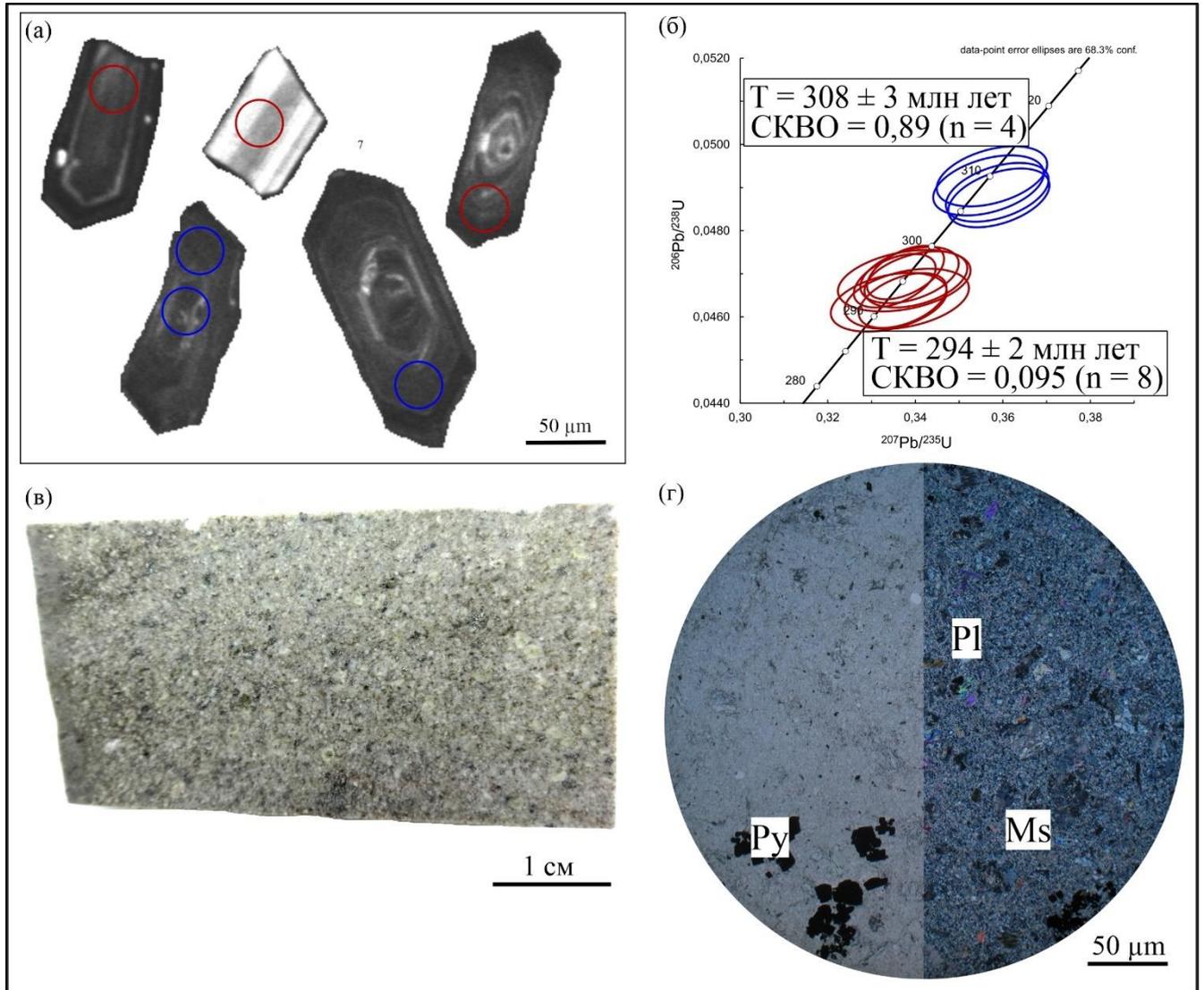


Рисунок 5.4. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов гранодиорит-порфира (проба Ак-599/116). а – катодолюминисцентные изображения цирконов, с точками LA-ICP-MS; б – диаграмма с конкордией для цирконов; в – фотография образца; г – фотография шлифа (PPL/PPX). Примечание: n = число экспериментальных точек.

Возраст циркона из магматических пород месторождения Южные Ашалы. Для определения возраста гранодиорит-сиенит-порфирового массива из коренного обнажения был отобран образец Аш-48 (Рисунок 5.5). Образец Аш-48 представляет собой гранодиорит-порфир с вкрапленниками (30 %) серицитизированного плагиоклаза, псевдоморфозами вторичной слюды и рутила, образующих сагенитовую решетку по амфиболу (?), и редкими резорбированными зернами брекчированного кварца в аллотриоморфно-зернистом агрегате (Рисунок 5.6в, г). Основная масса представлена кварцем (45 %) и измененным плагиоклазом (55 %).

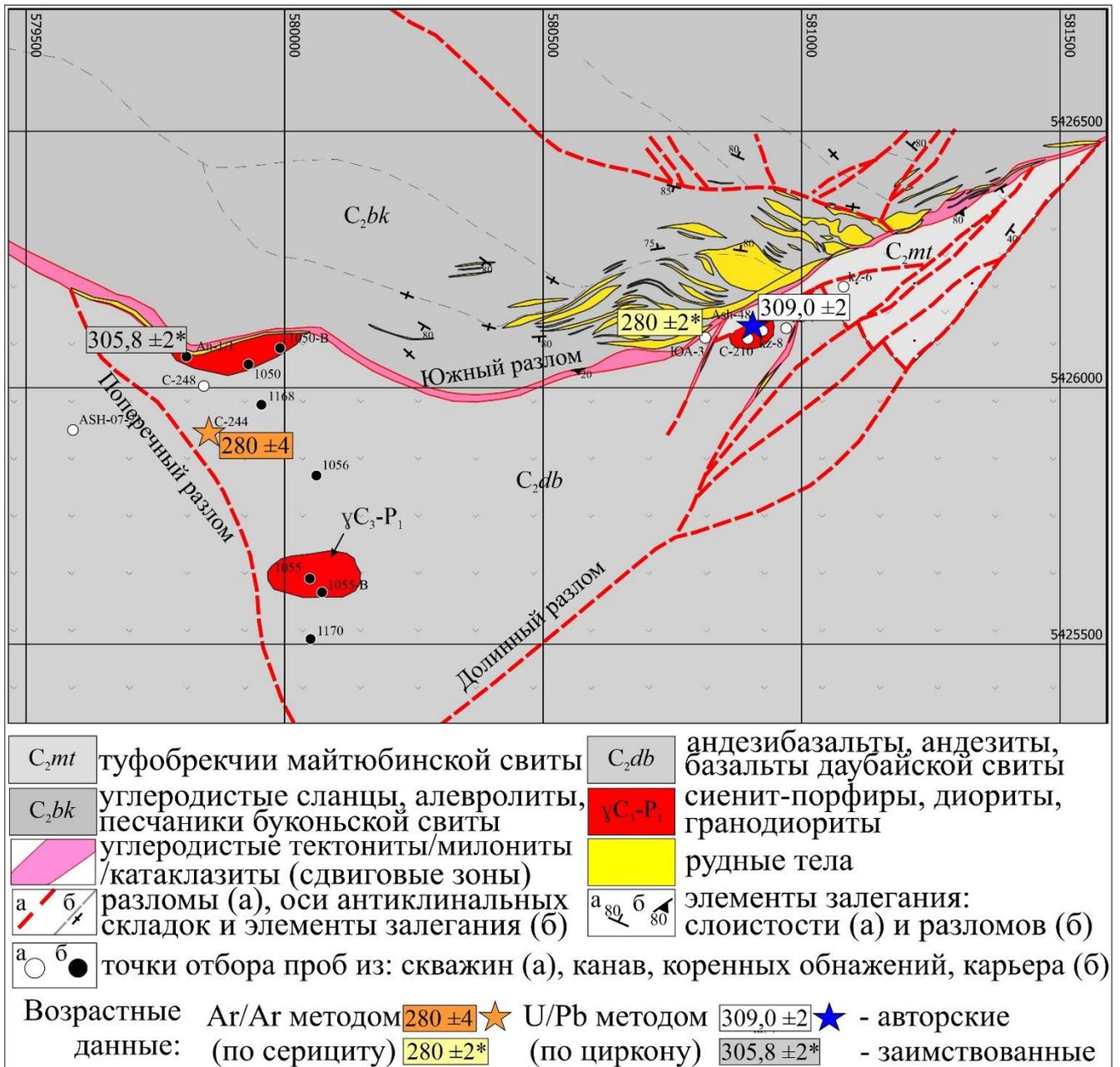


Рисунок 5.5. Геологическая схема месторождения Южные Ашалы. Схема построена по данным [Месторождения ..., 1997; Калинин и др., 2019ф; 2021ф; Сердюков, 2009; Сердюков и др., 2019ф], с дополнениями автора. Приведены авторские и опубликованные [Kalinin et al., 2021; Греку и др., 2025] возрастные данные.

В общей сложности проанализировано 20 индивидуальных кристалл циркона (20 анализов), 8 анализов исключены из рассмотрения по причине их высокой дискордантности ($> 2\%$) и 1 из-за низких содержаний U и Pb в минерале, данные с отклонением в таблице не включены (Приложение 3). На катодолюминисцентных изображениях зерен циркона короткопризматического габитуса наблюдается концентрическая зональность (Рисунок 5.6а). Размеры зерен варьируют от десятков до 250 мкм. По результатам датирования возраст гранодиорит-порфира (гранодиорит-сиенит-порфирикового массива) составляет – $309,1 \pm 4,1$ млн лет (Рисунок 5.6б).

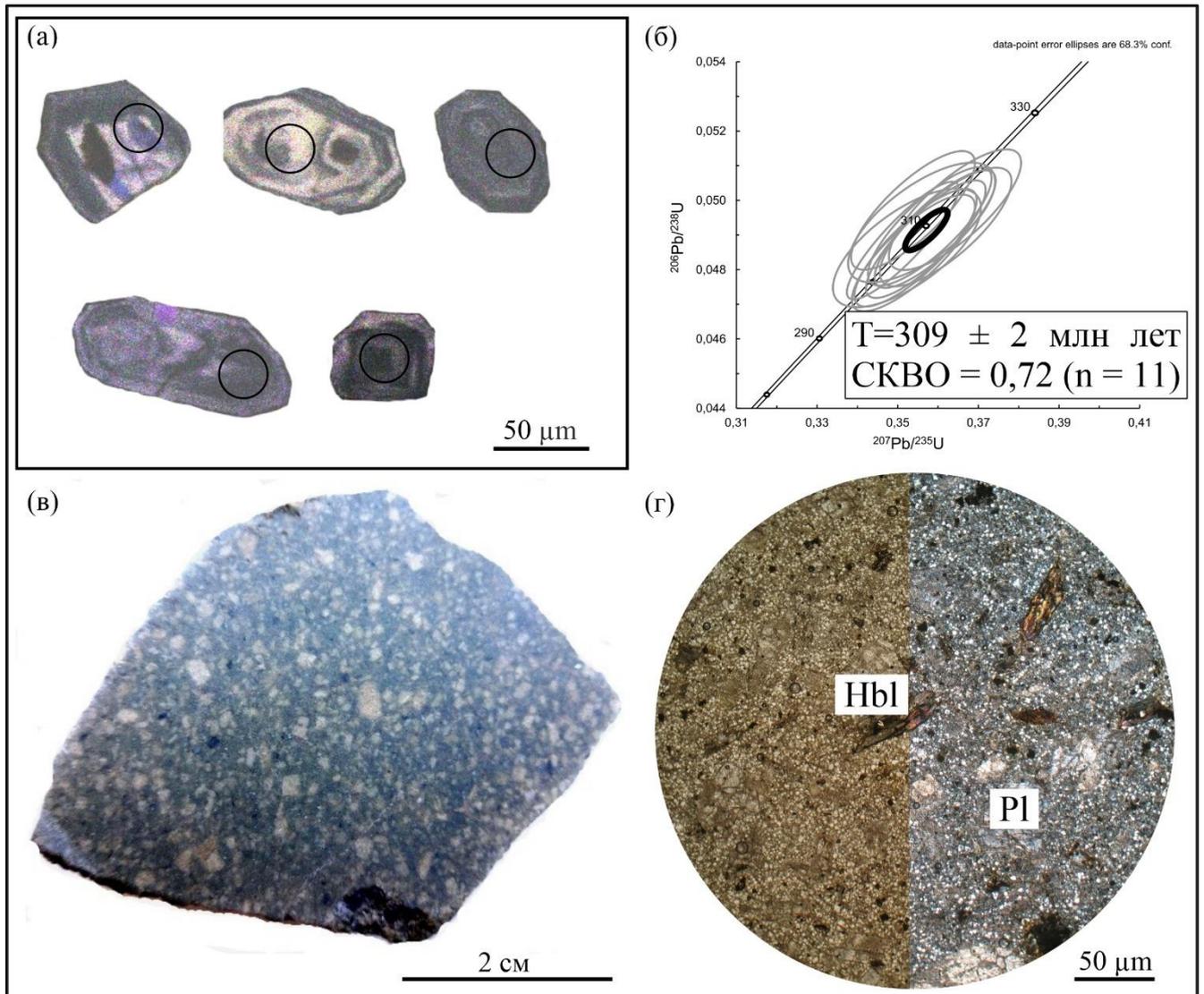


Рисунок 5.6. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов гранодиорит-порфира (проба АШ-48). а – катодолуминесцентные изображения цирконов, с точками LA-ICP-MS; б – диаграмма с конкордией для цирконов; в – фотография образца; г – фотография шлифа (PPL/PPX). Примечание: n = число экспериментальных точек.

5.2. Ar-Ar датирование серицита и фуксита из рудных ассоциаций

Определение возраста рудообразования является достаточно сложным процессом, поскольку установить его напрямую датируя рудный минерал (например, молибденита Re-Os методом) не всегда представляется возможным, в виду различных обстоятельств. Тем не менее, получение возраста оруденения позволяет приблизиться к вопросу его связи с магматизмом, установить возрастные рубежи, длительность и этапность рудообразования.

Для оценки возраста формирования позднего рудного этапа на месторождениях АБАЗР был проведен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологический анализ серицита из рудных ассоциаций. Серицит отбирался из золото-сульфидно-кварцевых жил и прожилков, а также из метасоматически измененных пород с золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Во всех

мономинеральных пробах серицита в тех или иных количествах могут присутствовать кварц, карбонат (доломит), калиевый полевой шпат и субмикроскопические включения сульфидов.

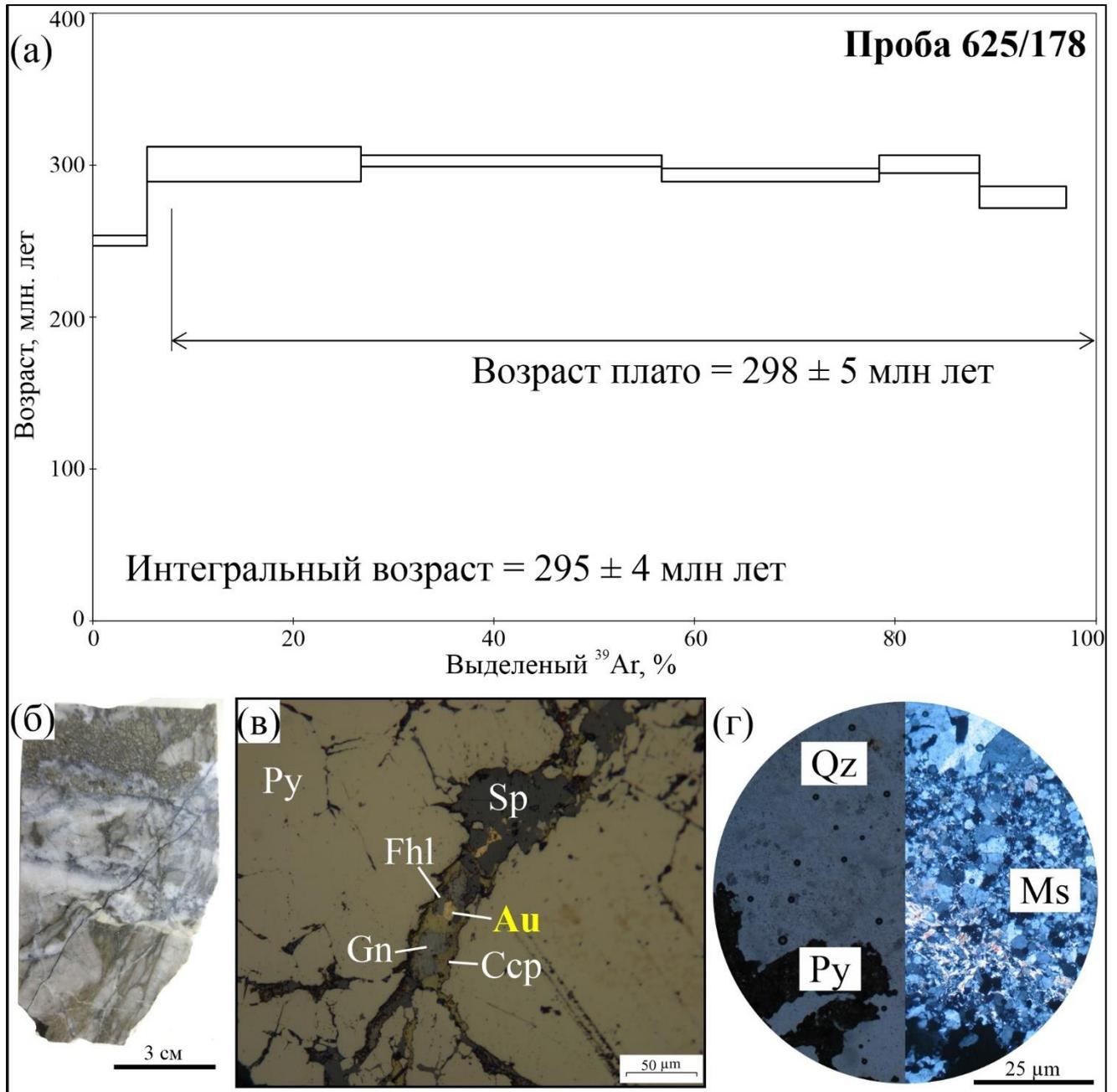


Рисунок 5.7 – Результаты Ar-Ar датирования серицита из золото-сульфидно-кварцевой жилы, обр. Ак-625/178. а – возраст плато; фотографии: б – образца; в – аншлифа (PPL); г – шлифа (PPL/PPX).

Ar/Ar датирование (серицита) на месторождении Акжал. Для оценки возраста позднего этапа оруденения выбран представительный образец из золото-сульфидно-кварцевой жилы, содержащей мелкочешуйчатый серицит (Рисунок 5.7б). Место отбора указано на рисунке 5.2. Образец Ак-625/178 содержит обильную золото-полисульфидную минерализацию в кварцевой жиле с редкими обломками прокварцеванной и серицитизированной (светло-серого

цвета) породы (Рисунок 5.7в). Представляет собой катаклазированный арсенопирит-пиритовый агрегат с золотосодержащим галенитовым прожилком. Мелкозернистый серицит развивается в межзерновом пространстве кварца и выполняет тонкие прожилки совместно с кварцем и карбонатом (Рисунок 5.7г). Возраст плато составляет $298,0 \pm 5,3$ млн лет (Рисунок 5.7а).

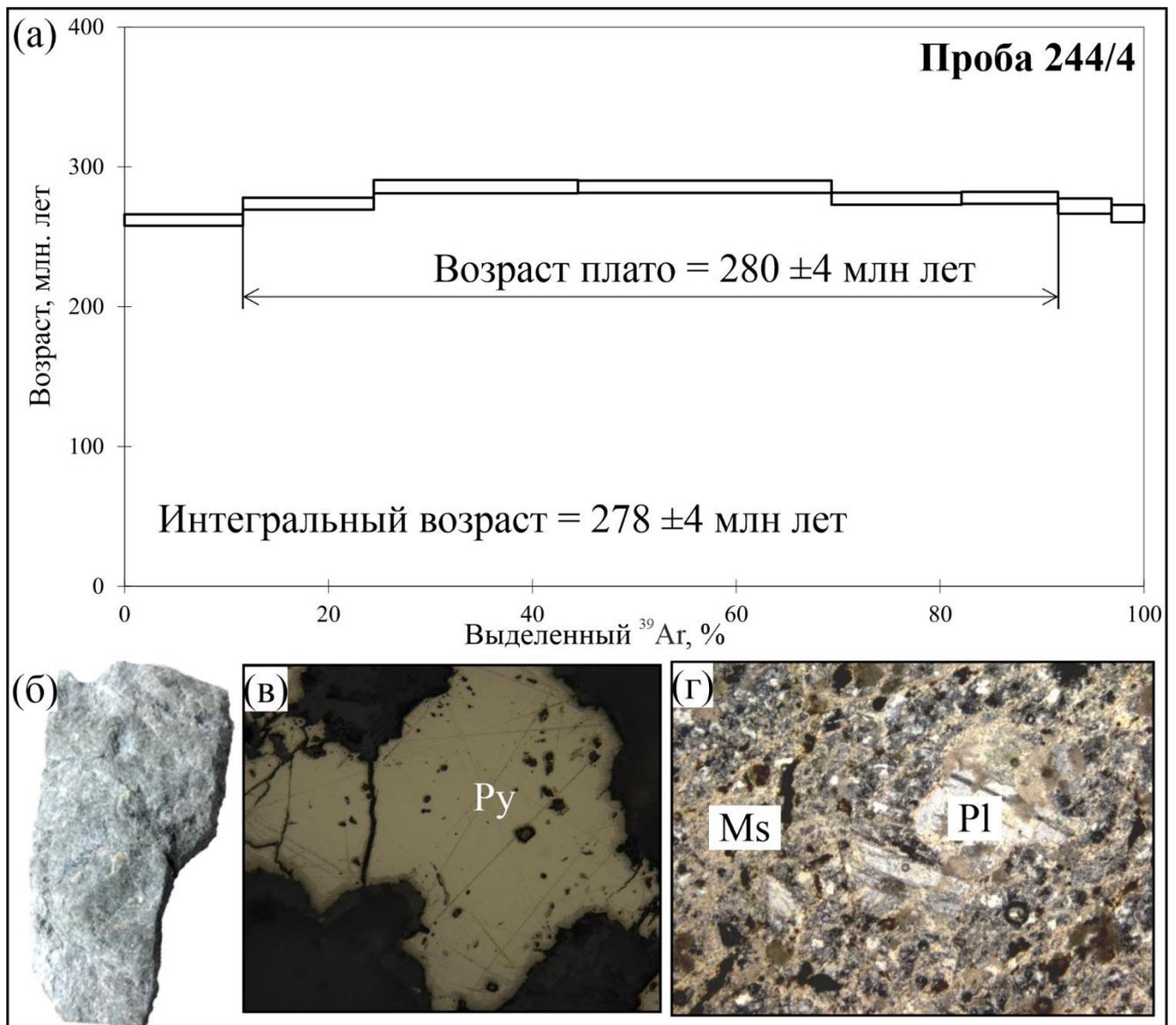


Рисунок 5.8. Результаты Ar-Ar датирования серицита из метасоматически измененного андезитового порфирита с вкрапленной сульфидной минерализацией, обр. 244/4. а – возраст плато; фотографии: б – образца; в – аншлифа (PPL); г – шлифа (PPL).

Ar/Ar датирование (серицита) на месторождении Южные Ашалы. Для оценки возраста позднего этапа рудообразования выбран образец с серицитом, содержащий сульфидную минерализацию в метасоматически изменённом андезитовом порфирите (Рисунок 5.8б), место отбора указано на рисунке 5.5. Образец 244/4 (скважина С-244, глубина 84,5 м) представляет собой серицитизированную и прокварцованную породу с реликтовыми порфировыми вкрапленниками плагиоклаза, опацицитизированными вкрапленниками темноцветных минералов,

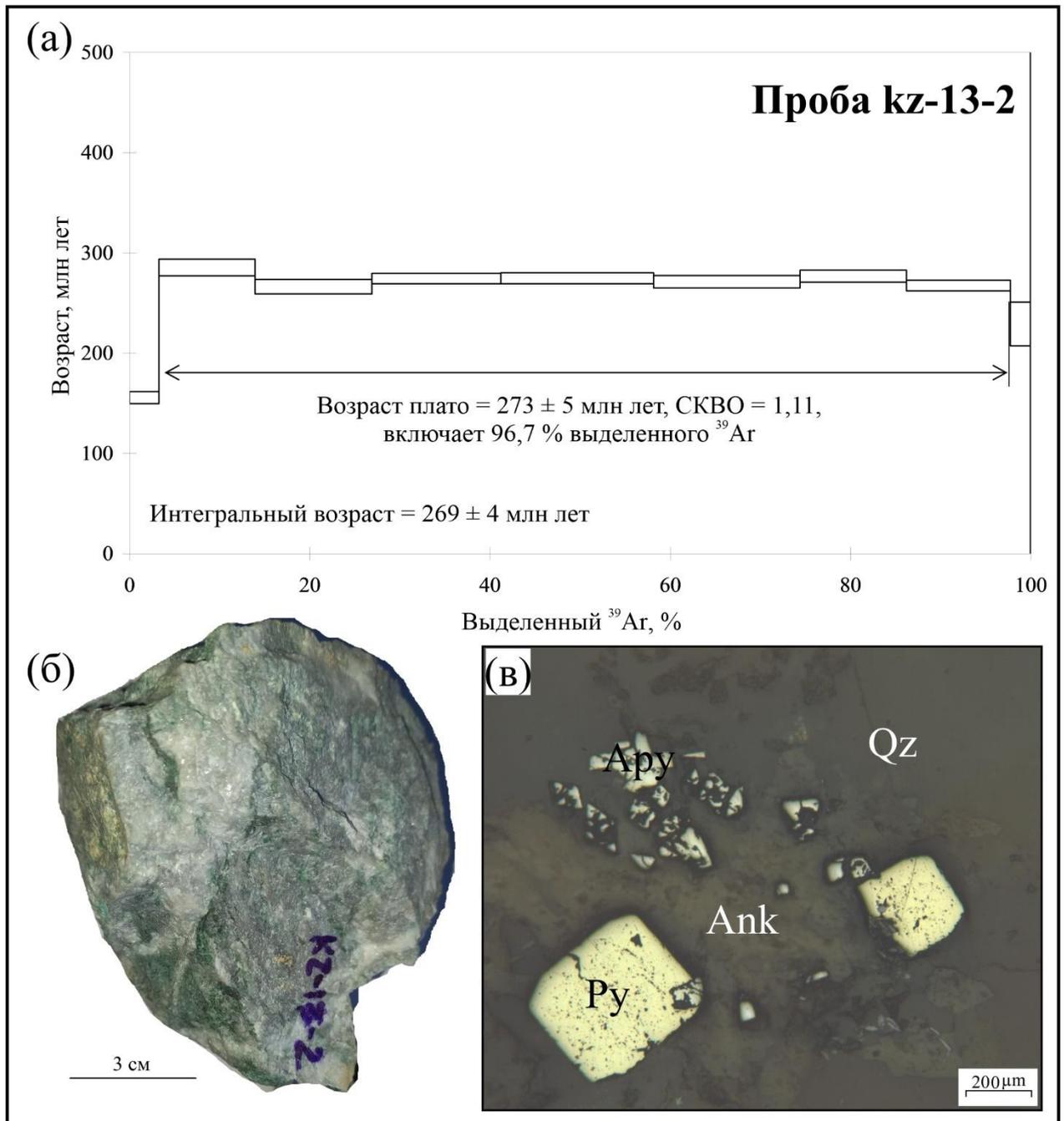


Рисунок 5.10. Результаты Ar-Ar датирования фуксита из лиственита с вкрапленной сульфидной минерализацией, обр. kz-13-2. а – возраст плато; фотографии: б – образца; в – аншлифа (PPL).

5.3. Обсуждение результатов

Зачастую месторождения, локализующиеся в метаморфизованных толщах, парагенетически связаны с коллизионным (постколлизионным) магматизмом, что подтверждается геологическими и геохронологическими данными, например, месторождения Кумтор [Мао et.al., 2004], Мурунтау [Костицын, 1996] и многие другие. Однако, роль магматических пород в качестве возможного источника золота до сих пор дискутируется [Арифулов, 2014; Барышев, 2013; Чугаев, 2024; Goldfarb, Pitcairn, 2023 и цитируемая литература]. На месторождениях ЗКЗП издавна отмечается парагенетическая связь золоторудных

месторождений с дайками и малыми телами габбро-плагиогранитной серии, относимых по возрасту и составу к кунушскому и аргимбайскому [Щерба и др., 1984; 2000; Беспаяев и др., 2013; Дьячков, Зимановская, 2013; Дьячков и др., 2017] комплексам.

Полученные автором возрастные данные и результаты Ю.А. Калинина и Е.А. Наумова опубликованные в работах [Наумов и др., 2012; Калинин и др., 2022; Греку и др., 2025; Kalinin et.al., 2021], в целом согласуются (Таблица 5.1, 5.2). В пределах АРП полученный возраст цирконов Акжальского массива укладываются в довольно узкий диапазон значений, что может указывать на становления диоритов в диапазоне 301,1-299 млн лет, при этом следует отметить что краевая часть массива имеет возраст незначительно древнее. Возраст цирконов из даек гранодиорит-порфирового и плагиогранит-порфирового состава в основном ложится в интервал 296,7-292,9 млн лет. Однако, в одной пробе отмечается два конкордантных возраста (Рисунок 5.1.4), один из которых укладывается в ранее указанный интервал, а второй является существенно более древним с возрастом – 308,4 млн лет. Различий между цирконами двух конкордантных возрастов в гранодиорит-порфире не установлено, как и различий между цирконами диоритов и гранодиорит-порфиров. Предполагается, что кислые дайки (гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, плагиолейкогранит-порфиры и др.) и породы Акжальского массива (диориты, гранодиориты и др.) имеют единый источник. На это указывают схожий характер распределения РЗЭ (обеднение тяжелыми РЗЭ и обогащением легкими) [Калинин и др., 2017_ф], близкий химический состав [Окунев и др., 1969_ф; Kalinin et.al., 2021] и возраст [Kalinin et.al., 2021] магматических пород. Возраст цирконов из магматических пород Акжальского массива (301,1-299 млн лет) согласуется с датировками гранитоидов проявленных на других золоторудных месторождениях ЗКЗП (Рисунок 5.11), тогда как кислые дайки имеют несколько более молодой (296,7-292,9 млн лет) возраст. В пределах ДАРП, датировки цирконов Аскарского массива (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры) – 302,6-297 млн лет моложе гранодиорит-сиенит-порфирового (гранодиорит-порфиры) – 309 млн лет и гранодиорит-порфирового (гранодиориты) – 305,8 млн лет массивов, однако, возраст и состав вышеперечисленных соответствует кунушскому комплексу.

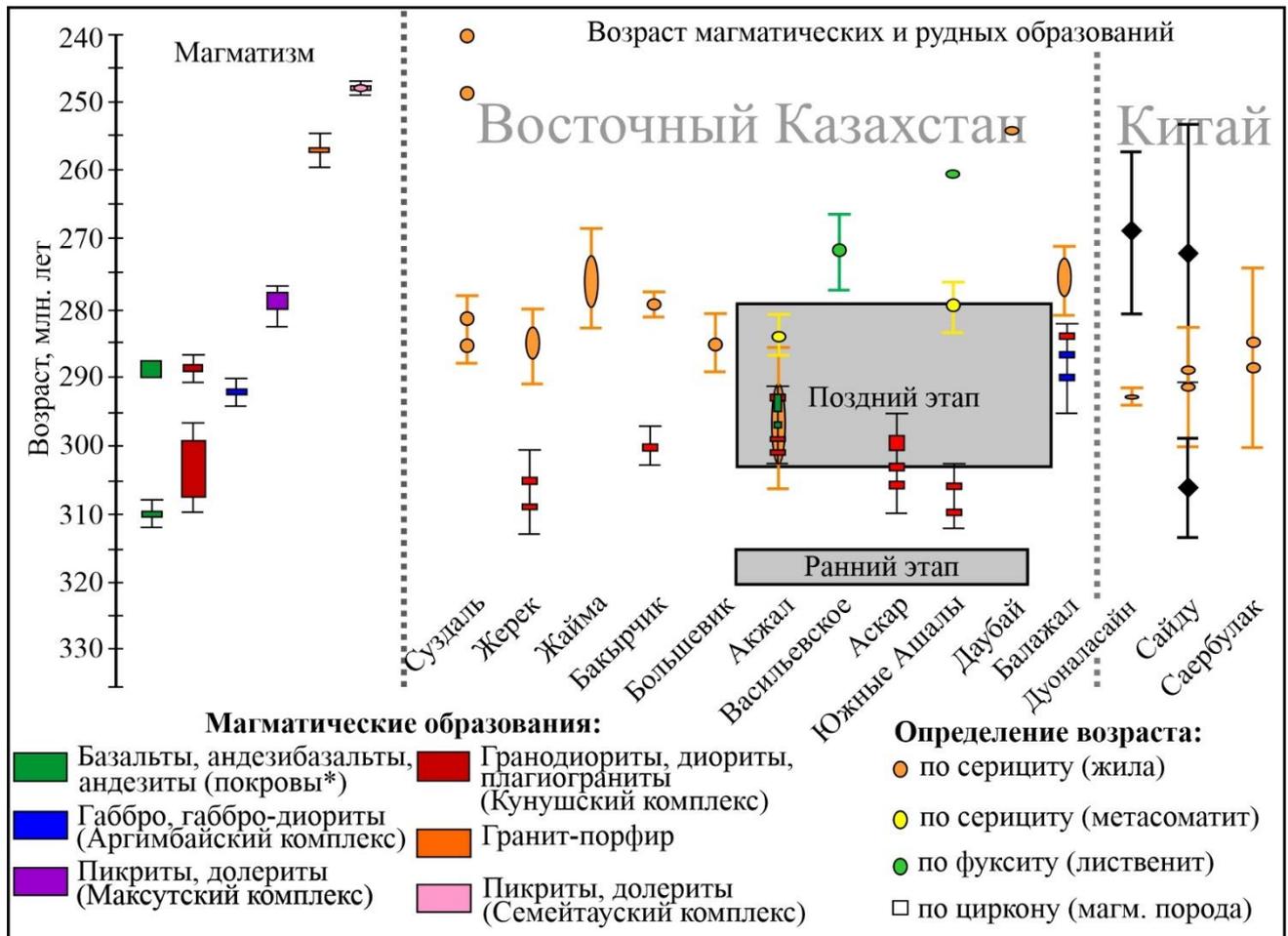


Рисунок 5.11. Схема возрастной последовательности магматических и рудно-метасоматических событий Южного и Китайского Алтая. В схеме использованы данные [Хромых и др., 2009; 2013; 2020; Наумов и др., 2009; 2012; 2014; Ковалев и др., 2012; Калинин и др., 2015; Хромых, 2022; Греку и др., 2025; Li et.al., 1998; Lyons et.al., 2002; Mao et.al. 2003; Li, Chen, 2005; Yan et.al., 2004; Kalinin et.al., 2021; Kovalev et.al., 2009; Naumov et.al., 2010 и неопубликованные данные Ю.А. Калинина].

Рудообразование на месторождениях ЗКЗП в целом и АБАЗР в частности укладывается в несколько разновременных этапов [Наумов и др., 2009; 2012; Ковалев и др., 2012; Калинин и др., 2015; Kovalev et.al., 2009; Naumov et.al., 2010; Kalinin et.al., 2021], каждый из которых может быть сопоставлен по времени с определённым магматическим комплексом. Возраст серицита из золоторудных жил на месторождении Акжал – 302,5-292,5 млн лет, согласуется с возрастом цирконов из диоритов – 301,1-299 млн лет (Акжальского массива), а также гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров – 296,7-292,9 млн лет (дайки), относимых предшественниками к кунушскому комплексу. Возраста серицита из (Qz-Ser) метасоматита с рудной ассоциацией на месторождении Южные Ашалы – 280 ± 4 млн лет и возраст фуксита из ливственита на месторождении Васильевское, синхронно по времени с внедрением интрузий максутского комплекса возрастом 277-280 млн лет [Хромых и др., 2009; 2013; Наумов и др., 2012], которые, вероятно, могут быть скрыты на глубине. Ранее Е.А. Наумов с соавторами [2012] отмечали временную близость золото-сульфидных руд ЗКЗП с Максутским пикрит-диабазовым

массивом, с которым связано Cu-Ni оруденение. Кроме этого, следует отметить, что серицит из березитов с прожилково-вкрапленным оруденением на месторождении Балажал возрастом – 286–271 млн лет [Наумов и др., 2012; Калинин и др., 2022] согласуется с возрастом вмещающего их габбро-диоритового массива возрастом – 286–284 млн лет [Калинин и др., 2022], при этом предшественники относят его к аргимбайскому комплексу [Егоров и др., 2012_ф].

5.4. Основные выводы

U-Pb методом (LA-ICP-MS) определен возраст цирконов интрузивных и гипабиссальных образований, парагенетически связанных с золоторудными месторождениями АБАЗР. На месторождении Акжал определен возраст цирконов магматических пород: диорита ($301,1 \pm 1,7$ млн лет) из краевой части Акжальского массива и гранодиорит-порфира (с двумя конкордантными возрастами – $308,4 \pm 2,8$ и $294,4 \pm 1,8$ млн лет) из дайки с сульфидной минерализацией. На месторождении Южные Ашалы определен возраст цирконов гранодиорит-порфира ($309,0 \pm 2,1$ млн лет) из гранодиорит-сиенит-порфирового массива.

Ar/Ar методом уточнен и определен возраст серицита из рудных ассоциаций. На месторождении Акжал возраст серицита из (золоторудной) жилы составляет – $298,0 \pm 5,3$ млн лет, на месторождении Васильевское возраст фуксита из кварц-карбонатного метасоматита (лиственита с рудной вкрапленностью) составляет – $272,6 \pm 5,1$ млн лет, а на месторождении Южные Ашалы возраст серицита из кварц-серицитового метасоматита (с рудной минерализацией) составляет – $279,8 \pm 4,3$ млн лет.

Таблица 5.1. Возраст цирконов из магматических пород на месторождениях и рудопроявлениях АБАЗР.

Проба	Возраст, млн лет	СКВО	Месторождение/ рудопроявление	Название породы	Ссылка
Ак-10	301,1 ±1,7	0,26 (n = 17)	Акжал	Диорит ¹	Калинин и др., 2021
Ак-621/335	299,0 ±1,1	2,6 (n = 25)	Акжал	Диорит ¹	Калинин и др., 2021
Ак-599/116	308,4 ±2,8; 294,4 ±1,8	0,89 (n = 4); 0,095 (n = 8)	Акжал	Гранодиорит-порфир (дацит)*	Калинин и др., 2021
Ак-15	292,9 ±0,6	0,6 (n = 17)	Акжал	Плагиогранит-порфир (риодацит)*	Калинин и др., 2021
Ак-20	296,7 ±1,6	0,71 (n = 17)	Акжал	Гранодиорит-порфир (дацит)*	Калинин и др., 2021
Ак-605/278	293,3 ±2,1	0,31 (n = 8)	Акжал	Гранодиорит-порфир (дацит)*	Калинин и др., 2021
АШ-24	302,6 ±2,5	4,1 (n = 13)	Аскар	Лейкократовый гранит- порфир ²	Калинин и др., 2021
В-5	302,2 ±1,8	0,96 (n = 16)	Аскар	Гранодиорит-порфир ²	Калинин и др., 2021
В-6	299,6 ±1,8	0,91 (n = 18)	Аскар	Гранодиорит-порфир ²	Калинин и др., 2021
АШ-21	297,8 ±1,9	0,15 (n = 13)	Аскар	Гранит-порфир ²	Калинин и др., 2021
АШ-20	297,0 ±1,9	3,8 (n = 13)	Аскар	Гранодиорит-порфир ²	Калинин и др., 2021
Аш-48	309,0 ±2,1	0,72 (n = 11)	Южные Ашалы (уч. Центральный)	Гранодиорит-порфир ³	Греку и др., 2025
Ап-1/1	305,8 ±4,5	1,04 (n = 17)	Южные Ашалы (уч. Аномальный)	Гранодиорит ⁴	Греку и др., 2025
Бл-1	306,1 ±6,5; 284,3 ±3,9	0,13 (n = 3); 0,47 (n = 7)	Балажал	Габбро ⁵	Калинин и др., 2022
Кз-9-4	286,4 ±1,8	0,051 (n = 11)	Балажал	Гранодиорит ⁵	Калинин и др., 2022
Бл-2	284 ±2	3,7 (n = 30)	Балажал	Габбро-диорит ⁵	Калинин и др., 2022

Примечание: Массивы: ¹ – Акжальский; ² – Аскарский; ³ – гранодиорит-сиенит-порфиновый; ⁴ – гранодиорит-порфиновый; ⁵ – Балажалский; **темно-серый фон** – данные полученные диссертантом; * – дайка; n – количество точек.

Таблица 5.2. Возраст серицита (или фускита) в ассоциации с рудной минерализацией на месторождениях и рудопроявлениях АБАЗР.

Проба	Примечание	Описание мусковита (серицита)	Возраст плато, млн лет	Месторождение/ рудопроявление	Источник
Ак-626/116	Березит по диориту ¹	Длинно- и мелкочешуйчатый	302,5 ±3,8	Акжал	Kalinin et.al., 2021
В-6-3	Qz-Ser метасоматит ¹	Чешуйчатый	300,4 ±3,4	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Ак-626/178	Березит по диориту ²	Пластинчатый	298,9 ±2,5	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Ак-621/233	Деформированный Qz-Ser метасоматит ¹	—	298,1 ±3,7	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Ак-625/178	Au-сульфидно-Qz жила с Ser	Тонкочешуйчатый	298,0 ±5,3	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Ак-626/115	Qz-Ser-сульфидная жила с реликтами алевропилита	Тонкочешуйчатый	294,8 ±4,2	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Ак-619/173	Ser-Qz изменения основной породы ¹	Тонкочешуйчатые прожилки	294,8 ±7,9	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Ак-589/400	Qz-Ser метасоматит ¹	Тонкочешуйчатый	292,5 ±4,3	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Ак-600/341,5		2 типа: чеш. и тонкочеш.*	292,5 ±4,3	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Ак-621/208	Березит по диориту ¹	2 типа: тонкочеш. и *	293,7 ±2,4; 279,7 ±3,3	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Ак-598/50	Qz-Ser метасоматит (по дациту) ²	2 типа: пластинчатый и тонкочешуйчатый (преоблад.)*	284,0 ±3,0	Акжал	Kalinin et.al., 2021
Kz-13-2	Qz-Ser метасоматит (лиственит) ²	Тонкочешуйчатый (фуксит)	272,6 ±5,1	Васильевское	н.д.
244/4	Деформированный Cal-Ser метасоматит (по андезиту) ²	Мелкочешуйчатый*	279,8 ±4,3	Южные Ашалы	Греку и др., 2025
ЮА-3	Qz-Ser метасоматит ¹	Мелкочешуйчатый	279,6 ±1,9	Южные Ашалы	Греку и др., 2025
244/6	Qz-Cal-Ser метасоматит с сульфидной вкрапленностью	Тонкочешуйчатый (фуксит)	260,6 ±6,0	Южные Ашалы	н.д.
К-06-44-9	Березитоподобные породы ³	—	277,6 ±3,5	Балажал	Калинин и др., 2022
Бл-4	Березитоподобные породы ³	—	276,1 ±2,7	Балажал	Калинин и др., 2022
Бл-5	Березитоподобные породы ³	—	270 ±3,0	Балажал	Калинин и др., 2022
С-287/25	Серицитизированная расланцеванная порода	—	254,3 ±3,1	Даубай (Белая Горка)	Наумов и др., 2012

Примечание: н.д. – неопубликованные данные Ю.А. Калинина; * – серицит развивается по плагиоклазу (замещает); Минералы: Qz – кварц; Ser – серицит; Au – золото; ¹ – вкрапленная сульфидная минерализация с сетчатыми кварцевыми прожилками; ² – редкая сульфидная вкрапленность; ³ – гнездово-вкрапленная пирит-арсенопиритовая минерализация; **темно-серый фон** – данные полученные диссертантом; «←» – данные отсутствуют.

ГЛАВА 6. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение изотопного состава серы сульфидов и углерода углеродистого вещества позволяет определить возможный источник рудного вещества, что важно при дискуссионных вопросах о механизмах образования месторождений.

6.1. Изотопный состав серы (сульфидов)

Изотопный состав серы определялся в сульфидах из золотоносных кварцевых жил, рудных метасоматитов и зон дробления минерализованных сланцев на месторождениях Акжал, Южное, Васильевское, Южные Ашалы и Балажал. В общей сложности проанализировано 17 мономинеральных проб пирита, арсенопирита, сфалерита и галенита (Таблица 6.1).

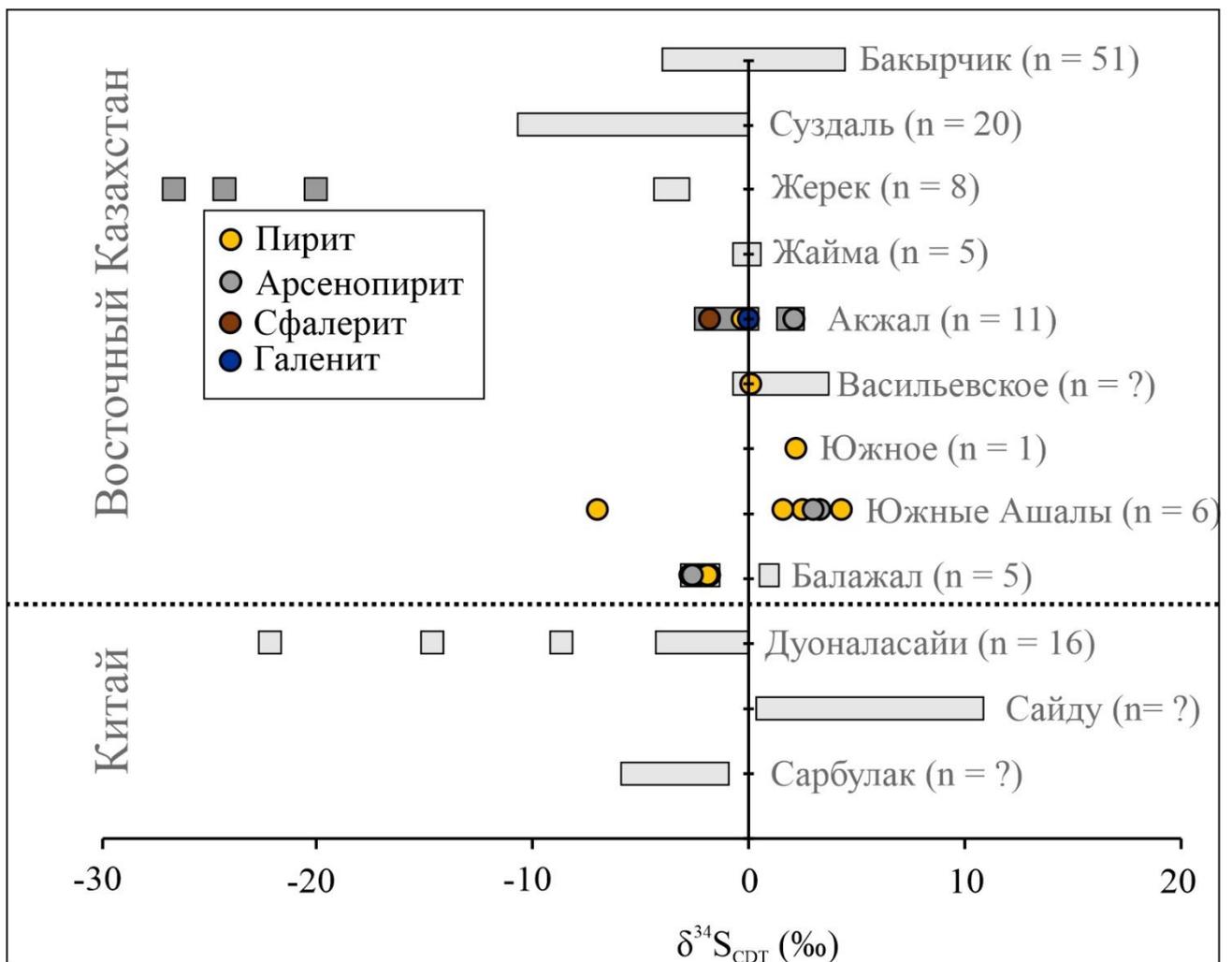


Рисунок 6.1. Изотопный состав серы сульфидов орогенных месторождений Южного и Китайского Алтая. Примечание: круги (разных цветов) – авторские данные; прямоугольники (серого цвета) – литературные данные [Коробейников и др., 1990; Ковалев и др., 2011; 2012; Ананьев, 2017; Chen et.al., 2005; Li et.al., 2004; Kovalev et.al., 2009; 2014; Wang et.al., 2011; Soloviev et.al., 2020 и ссылки в них]

На месторождении Южные Ашалы (ДАРП) осадочно-диагенетический пирит из зоны дробления углеродистых сланцев имеет значения $\delta^{34}\text{S} = -7 \text{ ‰}$ (Рисунок 6.1), что подтверждает

его изначально сингенетическую природу. Отрицательное значение $\delta^{34}\text{S}$ этого пирита (Py-I), характеризующегося повышенным содержанием Au (медианное – 6,1 г/т), W, Mn, V, Mg, Mo, Bi и Pb (по данным ЛА-ИСП-МС анализа), может свидетельствовать об его восстановлении анаэробными бактериями из сульфат-ионов. Значения $\delta^{34}\text{S}$ золотосодержащих пирита-II и арсенопирита-I из углеродистых алевропесчаников (минерализованных зон) колеблются в интервале от 1,6 до 4,3 ‰ (Рисунок 6.1), что соответствует глубинному источнику серы.

Таблица 6.1. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений АБАЗР.

№ образца	Объект	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Примечание	
Kz-8-2	Месторождение Южные Ашалы	Пирит-II	4,3	Тонковкрапленная минерализация в углеродистом алевропесчанике	
		Арсенопирит-I	3,3		
Kz-6-4		Пирит-I	-7	Мелковкрапленная минерализация в углеродистом сланце (зона дробления)	
244/14		Пирит-II	2,5	Сульфидная вкрапленность и кварц-сульфидные прожилки в углеродистом алевролите	
		Арсенопирит-I	3		
248/3		Пирит-II	1,6	Тонковкрапленная в углеродистом алевролите	
Kz-21		Месторождение Южное	Пирит	2,2	Вкрапленный пирит в серовато-зеленом алевролите с тонкими прожилками кварца
Kz-16		Месторождение Васильевское	Пирит	0,1	Сульфидная вкрапленность с редкими кварцевыми прожилками в черном алевролите
605/278		Месторождение Акжал	Пирит	-0,2	Вкрапленная минерализация из серицитизированного гранодиорит-порфира
625/93			Галенит	-1,0	Углеродисто-кремнистый алевролит с кварц-сульфидными прожилками (минерализованная зона, зона катаклаза)
	Сфалерит		0,0		
	Арсенопирит	1,8			
Kz-9-3	Месторождение Балажал	Пирит-I	-2,3	Березитоподобная порода с сульфидной вкрапленностью	
		Арсенопирит-I	-2,7		
Бл-4		Арсенопирит-II	-2,6	Брекчированный кварц-карбонатный метасоматит с сульфидной вкрапленностью	
Бл-12		Пирит	-1,8	Кварцевая жила с вкрапленностью сульфидов пропитанная гидроокислами железа	
Бл-13		Пирит	-1,8	Березит с вкрапленностью рудных минералов	

На месторождениях Южное и Васильевское (БВРП) вкрапленный пирит из вмещающих углеродистых терригенных пород имеет значение $\delta^{34}\text{S} = 2,2$ и $0,1$ ‰ соответственно

(Рисунок 6.1), эти данные согласуются с изотопным составом пирита-II и арсенопирита-I месторождения Южные Ашалы.

На месторождении Акжал (АРП) определен изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов: вкрапленный пирит из дайки гранодиорит-порфирового состава (значение $-0,2 \text{ ‰}$), а также сфалерит (значение $0,0 \text{ ‰}$), галенит (значение $-1,0 \text{ ‰}$) и арсенопирит (значение $1,8 \text{ ‰}$) из гидротермальной брекчии, состоящей из обломков вмещающего углеродисто-кремнистого алевролита и кварц-полисульфидного цемента, значения которых варьирует от $-1,0$ до $1,8 \text{ ‰}$ (Рисунок 6.1), что соответствует магматическому источнику. Полученные значения перекрываются с изотопными данными месторождений Южное, Васильевское и Южные Ашалы.

На месторождении Балажал (БРП) определен изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ пиритов и арсенопиритов из кварцевых жил и березитов, состав которых варьирует от $-2,7$ до $-1,8 \text{ ‰}$ (Рисунок 6.1). Изотопные данные перекрываются с результатами полученными на других месторождениях и соответствует магматическому источнику.

6.2. Изотопный состав углерода (углеродистого вещества)

Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ определяемый в углеродистом веществе (далее – УВ) из вмещающих черносланцевых толщ на месторождениях Васильевское, Южные Ашалы и рудопроявлении Каражал. В общей сложности проанализировано 3 мономинеральных пробы (Таблица 6.2).

Таблица 6.2. Изотопный состав углерода (из углеродистого вещества) золоторудных месторождений АБАЗР.

№ образца	Объект	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	Примечание
Kz-16	Месторождение Васильевское	Углеродистое вещество	-17,7	Сульфидная вкрапленность с редкими кварцевыми прожилками в углеродистом алевролите
Kz-8-1	Месторождение Южные Ашалы		-20,8	Метаморфизованный алевропесчаник с мелкой вкрапленностью пирита и прожилками марказита
KAR-1	Рудопроявление Каражал		-20,9	Углеродисто-кремнистый алевролит с тонкими прожилками кварца и сульфидной вкрапленностью

Зачатую УВ обогащены зоны дробления, катаклаза и милонитизации на месторождениях и за их пределами, кроме этого УВ встречается во вмещающих терригенных породах, а также в сульфидно-кварцевых жилах в виде тонких прожилков и включений в сульфидах. Нами исследовано УВ из вмещающих терригенных пород. Полученные изотопные данные ложатся в

достаточно узкий интервал значений $\delta^{13}\text{C}$ от -20,9 до -17,7 ‰, что соответствует осадочному углероду биогенного происхождения.

6.3. Обсуждение результатов

Относительно недавно в работе [Chang et.al., 2008] была показана взаимосвязь между изотопным составом пирита, многих орогенных месторождений золота (залегających в осадочных породах), с одновозрастным изотопным составом морской воды в течении геологического периода времени (Рисунок 6.2). Это свидетельствует о том, что восстановленная сера в этих отложениях, возможно, первоначально была получена из морской воды, что также предполагал Р. Голдфарб [Goldfarb et.al., 1997] для орогенных месторождений Аляски. Если бы источник серы для орогенных золоторудных месторождений в осадочных породах был либо магматический, либо глубинный метаморфический, то не было бы никакой связи с сульфатной кривой морской воды во времени. В нашем случае полученные данные по изотопному составу $\delta^{34}\text{S}$ месторождений АБАЗР укладываются в диапазон значений от -7,0 до 4,3 ‰ и в целом согласуются с данными других золоторудных месторождений Южного и Китайского Алтая (Рисунок 6.1), кроме этого наши данные попадают в диапазон значений орогенных месторождений, показанных на графике (Рисунок 6.2). Однако, остается нерешенным вопрос был ли вклад магматического источника серы и насколько он значим для образования золоторудных месторождений ЗКЗП. Этот вопрос является дискуссионным и требует дальнейшего более детального исследования.

Вопросы, касающиеся источника углерода УВ, по мнению автора имеют более однозначный ответ. Из классических работ (например, [Фор, 1989]) известно, что углерод попадающий в ткани растений, в результате фотосинтеза, значительно обогащается ^{12}C относительно атмосферной углекислоты. Поэтому УВ отобранное из вмещающих черносланцевых толщ с изотопным значением $\delta^{13}\text{C}$ от -20,9 до -17,7 ‰, по-видимому является осадочным, биогенного происхождения. Подобные выводы делались и ранее для ЗКЗП в целом, например, в работе [Дьячков и др., 2011]. Однако, следует отметить, что Л.Г. Марченко в своих работах [Марченко, 2011² и цитируемая литература], развивает идею глубинного источника углерода и благородных металлов во вмещающих углеродсодержащих терригенных породах.

6.4. Основные выводы

В углеродсодержащих терригенных породах установлено, что ранний диагенетический пирит (Py-I) на месторождении Южные Ашалы с значением $\delta^{34}\text{S}$ (-7 ‰), образуется на стадии осадконакопления в результате сульфат редукции. Кроме этого, данные по изотопному составу вкрапленников эвгедрального пирита и игольчатого арсенопирита месторождений Васильевское, Южное и Южные Ашалы ложатся в узкий диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ от 0,1 до 4,3 ‰, источник которых на данный момент не понятен. Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов (пирит, арсенопирит,

сфалерит, галенит) из кварцевых жил, березитов и гранодиорит-порфиров месторождений Акжал и Балажал ложатся в диапазон значений от -2,7 до 1,8 ‰, что соответствует магматическому источнику.

Углеродистое вещество, с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -20,9 до -17,7 ‰, отобранное из вмещающих углеродистых терригенных толщ месторождений Васильевское, Южные Ашалы и рудопроявления Каражал является осадочным, биогенного происхождения.

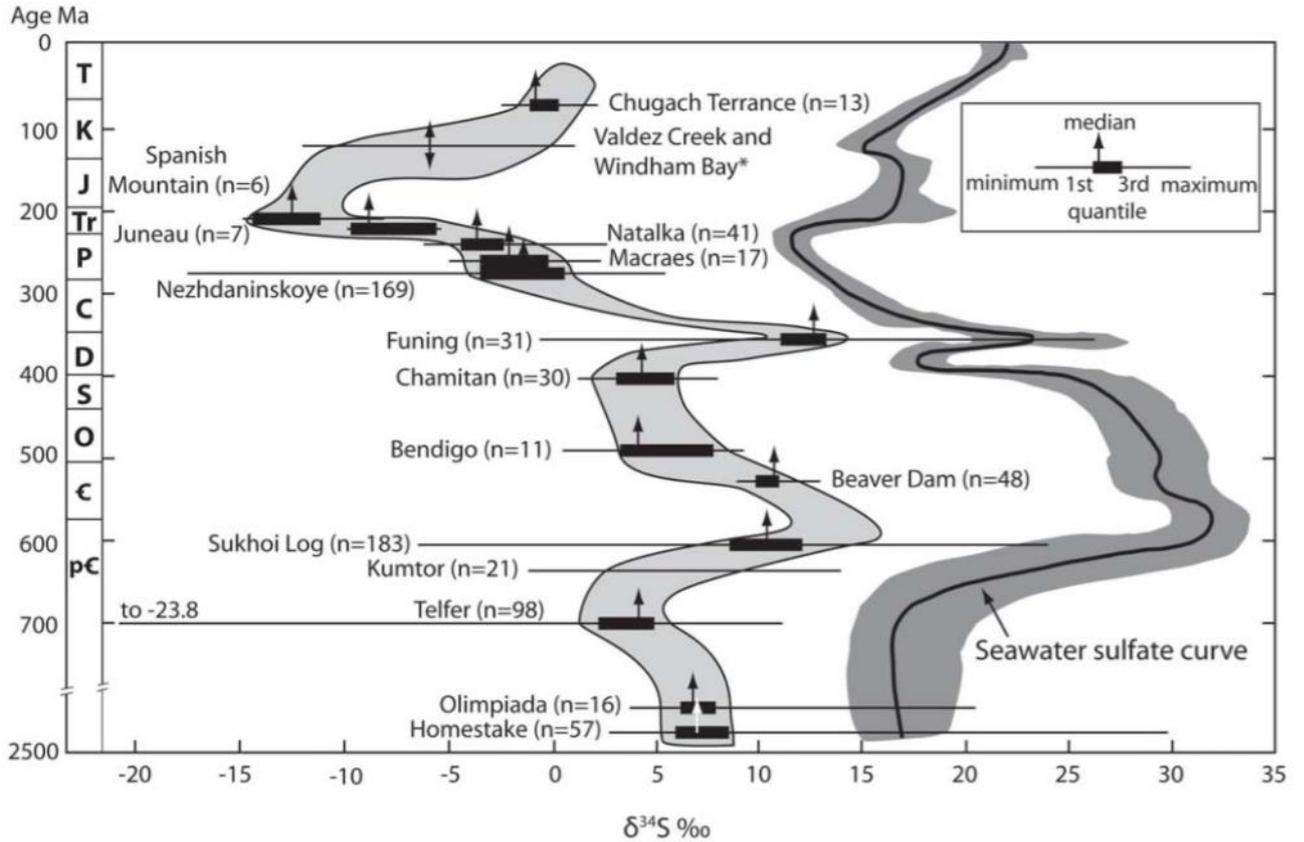


Рисунок 6.2. График зависимости изотопного состава серы в пирите от возраста вмещающих пород для некоторых золоторудных месторождений, локализующихся в осадочных породах, показывает общую параллель между $\delta^{34}\text{S}$ пирита в месторождениях и значением $\delta^{34}\text{S}$ сульфата в морской воде с течением времени [Chang et.al., 2008].

ГЛАВА 7. ИСТОЧНИКИ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ АБАЗР

7.1. Источники вещества

Посвящено множество работ касающиеся вопросов источника рудного вещества орогенных и залегающих в осадочных породах месторождений золота [Немеров и др., 2010; Чугаев, 2024; Будяк и др., 2015; Mao et.al., 2008; de Boorder, 2012; Fu et.al., 2012; Groves, Santosh, 2016; Liu et.al. 2019; Wilson et.al., 2020; Groves et.al. 2020; Wang et.al., 2022 и цитируемые в них работы]. Предполагается по меньшей мере четыре источника: магматический [Muntean et.al.,2011], глубинно-метаморфический, связанный с деволатилизацией коры (на глубине 15-20 км) в ходе метаморфизма гидротированных основных пород на уровне амфиболитовой-зеленосланцевой фаций [Phillips and Powell, 2010], мантийный [Hronsky et al., 2012], осадочный [Pitcairn et al., 2006; Large et al., 2007; Tomkins, 2013]. В этих моделях золото в конечном счете поступает из морской воды, либо в виде растворенных комплексов, либо адсорбируется на твердых частицах органического вещества, оксидах (гидроксидах) Fe, Mn и глинах и концентрируется в сланцах в результате роста сингенетического и диагенетического пирита [Large et.al., 2011; Tomkins, 2013].

Осадочный источник. В последнее время большую популярность приобретает осадочная теория, однако, еще в 1866 г. Р. Дантри [Dantree, 1866] высказал идею о поступлении золота из органического вещества осадочных пород. Позднее ряд исследователей предположили, что Au высвобождается из богатых органическим веществом и диагенетическим пиритом черных сланцев во время диагенеза и метаморфизма [Буряк, 1982], а относительно недавно были получены дополнительные доказательства в пользу этой модели [Паленова и др., 2015; Шевкунов и др., 2018; Large et al., 2007; 2009; 2011; 2015; Meffre et al., 2008; Chang et al., 2008; Maslennikov et al., 2011; Thomas et al., 2011; Liu et.al., 2023 и цитируемая литература].

В осадочных толщах, углеродистое вещество и глинистая фракция служат хорошими сорбентами золота, другими концентраторами являются минералы тяжелой фракции (пирит, циркон, моноцит, апатит и другие), однако, обогащены золотом только пирит (до 500 мг/т) и в редких случаях редкоземельный аутигенный фосфат – куларит [Некрасова, Некрасов, 1983], которые в процессе диагенеза и последующего метасоматического изменения больших объемов породы может служить для образования достаточно крупных месторождений [Некрасов, 1991]. Как известно по данным этого же автора, золото, сорбированное углисто-глинистым веществом сланцев, легко экстрагируется кислыми гидротермальными растворами, экстракция металла особенно интенсивно происходит в зонах повышенной проницаемости пород, к которым обычно и приурочены многие золоторудные месторождения. Концентраторами золота могут служить также некоторые разновидности углей, глин, Fe-Mn конкреций и океанических корок, оксиды и карбонаты Fe, углистые сланцы, а также некоторые сорта нефти и битумов.

В работах предшественников было показано, что органическое вещество, сингенетический и/ или диагенетический пирит в черных сланцах могут быть значительно обогащены Au и As относительно фоновых значений [Large et.al., 2011; 2014 и литература в них]. Так, например, в работе Аношина с соавторами [1969] впервые показана положительная корреляция золота с УВ в современных отложениях Атлантического океана, а также Средиземного и Черного морей, при этом авторы предполагают, что золото извлекается из морской воды в результате биологической активности и концентрируется в органическом дендрите. В неизмененных черных сланцах, на золоторудных месторождениях Бендиго и Карлин тренд, положительная взаимосвязь между содержанием золота и УВ подтверждает ключевую роль органического вещества в концентрации золота, при этом другие микроэлементы, чувствительные к окислительно-восстановительным процессам (V, Ni, As, Zn, Ag, Cu) демонстрируют аналогичную положительную связь с ОВ в углеродсодержащих породах [Large et.al., 2011]. Микроэлементы (V, Mo, Ni, As, Cr, Zn, Cu, U, Sn, Pb, Tl, Bi, Se, Sb, Te и Hg) могут образовывать металлоорганические комплексы с гуминовыми веществами [Calvert and Pedersen, 1993; Wood, 1996; Tribovillard et al., 2006], а также легко восстанавливаться и удерживаться в осадочных органических веществах на морском дне. В работе [Emsbo, 2000] была предложена альтернативная модель для месторождения Родео (Карлин тренд), согласно которой Au, As и другие металлы поступают с горячими базальными рассолами (богатыми H₂S) и локализуется в УВ и пирите на дне подводного рассольного бассейна. Предварительное геохимическое моделирование, проведенное [Hofstra and Emsbo, 2004], показало, что, хотя Au и As могут переноситься такими рассолами, многие другие элементы (например, V, Ni), содержащиеся в синдиагенетической руде, не могут, что привело их к предположению о другой транспортирующей среде (нефти).

Считается, что осадочный пирит образуется в осадке на стадии раннего диагенеза [Berner, 1984, Berner, Westrich 1985] и в водной массе в пределах первых миллиметров от поверхности раздела осадок-вода на дне бассейна в бескислородных условиях [Wilkin et.al., 1996; Wilkin, Barnes, 1997]. Экспериментальные и полевые исследования показали, что микроэлементы поглощаются из морской воды и местных поровых вод во время роста пирита либо в толще воды, либо во время диагенеза на морском дне [Lyons, 1997] и что уровень обогащения зависит от количества образовавшегося пирита и количества доступных микроэлементов [Huerta-Diaz and Morse, 1992; Gregory et al., 2014]. То есть, при постоянном количестве пирита в сланцах (обычно от 1 до 4 мас.%) содержание микроэлементов в осадочном пирите пропорционально их концентрации в морской воде [Large et.al., 2014; Swanner et al., 2014], эта концепция была проверена для ряда элементов в осадочном пирите из современного бассейна Кариак на шельфе Венисуэллы [Large et.al., 2014]. Время пребывания Au в океанах оценивается примерно в 1000

лет [Falkner, Edmond, 1990], что существенно меньше одних микроэлементов (Mo, As, Se, Cu), чувствительных к окислительно-восстановительным условиям и больше других (Co, Hg, Te). Установлено, что повышенные концентрации Au свойственны прибрежным водам и верхним слоям внутренних морей, кроме этого, золотом также обогащены осадки многих внутренних морей и рифтовых зон океанов [Некрасов, 1991]. Основным источником микроэлементов в морской воде является континентальная эрозия, в результате которой элементы переносятся в растворенном виде, коллоидной форме и в виде взвешенных частиц через речные системы или в виде пыли, переносимые ветром в океан [Large et.al., 2015]. В речных системах, как уже было отмечено, золото переносится в виде взвешенных частиц и в коллоидном состоянии [Некрасов, 1991], при этом частицы золота оседают, вероятно, на континентальном шельфе и окраинах бассейна, тогда как золото в коллоидном состоянии уходит в открытый океан [Large et.al., 2015]. Основным источником микроэлементов в океане являются реки, однако, небольшое количество элементов, в частности Mn, Fe, Li, Rb, могут вносить существенный или доминирующий вклад из гидротермальных источников [Elderfield and Schultz, 1996]. Однако, поток металлов из гидротермальных источников на морском дне изучен недостаточно, и вопрос о том, является ли гидротермальная активность источником или стоком определенных элементов, остается не решенным [Von Damm, 2010].

Известно, что сингенетическое накопление золотосодержащего УВ и золотосодержащего диагенетического пирита в богатых As черных сланцах редко приводит к образованию месторождений промышленного значения, что отмечалось еще в работе [Некрасов, 1991]. Однако, обогащение сингенетического золота может происходить в значительно более поздних диагенетических, метаморфических, тектонических, магматических или гидротермальных процессах.

Магматический источник. Золоторудные месторождения магматогенно-гидротермального происхождения делятся на две группы: связанные с окисленными (месторождения порфировой системы – широко распространены) и восстановленными (месторождения RIRGS системы – менее распространены) магмами. Месторождения первой группы формируются на глубинах до 3 км, в отличие от месторождений второй группы, которые формируются значительно глубже (до 6 км) [Baker, 2002; Sillitoe, 2020]. Далее, мы детально рассмотрим месторождения, связанные с восстановленными интрузиями. Так, Томпсоном с соавторами [Thompson et al., 1999] впервые было описано, что месторождения RIRGS обычно располагаются в редкометальных провинциях Sn или W направленных от континентальных дуг, при этом руды могут быть обогащены Bi, W, As, Sn, Mo, Te и Sb, для них характерны низкие содержания сульфидов, проявлено несколько типов минерализации, метасоматических изменений и других характеристик, многие из которых характерны и для орогенных

месторождений, что затрудняет определение генетического типа и источника рудного вещества. Магма RIRGS, схожая с многими окисленными магматическими системами связанных с дугой, может частично поступать из обогащенной литосферной мантии. Так петрогенетические исследования, проведенные Майром с соавторами [Maig et.al., 2011], указывают на то, что восстановленные магматические системы в восточном золоторудном поясе Тинтина не могли образоваться в результате широкомасштабного плавления земной коры, а вместо этого являются продуктом частичной кристаллизации и ассимиляции земной коры магмами мантийного происхождения.

Однако, однозначно определить источник рудного вещества и связь магматизма с рудообразованием (месторождения RIRGS) достаточно затруднительно, поскольку существует большое количество признаков, пересекающихся с месторождениями орогенного типа, и собственно отсутствуют жесткие критерии классификации этих месторождений.

Источник вещества в пределах ЗКЗП в целом и АБАЗР в частности. На сегодняшний день существует огромное количество публикаций касающиеся источников вещества [Щерба и др., 1976; 1984; 2000; Ершов, 1984; Любецкий, Любецкая, 1984; Дьячков и др., 2011 и цитируемая литература]. Большинство исследователей предполагает два основных источника рудного вещества: осадочный и магматический. Первым предполагаются черносланцевые породы, которые по многим признакам отличаются от подстилающих морских толщ. Состав отложений преимущественно аргиллитовый, с прослоями каменного угля и линзами несортированных гравелистых песчаников и гравелитов; обусловлен перемывом глубоко преобразованных кор выветривания гидрослюдистого и каолинового профиля, неоднократно переотложенных в связи с предшествовавшими перерывами замедленного осадконакопления и пенеппенизацией области сноса в раннем и среднем карбоне. Предполагается, что обогащение черносланцевых толщ металлами происходило синхронно с накоплением осадков в восстановительной среде и сопровождалось высаживанием миграционных форм золота синтезированным углеродом растительных остатков и золоторедуцирующими микроорганизмами, в частности тиобацилловыми бактериями, способными образовывать промежуточные золотоорганические соединения в виде третичных фосфатов, арсинов, стибиров (Р. Паддефет, 1982). Параллельно шел процесс сорбирования металла керогеном вмещающих пород, метаколлоидным кремнеземом и аутигенными дисульфидами железа. Рудовмещающие углеродистые отложения выполняли роль промежуточного коллектора тонкодисперсного металла в области его дальнейшего переноса [Щерба и др., 2000].

Второй источник, в пределах ЗКЗП, предполагается магматический. На золоторудных месторождения Восточного Казахстана, пространственно и временно связанных с проявленным магматизмом, предполагается генетическая связь золотого оруденения золото-сульфидно-

кварцевого жильного типа (с Au-As-Ag-Bi-Sb-Mo геохимической специализацией) с проявленным магматизмом, для которого характерна Au, As, Ag, W, Sb, Bi геохимическая специализация, положительная связь золота с хлором косвенно указывающая на перенос металла хлоридными растворами и нахождение железа в закисной форме $Fe^{(+2)}$ [Ершов, 1984]. В работах Масленникова В.В. [Масленников, 1998 и литература в ней] приводятся данные о повышенной золотоносности гранитоидов гранит-плагиогранитной серии, кроме этого отмечается зональность месторождений, накопление золота от неизмененных пород к метасоматитам и рудам.

На сегодняшний день, обобщая полученные нами результаты и литературные данные предшественников, можно привести следующие доказательства в пользу двойственности источников рудного вещества.

Осадочный источник. Во-первых, веским доказательством осадочного источника являются повышенные содержания Au (медиана – 6,1 г/т), As (медиана – 0,2 мас.%), а также Mo, Pb, Cu, Sb, Ag, Bi, Tl, W, V, Mn, Mg, Cr и Co в стратиформно залегающем пирите фрамбоидального, округлого и удлиненного облика, которые претерпели пликативные деформации с частичной перекристаллизацией. Во-вторых, изотопный состав $\delta^{34}S$ сульфидов месторождений АБАЗР, который варьирует от -7,0 до 4,3 ‰ соответствует осадочному источнику орогенных месторождений позднекарбонového времени [Chang et.al., 2008], однако, это указывает и на магматический источник, поэтому к данному вопросу (на каждом конкретном месторождении) необходимо относиться с осторожностью и при интерпретации учитывать геологические, структурно-текстурные, минералогические, возрастные и другие данные. Также, на осадочный источник указывает соотношение $Co/Ni < 1$ (например, месторождение Южные Ашалы), тогда как для гидротермального источника характерно соотношение $Co/Ni > 1$ (например, месторождение Акжал). В-третьих, изотопный состав $\delta^{13}C$ (от -20,9 до -17,7 ‰) УВ на месторождениях АБАЗР, с которым частично связано рудное вещество (например, [Марченко, 2011₂]), указывает на осадочный источник биогенного происхождения.

Магматический источник. Главным доказательством магматического источника, по данным Ершова [1984], являются геохимическая связь рудной минерализации (с Au-As-Ag-Bi-Sb-Mo геохимической специализацией) с проявленным магматизмом (с Au, As, Ag, W, Sb, Bi геохимической специализацией), а также повышенная золотоносность гранитов габбро-плагиогранитной серии [Масленников, 1998]. Изотопный состав $\delta^{34}S$ сульфидов, как мы уже ранее сказали, указывает на магматический источник, однако, необходимо приводить более аргументированные доказательства. Нами отмечаются следующие признаки приуроченности месторождений к RIRGS типу (на примере Акжала), для которых предполагается магматический источник: минералогическая, температурная зональность относительно интрузивного массива,

наличие Ag-Bi-Sb-Hg и богатой полисульфидной (галенит, сфалерит, халькопирит) минерализации, а также пространственное и временное совмещение оруденения и проявленного магматизма. Данный вопрос является дискуссионным и требует дальнейшего разбирательства.

7.2. Генезис месторождений

Вопросы, касающиеся генезиса золоторудных месторождений локализующиеся в метаморфизованных толщах достаточно сложные, вызывают бурное обсуждение в отечественной и Мировой литературе и на сегодняшний день многие из них до конца не решены. Наиболее широкое признание среди исследователей получили две генетические концепции: метаморфогенно-гидротермальная и магматогенно-гидротермальная [Phillips, Powell, 2010; de Boorder et.al., 2012 и цитируемая литература].

Генезис месторождений ЗКЗП широко обсуждается уже более полувека, среди наиболее популярных концепций считаются метаморфогенно-гидротермальная [Старова и др., 1984; Любецкий, Любецкая, 1984], в отечественной литературе впервые предложена Буряком [1965; 1982] для месторождений «сухоложского» типа, и магматогенно-гидротермальная получившая наиболее широкое распространение [Масленников, 1998; Марченко, 2011₂]. Существует распространенная точка зрения, которая предполагает изначальное накопление золота во вмещающих породах (например, углеродисто-терригенно-карбонатная толща), из которых в процессе высокотемпературного метаморфизма металл выносится и переотлагается вверх по восстанию структур в область пониженных температур и давлений. При этом выделившегося количества металла достаточно, для формирования крупных месторождений под воздействием более поздних наложенных мобилизующих процессов. В числе последних важное значение придается интрузиям, возникших в очагах ультраметаморфизма и гранитизации. Представления о метаморфогенно-гидротермальном генезисе золоторудных месторождений ЗКЗП объясняют структурную приуроченность месторождений золота типа минерализованных зон к широтным разломам и зонам смятия [Любецкий, Любецкая, 1984].

Генезис месторождений АБАЗР обсуждается в работах [Коробейников, Масленников, 1994; Щерба и др., 2000; Дьячков и др., 2011, 2015; Дьячков, Зимановская, 2013; Байбатша, 2014; Сердюков, 2015; Калинин и др., 2017; Некипелова и др., 2017; Греку и др., 2024; 2025]. Процессами обогащения осадочного источника могут служить региональный метаморфизм, динамометаморфизм, гранитоидный магматизм (кунушского комплекса), а также пикритоидный и габброидный магматизм (максутского и аргимбайского комплексов – которые связывают с Таримским мантийным плюмом [Борисенко и др., 2006]).

Концептуальная структурно-вещественная модель истории развития месторождений АБАЗР. Базируясь на результатах геолого-структурных, минералогических, геохимических, изотопно-геохимических, изотопно-геохронологических и

термобарогеохимических исследований, мы разработали собственную структурно-вещественная модель истории развития месторождений АБАЗР (на примере месторождения Южные Ашалы), которая увязывает рудные этапы с известными геодинамическими режимами в истории региона (Рисунок 7.1).

I этап – седиментогенный (~325–320 млн лет, соответствующий раннеорогенной стадии по [Хромых, 2022]). На ранней стадии, в морских условиях (аркалыкская свита – $C_{1v2-3ar}$) и/или лагунно-континентальных условиях (буконьская свита – C_{2bk}) происходит накопление углеродсодержащих терригенно-осадочных толщ, при этом образуется фрамбоидальный (Py-Ia) и округлый пирит (Py-Iб), обогащённый Au (до 11 г/т), Mo, Bi, Pb, Sb, W, Tl, Mn, Mg, Cr, Co, V, Ti (см. Рисунок 7.1a). Изотопный состав серы ($\delta^{34}S = -7 \text{ ‰}$) и отношение $Co/Ni < 1$ (в пирите) соответствует обстановке осадконакопления.

II этап – метаморфогенный (~320–315 млн лет, орогенная стадия по [Хромых, 2022]). В результате позднего диагенеза и метаморфизма (зеленосланцевая фация) золотосодержащих пород буконьской свиты формируются вкрапленные золото-сульфидные руды (первый рудный этап). Образуется удлинённый пористый агрегат пирита (Py-II-я), которые впоследствии обрастает эвгедральным пиритом (Py-IIa и Py-IIб) и игольчатым арсенопиритом (Apy-I). Во вкрапленных зёрнах пирита от ядер (PyIIв) к периферии (Py-IIб) уменьшается количество микровключений золота, концентрации Pb, Bi, Co, Ag, Sb и ряда других элементов, а также увеличивается содержание As. Метаморфогенное преобразование пород вызвано коллизионными событиями, которые сопровождаются пликативными и разрывными (например, Даубайский разлом) деформациями при сжатии северо-западного простирания (первый структурный этап по данным [Калинин и др., 2017ф; Греку и др., 2025], см. Рисунок 7.1б). Предполагается, что возраст метаморфизма соответствует возрасту орогенеза¹³, который оценивается в $330 \pm 5 \dots 310 \pm 5$ млн лет [Хромых, 2022].

III этап – вулканогенный (~315–310 млн лет, позднеорогенная стадия по [Хромых, 2022]). Образуется Сарыжал-Даубайский вулканический прогиб (см. Рисунок 7.1в), нижняя часть которого представлена базальтами и андезибазальтами с возрастом 311 ± 2 млн лет [Хромых и др., 2020]. Данное событие считается индикатором коллапса орогенного сооружения [Хромых, 2022].

IV этап – плутоногенный (~310–298 млн лет, позднеорогенная стадия по [Хромых, 2022]). Внедрение даек и малых интрузий гранитоидного состава по долгоживущим разломным структурам локального растяжения северо-западного и меридионального направлений (второй

¹³ Тектонические деформации ведущие к горообразованию. Подробнее см. словарь терминов.

7.3. Основные выводы

На месторождениях АБАЗР предполагается по меньшей мере два источника: осадочный и магматический. На осадочный источник указывают повышенные содержания Au, As и ряд микроэлементов в пирите, стратиформное залегание сульфидов, соотношение $Co/Ni < 1$ в пирите, изотопный состав $\delta^{13}C$ (от -20,9 до -17,7 ‰) УВ. Тогда как, на магматический источник указывают схожая геохимическая специализация руд и магматических пород, а также признаки месторождений RIRGS типа (минералогическая и температурная зональность, обилие полисульфидной минерализации, пространственное и совмещения оруденения и магматизма в пространстве). Изотопный состав серы сульфидов интерпретируется не однозначно.

Построена концептуальная структурно-вещественная модель истории развития месторождений АБАЗР, в которой выделяется шесть этапов: 1 – седиментогенный (~325-320 млн лет); 2 – метаморфогенный (~320-315 млн лет); 3 – вулканогенный (~315-310 млн лет); 4 – плутоногенный (~310-298 млн лет); 5 – гидротермальный-I (~284-276 млн лет); 6 – гидротермальный-II (~260-254 млн лет). Месторождения и рудопроявления АБАЗР являются полигенными и полихронными. Для рудообразования, важное значение имеют три этапа: осадочный (дорудный) – с которым связано накопление металлов в углеродсодержащих толщах; метаморфогенно-гидротермальный (ранний рудный) – с которым связано образование минерализованных зон, в результате позднедиагенетического и метаморфогенного преобразования осадков; и магматогенно-гидротермальный (поздний рудный) – с которым связано образование кварцевых жил.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования на месторождениях и рудопроявлениях АБАЗР (Акжал, Сергей-I, Акшкола, Васильевское, Южное, Женишке, Койтас, Аскар, Южные Ашалы, Каражал, Балажал) позволяют говорить о схожих металлогенических, геологических особенностях, рудоконтролирующих факторах, рудовмещающих толщах, типах оруденения и других характеристик этих золоторудных объектов и рудных полей в целом.

На месторождениях АБАЗР выделяется два типа руд: золото-сульфидный (минерализованные зоны) и золото-сульфидно-кварцевый (кварцевые жилы). Руды сопровождаются гидротермально-метасоматическими и динамометаморфическими преобразованиями, контролируемые зонами тектонических нарушений. Установлены золото-сульфидный (ранний) – метаморфогенно-гидротермальный и золото-сульфидно-кварцевый (поздний) – магматогенно-гидротермальный этапы рудообразования, включающие в себя несколько стадий. На раннем этапе вкрапленные сульфиды, в углеродсодержащей толще, зачастую стратиформного облика – залегают согласно с вмещающими их породами. Также, установленные тени давления кварца вокруг вкрапленников пирита, указывают на до- или синметаморфическое образование сульфидов. Установлены вкрапленные, гнездовые, прожилковые и прожилково-вкрапленные текстуры руд, характерные для минерализованных зон (локализующихся во вмещающих углеродисто-терригенных толщах). На позднем этапе минерализация проявлена в виде жил и прожилок, прорывающих вмещающие терригенные породы, при этом выделяется золото-сульфидная и полиметаллическая стадии. Для сульфидно-кварцевых жил характерны массивные, брекчивые, гнездовые, гнездово-вкрапленные, прожилковые, прожилково-вкрапленные, и вкрапленные текстуры. Этап сопровождается богатой V_i минерализацией (матильдит, галенит с примесями V_i , бенлеонардит), а также минералогеохимической зональностью.

На месторождениях Акжал и Южные Ашалы впервые приведена детальная характеристика основных сульфидных минералов (пирита и арсенопирита), а также охарактеризованные второстепенные и редкие минералы. Кроме этого, на месторождении Акжал впервые установлены – полибазит и матильдит, а на месторождении Южные Ашалы – марказит, хромит, сульфоарсениды (герсдорфит, глаукодот) и сульфосоли Pb и Cu (бурнонит-зелигманитового и тенантит-тетраэдритового рядов).

Самородное золото (гипогенного происхождения) на месторождениях АБАЗР двух генераций, при этом раннее – в виде микровключений и тонких прожилок в сульфидах (пирите, арсенопирите, марказите), установлено в сростании с халькопиритом и минералами группы тетраэдрита, пробность золота в диапазоне 650-950 ‰; а позднее – в виде трещинных,

прожилковых форм в сростании с кварцем, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклыми рудами, пиритом, с широким диапазоном пробности от 300 до 1000 %.

Образование месторождений и рудопроявлений АБАЗР, таких как Южные Ашалы, Каражал, Васильевское, Южное связано преимущественно с метаморфогенно-гидротермальным этапом, тогда как на Акжале, Сергей-1, Колорадо и других широко проявлен магматогенно-гидротермальный этап.

Методами СЭМ/ ЭДС и РСМА установлены существенные различия в составе основных элементов различных генераций пирита и определен нестехиометрический состав золотоносного арсенопирита на месторождениях Акжал и Южные Ашалы. При помощи РСМА были получены поэлементные карты Ni, Co, As, Au, Ag, Fe, Cu, S, Sb, которые отражают зональный характер распределения элементов в исследованных сульфидах (пирите, арсенопирите и марказите) на месторождениях Акжал и Южные Ашалы. На примере месторождения Южные Ашалы установлено семь разновидностей пирита объединенные в три генерации: осадочно-диагенетическую (Py-I), метаморфогенную (Py-II) и гидротермальную (Py-III), каждой из которых характерны определенные геохимические особенности. Осадочно-диагенетический пирит включает разновидности фрамбоидального (Py-Ia) округлого (Py-I) и удлиненного (Py-Ib) облика. Метаморфогенный пирит, зонального строения имеет пористое ядро (Py-II-я) и однородную кайму, состоящую из субгедрольных (Py-IIa) и эвгедральных (Py-IIб) кристаллов. А гидротермальный пирит имеет зерна субгедрального облика. Микроэлементы пирита золоторудного месторождения Южные Ашалы в основном встречаются в двух формах: в виде твердых растворов и в виде невидимых частиц или микровключений.

Изначально осадочно-диагенетический пирит и углеродсодержащая терригенная толща на месторождении Южные Ашалы были источником различных микроэлементов и содержали повышенное количество **Au, As, Mo, Pb, Cu, Sb, Ag, Bi, Tl, W, V, Mn, Mg, Cr, Co, Ni**. Далее, в процессе позднего диагенеза, метаморфизма и деформационных процессов, происходит перераспределение микроэлементов, в результате чего их концентрации в пирите по мере его преобразования уменьшаются (за исключением As – содержания увеличиваются), а на ранних стадиях преобразования образуется большое количество микровключений (в том числе и золото).

Впервые для месторождения Южные Ашалы определены средние (медиана) содержания золота и серебра, точечным методом ЛА-ИСП-МС, в различных генерациях пирита и арсенопирита (г/т): в Py-Iб – 6,1 и 18,1; в Py-Iв – 2,9 и 8,7; в Py-II-я – 58,7 и 16,6; в Py-IIa – 61,6 и 7,7; в Py-IIб – 17,2 и 1; в Py-III – 0,4 и 0,1; а в арсенопирите-I составляет – 190,1 и 1 соответственно. На месторождении золото отмечается в виде микро- и нановключений в Py-Iв, Py-II-я, на контакте Py-II и Apy-I, Apy-I и в виде прожилок в Apy-I – поверхностно-связанное. А также в сульфидах фиксируется «невидимое» золото в Py-Iб, Py-Iв, Py-II-я, Py-IIa, Py-IIб, Apy-I,

формы нахождения которого слабо изучены. Для месторождения Акжал были получены только предварительные данные, которые в дальнейшем необходимо существенно пополнить, для более корректной интерпретации. Однако, можно говорить о значительном сходстве структурно-текстурных и минералого-геохимических особенностей с месторождением Южные Ашалы.

U-Pb методом (LA-ICP-MS) определен возраст цирконов интрузивных и гипабиссальных образований, парагенетически связанных с золоторудными месторождениями АБАЗР. На месторождении Акжал определен возраст цирконов магматических пород: диорита ($301,1 \pm 1,7$ млн лет) из краевой части Акжальского массива и гранодиорит-порфира (с двумя конкордантными возрастами – $308,4 \pm 2,8$ и $294,4 \pm 1,8$ млн лет) из дайки с сульфидной минерализацией. На месторождении Южные Ашалы определен возраст цирконов гранодиорит-порфира ($309,0 \pm 2,1$ млн лет) из гранодиорит-сиенит-порфирового массива.

Ar/Ar методом уточнен и определен возраст слюд из рудных ассоциаций. На месторождении Акжал возраст серицита из (золоторудной) жилы составляет – $298,0 \pm 5,3$ млн лет, на месторождении Васильевское возраст фуксита из кварц-карбонатного метасоматита (лиственита с рудной вкрапленностью) составляет – $272,6 \pm 5,1$ млн лет, а на месторождении Южные Ашалы возраст серицита из кварц-серицитового метасоматита (с рудной минерализацией) составляет – $279,8 \pm 4,3$ млн лет.

На месторождениях АБАЗР предполагается по меньшей мере два источника: осадочный и магматический. На осадочный источник указывают повышенные содержания Au, As и ряд микроэлементов в пирите, стратиформное залегание сульфидов, соотношение $Co/Ni < 1$ в пирите, изотопный состав $\delta^{34}S$ (от $-7,0$ до $4,3$ ‰) сульфидов и $\delta^{13}C$ (от $-20,9$ до $-17,7$ ‰) УВ. Тогда как, на магматический источник указывают схожая геохимическая специализация руд и магматических пород, а также некоторые признаки месторождения RIRGS типа.

В углеродсодержащих терригенных породах установлено, что ранний диагенетический пирит (Py-I) на месторождении Южные Ашалы с значением $\delta^{34}S$ (-7 ‰), образуется на стадии осадконакопления в результате сульфат редукции. Соотношение совместимых элементов Ni и Co в пирите на месторождении Южные Ашалы укладывается в область Co/Ni от $0,96$ до $0,002$, что также указывает на осадочный источник сульфида. Углеродистое вещество, с отрицательными значениями $\delta^{13}C$ от $-20,9$ до $-17,7$ ‰, отобранное из вмещающих углеродистых терригенных толщ месторождений Васильевское, Южные Ашалы и рудопроявления Каражал является осадочным, биогенного происхождения. Данные по изотопному составу $\delta^{34}S$ вкрапленников эвгедрального пирита и игольчатого арсенопирита месторождений Южные Ашалы, Васильевское и Южное ложатся в узкий диапазон значений $\delta^{34}S$ от $0,1$ до $4,3$. Изотопный состав $\delta^{34}S$ сульфидов (пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит) из кварцевых жил, березитов и гранодиорит-порфиров

месторождений Акжал и Балажал ложатся в диапазон значений от -2,7 до 1,8 ‰, что соответствует магматическому источнику.

Построена схематическая структурно-вещественная модель образования месторождения Южные Ашалы, в которой выделяется шесть этапов: 1 – седиментогенный (325-320 млн лет); 2 – метаморфогенный (320-315 млн лет); 3 – вулканогенный (315-310 млн лет); 4 – плутоногенный (310-298 млн лет); 5 – гидротермальный-I (284-276 млн лет); 6 – гидротермальный-II (260-254). Сопоставимое по ряду признаков с типичными месторождениями «орогенного» типа месторождение Южные Ашалы имеет и некоторую специфику (перенос и переотложение рудообразующих компонентов разнообразными типами флюидов при формировании рудных залежей, значительный временной отрыв гидротермального оруденения от проявлений магматизма и др.), что позволяет относить его к метаморфогенно-гидротермальному генетическому классу.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

- АБАЗР – Акжал-Боко-Ашалинский золоторудный район
- АРП – Акжальское рудное поле
- БВРА – Боко-Васильевское рудное поле
- БРП – Балажальское рудное поле
- ГРП – Геологоразведочная партия
- ГРЭ – Геологоразведочная экспедиция
- ДАРП – Даубай-Ашалинское рудное поле
- ЗКЗП – Западно-Калбинский золоторудный пояс
- ИЗСЗ – Иртыш-Зайсанская сутурная зона
- ЛА-ИСП-МС – масс-спектрометрия с лазерной абляцией с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой
- Обр – образец
- ОМ – основная масса (при петрографическом описании)
- ПО – предел обнаружения
- ППО – половина предела обнаружения
- РСМА – электронно-зондовый микроанализатор
- СЭМ/ ЭДС – сканирующий электронный микроскоп с энергодисперсионным спектрометром
- Т.Н. – тачка наблюдения
- УВ – углеродистое вещество

Сокращения минералов:

Ару – арсенопирит	Pyг – пирротин
Au – золото	Rt – рутил
Bn – борнит	Sp – сфалерит
Ccp – халькопирит	Ttn – теннантит
Cv – ковеллин	Ttd – тетраэдрит
Gn – галенит	Fhl – блеклая руда
Gth – гетит	Qz – кварц
Mrc – марказит	Cal – карбонат
Pу – пирит	Mo – молибденит

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

Диагенез (от греч. diabrochos – промокший; Dunn J.A., 1942; diabrochite) – совокупность процессов, отвечающих стадии диагенеза и зоне диагенеза; этап физико-химич. уравнивания осадков, накопившихся на дне водоемов или на поверх. суши. Д. может происходить при существенном синхронном поступлении восходящих минерализованных вод, нефтей, углеводородных и других газов. В данной работе был принят термин, под которым понимается следующее: **поздний диагенез** – сумма всех стадий (и процессов) преобразования – и осадков и осад. п., т. е. в понятие Д. включаются также катагенез и метагенез; в таком широком толковании Д. обычно понимается в иностр. литологической лит. Различают подстадии раннего диагенеза и позднего диагенеза. При первой в осадках имеют место процессы окисления наиболее верх. слоя осадка и восстановления в более глубоких слоях, но иногда вплоть до зем. поверх., напр. в условиях сероводородного заражения. При позд. Д. происходит дальнейшее перераспределение в-ва, в т. ч. и вновь возникших диагенетических м-лов, образование цемента и стяжений разл. состава и морфологии (линз, конкреций, пластообразных сгущений и т. д.), прогрессирующее уплотнение, частичная дегидратация и перекристаллизация м-лов и др. [Геологический..., 2010].

Класс золоторудных месторождений, связанных с восстановленными интрузиями «RIRGS» – включают в себя широкий спектр только золоторудных типов месторождений полезных ископаемых (скарновые, штокверковые, жильные, вкрапленные и другие), которые имеют прямую генетическую связь с восстановленной интрузией [Hart, 2007]. RIRGS месторождения имеют много общих черт с месторождениями орогенного типа, среди которых: аномалии Bi, W и Te; низкая соленость и обогащение рудных флюидов CO₂; пространственно-временная связь с магматическими породами. Наилучшими признаками RIRGS типа, вероятно, являются: 1) в региональном плане, приуроченность месторождений к деформированным шельфовым отложениям во внутренних частях аккреционных террейнов и самих террейнов, в пределах которых также проявлены месторождения Sn и W; 2) постдеформационное время рудообразования; 3) чрезвычайно низкие содержания сульфидов (обычно <1 об.%) в рудах магматических тел, внешней зоны, близлежащих скарнов и удаленных жил от рудопроизводящего плутона; 4) низкое содержание (Au <1 г/т) золотоносных жильных систем в куполе плутона [Hart, Goldfarb, 2005; Goldfarb et.al., 2005].

Металлогеническая зона – внутрирегиональное подразделение металлогенического районирования площ. в десятки – сотни тыс. км², включающее рудные районы, узлы и являющееся частью металлогенической провинции. М.з. характеризуется определенной металлогенической специализацией и геол. границами. Охватывает совокупность индивидуальных формационных тел, объединенных в структурно-формационный комплекс или

несколько комплексов. *Примечание: Термин введен Е.Т. Шаталовым (1963) взамен ранее более распространенного – структурно-металлогеническая зона (Билибин Ю.А., 1951). К этому же таксону районирования относится металлогеническая область, отличающаяся от М.з. по конфигурации – первая изометричная, вторая удлинённая [Геологический...].*

Орогенез – тектонические деформации (гл. образом сжатие, сопутствующие магматизм, метаморфизм, а также поднятие, т.е. собственно горообразование), ведущие к возникновению покровно-складчатого сооружения, т.е. орогена или орогенического пояса [Геологический...].

Орогенный тип месторождений – впервые термин был предложен Больке [Bohlke, 1982], однако, широкое распространение термин получил только в 1998 благодаря работе Гровса с соавторами [Groves et.al., 1998]. По данным авторов золоторудные месторождения этого типа, расположенные в коллизионных орогенных поясах мира, по происхождению могут рассматриваться как син-, так и посторогенные. Месторождения подразделяются на эпизональные (<6 км, при $T = 150-300^{\circ}\text{C}$), мезозональные (6-12 км, при $T = 300-475^{\circ}\text{C}$) и гипозональные (>12 км, при $T >475^{\circ}\text{C}$). Однако, вопрос, касающийся классификации месторождений, связанных с интрузией («inrusion related» тип) остается до сих пор не решенным. Этот тип месторождений ранее фигурировал и часто продолжает фигурировать под названиями: «мезотермальное золото», «метаморфическое золото», «собственно золотые месторождения», «жильное золото», «связанные с разломами, структурно контролируемые месторождения», «месторождения зеленокаменных поясов», «месторождения типа VIF» и «месторождения в толщах турбидитов».

Птигматитовый прожилок (жила) – гидротермальная или магматическая жила, секущая плоскостную текстуру вмещающих пород и смятая в складки различной формы и размера. Причиной формирования птигматитовой жилы считается проявление дифференциальных движений по S-плоскостям кливажа или сланцеватости с синхронным внедрением по секущим трещинам полураскристаллизованного материала [Геологический словарь...].

Рудная зона – термин свободного пользования, применяемый для линейных рудоносных площадей разл. уровня, вплоть до территории масштаба металлогенических зон и поясов. В металлогении иногда используется вместо термина «рудный район». [Геологический словарь...]. *Примечание: По данным [Щерба и др., 1984] Р.з. часть металлогенической зоны или рудного района, объединяющая линейно расположенные группы месторождений, рудопроявлений и точек минерализации, близких по возрасту и вещественному составу.*

Рудные поля – геологич. блок размерами в единицы - десятки км², включающий гр. пространственно сближенных однотипных м-ний и (или) рудных тел в границах общ. геохимич. (или механич.) ореола или единой рудолокализирующей структуры с зонами околорудных изменений и (или) др. признаками рудообразующего процесса, происходившего на этой площади

[Геологический словарь...]. *Примечание: По данным [Щерба и др., 1984] Р.п. объединяют месторождения и проявления, генетически связанных единой структурой и геологической формацией.*

Рудные районы – рудоносная площадь размером в тысячи – десятки тысяч км² в пределах металлогенической зоны или вне ее, характеризуется скоплением рудных объектов по сравнению с окружающими территориями. Р.р. обычно включает один или несколько однотипных рудных узлов, гр. Месторождений или др. проявлений рудной минерализации. Термин Р.р. применяется к более крупным, чем рудный узел, объектам, часто с добавлением экономич. характеристики, а также с названием полезного ископаемого и географическим назв. При наличии прогноз. ресурсов и отсутствия объектов с оцененными запасами говорят о потенциальном Р.р. *Примечание: Термин Р.р. введен С.С. Смирновым в конце 1930-х гг., соответствующее понятие детально рассмотрено в работах Е.Т. Шаталова (1965) и И.И. Томсона (1988) и др. [Геологический словарь...].*

Рудный пояс (зона) – вытянутое на значительное расстояние цепь рудных месторождений. Характеризует рудоносные площади, по масштабу сопоставимые с металлогеническими поясам (реже), зонами (чаще). Обычно рудный пояс, в отличие от металлогенического пояса, характеризуется месторождениями близкого состава и геологического возраста (например, золоторудный пояс). *Примечание: С.С. Смирнов (1946) называл Р.п. рудоносные площади планетарного масштаба (например, Тихоокеанский рудный пояс). Ю.А. Билибин (1948 и др.) термин Р.п. рекомендовал принять для более мелких структур. А.С. Великий (1961), Е.Т. Шаталов и другие термин Р.п. использовали для обозначения металлогенической зоны [Геологический словарь...].*

Рудный узел – рудоносная площадь размером в сотни – первые тысячи км² в пределах металлогенической зоны, рудного района или вне их, характеризующаяся скоплением рудных объектов. Термин широко применяется в работах С.С. Смирнова (1937, 1944). В современной трактовке. Р.у. – пространственно-временное сочетание индивидов рудных формаций и региональных индивидов геологич. формаций - рудоносных, рудовмещающих и рудогенерирующих, которые рассматриваются как целостная рудоформирующая система (Плющев Е.В. и др., 2001). При отсутствии объектов с оцененными запасами и наличии прогноз. ресурсов и признаков говорят о потенциальном Р.у. [Геологический словарь...]. *Примечание: По данным [Щерба и др., 1984] Р.у. отвечает пространственно сближенным группам рудных объектов, близких по типу рудных формаций, ассоциирующих с родственными геологическими формациями в узлах пересечения разломов, вулканических центрах или в крупных многофазных массивах. Сюда входят месторождения, рудопроявления, точки минерализации, рудные геофизические и геохимические ассоциации.*

Субгедравльный – синоним термина гипидиоморфный. Характеристика зерна минерала, лишь частично обладающего собственным кристаллографическим обликом [Геологический словарь...].

Эвгедральный – синоним термина идиоморфный. Характерные для минерала кристаллографические очертания [Геологический словарь...].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акжал Голд Ресорсиз [Электронный ресурс] // Курсив. – Дата публикации: 24.06.2024. – URL: <https://kz.kursiv.media/2024-06-24/zhnbgoldneverlandcompany/> (Дата обращения: 10.05.2025).
2. Акылбаева А.Т., Зикирова К.Т., Мизерная М.А., Кузмина О.Н., Мирошникова А.П. Проблемы восполнения минерально-сырьевой базы на золото в Восточном Казахстане // Труды университета. 2021. № 4 (85). С. 99–105.
3. Ананьев Ю.С. Метасоматизм и золотое оруденение в черносланцевых толщах Западной Калбы: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск: Томский политехнический университет. 1999. 18 с.
4. Ананьев Ю.С. Золото-концентрирующие системы южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты (на примере Западной Калбы): дис. ... докт. геол.-мин. наук. Томск: Томский политехнический университет. 2017. 509 с.
5. Аношин Г.Н., Емельянов Е.М., Пережогин Г.А. Золото в современных осадках в северной части бассейна Атлантического океана // Геохимия. 1969. № 9. С. 1120–1130.
6. Арифлулов Ч.Х. К вопросу об условиях образования крупнообъемных черносланцевых золоторудных месторождений // Руды и металлы. 2014. № 2. С. 5–19.
7. Байбатша А.Б. Модели месторождений благородных металлов: Монография. Алматы: КазНТУ. 2014. 452 с.
8. Барышев А.Н. Тектоника и металлогения: системный геодинамический и формационный анализ. М.: Новый хронограф. 2013. 112 с.
9. Беспаяев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляева Н.Я. Месторождения золота Казахстана: Справочник. Алматы: Информационно-аналитический центр геологии, экологии и природных ресурсов Республики Казахстан. 1997. 232 с.
10. Беспаяев Х.А., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Ужкенов Б.С. Золоторудные пояса Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 6. С. 39–48.
11. Беспаяев Х.А., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Мукаева А.Е. Особенности металлогении Западно-Калбинского золоторудного пояса // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2013. № 5 (401). С. 13–20.
12. Битимбаев М.Ж., Орынгожин Е.С., Джумабаев Е.И. Лабораторные исследования по определению состава руды и пород для корректировки основных параметров технологии интенсивного кучного выщелачивания // Успехи современного естествознания. 2015. № 10. С. 79–85.

13. Бирюков К.Э. Минералого-геохимические особенности и физико-химические условия образования месторождения Акжал: маг. дис. Новосибирск.: Новосибирский государственный университет. 2018. 58 с.
14. Борисенко А.С., Сотникова В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое орудинение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 166–182.
15. Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Аристов В.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю. Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 97–97.
16. Будяк А.Е. Геохимические особенности золоторудных месторождений парагенетически связанных с черносланцевыми толщами (Восточная Сибирь): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН. 2009. 22 с.
17. Будяк А.Е., Горячев Н.А., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Соцкая О.Т., Брюханова Н.Н. Геохимия рассеянного органического вещества в золоторудных месторождениях черносланцевых формаций // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463. № 6. С. 692–695.
18. Буряк В.А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье) // Доклады Академии наук. 1965. Т. 163. № 2. С. 435–438.
19. Буряк В.А. Метаморфические процессы и рудообразование. М.: Недра. 1982. 212 с.
20. Буряк В.А. Формирование золотого оруденения в углеродсодержащих толщах // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1987. Т. 12. С. 94–105.
21. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
22. Буслев М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
23. Ваулин О.В. Восточно-Казахстанская область. Золото: Справочник. Усть-Каменогорск – Бишкек: РОКИЗОЛ. 2016. 331 с.
24. Волков А.В., Сидоров А.А. Рудовмещающие дуплексы золоторудного орогенного месторождения Маломыр (Приамурье) // Геология рудных месторождений. 2012.
25. Геологический словарь. Том 1. А-Й. / ред. О.В. Петров – Санкт-Петербург: ФГБУ ВСЕГЕИ. 2010. 432 с.

26. Геологический словарь Института Карпинского [Электронный ресурс] // Институт Карпинского: официальный сайт. – URL: <https://karpinskyinstitute.ru/ru/public/sprav/geodictionary/> (Дата обращения: 09.04.2025)
27. Глоба В.А. Некоторые особенности структур золоторудных полей Западной Калбы // Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата. 1968.
28. Горячев Н.А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2006. 15 с.
29. Греку Е.Д., Калинин Ю.А., Сердюков А.Н., Наумов Е.А., Боровиков А.А., Рагозин А.Л., Гладков А.С. Минералого-геохимические особенности и золотоносность пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан) // Руды и металлы. 2024. № 4. С. 5–36.
30. Греку Е.Д., Калинин Ю.А., Гладков А.С., Наумов Е.А., Сердюков А.Н., Боровиков А.А. Условия формирования и изотопно-геохронологические характеристики золоторудного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан) // Руды и металлы. 2025. № 1. С. 54–82.
31. Дамдинов Б.Б. Типы благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна: состав, условия формирования и генезис: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-удэ. ФГБУН ГИН СО РАН. 2018. 480 с.
32. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59–75.
33. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5–27.
34. Докукина К.А., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях (на примере Тастауского интрузивного комплекса Восточного Казахстана) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 804–826.
35. Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М.: Недра, 1972. 212 с.
36. Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспективности // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. №3. С. 222–238.
37. Дьячков Б.А. Черненко З.И., Майорова Н.П., Мизерная М.А., Кузьмина О.Н. Геологические условия формирования и размещения золоторудных месторождений

апокарбонатного типа Восточного Казахстана. Усть-Каменогорск: ВКГТУ им. Д. Серикбаева. 2011. 136 с.

38. Дьячков Б.А., Зимановская Н.А. О геологической позиции и возрасте золоторудных месторождений Восточного Казахстана // Известия Национальной Академии наук Республики Казахстан. Серия геологии и технических наук. 2013. № 5. С. 21–33.

39. Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А., Мизерная М.А., Черненко З.И., Амралинова Б.Б. Типы золоторудных месторождений Восточного Казахстана. Усть-Каменогорск: ВКГТУ. 2015. 204 с.

40. Дьячков Б.А., Айтбаева С.С., Амралинова Б.Б., Ойцева Т.А. Особенности вещественного состава и рудоносности плагиогранитов кунушского комплекса (Восточный Казахстан) // Вестник ВКГТУ. 2017. № 3. С. 33–40.

41. Жаутиков Т.М., Мауленов А.М. Типы стратиформного золотого оруденения Казахстана // Известия АН Каз.ССР. Серия геологическая. 1985. № 5. С. 81–87.

42. Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тяп В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы / ред. Н.Л. Добрецов, Э.П. Изох. Новосибирск: Наука. 1977. 250 с.

43. Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. Офиолиты Чарской зоны. Офиолиты. Алма-Ата: Наука. 1981. С. 103–178.

44. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука. 1983. 191 с.

45. Ершов А.И. Некоторые особенности магматизма золоторудных месторождений Калбы (Восточный Казахстан) // Геология месторождений золота Казахстана. Сборник научных трудов. Алма-Ата: КазНИИМС. 1984. С. 40–46.

46. Инвестиционный меморандум по простым акциям Акционерного общества «Акжал Голд Ресорсиз». Алматы. 2020. 42 с.

47. Кайракбаева Ж.С., Матайбаева И.Е., Акылбаева А.Т. Капжапарова Ж.З. Геологическое строение и вещественный состав окисленных золотосодержащих руд участков Сергей I и Сергей II // Фундаментальные и прикладные научные исследования: инноватика в современном мире. 2023. С. 126–131.

48. Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2006. 339 с.

49. Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Наумов Е.А., Кириллов М.В. Золото коры выветривания Суздальского месторождения (Казахстан) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 241–257.

50. Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Борисенко А.С., Ковалев К.Р., Антропова А.И. Пространственно-временные и генетические соотношения золоторудной и сурьмяной минерализации на золотосульфидных месторождениях Обь-Зайсанской складчатой зоны // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 3. С. 179–194.

51. Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Сердюков А.Н., Наумов Е.А., Гладков А.С., Сухоруков В.П., Кошкарев Д.А., Кириллов М.В. Зоны прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации месторождения Акжал, как перспектива Акжал-Боко-Ашалинского рудного района (Восточный Казахстан). // Минерагения Казахстана: материалы междунар. науч.-практ. конф. 21-22 сентября 2017. Алматы: Институт геологических наук. 2017. С. 118–124.

52. Калинин Ю.А., Сердюков А.Н., Наумов Е.А., Соловьев С.Г., Ковалев К.Р., Семенова Д.В., Юдин Д.С., Гладков А.С., Хусаинова А.Ш., Греку Е.Д. Месторождение золота Балажал Западно-Калбинского золотоносного пояса: геологическое строение, минералогическо-геохимические особенности и изотопно-геохронологические характеристики // Петрология и рудоносность магматических формаций: материалы науч. конф., посв. памяти чл.- корр. АН СССР и РАН Г. В. Полякова и проф. А.Г. Владимирова. 25–29 апреля 2022 г. Новосибирск: ИПЦ НГУ. 2022. С. 90–93.

53. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Колесникова М.К., Королюк В.Н. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 2. С. 225–242.

54. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Польшов В.И., Борисенко А.С., Наумов Е.А., Нетесов М.И., Клименко А.Г., Кыдырбеков Е.Л., Колесникова М.К. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах Восточного Казахстана // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 305–328.

55. Коробейников А.Ф., Овчинников Л.Н., Масленников В.В., Вороновский С.Н. Эндеогенная зональность золотого оруденения в черносланцевых толщах по данным изотопного состава серы // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 4. С. 3–12.

56. Коробейников А.Ф., Масленников В.В. Закономерность формирования и размещения месторождений благородных металлов Северо-Восточного Казахстана // Томск: Издательство ТГУ. 1994. Т. 337. С. 322–335.

57. Коробейников А.Ф., Пшеничкин А.Я., Зыков Ю.И. Платиноносность отвалов, убогих золотых руд, хвостов обогащения Боко-Васильевского, Акжальского и Бакырчикского золоторудных полей Западной Калбы // Руды и металлы. 1995. № 3. С. 104–109.

58. Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Русанов Г.Г. Петрология и золотоносность адакитовых гранитоидов Калбы // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2010. Т. 316. № 1. С. 31–38.

59. Костицын Ю.А. Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование // Геохимия. 1996. № 12. С. 1123–1138.
60. Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах: дис. ... док. геол.-мин. наук. М.: ФГУП ЦНИГРИ. 2017. 288 с.
61. Кузьменко М.А., Лиходед В.Я., Юсупов М.Х. Основные результаты работ Восточно-Казахстанского геологического управления и перспективы расширения сырьевой базы Восточного Казахстана // Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата. 1971. 240 с.
62. Куйбида М.Л. Петрология плагиогранитоидов Алтая: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ФГБУ ИГМ СО РАН. 2009. 23 с.
63. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В. U-Pb-изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 424. № 1. С. 84–88.
64. Левин Г.Б. Некоторые особенности размещения золоторудных месторождений и локализация богатых руд в Юго-Западной Калбе // Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата. 1968¹. С. 82–87.
65. Левин Г.Б. Роль северо-восточных разломов в локализации богатого золотого оруденения в месторождениях Калбы // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата. 1968². Вып. 1.
66. Левин Г.Б., Арустамов А.А. Эндогенная зональность на золоторудном месторождении Акжал // Геология месторождений золота Казахстана. Сборник научных трудов. Алма-Ата: КазНИИМС. 1984. С. 93–99.
67. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. О связях золотого оруденения Калбы с глубинной зоной ультраметаморфизма и гранитизации // Геология месторождений золота Казахстана. Сборник научных трудов. Алма-Ата: КазИМС. 1984. С. 3–14.
68. Марченко Л.Г. О связи золото-кварцево-жильной и золото-сульфидно-углеродисто-вкрапленного оруденения в углеродистых толщах // Геология месторождений золота Казахстана. Сборник научных трудов. Алма-Ата: КазНИИМС. 1984. С. 58–62.
69. Марченко Л.Г. Нетрадиционные месторождения платиноидов или комплексные золотоплатиноидные месторождения «черносланцевого» типа (микро-наноминералогия) // Геология и охрана недр. 2011¹. № 3. С. 6–20.
70. Марченко Л.Г. Генезис и минеральные ассоциации золота и платиноидов в месторождениях «черносланцевого» типа Казахстана: автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: ФГБУ ВСЕГЕИ им. Карпинского. 2011². 54 с.

71. Масленников В.В. Факторы рудолокализации и критерии прогноза золоторудных месторождений в черносланцевых толщах (на примере Восточного Казахстана): автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук. Томск: Томский политехнический университет. 1998. 34 с.
72. Мизерная М.А., Дьячков Б.А., Акылбаева А.Т., Мирошникова А.П., Жунусов А.А. Золото-сульфидные месторождения в черносланцевых образованиях Восточного Казахстана – перспективный источник благородных металлов // Вестник Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева. 2019. № 3. С. 43-47.
73. Мысник А.М., Левин Г.Б., Нарсеев В.А. Месторождение Акжал // Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд золота. Алма-Ата: Наука КазССР. 1980. С. 70–73.
74. Наливаев В.И. О рудоконтролирующих структурах на Васильевском золоторудном месторождении // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата. 1977. Вып. 7. С. 80–88.
75. Наливаев В.И. Рудоконтролирующие структуры и принципы прогнозной оценки Акжал-Бого-Ашалинского золоторудного района (Восточный Казахстан) // Условия формирования и закономерности размещения месторождений золота Казахстана. Алма-Ата: КазИМС. 1980. С. 111–118.
76. Наливаев В.И., Ахметов К.С. Характер распределения золота в рудных телах месторождения Васильевского в юго-западной Калбе и методика их разведки // Материалы геологии, поискам и разведке рудных месторождений в Казахстане. Алма-Ата. 1974. Вып. 3.
77. Наливаев В.И., Павлова Е.В. Васильевское месторождение // Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ. 1986. С. 117–123.
78. Нарсеев В.А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС. 1973. 237 с.
79. Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. М: Научный мир. 1996. 243 с.
80. Наумов Е.А., Борисенко А.С., Ковалев К.Р., Федосеев Г.С., Травин А.В., Калинин Ю.А. Возрастные рубежи формирования золотого оруденения Восточного Казахстана и Западной Сибири // Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов. Материалы Международной научно-практической конференции «Сатпаевские чтения». Алматы. 2009. С. 224–228.
81. Наумов Е. А., Ковалев К. Р., Калинин Ю. А., Борисенко А. С., Сельтманн Р. Изотопно-геохронологическая характеристика процессов рудоотложения и магматизма на месторождениях золото-сульфидных вкрапленных руд в углеродисто-терригенных толщах юга Западной Сибири и Восточного Казахстана // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН. 2012. С. 250–252.

82. Наумов Е.А., Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Борисенко А.С. Золоторудные месторождения Восточного Казахстана в углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных комплексах и их геохронологические характеристики // Гигантские месторождения золота Центральной Азии. Укрепление золоторудного потенциала Казахстана: Матер. Междунар. Симп. Алматы. 2014. С. 123–126.
83. Некипелова А.В., Кирилов М.В., Бирюков К.Э. Золото-сульфидное месторождение Акжал (Восточный Казахстан): минералогия, стадийность, формирование руд, геохронологические характеристики. // Новое в познании процессов рудообразования. М.: ИГЕМ РАН. 2017. С. 223–226.
84. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука. 1991. 302 с.
85. Некрасова Р.А., Некрасов И.Я. Куларит – аутигенная разновидность монацита // Доклады Академии наук СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 688–692.
86. Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 729–747.
87. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: Атлас. М.: ЦНИГРИ. 2015. 200 с.
88. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ. 1999. 175 с.
89. Ойцева Т.А., Бисатова А.Е., Зинякин С.С. Модель геодинамического развития Большого Алтая // Труды университета. 2023. № 3. С. 122–127.
90. Павлова В.Е. Структурные особенности локализации вкрапленного золото-сульфидного оруденения на месторождениях Западной Калбы как основа их оценки // Вопросы типизации золоторудных месторождений и районов и принципы прогнозирования золотого оруденения. Труды ЦНИГРИ. 1981. Вып. 165. С. 49–54.
91. Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Масленников В.В., Котляров В.А., Блинов И.А., Кузьменко А.А., Грибоедова И.Г. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях Копыловское и Кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным РСМА и ЛА-МСП-МС // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 71–92.
92. Париков Ю.С., Беспяев Х.А. Проблемы Бакырчика и всего Западно-Калбинского золоторудного пояса (Восточный Казахстан) // Известия Национальной академии наук Республики Казахстан. Серия геологии и технических наук. 2015. № 6. С. 46–56.

93. Проничев А.М. Геолого-петрографическая характеристика и вещественный состав руд золото-сульфидного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан): выпускная квалификационная работа. Томск: Томский государственный университет. 2023. 46 с.
94. Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы. 2009. 304 с.
95. Рафаилович М.С. Мизерная М.А. Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы. 2011. 272 с.
96. Роганова Е.Э. Физико-химические условия образования руд месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан): маг. дис. Новосибирск: Новосибирский государственный университет. 2021. 38 с.
97. Савчук Ю.С., Волков А.В. Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия // Литосфера. 2020. Т. 19. № 6. С. 813–833.
98. Свиридов В.Г., Наливаев В.И., Росляков Н.А., Калинин Ю.А. Золоторудные месторождения Обь-Зайсанской складчатой системы // Структурный анализ в геологических исследованиях. Материалы международного научного семинара. Томск. 1999. С. 221–225.
99. Сейдуллаев А.А. Дополнение № 9 к плану разведки на золото на Северо-Западном фланге Боко-Васильевского рудного поля на 2023-26 гг. Алматы: ТОО «Боке». 2023. 176 с.
100. Сердюков А.Н. Южные Ашалы – новое крупнообъемное месторождение золота в Восточном Казахстане // М-лы конфер. Усть-Каменогорск: ВНИИцветмет. 2009¹. Т. 1. С. 67–70.
101. Сердюков А.Н. О контроле золотого оруденения Ашалы-Даубайского рудного поля // Иновационные разработки и совершенствования технологий в горно-металлургическом производстве: Материалы 5 Международной конференции. Усть-Каменогорск: ВНИИцветмет. 2009². Т. 1. С. 62–66.
102. Сердюков А.Н. О перспективах золоторудного месторождения Акжал (Восточный Казахстан) // Геология и охрана недр. 2015. № 1. С. 29–35.
103. Старова М.М., Баханова Е.В., Старова В.В. Вопросы генезиса и природа минералого-геохимической зональности месторождений золота, связанных с породами углеродистой формации // Геология месторождений золота Казахстана. Сборник научных трудов. Алма-Ата: КазНИИМС. 1984. С. 47–57.
104. Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Смагунов Н.В., Спиридонов А.М., Гребенщикова В.И., Будяк А.Е. Структурное и поверхностно-связанное золото в пиритах месторождений разных генетических типов // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 350–369.
105. Таусон В.Л., Липко С.В. Растворимость золота в основных минералах-концентраторах благородного металла // Геология и геофизика. 2020. № 12. С. 1619–1636.

106. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
107. Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 553–574.
108. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. И.М. Горохова, Ю.А. Шуколюкова. М.: Мир. 1989. 590 с.
109. Хромых С.В., Владимиров А.Г. Габброиды и пикритоиды Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, возраст и геохимическая природа // Материалы третьей международной конференции Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург. 2009. Т. 2. С. 248–251.
110. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герценид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.
111. Хромых С.В., Семенова Д.В., Котлер П.Д., Гурова А.В., Мехеев Е.И., Перфилова А.А. Орогенный вулканизм Восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическая эволюция региона // Геотектоника. 2020. № 4. С. 63–83.
112. Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизионной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.
113. Чугаев А.В. Золоторудные месторождения орогенного типа Северного Забайкалья (Россия): геологическое строение, возраст, источники вещества и генезис // Геохимия. 2024. Т. 69. № 9. С. 752–830.
114. Шевкунов А.Г., Масленников В.В., Ларж Р.Р., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В. Геохимические особенности разновидностей пирита золоторудного месторождения Кумтор, Кыргызстан // Минералогия. 2018. Т. 4. № 4. С. 22–40.
115. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата: Наука Каз. ССР. 1976. 199 с.
116. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука. 1984. 240 с.
117. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Алматы: Фылым. 1998. 304 с.

118. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения. Алматы: РИО ВАК РК. 2000. 400 с.
119. Baibatsha A.B., Dyusseмбаева K.Sh., Kassenova A. The results of microscopic studies of gold deposit Southern Ashaly (Kazakhstan) // *Crystallogenesi and mineralogy*. 2013¹. P. 160–161.
120. Baibatsha A.B., Dyusseмбаева K.Sh., Kassenova A. Microscopic studies of gold deposit Southern Ashaly in Eastern Kazakhstan // *Advanced Materials Research*. 2013². V. 828. P. 1–10.
121. Baker T. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits // *Economic Geology*. 2002. V. 97 (5). P. 1111–1117.
122. Berner R.A. Sedimentary pyrite formation: an update // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 605–615.
123. Berner R.A., Westrich J.T. Bioturbation and the early diagenesis of carbon and sulfur // *American Journal of Science*. 1985. № 285. P. 193–206.
124. Bierlein F.P., Reynolds N., Arne D., Bargmann C., McKeag S., Bullen W., Al-Athbah. H., McKnight S., Maas R. Petrogenesis of a Neoproterozoic magmatic arc hosting porphyry Cu-Au mineralization at Jebel Ohier in the Gebeit Terrane, NE Sudan // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 79. P. 133–154.
125. de Boorder H. Spatial and temporal distribution of the orogenic gold deposits in the Late Palaeozoic Variscides and Southern Tianshan: How orogenic are they? // *Ore Geology Reviews*. 2012. V. 46. P. 1–31.
126. Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geosciences Journal*. 2001. V. 5. P. 203–224.
127. Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. P. 655–671.
128. Carstens C.W. Om geokjemiske undersøkelser av malmer // *Norsk Geol. Tidsskr.* 1941. V. 21. P. 213–221.
129. Chang Z., Large R.R., Maslennikov V.V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // *Geology*. 2008. V. 36. № 12. P. 971–974.
130. Chen G., Xiao H., Wang H., Zhou J. Geochemical characteristics of pyrite in Duolanasayi gold deposit, Xinjiang // *Chinese Journal of Geochemistry*. 2005. № 24. P. 280–288.

131. Clark C., Grguric B., Mumm A.S. Genetic implications of pyrite chemistry from the Palaeoproterozoic Olary Domain and overlying Neoproterozoic Adelaidean sequences, northeastern South Australia // *Ore Geology Reviews*. 2004. V. 25 (3–4). P. 237–257.
132. Daintree R. Report on the geology of the District of Ballan, including remarks on the age and origin of gold // *Victorian Geological Survey Report*. 1866. V. 15. 11 p.
133. Deditius A.P., Utsunomiya S., Reich M., Kesler S.E., Ewing R.C., Hough R., Walshe J. Trace metal nanoparticles in pyrite // *Ore Geology Reviews*. 2011. № 42. P. 32–46.
134. Deditius A.P., Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Chryssoulis S.L., Walshe J., Ewing R.C. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. V. 140. P. 644–670.
135. Dyachkov B.A., Bissatova A.Y., Mizernaya M.A., Zimanovskaya N.A., Oitseva T.A., Amralinova B.B., Aitbayeva O.V., Kuzmina O.N., Orazbekova G.B. Specific features of geotectonic development and ore potential in Southern Altai (Eastern Kazakhstan) // *Geology of Ore Deposits*. 2021. № 63. P. 383–408.
136. Elderfield H., Schultz A. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1996. V. 24 (1). P. 191–224.
137. Emsbo P. Gold in Sedex deposits // *Reviews in Economic Geology*. 2000. V. 13. P. 427–437.
138. Falkner K.K., Edmond J.M. Gold in seawater // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. V. 98 (2). P. 208–221.
139. Fleet M.E., Mumin A.H. Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis // *American Mineralogist*. 1997. V. 82. № 1–2. P. 182–193.
140. Fridovsky V.Y. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // *Ore Geology Reviews*. 2018. V. 103. P. 38–55.
141. Fu B., Kendrick M.A., Fairmaid A.M., Phillips D., Wilson C.J.L., Mernagh T.P. New constraints on fluid sources in orogenic gold deposits, Victoria, Australia // *Contributions Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 163. P. 427–447.
142. Goldfarb R.J., Miller L.D., Leach D.L., Snee L.W. Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska, Mineral deposits of Alaska // *Economic Geology Monograph*. 1997. V. 9. P. 151–190.
143. Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // *Ore geology reviews*. 2001. V. 18. №. 1–2. P. 1–75.

144. Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart Craig J., Gosselin P. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // *Economic Geologists*. 2005. V. 100. P. 407–450.
145. Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Research*. 2014. V. 25 (1). P. 48–102.
146. Goldfarb R. J., Groves D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos*. 2015. V. 233. P. 2–26.
147. Goldfarb R. J., Pitcairn I. Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? // *Mineralium Deposita*. 2023. V. 58. № 1. P. 5–35.
148. Goldstone Minerals [Электронный ресурс] // *Вестник золотопромышленника*. – Дата публикации: 25.01.2025. – URL: <https://gold.1prime.ru/news/20250122/570050.html> (Дата обращения: 10.05.2025).
149. Goryachev N., Fridovsky V. Overview of early Cretaceous gold mineralization in the orogenic belt of the Eastern margin of the Siberian craton: geological and genetic features // *Frontiers in Earth Science*. 2024. V. 11. 17 p.
150. Gregory D., Meffre S., Large R. Comparison of metal enrichment in pyrite framboids from a metal-enriched and metal-poor estuary // *American Mineralogist*. 2014. V. 99. P. 633–644.
151. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS, in Sylvester, P. (ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2008. V. 40. P. 307–311.
152. Groves D.I. The crustal continuum model for late-Archaeon lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia // *Mineralium deposita*. 1993. V. 28. P. 366–374.
153. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geology Reviews*. 1998. V. 13. № 1. P. 7–27.
154. Groves D.I., Santosh M. The giant Jiaodong gold province: the key to a unified model for orogenic gold deposits? // *Geoscience Frontiers*. 2016. V. 7 (3). P. 409–417.
155. Groves D.I., Santosh M., Goldfarb R.J., Zhang L. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 1163–1177.
156. Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q.F., Yang L.Q., Zhang L. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // *Mineralium deposita*. 2020. V. 55. P. 275–292.

157. Hart C.J.R. Goldfarb R.J. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems // *New Zealand Minerals Conference Proceedings*. 2005. P. 125–133.
158. Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major deposit types, district metallogeny, the Evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication* 2007. V. 5. P. 95–112.
159. Hofstra A.H., Emsbo P. Solubility of metals and nutrients in brines: implications for ore deposits, bioproductivity, and anoxia in sedimentary basins // *GSA Abstracts*. 2004. V. 36. P. 200.
160. Hronsky J.M.A., Groves D.I., Loucks R.R., Begg G.C. A unified model for gold mineralisation in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods // *Mineralium deposita*. 2012. V. 47. P. 339–358.
161. Huerta-Diaz M.A., Morse J.W. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56. P. 2681–2702.
162. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass-spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology // *Chemical Geology*. 2004. V. 211. P. 47–69.
163. Kalinin Yu.A., Kovalev K.R., Serdyukov A.N., Gladkov A.S., Sukhorukov V.P., Naumov E.A., Travin A.V., Semenova D.V., Serebryakov E.V., Greku E.D. Age constraints and metallogenic prediction of gold deposits in the Akzhal-Boko-Ashalin ore zone (Altai accretion-collision system) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021. V. 12 (2). P. 392–408.
164. Kerrich R., Goldfarb R.J., Groves D., Garwin S. The Geodynamics of World-Class Gold Deposits: Characteristics, Space-Time Distribution, and Origins // *Reviews in Economic Geology*. 2000. V. 13.
165. Kerrich R., Goldfarb R.J., Richards J., Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework // *Economic Geology*. 2005. V. 100. P. 1097–1136.
166. Kovalev K.R., Kalinin Yu.A., Naumov E.A., Pirajno F., Borisenko A.S. A mineralogical study of the Suzdal sediment-hosted gold deposit, Kazakhstan: implications for ore genesis // *Ore Geology Reviews*. 2009. V. 35. № 2. P. 186–206.
167. Kovalev K.R., Kalinin Y.A., Naumov E.A., Myagkaya M.K. Relationship of antimony with gold mineralization in the ore districts of Eastern Kazakhstan // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55 (10). P. 1170–1182.
168. Kudrin M.V. Fridovsky V.Y., Polufuntikova L.I., Kryuchkova L.Y. Disseminated Gold–Sulfide Mineralization in Metasomatites of the Khangalas Deposit, Yana–Kolyma Metallogenic Belt (Northeast Russia): Analysis of the Texture, Geochemistry, and S Isotopic Composition of Pyrite and Arsenopyrite // *Minerals*. 2021. V. 11 (4). P. 403.

169. Kuibida M.L., Dyachkov B.A., Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Kotler P.D., Oitseva T. Contrasting granitic magmatism of the Kalba fold belt (East Kazakhstan): Evidence for Late Paleozoic post-orogenic events // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. V. 175. P. 178–198.
170. Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log Deposit, Lena gold province, Russia // *Economic Geology*. 2007. V. 102. P. 1233–1267.
171. Large R.R., Danyushevsky L., Hillit H., Maslennikov V., Meffere S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlinstyle sediment-hosted deposits // *Economic Geology*. 2009. V. 104. P. 635–668.
172. Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin type and orogenic gold deposits // *Economic Geology*. 2011. V. 106. P. 331–358.
173. Large R.R., Halpin J.A., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Bull S.W., Long J.A., Gregory D.D., Lounejeva E., Lyons T.W., Sack P.J., McGoldrick P.J., Calver C.R. Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean–atmosphere evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 389. P. 209–220.
174. Large R.R., Gregory D.D., Steadman J.A., Tomkins A.G., Lounejeva E., Danyushevsky L.V., Halpin L.A., Maslennikov V.V., Sack P.J., Mukherjee I., Berry R., Hickman A. Gold in the oceans through time // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 428. P. 139–150.
175. Li H.Q., Xie C.F., Chang H.L., Cai H., Zhu J.P., Zhou S. Study on Metallogenetic Chronology of Nonferrous and Precious Metallic Ore Deposits in North Xinjiang, China // Geological Publishing House. Beijing. 1998. P. 1–264.
176. Li H.Q., Chen F.W. Isotopic Geochronology of Regional Mineralization in Xinjiang, NW China // Geology Publishing House, Beijing ((in Chinese with English abstract), 361 pp.). 2004.
177. Liu Q.Q., Shao Y.J., Chen M., Algeo T.J., Li H., Dick J.M., Wang C., Wang W.S., Liu Z.F. Insights into the genesis of orogenic gold deposits from the Zhengchong gold field, northeastern Hunan Province, China // *Ore Geology Reviews*. 2019. V. 105. P. 337–355.
178. Liu W., Deng X., Han S., Chen X., Li X., Aibai A., Wu Y., Wang Y., Shan W., Li Z., Chen Y. Pyrite Textures and Compositions in the Dunbasitao Gold Deposit, NW China: Implications for Ore Genesis and Gold Mineralization Processes // *Minerals*. 2023. V. 13 (4). 25 p.
179. Loftus-Hills G., Solomon M. Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis // *Mineralium deposita*. 1967. V. 2 (3). P. 228–242.
180. Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X.X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V., Mitrokhin D.V. Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakhstan // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2002. V. 107 (B7). P. EPM 4-1–EPM 4-15.

181. Lyons T.M. Sulfur isotopic trends and pathways of iron sulfide formation in upper Holocene sediments of the anoxic Black Sea // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 3367–3382.
182. Maddox L.M., Bancroft G.M., Scaini M.J., Lorimer J.W. Invisible gold: comparison of Au deposition on pyrite and arsenopyrite // *American Mineralogist*. 1998. V. 83 (11–12). P. 1240–1245.
183. Mair J.L., Farmer G.L., Groves D.I., Hart C.J., Goldfarb R.J. Petrogenesis of postcollisional magmatism at Scheelite Dome, Yukon, Canada: evidence for a lithospheric mantle source for magmas associated with intrusion-related gold systems // *Economic Geology*. 2011. V. 106 (3). P. 451–480.
184. Mao J., Goldfarb R., Seltmann R., Wang D., Xiao W.J. and Hart C., Hart C.J.R. Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan // *International Association on the Genesis of Ore Deposits (IAGOD). Guidebook Series 10. CERCAMS NHM. London. 2003.*
185. Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B., Chen W., Wang Y., Eklund O., Usabaliyev T. Postcollisional Age of the Kumtor Gold Deposit and Timing of Hercynian Events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // *Economic Geology*. 2004. V. 99 (8). P. 1771–1780.
186. Mao J., Wang Y., Li H., Pirajno F., Zhang Ch., Wang R. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D–O–C–S isotope systematics // *Ore Geology Reviews*. 2008. V. 33. P. 361–381.
187. Maslennikov V.V., Large R.R., Shevkunov A.G., Simonov V.A. Evolution of the Sukhoi Log and Kumtor gold ore giants // *Abstract of CERCAMS14 & MDSG's34 Annual Meeting, Section XIII. 2011. P. 4–5.*
188. Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb isotopic composition of the Giant Sukhoi Log Sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
189. Muntean J.L., Cline J.S., Simon A.C., Longo A.A. Magmatic-hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits // *Nature Geoscience*. 2011. V. 4 (2). P. 122–127.
190. Naumov E., Borisenko A., Kovalev K., Kalinin Yu., Fedoseev G., Travin A. Age of gold mineralization in Western Siberia and Eastern Kazakhstan // *Society of Economic Geologists 2010 Conference Keystone Resort, Colorado. 2010. P. 39–41.*
191. Pitcairn I.K., Teagle D.A.H., Craw D., Olivo G.R., Kerrich R., Brewer T.S. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand // *Economic Geology*. 2006. V. 101. P. 1525–1546.
192. Phillips G.N., Powell R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model // *Journal of Metamorphic geology*. 2010. V. 28 (6). P. 689–718.

193. Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. V. 69 (11). P. 2781–2796.
194. Reich M., Deditius A., Chryssoulis S., Li J.W., Ma C.Q., Parada M.A., Barra F., Mittermayr F. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 104. P. 42–62.
195. Price B.J. Minor elements in pyrites from the smithers map area, bc and exploration applications of minor element studies: Doctoral dissertation. University of British Columbia. 1972.
196. Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 49. P. 20–39.
197. Safonova I., Komiya T., Romer R. L., Simonov V., Seltmann R., Rudnev S., Yamamoto S., Sun M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // *Gondwana Research*. 2018. V 59. P. 159–179.
198. Savard D., Bouchard-Boivin B., Barnes S.J., Garbe-Schönberg D. UQAC-FeS: A new series of base metal sulfide quality control reference material for LA-ICP-MS analysis // In *Proceedings of the 10th International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Materials*, Sydney, Australia. 2018. P. 8-13.
199. Sillitoe R.H. Gold deposit types: An overview // *Economic Geology*. 2020. Special Publication 23. P. 1–28.
200. Sillitoe R.H., Thompson J.F.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits // *Resource Geology*. 1998. V. 48 (4). P. 237–250.
201. Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Trushin S.I. The large Bakyrchik orogenic gold deposit, eastern Kazakhstan: Geology, mineralization, fluid inclusion, and stable isotope characteristics // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 127. 28 p.
202. Stepanov A.S., Large R.R., Kiseeva E.S., Danyushevsky L.V., Goemann K., Meffre S., Zhukova I., Belousov I.A. Phase relations of arsenian pyrite and arsenopyrite // *Ore Geology Reviews*. 2021. V. 136. 16 p.
203. Swanner E.D., Planavsky N.J., Lalonde S.V., Robbins L.J., Bekker A., Rouxel O.J., Saito M.A., Kappler A., Mojzsis S.J., Konhauser, K.O. Cobalt and marine redox evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 390. P. 253–263.

204. Thomas H.V., Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V., Berry R.F., Fraser R., Froud S., Moya R. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis // *Economic Geology*. 2011. V. 106. P. 1–31.
205. Tomkins A.G. On the source of orogenic gold // *Geology*. 2013. V. 41 (12) P. 1255–1256.
206. Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Mineralium Deposita*. 1999. V. 34 (4). P. 323–334.
207. Wang X., Z. Wang, H. Cheng, K. Zong, C.Y. Wang, L. Ma, Y-Ch. Cai, S. Foley, Z. Hu Gold endowment of the metasomatized lithospheric mantle for giant gold deposits: Insights from lamprophyre dykes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2022. V. 316. P. 21–40.
208. Wang Y.H., Xu J.H., Liu Z.Q., et al. Tectonic-Mineralizing Fluids in the Sarbulak Gold Deposit, Ertix Metallogenic Belt, Xinjiang // *Earth Science Frontiers*. 2011. V. 18 (5). P. 55–66.
209. Webber A.P., Roberts S., Taylor R.N., Pitcairn I.K. Golden plumes: Substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction // *Geology*. 2013. V. 41 (1). P. 87–90.
210. Wilkin R.T., Barnes H.L., Brantley S.L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60 (20). P. 3897–3912.
211. Wilkin R.T., Barnes H.L. Pyrite formation in an anoxic estuarine basin // *American Journal of Science*. 1997. V. 297 (6). P. 620–650.
212. Wilson C.J., Moore D.H., Vollgger S.A., Madeley H.E. Structural evolution of the orogenic gold deposits in central Victoria, Australia: The role of regional stress change and the tectonic regime // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 120. 28 p.
213. Yan S.H., Chen W., Wang Y.T., Zhang Z.C., Chen B.I. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and its significance of the Ertix gold metallogenic belt in the Altai orogen, Xinjiang // *Acta Geol Sinica*. 2004. V. 78 (4). P. 500–505.

Фондовая литература.

214. Алексейчук Д.С. О минеральных ресурсах и рудных запасах золотосодержащих руд месторождения «Южные Ашалы» в соответствии с кодексом KAZRC, по состоянию на 01.01.2021 года. 2021ф.
215. Баранов С.Ф. Отчет по поисково-оценочным работам на Акжал-Боконском рудном поле за 1984-1985 гг. Листы М-44-103-Б,-Г, -104-А,-Б, -117. Масштаб 1:2000 – 1:10000. Алма-Ата. 1985ф. 155 с.
216. Бочаров И.В. Отчет Южно-Калбинской ГРП по работам за 1957-1960 гг. Поисково-разведочные работы на рудном поле Ашалы-Даубай (Окончательный отчет). М-44-XXVIII ВКГУ. 1962ф. 176 с.

217. Бочаров И.В., Агамирян К.А., Николаев В.П., Султан-Бек Р.Г., Кузнецов В.М., Степанов А.П., Хижнякова Л.С., Дигурова Е.И., Гунькин Л.С. Геологический отчет Южно-Калбинской ГРП по работам за 1961 год. М-44-XXVII, XXVIII. (в II томах). ВКГУ. 1961ф.

218. Егоров А.Н., Маслов В.И., Петрович А.В., Милованов С.Л. Отчет с подсчетом запасов руды и золота месторождения Балажал, по состоянию 01.10.2012 г. Усть-Каменногорск: ТОО «ГРК Топаз». 2012ф. 114 с.

219. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист М-(44), 45 – Усть-Каменногорск. Ленинград: ВСЕГЕИ. 1980ф.

220. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Ченгиз-Саурская. Лист М-44-XXIX. Объяснительная записка. / Г.И Сократов, ред. А.П. Никольский. М.: Недра. 1965ф. 338 с.

221. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Ченгиз-Саурская. Лист М-44-XXVIII. Объяснительная записка. / Г.И Сократов, ред. А.П. Никольский. М.: Недра. 1966ф. 77 с.

222. Глоба В.А., Левин Г.Б. и др. Золоторудные месторождения типа минерализованных зон и условия их локализации в пределах юго-западной Калбы (отчет). Алма-Ата: КазНИИМС. 1965ф. 215 с.

223. Дыкуль В.Г., Носков Л.М. Отчет о результатах общих поисков золоторудных месторождений, проведенных Черемшанской партией в 1978-1980гг. Усть-Каменногорск: Алтайская ГГЭ ПГО «Востказгеология». 1982ф. 77 с.

224. Егоров А.Н., Маслов В.И., Петрович А.В., Милованов С.Л. Отчет с подсчетом запасов руды и золота месторождения Балажал, по состоянию 01.10.2012 г. Усть-Каменногорск: ТОО «ГРК Топаз». 2012ф. 114 с.

225. Огородов В.А., Бочкарев Ю.В., Спиридонов Е.Л. Отчет о результатах работ Алтайской геофизической экспедиции за 1963 г. (в XIV томах). Листы М-44-115-Б, М-44-116-А, Б, Г. ВКГУ. 1964ф.

226. Окунев Э.В., Казакевич И.В., Николаев В.П., Суюндуков К.Н., Султан-Бек Р.Г. Геологическое строение, золотоносность и направление дальнейших работ в пределах рудного поля Акжал-Боко. Окончательный отчет Южно-Калбинской ГРП по теме 35/66. п. Акжал: Семипалатинская комплексная геолого-разведочная экспедиция. 1969ф. Т. 1. 226 с.

227. Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Гладков А.С., Наумов Е.А., Кошкарева Д.А., Сухоруков В.П., Боровиков А.А., Кирилов М.В., Бакшеев Н.А., Бирюков К.Э., Некипелова А.В. Геолого-структурное изучение Центрального участка месторождения Акжал (Восточный Казахстан). Окончательный отчет по договору № 120-16в от 28 июня 2016. Новосибирск: ФГБУ ИГМ СО РАН. 2017ф. Т. 1. 130 с.

228. Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Гладков А.С., Сухоруков В.П., Шелепаев Р.А., Боровиков А.А., Серебряков Е.В., Хусаинова А.Ш. Геолого-структурный контроль и

особенности вещественного состава золотого оруденения Ашалинского и Даубайского рудных полей (Восточный Казахстан). Окончательный отчет по договору № 83-18в от 11 июня 2018 г. Новосибирск: ФГБУ ИГМ СО РАН. 2019ф. 155 с.

229. Калинин Ю.А., Гладков А.С., Боровиков А.А., Сухоруков В.П., Хусаинова А.Ш., Серебряков Е.В., Греку Е.Д. Изучение минералого-геохимических особенностей руд месторождения Аномальное и структурных условий его локализации (Восточный Казахстан). Окончательный отчет по договору № 69-21в от 27 апреля 2021 г. Новосибирск: ФГБУ ИГМ СО РАН. 2021ф. Т. 1. 91 с.

230. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Сухоруков В.П., Колпаков В.В. Вещественный состав и золотоносность первичных и окисленных руд Акжальского рудного поля в Жарминском районе Восточно-Казахстанской области. Отчет по договору № АСГ/12-631 (179-12в). Часть 1. Новосибирск: ИГМ СО РАН. 2013ф. 64 с.

231. Кучукова Л.М. Глубинное строение Акжал-Боконского золоторудного района (Восточный Казахстан) на основе интерпретации геолого-геофизических данных. Геофизические и геохимические исследования в рудных районах Казахстана. Алма-Ата: КазИМС. 1991ф. С. 28–42.

232. Муратов М.В., Славин В.И. Краткий геологический очерк Калбы // Очерки по геологии Сибири. 1953ф. № 16.

233. Наливаев В.И., Голубцов В.Е. Отчет по предварительной геолого-экономической оценке золотоносного штокверка месторождения Балажал. ВКО (на базе оперативного подсчета запасов категории С1 по состоянию на 01.10.2001г.). Усть-Каменогорск: ТОО «Геос» ПГО «Востказнедра». 2001ф.

234. Носков Л.М. и др. Отчет о проведении поисково-оценочных работ на участке Баладжал в 1982-1983гг. Алтайская ГГЭ ПГО «Востказгеология». 1984ф. 98 с.

235. Родионов В.А., Ибраев С., Боровикова Г.Н., Воронцов С.Н., Азовский Ю.Г., Глазунов В.В. Отчет о результатах опережающих геофизических работ масштаба 1:50000, проведенных в 1984-1986 на участке Шигилекский. Листы М-44-105-В, Г; 106-В; 117-А, Б; 118-А (Юго-западной Калбы). Усть-Каменогорск: Алтайская ГГЭ. 1986ф.

236. Семеоненко Н.Н., Месячко А.Я., Кузнецов В.М., Султан-Бек Р.Г., Генрих В.Ф., Феклистов А.А. Геологический отчет Южно-Калбинской ГРП за 1963 г. (листы М-44-XXVI, XXVIII). ВКГУ. 1963ф. 223 с.

237. Сердюков А.Н. Отчет о результатах разведочных работ с подсчетом запасов окисленных руд Центральной части месторождение Акжал за 2010 год. Семей: ТОО «Горняк». 2011ф. 170 с.

238. Сердюков А.Н., Курбатов С.Ю., Кубышкина Н.В. «Отчет о результатах разведочных работ с подсчетом запасов окисленных золотосодержащих руд участков Сергей I и Сергей II месторождения Акжал. Восточно-Казахстанская область, Жарминский район» 2013ф. 287 с.

239. Сердюков А.Н. Отчет о результатах оперативного подсчета запасов окисленных руд по зоне Вертикальная золоторудного месторождения Акжал (Восточно-Казахстанская область, Жарминский район). 2014ф.

240. Сердюков А.Н., Соловьев С.А., Семилет А.В. Отчет о проведении поисково-оценочных работ на участках Ашалы-Даубайского рудного поля в 2017–2019 гг. Усть-Каменогорск. 2019ф.

241. Усольцев И.А. Отчет о минеральных ресурсах месторождений «Южное» и «Женишке» Боко-Васильевского рудного поля, в соответствии с кодексом KAZRC. 2020ф.

242. Шеверин Т.Р., Вишняков Ю.М. Производственно-геологический отчет за 1960 год по предприятиям треста Алтайзолото – рудникам Октябрьский, Боко и Бакырчик. М-44-XXII, XXVIII. Алтайзолото. 1961ф. 134 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица – Результаты ЛА-ИСП-МС анализа сульфидов месторождений Южные Ашалы, Акжал и Жерек, содержания в г/т.

Генера-ция	№ анализа	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	W	Pt	Au	Pb	Bi
Месторождение Южные Ашалы																						
Ру-Іб	210/11-2-1	5973,6	4577,0	709,8	633,8	705,6	409,6	931,4	385,5	120,1	2452,5	178,5	25,2	7,3	300,3	8,7	2189,3	51,1	0,025	8,6	553,5	11,3
Ру-Іб	210/11-2-2	1831,8	514,9	182,8	80,2	460,0	523,3	1085,7	371,6	57,6	3288,3	32,8	24,9	2,2	276,6	5,9	630,3	6,2	0,017	7,8	642,0	12,1
Ру-Іб	210/11-4	6553,8	3746,4	805,8	534,8	1616,4	470,2	955,5	353,1	122,8	2343,0	130,0	19,6	7,8	276,8	10,7	2297,7	38,0	0,022	8,3	592,7	10,8
Ру-Іб	210/11-5	3434,3	3741,3	453,7	303,8	558,8	370,2	707,3	263,0	64,9	1706,1	80,0	13,8	5,5	167,0	4,3	1306,6	46,9	0,031	4,8	369,9	7,6
Ру-Іб	210-11-1-17	708,8	608,0	62,8	99,0	362,6	229,2	369,7	186,3	27,4	1122,1	19,2	11,2	0,9	129,4	2,2	217,2	5,6	*0,009	4,0	669,9	5,6
Ру-Іб	210-11-1-22-1	1051,4	953,5	111,5	86,1	369,0	349,8	702,4	229,3	26,9	2186,1	42,8	17,8	1,1	241,3	1,9	398,8	9,8	*0,013	5,8	426,5	8,7
Ру-Іб	210-11-1-22-2	2283,9	3336,3	236,5	138,9	592,6	282,5	609,4	296,8	52,6	1977,3	64,7	17,6	2,5	225,8	5,5	740,0	35,1	*0,019	4,9	593,9	8,8
Ру-Іб	210-11-1-23	745,0	256,3	63,5	193,5	318,4	265,5	553,9	210,1	23,5	1529,1	19,5	12,4	1,5	157,1	0,6	241,1	2,1	*0,013	5,2	292,5	6,4
Ру-Іб	210-11-1-24	605,1	164,5	51,0	34,2	2060,0	392,7	884,3	285,0	19,3	2245,6	34,3	18,1	1,4	248,5	1,3	154,9	1,4	0,022	6,1	681,7	10,0
Ру-Іб	210-11-S1-1	21279,5	140,9	46,8	16,2	362,7	581,0	922,3	285,5	26,8	5294,9	27,6	32,0	0,6	297,0	3,3	152,1	1,2	*0,010	10,6	758,6	10,5
Ру-Іб	210-11-S1-2	960,2	120,8	88,8	9,5	149,2	407,4	759,8	371,0	20,8	3918,9	25,4	29,1	1,2	263,7	*0,4	264,2	0,5	*0,011	6,7	4146,7	10,7
Ру-Ів	210/11-1	504,2	1330,9	37,6	92,2	42,4	72,1	478,0	3801,0	53,2	10247,5	43,4	23,9	0,9	82,3	5,7	77,4	24,3	—	41,8	191,4	3,1
Ру-Ів	210-11-1-18	4,5	49,8	0,3	10,6	2,0	19,7	286,9	367,3	5,7	150,7	4,7	5,3	*<0,1	34,0	1,3	0,4	0,5	*0,005	1,3	98,6	1,6
Ру-Ів	210-11-1-19-1	10,5	43,0	0,3	*0,4	10,6	29,3	85,2	1789,1	3,2	197,5	4,4	15,3	0,2	35,5	0,5	0,3	0,6	*0,008	1,6	90,1	1,6
Ру-Ів	210-11-1-19-2	24,5	74,0	1,8	*0,4	6,4	61,5	138,9	1573,9	9,8	563,6	5,7	15,4	*0,1	54,2	1,0	3,3	0,8	*0,008	2,9	188,6	2,7
Ру-Ів	210-11-1-20	87,6	96,1	5,7	2,3	15,9	111,8	232,9	911,1	7,0	959,8	6,1	8,2	0,2	74,6	1,4	16,4	0,6	*0,006	3,4	195,7	2,9
Ру-Ів	210-11-1-21-1	4,2	69,2	0,1	*0,5	15,8	47,4	176,7	1656,1	69,8	334,2	2,0	9,0	*0,1	56,1	1,7	0,5	0,3	*0,008	2,1	155,7	3,4
Ру-Ів	210-11-1-21-2	101,0	55,8	1,5	*0,4	3,6	48,8	116,9	711,0	3,6	1252,6	1,8	4,3	*0,1	64,9	0,8	5,9	0,1	*0,008	2,9	208,0	2,2
Ру-Ів	210-11-S2	79,1	123,9	4,6	0,6	4,5	103,5	118,8	735,6	10,9	504,3	13,4	8,4	0,3	113,4	0,7	15,5	0,3	*0,005	3,8	322,6	1,4
Ру-ІІ-я	kz-8-2-9	225,4	205,9	6,6	3,1	1,9	177,3	2775,9	3040,6	319,2	9093,5	6,0	76,1	0,5	147,1	6,1	24,2	0,5	—	769,1	431,0	4,0
Ру-ІІ-я	kz-8-2-10	380,9	221,9	6,9	4,5	2,5	255,9	3035,8	1394,6	139,1	7090,5	4,5	34,7	0,5	120,2	4,7	24,8	0,6	—	260,7	388,1	3,5
Ру-ІІ-я	kz-8-2-11	208,9	757,2	5,8	5,7	2,3	509,1	2843,4	1036,9	251,2	18910,3	7,9	48,0	0,3	165,5	3,8	15,0	1,2	0,003	281,7	249,2	2,5
Ру-ІІ-я	248-3-1-55	13,5	124,4	6,6	1,1	0,5	41,9	216,6	142,2	1,6	33392,4	9,0	0,5	0,2	30,1	0,6	11,5	1,0	*0,009	58,7	117,1	3,0
Ру-ІІ-я	kz-8-2-14-35-2	161,2	603,1	15,8	10,6	0,7	390,7	955,0	362,3	489,1	73169,6	29,0	161,2	0,2	334,0	*0,1	44,7	2,7	*0,010	354,4	131,6	1,2
Ру-ІІ-я	kz-8-2-4-49	140,6	844,3	7,6	3,7	2,2	78,3	1298,1	798,7	32,2	3529,3	8,0	13,9	0,2	172,0	1,2	10,2	1,0	*0,007	8,6	558,1	3,4
Ру-ІІ-я	kz-8-2-4-50	113,6	1226,7	6,5	3,1	3,4	67,2	748,3	1154,8	41,5	4415,8	7,1	11,8	0,1	208,1	1,9	5,4	1,3	*0,008	8,4	561,9	3,1
Ру-ІІ-я	kz-8-2-5-51-1	19,2	2183,7	1,2	*0,4	1,1	94,6	969,3	1559,7	23,9	1636,3	3,8	18,6	0,2	127,1	2,3	18,1	1,4	*0,009	13,6	224,6	1,9
Ру-ІІ-я	kz-8-2-5-52	30,4	668,2	1,4	*0,4	0,3	90,6	1967,2	949,1	5,0	1133,9	2,4	16,6	*0,1	104,5	1,8	5,8	0,5	*0,008	10,3	197,0	2,8
Ру-ІІ-я	kz-8-2-s4	117,5	179,3	8,5	0,7	1,4	316,2	1513,1	1330,9	151,7	1366,7	20,3	7,4	0,4	98,5	0,7	13,5	0,4	*0,007	8,8	268,8	1,9
Ру-ІІ-я	kz-8-2-s5	*0,7	349,6	0,3	*0,2	0,4	71,7	226,5	376,7	108,6	8403,2	5,9	1,9	*0,1	16,4	0,9	0,4	0,3	*0,006	68,4	24,1	0,2
Ру-ІІа	kz-8-2-12	138,9	1888,7	11,7	23,0	1,2	130,6	469,8	665,8	261,4	44923,0	52,6	7,5	0,3	207,9	3,8	28,0	2,0	0,000	83,2	224,7	1,3
Ру-ІІа	kz-8-2-14-34-1	121,5	145,7	4,4	5,6	2,4	451,5	653,2	2827,8	2376,3	10375,6	2,1	6,4	0,2	100,6	1,0	14,8	0,5	*0,009	264,5	241,1	2,1

Продолжение таблицы.

Генера-ция	№ анализа	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	W	Pt	Au	Pb	Bi
Py-IIa	kz-8-2-14-35-1	8,4	23,5	1,4	*0,5	2,0	203,2	648,5	3051,9	924,5	4761,4	0,4	23,0	0,2	1005,2	0,5	3,5	0,1	*0,007	12,3	262,8	2,6
Py-IIa	kz-8-2-14-36	229,8	466,7	34,5	23,9	0,7	106,6	275,8	91,9	19,9	27549,2	13,5	4,7	0,4	30,6	1,0	79,9	1,2	*0,007	34,3	39,3	0,3
Py-IIa	kz-8-2-14-37	88,4	468,8	3,6	2,6	2,4	162,4	1158,2	1263,0	503,8	46022,8	12,4	7,9	0,2	284,6	1,1	6,3	1,0	*0,006	57,0	180,1	1,6
Py-IIa	kz-8-2-14-39-1	120,4	52,6	4,0	2,6	0,7	246,1	484,3	2571,0	1180,7	6330,2	2,6	42,5	0,3	101,9	1,4	9,5	0,1	*0,007	226,0	171,1	1,6
Py-IIa	kz-8-2-14-39-2	85,1	157,1	3,1	1,3	1,0	367,7	683,2	2021,5	1415,7	6598,2	7,2	11,5	0,1	139,4	2,5	8,4	0,2	*0,010	13,5	240,2	2,8
Py-IIa	kz-8-2-7-41	34,5	431,4	0,4	*0,4	1,0	54,1	388,7	1125,9	9,4	48417,1	1,3	1,8	*0,1	27,3	0,4	0,6	0,4	*0,007	66,2	31,6	0,7
Py-IIб	210-11-2-25-1	42,0	1451,7	5,8	18,9	12,3	18,5	107,4	480,7	1,5	28580,1	108,6	4,0	*0,1	58,9	1,5	2,3	11,7	*0,008	53,3	249,3	1,4
Py-IIб	210-11-2-25-2	13,5	1979,4	5,9	9,5	1,5	4,7	27,6	2030,6	1,6	41959,2	85,5	4,5	*0,1	68,9	1,5	2,4	11,3	0,011	99,0	151,8	1,2
Py-IIб	210-11-2-26-1	*0,5	11,5	*<0,1	2,1	*0,2	3,8	33,7	13,6	2,1	18043,5	0,4	*0,1	*0,1	1,5	0,9	0,0	0,1	*0,007	11,4	4,7	0,0
Py-IIб	210-11-2-26-2	33,1	4424,2	9,9	14,2	30,4	22,2	124,1	987,1	4,5	19862,9	91,5	5,0	0,3	51,2	1,7	50,0	23,0	*0,008	19,5	204,7	0,9
Py-IIб	210-11-2-27	1,1	58,6	0,1	0,7	0,4	1,2	16,6	6616,3	36,2	15594,6	3,2	2,4	0,4	5,7	1,2	0,1	0,4	*0,006	11,4	11,8	0,1
Py-IIб	210-11-2-28	15,0	646,1	3,9	4,0	6,0	31,1	212,1	53,5	1,4	5384,0	18,8	1,5	0,1	9,7	1,1	1,7	11,1	*0,005	1,4	30,4	0,3
Py-IIб	248-3-1-54	530,7	505,1	65,1	14,4	24,4	130,4	246,0	57,2	74,9	21209,5	31,1	0,3	0,6	25,2	*0,2	57,5	4,0	*0,016	34,5	88,1	1,8
Py-IIб	248-3-1-57	10,8	98,9	4,2	1,0	*0,1	24,6	155,5	814,0	13,3	70444,6	11,2	3,0	0,6	67,0	0,5	4,2	0,5	*0,008	241,6	459,2	5,2
Py-IIб	kz-8-2-14-29	389,4	141,1	171,5	128,7	0,6	28,2	97,2	23,8	16,4	20811,5	5,8	158,2	1,7	14,0	1,1	213,4	0,3	*0,009	1105,2	12,1	0,1
Py-IIб	kz-8-2-14-30	311,9	518,3	70,0	47,3	1,1	25,6	325,8	15,7	14,7	21083,2	3,2	0,6	1,1	3,1	1,3	136,3	6,1	*0,008	11,2	9,0	*<0,1
Py-IIб	kz-8-2-14-31	221,6	1382,8	15,4	13,9	3,4	41,0	261,2	56,2	5,3	25630,3	37,3	0,8	0,2	12,0	2,7	12,5	13,6	*0,008	11,3	23,1	0,1
Py-IIб	kz-8-2-4-45	110,5	570,8	6,3	3,5	1,9	106,7	573,5	449,7	54,5	22260,0	2,2	5,5	*0,1	146,9	1,5	14,1	0,6	*0,009	17,5	104,6	0,6
Py-IIб	kz-8-2-4-46	180,3	169,0	37,7	15,7	3,0	190,0	798,6	375,7	70,8	35962,6	1,9	4,2	0,5	73,3	1,1	70,2	1,5	*0,008	23,0	155,2	0,6
Py-IIб	kz-8-2-4-47	86,7	793,3	26,6	7,6	1,6	215,0	416,8	298,6	33,6	68029,9	12,2	2,9	0,6	148,7	0,3	42,5	3,1	*0,013	16,6	71,7	0,5
Py-IIб	kz-8-2-7-42	18,3	829,2	2,3	6,7	0,4	26,8	143,6	18,7	2,3	20880,4	3,0	0,2	*0,1	7,0	0,5	3,6	1,3	*0,007	14,2	6,9	*<0,1
Py-IIб	kz-8-2-7-43	240,3	1859,3	38,8	25,3	0,5	38,0	185,4	23,6	4,6	19737,9	6,5	*0,1	0,4	14,5	*0,1	84,5	24,1	*0,009	13,3	15,3	*<0,1
Py-IIб	kz-8-2-7-44	157,2	308,3	21,9	6,0	0,5	6,5	29,9	10,2	1,7	25024,9	4,7	0,2	*0,1	7,1	0,7	55,9	5,9	*0,010	10,2	8,3	*<0,1
Py-IIб	kz-8-2-8	85,3	1070,2	20,4	12,4	0,5	168,6	875,7	52,3	7,5	39293,6	4,7	2,4	0,3	25,9	4,7	29,6	2,9	0,002	49,2	42,6	0,3
Py-IIб	kz-8-2-13	64,7	779,0	3,0	8,8	1,6	99,1	344,8	48,9	7,9	37784,1	12,8	1,0	*<0,1	35,3	3,6	3,0	1,7	—	48,0	29,7	0,1
Py-IIб	kz-8-2-14	185,3	805,2	13,3	28,5	3,1	115,4	391,1	76,4	12,4	27156,9	8,9	1,0	0,5	26,4	*1,4	19,2	2,7	—	16,9	35,9	0,1
Py-IIб	248-3-1-56	14,6	125,6	7,6	*0,3	*0,1	48,5	171,2	171,3	24,9	50127,6	11,8	0,9	0,2	40,7	0,8	8,9	0,5	*0,010	70,2	207,1	5,4
Py-IIб	248-3-1-58	12,1	28,2	2,1	1,7	0,5	38,8	201,9	12,1	1,3	4038,2	3,8	0,2	*0,1	14,4	1,4	2,8	0,1	*0,008	1,9	45,4	0,5
Py-IIб	248-3-1-59-1	134,4	40,2	8,4	1,9	8,7	107,5	426,5	35,2	4,4	6905,7	8,1	0,8	0,2	30,6	1,3	9,0	0,3	*0,008	6,9	84,6	1,4
Py-IIб	248-3-1-59-2	103,6	58,7	14,6	2,2	6,2	79,0	346,2	19,7	4,8	3844,7	6,2	0,4	*0,1	23,0	1,2	13,7	0,5	0,029	2,0	43,0	1,1
Py-IIб	kz-8-2-14-33-1	22,3	250,3	1,9	2,4	0,5	71,8	414,2	35,9	1,3	60388,7	1,2	0,4	*0,1	96,5	1,0	2,8	0,6	*0,008	61,7	35,5	0,3
Py-IIб	kz-8-2-14-33-2	18,4	781,9	3,9	1,2	0,4	33,3	100,6	529,3	101,5	85494,3	5,0	2,8	*0,1	383,4	1,0	8,0	0,9	*0,007	35,8	19,2	0,1
Py-III	244/11-16	3018,3	4998,5	110,6	125,2	169,9	1606,7	1676,0	259,5	28,4	8802,1	35,9	0,5	1,5	12,8	17,1	240,4	14,5	—	0,4	48,8	1,1

Продолжение таблицы.

Генера- ция	№ анализа	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	W	Pt	Au	Pb	Bi
Ру-III	244-6-69	56,9	3,1	9,5	150,6	4,8	1,7	451,8	6,9	2,4	5543,2	*<0,1	*0,1	*0,1	6,3	*0,2	7,5	0,1	*0,010	1,2	22,9	0,5
Ру-III	244-6-70	1203,1	23,9	2,4	22,0	73,5	0,2	76,1	1,1	3,0	4430,3	*<0,1	*0,1	*0,1	1,9	0,4	0,7	0,1	*0,010	0,1	5,0	0,2
Ру-III	244-6-72	34,5	2,0	4,0	127,7	5,2	5,5	795,5	4,8	3,1	5766,5	*<0,1	*0,1	*0,1	3,0	4,4	0,5	0,1	*0,004	0,4	16,4	0,4
Ру-III	244-6-74	440,5	17,6	45,6	553,7	14,8	13,2	1023,9	20,0	6,6	4264,2	0,1	0,5	*0,1	24,0	4,7	40,5	0,1	0,020	0,4	60,5	1,5
Ару-I	kz-8-2-6	17,6	943,5	2,5	7,6	0,7	134,5	558,2	84,5	3,0	504535,5	6,2	1,4	0,1	3416,9	1,7	2,7	1,3	0,002	192,7	14,7	1,5
Ару-I	kz-8-2-7	9,1	539,0	0,7	*0,3	0,3	30,1	198,7	73,7	0,9	555956,7	5,2	1,2	0,0	2439,3	2,2	1,6	0,5	—	298,6	15,8	0,7
Ару-I	Sh-4-15	84,2	453,8	7,6	9,5	1,9	22,7	123,1	57,2	230,0	565715,9	5,1	2,8	0,1	21117,2	497,9	5,9	0,8	0,001	31,8	81,1	9,3
Ару-I	244-6-75	60611,9	4,2	14,8	93,6	2283,6	0,8	432,7	25,8	19,9	443461,2	*0,2	*0,2	*0,2	53,6	64,9	16,6	0,9	*0,054	84,3	12,9	0,6
Ару-I	248-3-1-60	306,6	51,3	24,8	3,7	14,8	146,2	245,1	108,4	83,6	361603,2	6,1	0,4	0,2	93,1	0,6	28,7	0,2	*0,004	193,3	77,4	2,4
Ару-I	248-3-2-61	100,8	573,8	38,1	12,2	3,7	90,7	188,0	54,4	11,1	356963,6	33,4	1,0	0,2	145,8	0,5	37,9	2,2	*0,004	223,9	179,5	11,4
Ару-I	248-3-2-62	8,9	116,7	1,5	0,8	0,5	55,1	161,7	57,5	3,0	444148,7	10,4	1,2	*0,0	171,3	24,5	11,2	0,4	*0,003	236,5	143,5	9,1
Ару-I	248-3-3-63	98,1	138,3	44,3	7,8	1,4	421,2	852,5	42,1	8,2	366710,4	6,4	0,5	*0,1	191,8	0,8	41,0	0,4	*0,010	141,0	95,4	6,4
Ару-I	248-3-3-64	295,6	362,8	60,2	7,2	8,4	335,2	794,7	18,8	19,9	460250,3	22,0	0,8	3,5	148,3	*0,4	71,7	1,6	0,048	199,0	55,1	4,6
Ару-I	248-3-3-65	80,6	283,2	32,5	5,3	1,7	388,8	530,9	48,1	8,3	539834,0	7,8	1,8	0,8	153,1	1,1	33,1	2,7	0,009	190,2	128,0	5,7
Ару-I	248-3-3-66	90,0	140,9	21,1	7,2	1,3	98,4	158,7	35,4	5,5	395581,4	9,9	0,5	1,7	135,8	*0,2	27,4	1,3	*0,008	182,6	87,1	6,4
Ару-I	248-3-3-67-1	188,1	572,5	81,7	11,9	2,1	238,6	469,7	35,2	12,3	402837,4	18,2	1,0	0,7	109,3	*0,2	85,4	2,5	*0,012	270,5	102,2	5,6
Ару-I	248-3-3-67-2	339,4	225,5	148,2	17,1	7,1	190,6	463,8	37,0	9,5	421694,0	11,3	0,9	0,8	205,8	*0,5	147,1	1,3	*0,026	117,3	67,6	5,3
Ару-I	kz-8-2-14-32	28,0	613,0	3,6	2,4	0,4	61,6	272,9	65,1	1,0	416469,4	5,2	0,7	0,2	3710,6	1,3	5,8	2,9	*0,005	59,3	21,4	0,7
Ару-I	kz-8-2-14-34-2	80,1	207,0	3,3	860,2	1,3	88,0	322,5	975,9	21,2	211460,7	4,7	9,9	0,2	783,1	0,5	21,6	0,8	*0,006	190,1	36,9	0,6
Ару-I	kz-8-2-14-38	7,2	196,1	1,3	*0,3	*0,1	59,2	272,6	136,9	10,4	472812,5	3,3	1,4	*<0,1	3891,1	*0,1	3,2	0,4	*0,006	118,5	9,4	0,9
Ару-I	kz-8-2-4-48	7,7	32,3	1,1	0,9	0,3	36,0	237,1	66,6	4,1	502202,0	0,6	1,4	*<0,1	1817,0	0,3	2,1	0,1	*0,005	184,4	12,5	0,6
Ару-I	kz-8-2-5-51-2	72,0	272,9	16,0	3,3	*0,3	204,9	1009,9	773,6	841,4	320742,9	1,4	9,3	0,7	859,0	*0,2	37,9	0,3	*0,015	74,9	295,6	2,3
Ару-I	kz-8-2-5-53	15,1	188,4	0,8	*0,3	*0,1	30,0	128,2	95,4	16,3	541488,0	6,1	1,5	*0,1	2054,7	*0,1	1,4	0,2	*0,007	205,2	15,4	0,5
Ару-I	kz-8-2-7-40	4,5	59,5	0,2	0,9	*0,1	91,4	712,0	30,2	0,8	434940,2	2,0	1,0	*<0,1	1740,7	0,4	0,4	0,1	*0,005	233,9	12,8	0,6
Ару-I	kz-8-2-s3	11,5	209,3	0,5	*0,2	*0,2	94,6	336,6	262,2	2,1	101921,6	58,0	0,8	0,2	3561,5	0,5	1,0	0,4	*0,007	52,1	18,0	1,1

Генера	№ анализа	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	C	Zn	As	Mo	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	W	Pt	Au	Pb	Bi
Месторождение Акжал																						
Мгс	Ак-3-17-s3	116,2	14,2	6,9	0,8	*0,1	97,3	222,8	23	189,6	1117,0	*0,1	33,7	*0,1	114,2	1,3	10,9	0,0	*0,007	35,0	663,9	3,7
Py-II	Ак-1-5-s1	*0,8	25,7	*0,2	*0,8	*0,2	8,3	19,8	26	772,6	8410,2	0,2	2,6	*0,1	14,4	*0,3	*0,2	0,3	*0,008	201,6	72,9	0,9
Py-II	Ак-3-15-s1	4,8	2618,5	24,4	14,1	1,0	12,5	244,0	17	609,5	3587,1	718,5	101,0	0,4	60,0	0,6	4,7	64,6	0,031	25,7	23469,	44,3
Py-II-As	Ак-3-15-s2-1	9,0	3906,5	23,8	5,6	0,6	2,7	1,1	11	310,5	14251,1	305,5	62,6	1,0	273,0	*0,2	3,7	64,6	*0,008	60,5	2796,5	3,2
Py-II-As	Ак-3-15-s2-2	4,7	4811,3	26,6	8,4	1,3	10,4	6,2	11	24,4	26005,6	553,6	4,8	1,0	30,0	1,1	3,8	148,6	0,033	80,0	169,0	0,7
Py-II-As	Ак-3-17-s5-1	43,0	8165,6	15,5	69,5	1,0	167,9	281,4	61	15,1	4609,4	54,5	5,8	*0,1	17,3	1,1	1,5	46,4	*0,007	88,1	252,2	0,6
Py-II-As	Ак-3-17-s5-2	923,6	2766,6	42,2	20,2	1,7	124,8	180,7	28	21,4	4903,8	15,5	2,1	*0,1	10,0	2,1	30,3	14,6	*0,013	37,8	63,4	0,2
Ару-I	Ак-1-5-s2	1251,1	121,4	7,7	5,1	74,5	48,7	134,9	32	4,5	34399,1	0,8	2,5	*0,1	39,2	3,6	29,4	0,2	0,025	220,2	81,2	1,0
Ару-I	Ак-3-17-s4	17,2	1543,8	2,7	537,0	1,0	8,3	8,8	3,	1,2	68742,1	124,3	1,1	*0,1	235,5	0,9	0,8	7,3	*0,009	40,4	15,6	0,2
Месторождение Жерек																						
Py-I	Je-13-3-s2	25948,2	18270,7	345,7	158,5	3554,9	1638,4	3912,9	18	21842,7	406,7	2500,8	38,4	7,9	602,2	*12,0	1158,0	8,0	0,771	0,5	2035,7	126,9
Py-II	Je-13-3-s1	519,6	2554,9	12,5	25,4	29,2	1,0	372,6	18	9,8	295,5	408,8	0,8	0,2	9,7	*0,5	46,8	0,4	*0,007	*<0,1	95,9	0,6
Py-II	Je-27-s1	255,7	3939,7	15,4	90,4	6,5	489,1	98,0	14	3,8	1080,2	145,1	0,5	0,4	56,0	6,2	14,2	0,3	*0,006	0,1	44,2	4,1
Ару-I	Je-63-s1	126,8	1122,5	13,2	6,3	6,4	99,8	175,1	2,	124,5	152492,2	1,5	0,2	0,1	500,7	52,8	10,9	5,7	*0,003	45,8	7,7	12,3
Py-II-As	Je-63-s3	1455,4	5,5	42,5	14,3	126,5	29,4	35,5	0,	7,3	318,9	2,0	0,1	0,4	0,3	1,2	*0,1	*<0,1	*0,005	*<0,1	2,2	7,2
Py-II-As	Je-63-s4	*0,6	*1,0	*0,2	*0,6	*0,2	0,7	3,4	13	1,1	2169,6	1,8	*<0,1	*0,1	1,2	0,5	*0,2	0,1	*0,005	3,4	0,3	*<0,1
Ару-I	Je-27-s2	34,1	2456,8	16,1	7,0	2,4	34,7	140,3	6,	3,4	144875,7	204,2	0,3	*0,1	465,6	*1,2	5,3	4,1	*0,005	46,3	18,4	0,9
Ару-I	Je-63-s2	28,2	2177,2	29,4	30,0	1,5	96,5	91,6	6,	1,1	113276,1	9,9	0,3	0,1	220,9	12,5	4,2	19,4	*0,003	21,6	4,9	5,4

Примечание: «*» – ниже предела обнаружения; темно-серый фон – контрольные анализы с использованием внешнего стандарта UQAC;
«←» - анализ не проводился; минералы: Py – пирит, Ару – арсенопирит, Мгс – марказит.

169
ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Таблица – Коэффициенты линейной корреляции различных элементов в пирите и арсенопирите месторождения Южные Ашалы.

Округлый пирит-I (разновидность Ру-1б)																								
	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Pd	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	Ta	W	Pt	Au	Tl	Pb
Mg	1,00	0,03	0,10	0,05	-0,06	0,68	0,39	0,15	0,14	0,72	0,56	0,13	-0,27	0,61	0,05	0,48	0,25	0,09	0,06	0,03	-0,12	0,79	0,26	-0,11
Ti	0,03	1,00	0,89	0,85	0,20	-0,05	0,13	0,35	0,86	-0,32	-0,24	0,90	0,71	-0,13	0,90	0,12	0,79	0,90	0,98	0,99	0,78	0,03	0,66	-0,31
V	0,10	0,89	1,00	0,94	0,34	0,20	0,38	0,52	0,98	-0,18	-0,14	0,94	0,70	0,02	0,99	0,31	0,90	1,00	0,80	0,87	0,72	0,28	0,88	-0,21
Cr	0,05	0,85	0,94	1,00	0,27	0,03	0,23	0,37	0,93	-0,31	-0,24	0,94	0,22	-0,10	0,95	0,18	0,80	0,95	0,76	0,84	0,65	0,21	0,77	-0,32
Mn	-0,06	0,20	0,34	0,27	1,00	0,16	0,38	0,19	0,31	-0,18	-0,33	0,32	-0,12	-0,13	0,37	0,24	0,33	0,32	0,15	0,17	0,48	0,11	0,61	-0,26
Co	0,68	-0,05	0,20	0,03	0,16	1,00	0,89	0,63	0,26	0,83	0,49	0,16	-0,33	0,82	0,16	0,81	0,36	0,19	-0,08	-0,04	0,08	0,90	0,49	0,12
Ni	0,39	0,13	0,38	0,23	0,38	0,89	1,00	0,79	0,44	0,60	0,22	0,37	-0,25	0,69	0,36	0,87	0,51	0,38	0,06	0,13	0,34	0,80	0,65	0,03
Cu	0,15	0,35	0,52	0,37	0,19	0,63	0,79	1,00	0,58	0,49	0,39	0,53	-0,18	0,71	0,49	0,81	0,58	0,53	0,28	0,33	0,35	0,62	0,65	0,40
Zn	0,14	0,86	0,98	0,93	0,31	0,26	0,44	0,58	1,00	-0,12	-0,16	0,94	0,61	0,09	0,96	0,38	0,95	0,98	0,76	0,84	0,66	0,36	0,87	-0,26
As	0,72	-0,32	-0,18	-0,31	-0,18	0,83	0,60	0,49	-0,12	1,00	0,83	-0,14	-0,35	0,94	-0,23	0,73	-0,02	-0,18	-0,31	-0,32	-0,31	0,82	0,10	0,44
Se	0,56	-0,24	-0,14	-0,24	-0,33	0,49	0,22	0,39	-0,16	0,83	1,00	-0,13	-0,39	0,79	-0,20	0,47	-0,15	-0,16	-0,22	-0,25	-0,38	0,55	0,03	0,75
Mo	0,13	0,90	0,94	0,94	0,32	0,16	0,37	0,53	0,94	-0,14	-0,13	1,00	0,74	0,11	0,93	0,40	0,84	0,95	0,82	0,88	0,70	0,32	0,82	-0,23
Pd	-0,27	0,71	0,70	0,22	-0,12	-0,33	-0,25	-0,18	0,61	-0,35	-0,39	0,74	1,00	-0,28	0,38	-0,02	0,54	0,75	0,62	0,71	0,18	-0,37	-0,25	-0,30
Ag	0,61	-0,13	0,02	-0,10	-0,13	0,82	0,69	0,71	0,09	0,94	0,79	0,11	-0,28	1,00	-0,04	0,86	0,16	0,03	-0,15	-0,14	-0,18	0,85	0,27	0,50
Sn	0,05	0,90	0,99	0,95	0,37	0,16	0,36	0,49	0,96	-0,23	-0,20	0,93	0,38	-0,04	1,00	0,25	0,86	0,99	0,82	0,89	0,79	0,23	0,87	-0,24
Sb	0,48	0,12	0,31	0,18	0,24	0,81	0,87	0,81	0,38	0,73	0,47	0,40	-0,02	0,86	0,25	1,00	0,45	0,32	0,05	0,09	0,10	0,86	0,56	0,22
Te	0,25	0,79	0,90	0,80	0,33	0,36	0,51	0,58	0,95	-0,02	-0,15	0,84	0,54	0,16	0,86	0,45	1,00	0,90	0,70	0,75	0,56	0,44	0,83	-0,34
Ba	0,09	0,90	1,00	0,95	0,32	0,19	0,38	0,53	0,98	-0,18	-0,16	0,95	0,75	0,03	0,99	0,32	0,90	1,00	0,81	0,88	0,71	0,29	0,87	-0,23
Ta	0,06	0,98	0,80	0,76	0,15	-0,08	0,06	0,28	0,76	-0,31	-0,22	0,82	0,62	-0,15	0,82	0,05	0,70	0,81	1,00	0,99	0,80	-0,03	0,56	-0,31
W	0,03	0,99	0,87	0,84	0,17	-0,04	0,13	0,33	0,84	-0,32	-0,25	0,88	0,71	-0,14	0,89	0,09	0,75	0,88	0,99	1,00	0,82	0,01	0,63	-0,31
Pt	-0,12	0,78	0,72	0,65	0,48	0,08	0,34	0,35	0,66	-0,31	-0,38	0,70	0,18	-0,18	0,79	0,10	0,56	0,71	0,80	0,82	1,00	-0,04	0,64	-0,32
Au	0,79	0,03	0,28	0,21	0,11	0,90	0,80	0,62	0,36	0,82	0,55	0,32	-0,37	0,85	0,23	0,86	0,44	0,29	-0,03	0,01	-0,04	1,00	0,53	0,08
Tl	0,26	0,66	0,88	0,77	0,61	0,49	0,65	0,65	0,87	0,10	0,03	0,82	-0,25	0,27	0,87	0,56	0,83	0,87	0,56	0,63	0,64	0,53	1,00	-0,09
Pb	-0,11	-0,31	-0,21	-0,32	-0,26	0,12	0,03	0,40	-0,26	0,44	0,75	-0,23	-0,30	0,50	-0,24	0,22	-0,34	-0,23	-0,31	-0,31	-0,32	0,08	-0,09	1,00
Bi	0,32	0,13	0,34	0,17	0,28	0,82	0,93	0,91	0,41	0,67	0,38	0,38	-0,11	0,82	0,29	0,95	0,48	0,35	0,06	0,11	0,21	0,78	0,59	0,27

Примечание: зеленый цвет – положительная значимая корреляция (темный – $r > 0,95$; зеленый – $r = 0,95-0,9$; светлый – $r = 0,9-0,5$); синий цвет – отрицательная значимая корреляция (темный – $r > 0,95$; синий – $r = 0,95-0,9$; светлый – $r = 0,9-0,5$);

Продолжение таблицы

Удлиненный пирит-I (разновидность Py-Iv)																								
	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Pd	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	Ta	W	Pt	Au	Tl	Pb
Mg	1,00	0,53	0,74	-0,33	-0,11	0,69	-0,19	-0,48	-0,40	0,88	0,33	0,30	0,38	-0,45	0,45	0,70	-0,29	0,81	0,26	-0,38	-0,14	0,81	0,77	0,71
Ti	0,53	1,00	0,85	-0,29	0,11	0,92	-0,04	-0,23	0,04	0,23	0,77	0,82	0,02	-0,09	0,73	0,93	0,01	0,86	0,51	-0,08	-0,39	0,85	0,81	0,88
V	0,74	0,85	1,00	-0,21	0,18	0,96	0,07	-0,34	-0,31	0,49	0,45	0,66	-0,02	-0,14	0,73	0,78	-0,07	0,98	0,68	0,08	-0,41	0,84	0,78	0,71
Cr	-0,33	-0,29	-0,21	1,00	-0,40	-0,39	0,83	-0,63	-0,21	-0,38	-0,59	-0,06	-0,42	-0,45	-0,41	-0,41	0,31	-0,23	0,24	0,09	-0,70	-0,53	-0,34	-0,44
Mn	0,19	0,44	0,54	0,49	1,00	0,59	0,66	-0,44	0,48	0,34	-0,39	0,55	0,22	0,33	0,58	0,61	0,53	0,54	0,38	0,42	0,69	0,51	0,77	0,04
Co	0,69	0,92	0,96	-0,39	0,30	1,00	-0,04	-0,16	-0,08	0,48	0,58	0,64	0,04	-0,06	0,73	0,85	0,02	0,95	0,52	0,03	-0,24	0,90	0,77	0,79
Ni	-0,19	-0,04	0,07	0,83	0,04	-0,04	1,00	-0,53	0,07	-0,16	-0,58	-0,12	-0,49	-0,49	-0,35	-0,24	0,71	0,02	0,19	0,13	-0,57	-0,27	-0,34	-0,30
Cu	-0,48	-0,23	-0,34	-0,63	0,58	-0,16	-0,53	1,00	0,42	-0,29	0,11	-0,27	0,01	0,83	0,01	-0,30	-0,01	-0,41	-0,36	0,39	0,79	-0,19	-0,38	-0,30
Zn	-0,40	0,04	-0,31	-0,21	0,55	-0,08	0,07	0,42	1,00	-0,26	0,11	-0,30	-0,26	-0,02	-0,22	-0,01	0,69	-0,28	-0,69	-0,31	0,41	-0,15	-0,42	-0,05
As	0,88	0,23	0,49	-0,38	0,00	0,48	-0,16	-0,29	-0,26	1,00	0,02	-0,13	0,55	-0,40	0,06	0,40	-0,08	0,53	-0,03	-0,30	0,20	0,66	0,45	0,47
Se	0,33	0,77	0,45	-0,59	-0,03	0,58	-0,58	0,11	0,11	0,02	1,00	0,76	0,18	0,18	0,74	0,84	-0,39	0,52	0,21	-0,25	-0,07	0,66	0,76	0,82
Mo	0,30	0,82	0,66	-0,06	-0,23	0,64	-0,12	-0,27	-0,30	-0,13	0,76	1,00	-0,05	0,10	0,78	0,75	-0,38	0,67	0,75	0,10	-0,62	0,57	0,81	0,70
Pd	0,38	0,02	-0,02	-0,42	-0,49	0,04	-0,49	0,01	-0,26	0,55	0,18	-0,05	1,00	0,08	-0,24	0,19	-0,37	0,01	-0,08	-0,05	0,36	0,44	0,36	0,40
Ag	-0,45	-0,09	-0,14	-0,45	0,29	-0,06	-0,49	0,83	-0,02	-0,40	0,18	0,10	0,08	1,00	0,18	-0,24	-0,29	-0,25	0,16	0,74	0,45	-0,09	-0,13	-0,21
Sn	0,45	0,73	0,73	-0,41	0,23	0,73	-0,35	0,01	-0,22	0,06	0,74	0,78	-0,24	0,18	1,00	0,72	-0,43	0,76	0,55	0,00	-0,29	0,58	0,73	0,59
Sb	0,70	0,93	0,78	-0,41	-0,03	0,85	-0,24	-0,30	-0,01	0,40	0,84	0,75	0,19	-0,24	0,72	1,00	-0,17	0,85	0,34	-0,36	-0,30	0,89	0,90	0,97
Te	-0,29	0,01	-0,07	0,31	0,49	0,02	0,71	-0,01	0,69	-0,08	-0,39	-0,38	-0,37	-0,29	-0,43	-0,17	1,00	-0,12	-0,33	-0,01	0,03	-0,16	-0,50	-0,21
Ba	0,81	0,86	0,98	-0,23	0,12	0,95	0,02	-0,41	-0,28	0,53	0,52	0,67	0,01	-0,25	0,76	0,85	-0,12	1,00	0,60	-0,09	-0,42	0,86	0,84	0,78
Ta	0,26	0,51	0,68	0,24	-0,23	0,52	0,19	-0,36	-0,69	-0,03	0,21	0,75	-0,08	0,16	0,55	0,34	-0,33	0,60	1,00	0,54	-0,68	0,38	0,57	0,31
W	-0,38	-0,08	0,08	0,09	0,17	0,03	0,13	0,39	-0,31	-0,30	-0,25	0,10	-0,05	0,74	0,00	-0,36	-0,01	-0,09	0,54	1,00	0,01	-0,12	-0,18	-0,34
Pt	-0,14	-0,39	-0,41	-0,70	0,44	-0,24	-0,57	0,79	0,41	0,20	-0,07	-0,62	0,36	0,45	-0,29	-0,30	0,03	-0,42	-0,68	0,01	1,00	-0,08	-0,38	-0,23
Au	0,81	0,85	0,84	-0,53	0,04	0,90	-0,27	-0,19	-0,15	0,66	0,66	0,57	0,44	-0,09	0,58	0,89	-0,16	0,86	0,38	-0,12	-0,08	1,00	0,87	0,92
Tl	0,77	0,81	0,78	-0,34	-0,30	0,77	-0,34	-0,38	-0,42	0,45	0,76	0,81	0,36	-0,13	0,73	0,90	-0,50	0,84	0,57	-0,18	-0,38	0,87	1,00	0,91
Pb	0,71	0,88	0,71	-0,44	-0,16	0,79	-0,30	-0,30	-0,05	0,47	0,82	0,70	0,40	-0,21	0,59	0,97	-0,21	0,78	0,31	-0,34	-0,23	0,92	0,91	1,00
Bi	-0,08	0,01	-0,01	-0,33	0,72	0,17	0,17	0,44	0,68	0,26	-0,21	-0,51	0,02	0,08	-0,32	-0,10	0,75	-0,06	-0,48	0,08	0,59	0,12	-0,39	-0,08

Продолжение таблицы

Пористый пирит-II из ядер вкрапленников (разновидность Ру-II-я)																								
	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Pd	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	Ta	W	Pt	Au	Tl	Pb
Mg	1,00	-0,31	0,45	0,56	0,63	0,55	0,79	0,43	0,47	0,05	0,46	0,07	-0,49	0,39	0,84	0,37	0,67	0,52	-0,20	0,03	-0,76	0,57	0,55	0,49
Ti	-0,31	1,00	-0,30	-0,09	0,17	-0,19	-0,21	0,07	-0,28	-0,20	-0,34	-0,24	-0,64	-0,09	-0,31	0,26	-0,07	-0,06	0,94	0,39	0,40	-0,35	-0,57	0,17
V	0,45	-0,30	1,00	0,82	0,17	0,53	0,06	-0,11	0,69	0,73	0,28	0,84	-0,09	0,73	0,38	0,74	-0,17	0,76	-0,17	0,64	0,10	0,34	0,50	0,17
Cr	0,56	-0,09	0,82	1,00	0,24	0,66	0,25	-0,11	0,80	0,76	0,27	0,62	-0,36	0,87	0,29	0,86	0,05	0,80	0,10	0,77	-0,06	0,47	0,25	0,11
Mn	0,63	0,17	0,17	0,24	1,00	0,17	0,44	0,41	-0,01	-0,33	0,07	-0,20	-0,51	-0,07	0,44	0,33	0,50	-0,02	0,31	0,00	-0,46	0,15	0,26	0,86
Co	0,55	-0,19	0,53	0,66	0,17	1,00	0,54	0,07	0,73	0,41	0,74	0,53	-0,19	0,58	0,52	0,47	0,20	0,57	-0,06	0,35	-0,30	0,40	0,36	-0,12
Ni	0,79	-0,21	0,06	0,25	0,44	0,54	1,00	0,63	0,31	-0,23	0,48	-0,22	-0,26	0,22	0,74	0,16	0,82	0,29	-0,17	-0,24	-0,81	0,57	0,40	0,36
Cu	0,43	0,07	-0,11	-0,11	0,41	0,07	0,63	1,00	0,19	-0,43	0,44	-0,29	-0,50	0,10	0,65	0,06	0,82	0,17	0,00	-0,32	-0,64	0,63	0,37	0,49
Zn	0,47	-0,28	0,69	0,80	-0,01	0,73	0,31	0,19	1,00	0,68	0,71	0,67	-0,27	0,92	0,44	0,65	0,20	0,81	-0,17	0,50	-0,24	0,74	0,37	-0,14
As	0,05	-0,20	0,73	0,76	-0,33	0,41	-0,23	-0,43	0,68	1,00	0,13	0,74	0,13	0,79	-0,05	0,56	-0,34	0,72	-0,10	0,79	0,33	0,30	0,22	-0,41
Se	0,46	-0,34	0,28	0,27	0,07	0,74	0,48	0,44	0,71	0,13	1,00	0,40	-0,12	0,42	0,65	0,13	0,38	0,42	-0,32	-0,08	-0,51	0,58	0,45	-0,17
Mo	0,07	-0,24	0,84	0,62	-0,20	0,53	-0,22	-0,29	0,67	0,74	0,40	1,00	-0,06	0,64	0,13	0,58	-0,50	0,63	-0,18	0,60	0,38	0,11	0,25	-0,22
Pd	-0,49	-0,64	-0,09	-0,36	-0,51	-0,19	-0,26	-0,50	-0,27	0,13	-0,12	-0,06	1,00	-0,31	-0,10	-0,61	-0,40	-0,21	-0,71	-0,36	0,08	-0,12	0,59	-0,49
Ag	0,39	-0,09	0,73	0,87	-0,07	0,58	0,22	0,10	0,92	0,79	0,42	0,64	-0,31	1,00	0,28	0,80	0,10	0,90	-0,01	0,71	-0,03	0,65	0,23	-0,10
Sn	0,84	-0,31	0,38	0,29	0,44	0,52	0,74	0,65	0,44	-0,05	0,65	0,13	-0,10	0,28	1,00	0,15	0,67	0,53	-0,28	-0,13	-0,73	0,62	0,75	0,36
Sb	0,37	0,26	0,74	0,86	0,33	0,47	0,16	0,06	0,65	0,56	0,13	0,58	-0,61	0,80	0,15	1,00	-0,01	0,70	0,37	0,82	0,16	0,31	0,02	0,33
Te	0,67	-0,07	-0,17	0,05	0,50	0,20	0,82	0,82	0,20	-0,34	0,38	-0,50	-0,40	0,10	0,67	-0,01	1,00	0,16	-0,04	-0,32	-0,89	0,70	0,42	0,41
Ba	0,52	-0,06	0,76	0,80	-0,02	0,57	0,29	0,17	0,81	0,72	0,42	0,63	-0,21	0,90	0,53	0,70	0,16	1,00	-0,05	0,67	-0,08	0,60	0,41	-0,05
Ta	-0,20	0,94	-0,17	0,10	0,31	-0,06	-0,17	0,00	-0,17	-0,10	-0,32	-0,18	-0,71	-0,01	-0,28	0,37	-0,04	-0,05	1,00	0,49	0,33	-0,27	-0,50	0,26
W	0,03	0,39	0,64	0,77	0,00	0,35	-0,24	-0,32	0,50	0,79	-0,08	0,60	-0,36	0,71	-0,13	0,82	-0,32	0,67	0,49	1,00	0,49	0,08	-0,07	-0,07
Pt	-0,76	0,40	0,10	-0,06	-0,46	-0,30	-0,81	-0,64	-0,24	0,33	-0,51	0,38	0,08	-0,03	-0,73	0,16	-0,89	-0,08	0,33	0,49	1,00	-0,65	-0,48	-0,32
Au	0,57	-0,35	0,34	0,47	0,15	0,40	0,57	0,63	0,74	0,30	0,58	0,11	-0,12	0,65	0,62	0,31	0,70	0,60	-0,27	0,08	-0,65	1,00	0,59	0,11
Tl	0,55	-0,57	0,50	0,25	0,26	0,36	0,40	0,37	0,37	0,22	0,45	0,25	0,59	0,23	0,75	0,02	0,42	0,41	-0,50	-0,07	-0,48	0,59	1,00	0,19
Pb	0,49	0,17	0,17	0,11	0,86	-0,12	0,36	0,49	-0,14	-0,41	-0,17	-0,22	-0,49	-0,10	0,36	0,33	0,41	-0,05	0,26	-0,07	-0,32	0,11	0,19	1,00
Bi	0,49	-0,09	0,09	0,00	0,59	-0,14	0,54	0,52	-0,19	-0,31	-0,23	-0,39	0,14	-0,12	0,45	0,06	0,59	0,01	-0,05	-0,21	-0,45	0,29	0,51	0,75

Продолжение таблицы

Субгедральный пирит-II (разновидность Ру-IIa)																								
	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Pd	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	Ta	W	Pt	Au	Tl	Pb
Mg	1,00	0,30	0,87	0,81	-0,36	-0,03	-0,37	-0,57	-0,12	0,08	-0,39	0,39	0,03	-0,15	0,78	-0,58	0,31	0,88	0,27	0,53	-0,19	0,20	0,65	-0,32
Ti	0,30	1,00	0,27	0,70	-0,15	-0,43	-0,17	-0,63	-0,48	0,65	0,40	0,97	-0,34	-0,38	0,26	-0,18	0,75	0,26	0,98	0,93	-0,90	-0,15	0,65	-0,01
V	0,87	0,27	1,00	0,85	-0,42	-0,32	-0,49	-0,68	-0,41	0,14	-0,50	0,32	-0,20	-0,27	0,73	-0,31	0,11	1,00	0,20	0,52	-0,21	-0,19	0,79	-0,48
Cr	0,81	0,70	0,85	1,00	-0,34	-0,33	-0,48	-0,72	-0,42	0,33	-0,13	0,75	-0,22	-0,33	0,73	-0,29	0,50	0,86	0,65	0,84	-0,61	-0,10	0,94	-0,25
Mn	-0,36	-0,15	-0,42	-0,34	1,00	0,38	0,78	0,43	0,45	-0,01	0,25	-0,14	-0,49	-0,19	-0,26	0,45	-0,24	-0,40	-0,09	-0,04	0,10	0,16	-0,39	0,54
Co	-0,03	-0,43	-0,32	-0,33	0,38	1,00	0,28	0,69	0,98	-0,72	0,29	-0,31	-0,07	0,19	-0,13	-0,01	0,09	-0,26	-0,33	-0,43	0,57	0,51	-0,39	0,67
Ni	-0,37	-0,17	-0,49	-0,48	0,78	0,28	1,00	0,29	0,28	0,06	0,20	-0,11	-0,29	-0,02	-0,39	0,30	-0,04	-0,51	-0,05	-0,09	0,10	-0,06	-0,53	0,49
Cu	-0,57	-0,63	-0,68	-0,72	0,43	0,69	0,29	1,00	0,79	-0,76	0,08	-0,57	0,23	0,58	-0,26	0,49	-0,30	-0,65	-0,55	-0,75	0,49	0,42	-0,59	0,67
Zn	-0,12	-0,48	-0,41	-0,42	0,45	0,98	0,28	0,79	1,00	-0,73	0,23	-0,39	0,03	0,27	-0,13	0,05	-0,04	-0,36	-0,40	-0,50	0,56	0,63	-0,46	0,67
As	0,08	0,65	0,14	0,33	-0,01	-0,72	0,06	-0,76	-0,73	1,00	0,18	0,51	-0,19	-0,61	-0,11	-0,32	0,14	0,11	0,57	0,68	-0,58	-0,27	0,18	-0,52
Se	-0,39	0,40	-0,50	-0,13	0,25	0,29	0,20	0,08	0,23	0,18	1,00	0,35	-0,42	-0,45	-0,62	-0,02	0,51	-0,47	0,43	0,19	-0,11	-0,09	-0,18	0,45
Mo	0,39	0,97	0,32	0,75	-0,14	-0,31	-0,11	-0,57	-0,39	0,51	0,35	1,00	-0,35	-0,27	0,37	-0,13	0,84	0,32	0,99	0,92	-0,88	-0,16	0,72	0,13
Pd	0,03	-0,34	-0,20	-0,22	-0,49	-0,07	-0,29	0,23	0,03	-0,19	-0,42	-0,35	1,00	0,79	0,29	-0,26	0,03	-0,20	-0,33	-0,45	-0,22	0,53	-0,17	-0,14
Ag	-0,15	-0,38	-0,27	-0,33	-0,19	0,19	-0,02	0,58	0,27	-0,61	-0,45	-0,27	0,79	1,00	0,30	0,29	-0,06	-0,28	-0,29	-0,49	0,05	0,34	-0,15	0,31
Sn	0,78	0,26	0,73	0,73	-0,26	-0,13	-0,39	-0,26	-0,13	-0,11	-0,62	0,37	0,29	0,30	1,00	-0,09	0,19	0,73	0,25	0,43	-0,41	0,27	0,74	-0,10
Sb	-0,58	-0,18	-0,31	-0,29	0,45	-0,01	0,30	0,49	0,05	-0,32	-0,02	-0,13	-0,26	0,29	-0,09	1,00	-0,21	-0,32	-0,12	-0,22	-0,09	-0,36	-0,01	0,53
Te	0,31	0,75	0,11	0,50	-0,24	0,09	-0,04	-0,30	-0,04	0,14	0,51	0,84	0,03	-0,06	0,19	-0,21	1,00	0,12	0,83	0,62	-0,58	-0,08	0,48	0,38
Ba	0,88	0,26	1,00	0,86	-0,40	-0,26	-0,51	-0,65	-0,36	0,11	-0,47	0,32	-0,20	-0,28	0,73	-0,32	0,12	1,00	0,19	0,51	-0,19	-0,15	0,79	-0,45
Ta	0,27	0,98	0,20	0,65	-0,09	-0,33	-0,05	-0,55	-0,40	0,57	0,43	0,99	-0,33	-0,29	0,25	-0,12	0,83	0,19	1,00	0,90	-0,89	-0,16	0,62	0,14
W	0,53	0,93	0,52	0,84	-0,04	-0,43	-0,09	-0,75	-0,50	0,68	0,19	0,92	-0,45	-0,49	0,43	-0,22	0,62	0,51	0,90	1,00	-0,83	-0,16	0,74	-0,11
Pt	-0,19	-0,90	-0,21	-0,61	0,10	0,57	0,10	0,49	0,56	-0,58	-0,11	-0,88	-0,22	0,05	-0,41	-0,09	-0,58	-0,19	-0,89	-0,83	1,00	0,14	-0,65	-0,02
Au	0,20	-0,15	-0,19	-0,10	0,16	0,51	-0,06	0,42	0,63	-0,27	-0,09	-0,16	0,53	0,34	0,27	-0,36	-0,08	-0,15	-0,16	-0,16	0,14	1,00	-0,25	0,16
Tl	0,65	0,65	0,79	0,94	-0,39	-0,39	-0,53	-0,59	-0,46	0,18	-0,18	0,72	-0,17	-0,15	0,74	-0,01	0,48	0,79	0,62	0,74	-0,65	-0,25	1,00	-0,14
Pb	-0,32	-0,01	-0,48	-0,25	0,54	0,67	0,49	0,67	0,67	-0,52	0,45	0,13	-0,14	0,31	-0,10	0,53	0,38	-0,45	0,14	-0,11	-0,02	0,16	-0,14	1,00
Bi	-0,52	-0,36	-0,62	-0,57	0,43	0,73	0,49	0,79	0,71	-0,68	0,42	-0,24	-0,13	0,35	-0,40	0,52	0,15	-0,60	-0,22	-0,49	0,36	0,02	-0,43	0,89

Продолжение таблицы

Эвгедральный пирит-II (разновидность Ру-IIб)																								
	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Pd	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	Ta	W	Pt	Au	Tl	Pb
Mg	1,00	-0,08	0,77	0,60	0,27	0,25	0,14	-0,27	0,26	-0,24	-0,15	-0,10	-0,18	0,40	0,67	-0,23	-0,15	0,72	-0,06	0,10	0,23	0,36	0,51	-0,23
Ti	-0,08	1,00	-0,11	0,01	0,59	-0,15	-0,14	0,03	-0,17	0,00	0,11	0,72	0,13	-0,11	-0,10	0,05	0,19	0,02	0,98	0,83	-0,11	-0,14	-0,21	0,17
V	0,77	-0,11	1,00	0,93	0,04	0,06	0,00	-0,18	0,13	-0,13	-0,08	-0,12	0,02	0,85	0,90	-0,17	-0,14	0,95	-0,12	-0,02	0,15	0,81	0,71	-0,19
Cr	0,60	0,01	0,93	1,00	-0,03	-0,08	-0,07	-0,15	-0,05	-0,15	-0,03	-0,01	0,08	0,90	0,86	-0,19	-0,02	0,89	-0,02	0,05	-0,05	0,87	0,63	-0,18
Mn	0,27	0,59	0,04	-0,03	1,00	0,06	-0,08	-0,04	0,09	-0,26	-0,02	0,61	-0,04	-0,09	0,01	-0,08	-0,05	0,03	0,67	0,45	0,22	-0,12	-0,01	0,26
Co	0,25	-0,15	0,06	-0,08	0,06	1,00	0,84	-0,27	0,36	0,20	0,17	-0,26	-0,29	-0,11	0,12	0,17	0,21	0,03	-0,20	-0,27	0,04	-0,15	0,09	-0,03
Ni	0,14	-0,14	0,00	-0,07	-0,08	0,84	1,00	-0,30	0,20	0,07	0,18	-0,31	-0,32	-0,15	0,05	0,06	0,46	0,03	-0,19	-0,23	-0,09	-0,18	0,01	-0,04
Cu	-0,27	0,03	-0,18	-0,15	-0,04	-0,27	-0,30	1,00	0,14	-0,02	0,03	0,12	0,18	-0,06	-0,02	-0,02	-0,03	-0,19	0,03	-0,03	-0,09	-0,06	-0,21	0,05
Zn	0,26	-0,17	0,13	-0,05	0,09	0,36	0,20	0,14	1,00	0,41	0,34	-0,20	0,00	-0,01	0,13	0,68	-0,21	0,09	-0,21	-0,29	0,09	-0,03	0,21	0,02
As	-0,24	0,00	-0,13	-0,15	-0,26	0,20	0,07	-0,02	0,41	1,00	0,44	-0,02	0,25	-0,08	-0,02	0,72	-0,03	-0,13	-0,09	-0,19	-0,16	0,04	0,13	0,36
Se	-0,15	0,11	-0,08	-0,03	-0,02	0,17	0,18	0,03	0,34	0,44	1,00	-0,18	-0,16	0,05	-0,12	0,59	0,29	-0,04	0,05	-0,16	-0,29	0,02	-0,16	-0,28
Mo	-0,10	0,72	-0,12	-0,01	0,61	-0,26	-0,31	0,12	-0,20	-0,02	-0,18	1,00	0,28	-0,06	-0,16	-0,01	0,11	-0,13	0,77	0,61	0,05	-0,05	-0,13	0,44
Pd	-0,18	0,13	0,02	0,08	-0,04	-0,29	-0,32	0,18	0,00	0,25	-0,16	0,28	1,00	0,08	0,07	0,05	0,09	0,02	0,12	0,00	-0,02	0,14	0,59	0,35
Ag	0,40	-0,11	0,85	0,90	-0,09	-0,11	-0,15	-0,06	-0,01	-0,08	0,05	-0,06	0,08	1,00	0,73	-0,08	-0,04	0,74	-0,12	-0,13	0,02	0,98	0,60	-0,11
Sn	0,67	-0,10	0,90	0,86	0,01	0,12	0,05	-0,02	0,13	-0,02	-0,12	-0,16	0,07	0,73	1,00	-0,17	-0,17	0,89	-0,13	-0,05	0,03	0,73	0,69	-0,01
Sb	-0,23	0,05	-0,17	-0,19	-0,08	0,17	0,06	-0,02	0,68	0,72	0,59	-0,01	0,05	-0,08	-0,17	1,00	-0,09	-0,17	-0,02	-0,16	-0,01	-0,07	-0,05	0,09
Te	-0,15	0,19	-0,14	-0,02	-0,05	0,21	0,46	-0,03	-0,21	-0,03	0,29	0,11	0,09	-0,04	-0,17	-0,09	1,00	-0,15	0,15	0,00	-0,40	-0,06	-0,14	-0,13
Ba	0,72	0,02	0,95	0,89	0,03	0,03	0,03	-0,19	0,09	-0,13	-0,04	-0,13	0,02	0,74	0,89	-0,17	-0,15	1,00	0,00	0,13	0,10	0,69	0,65	-0,19
Ta	-0,06	0,98	-0,12	-0,02	0,67	-0,20	-0,19	0,03	-0,21	-0,09	0,05	0,77	0,12	-0,12	-0,13	-0,02	0,15	0,00	1,00	0,86	-0,03	-0,15	-0,22	0,22
W	0,10	0,83	-0,02	0,05	0,45	-0,27	-0,23	-0,03	-0,29	-0,19	-0,16	0,61	0,00	-0,13	-0,05	-0,16	0,00	0,13	0,86	1,00	-0,03	-0,16	-0,22	0,08
Pt	0,23	-0,11	0,15	-0,05	0,22	0,04	-0,09	-0,09	0,09	-0,16	-0,29	0,05	-0,02	0,02	0,03	-0,01	-0,40	0,10	-0,03	-0,03	1,00	0,01	0,12	0,07
Au	0,36	-0,14	0,81	0,87	-0,12	-0,15	-0,18	-0,06	-0,03	0,04	0,02	-0,05	0,14	0,98	0,73	-0,07	-0,06	0,69	-0,15	-0,16	0,01	1,00	0,63	0,05
Tl	0,51	-0,21	0,71	0,63	-0,01	0,09	0,01	-0,21	0,21	0,13	-0,16	-0,13	0,59	0,60	0,69	-0,05	-0,14	0,65	-0,22	-0,22	0,12	0,63	1,00	0,16
Pb	-0,23	0,17	-0,19	-0,18	0,26	-0,03	-0,04	0,05	0,02	0,36	-0,28	0,44	0,35	-0,11	-0,01	0,09	-0,13	-0,19	0,22	0,08	0,07	0,05	0,16	1,00
Bi	-0,16	-0,13	-0,15	-0,22	0,09	-0,05	-0,11	-0,01	0,04	0,32	-0,36	0,13	0,59	-0,11	-0,02	0,01	-0,22	-0,21	-0,07	-0,15	0,21	0,05	0,44	0,82

Продолжение таблицы

Пирит-III																								
Py-III	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Pd	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	Ta	W	Pt	Au	Tl	Pb
Mg	1,00	0,93	0,84	-0,26	1,00	0,92	0,61	0,92	0,92	0,76	0,38	0,93	-0,27	0,62	0,93	0,14	0,84	0,91	0,93	0,93	-0,52	-0,40	0,88	0,31
Ti	0,93	1,00	0,92	-0,19	0,92	1,00	0,80	1,00	0,99	0,93	0,47	1,00	0,05	0,65	1,00	0,20	0,95	0,99	1,00	1,00	-0,63	-0,16	0,98	0,44
V	0,84	0,92	1,00	0,19	0,80	0,93	0,91	0,95	0,97	0,78	0,40	0,92	0,88	0,89	0,93	0,56	0,95	0,97	0,92	0,93	-0,32	-0,14	0,98	0,74
Cr	-0,26	-0,19	0,19	1,00	-0,34	-0,19	0,32	-0,13	-0,05	-0,34	-0,11	-0,19	0,87	0,59	-0,19	0,92	0,02	-0,04	-0,20	-0,19	0,75	0,10	0,02	0,80
Mn	1,00	0,92	0,80	-0,34	1,00	0,91	0,56	0,90	0,90	0,76	0,38	0,92	-0,44	0,55	0,92	0,05	0,81	0,89	0,92	0,92	-0,57	-0,41	0,86	0,23
Co	0,92	1,00	0,93	-0,19	0,91	1,00	0,81	1,00	0,99	0,93	0,48	1,00	0,68	0,66	1,00	0,20	0,95	0,99	1,00	1,00	-0,63	-0,16	0,98	0,44
Ni	0,61	0,80	0,91	0,32	0,56	0,81	1,00	0,83	0,86	0,76	0,60	0,81	0,56	0,82	0,80	0,58	0,93	0,86	0,80	0,81	-0,35	-0,07	0,88	0,79
Cu	0,92	1,00	0,95	-0,13	0,90	1,00	0,83	1,00	1,00	0,92	0,47	1,00	0,90	0,69	1,00	0,26	0,96	1,00	1,00	1,00	-0,59	-0,15	0,99	0,49
Zn	0,92	0,99	0,97	-0,05	0,90	0,99	0,86	1,00	1,00	0,89	0,48	0,99	0,68	0,75	0,99	0,33	0,97	1,00	0,99	0,99	-0,53	-0,20	0,99	0,55
As	0,76	0,93	0,78	-0,34	0,76	0,93	0,76	0,92	0,89	1,00	0,52	0,93	-0,36	0,42	0,93	-0,01	0,88	0,89	0,93	0,93	-0,81	0,04	0,87	0,27
Se	0,38	0,47	0,40	-0,11	0,38	0,48	0,60	0,47	0,48	0,52	1,00	0,47	-0,49	0,25	0,46	-0,02	0,65	0,45	0,47	0,47	-0,60	-0,58	0,41	0,14
Mo	0,93	1,00	0,92	-0,19	0,92	1,00	0,81	1,00	0,99	0,93	0,47	1,00	0,82	0,65	1,00	0,20	0,95	0,99	1,00	1,00	-0,63	-0,16	0,98	0,44
Pd	-0,27	0,05	0,88	0,87	-0,44	0,68	0,56	0,90	0,68	-0,36	-0,49	0,82	1,00	0,81	0,52	0,89	0,23	0,89	-0,72	0,49	0,86	0,47	0,97	0,90
Ag	0,62	0,65	0,89	0,59	0,55	0,66	0,82	0,69	0,75	0,42	0,25	0,65	0,81	1,00	0,66	0,86	0,75	0,76	0,65	0,65	0,13	-0,19	0,79	0,93
Sn	0,93	1,00	0,93	-0,19	0,92	1,00	0,80	1,00	0,99	0,93	0,46	1,00	0,52	0,66	1,00	0,20	0,95	0,99	1,00	1,00	-0,62	-0,16	0,98	0,44
Sb	0,14	0,20	0,56	0,92	0,05	0,20	0,58	0,26	0,33	-0,01	-0,02	0,20	0,89	0,86	0,20	1,00	0,36	0,35	0,19	0,20	0,56	0,02	0,40	0,96
Te	0,84	0,95	0,95	0,02	0,81	0,95	0,93	0,96	0,97	0,88	0,65	0,95	0,23	0,75	0,95	0,36	1,00	0,96	0,95	0,95	-0,55	-0,25	0,96	0,59
Ba	0,91	0,99	0,97	-0,04	0,89	0,99	0,86	1,00	1,00	0,89	0,45	0,99	0,89	0,76	0,99	0,35	0,96	1,00	0,99	0,99	-0,51	-0,15	1,00	0,57
Ta	0,93	1,00	0,92	-0,20	0,92	1,00	0,80	1,00	0,99	0,93	0,47	1,00	-0,72	0,65	1,00	0,19	0,95	0,99	1,00	1,00	-0,64	-0,16	0,97	0,43
W	0,93	1,00	0,93	-0,19	0,92	1,00	0,81	1,00	0,99	0,93	0,47	1,00	0,49	0,65	1,00	0,20	0,95	0,99	1,00	1,00	-0,63	-0,16	0,98	0,44
Pt	-0,52	-0,63	-0,32	0,75	-0,57	-0,63	-0,35	-0,59	-0,53	-0,81	-0,60	-0,63	0,86	0,13	-0,62	0,56	-0,55	-0,51	-0,64	-0,63	1,00	0,10	-0,47	0,30
Au	-0,40	-0,16	-0,14	0,10	-0,41	-0,16	-0,07	-0,15	-0,20	0,04	-0,58	-0,16	0,47	-0,19	-0,16	0,02	-0,25	-0,15	-0,16	-0,16	0,10	1,00	-0,10	0,07
Tl	0,88	0,98	0,98	0,02	0,86	0,98	0,88	0,99	0,99	0,87	0,41	0,98	0,97	0,79	0,98	0,40	0,96	1,00	0,97	0,98	-0,47	-0,10	1,00	0,62
Pb	0,31	0,44	0,74	0,80	0,23	0,44	0,79	0,49	0,55	0,27	0,14	0,44	0,90	0,93	0,44	0,96	0,59	0,57	0,43	0,44	0,30	0,07	0,62	1,00
Bi	0,30	0,41	0,73	0,81	0,22	0,42	0,77	0,47	0,53	0,23	0,15	0,41	0,88	0,93	0,42	0,97	0,57	0,55	0,41	0,42	0,33	0,02	0,60	1,00

Окончание таблицы

Арсенопирит-I																								
	Mg	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Pd	Ag	Sn	Sb	Te	Ba	Ta	W	Pt	Au	Tl	Pb
Mg	1,00	-0,28	-0,05	0,05	1,00	-0,25	0,03	-0,11	-0,05	0,05	-0,20	-0,18	-0,10	-0,15	-0,08	-0,11	0,08	-0,06	-0,21	-0,04	0,68	-0,25	-0,20	-0,18
Ti	-0,28	1,00	0,05	-0,10	-0,28	0,05	0,00	-0,09	-0,01	0,20	0,31	0,15	0,25	-0,01	0,03	0,25	0,11	0,03	0,84	0,58	-0,23	0,11	0,02	0,04
V	-0,05	0,05	1,00	-0,12	-0,06	0,52	0,28	-0,21	-0,07	-0,02	-0,53	0,15	0,60	-0,18	0,42	-0,26	-0,12	0,98	0,17	0,38	0,41	0,05	0,81	0,21
Cr	0,05	-0,10	-0,12	1,00	0,05	-0,10	-0,07	0,75	-0,06	-0,42	-0,12	-0,12	-0,03	0,68	-0,09	-0,08	-0,05	-0,03	-0,12	-0,06	-0,01	0,05	-0,19	-0,12
Mn	1,00	-0,28	-0,06	0,05	1,00	-0,25	0,03	-0,11	-0,05	0,05	-0,19	-0,18	-0,10	-0,15	-0,09	-0,11	0,08	-0,07	-0,21	-0,04	0,68	-0,25	-0,20	-0,18
Co	-0,25	0,05	0,52	-0,10	-0,25	1,00	0,70	-0,04	0,08	-0,08	-0,47	0,10	-0,05	0,00	0,49	-0,33	-0,25	0,53	0,07	0,34	0,22	0,09	0,57	0,37
Ni	0,03	0,00	0,28	-0,07	0,03	0,70	1,00	0,22	0,46	-0,17	-0,19	-0,09	-0,20	0,27	0,35	-0,30	-0,26	0,33	-0,17	0,01	0,40	-0,10	0,24	0,35
Cu	-0,11	-0,09	-0,21	0,75	-0,11	-0,04	0,22	1,00	0,55	-0,57	0,05	-0,05	-0,11	0,95	-0,10	-0,07	-0,10	-0,07	-0,21	-0,22	-0,11	-0,18	-0,31	0,31
Zn	-0,05	-0,01	-0,07	-0,06	-0,05	0,08	0,46	0,55	1,00	-0,13	0,05	-0,19	-0,15	0,66	0,03	0,17	0,20	0,04	-0,20	-0,20	0,02	-0,38	-0,16	0,72
As	0,05	0,20	-0,02	-0,42	0,05	-0,08	-0,17	-0,57	-0,13	1,00	0,14	-0,59	-0,28	-0,34	0,01	0,29	0,31	-0,09	0,05	0,09	0,01	0,26	-0,04	-0,17
Se	-0,20	0,31	-0,53	-0,12	-0,19	-0,47	-0,19	0,05	0,05	0,14	1,00	0,08	-0,15	0,04	-0,39	0,50	0,23	-0,57	0,01	-0,37	-0,41	-0,11	-0,58	-0,43
Mo	-0,18	0,15	0,15	-0,12	-0,18	0,10	-0,09	-0,05	-0,19	-0,59	0,08	1,00	0,46	-0,21	0,20	-0,06	-0,12	0,13	0,38	0,19	0,01	-0,08	0,15	0,05
Pd	-0,10	0,25	0,60	-0,03	-0,10	-0,05	-0,20	-0,11	-0,15	-0,28	-0,15	0,46	1,00	-0,15	0,13	-0,15	-0,15	0,57	0,43	0,26	0,05	-0,15	0,55	0,10
Ag	-0,15	-0,01	-0,18	0,68	-0,15	0,00	0,27	0,95	0,66	-0,34	0,04	-0,21	-0,15	1,00	-0,07	0,05	0,05	-0,04	-0,18	-0,16	-0,11	-0,15	-0,27	0,42
Sn	-0,08	0,03	0,42	-0,09	-0,09	0,49	0,35	-0,10	0,03	0,01	-0,39	0,20	0,13	-0,07	1,00	-0,21	-0,12	0,48	0,03	0,33	0,58	0,08	0,34	0,14
Sb	-0,11	0,25	-0,26	-0,08	-0,11	-0,33	-0,30	-0,07	0,17	0,29	0,50	-0,06	-0,15	0,05	-0,21	1,00	0,93	-0,30	-0,02	-0,10	-0,27	-0,47	-0,33	-0,13
Te	0,08	0,11	-0,12	-0,05	0,08	-0,25	-0,26	-0,10	0,20	0,31	0,23	-0,12	-0,15	0,05	-0,12	0,93	1,00	-0,15	-0,06	-0,08	-0,08	-0,43	-0,19	0,02
Ba	-0,06	0,03	0,98	-0,03	-0,07	0,53	0,33	-0,07	0,04	-0,09	-0,57	0,13	0,57	-0,04	0,48	-0,30	-0,15	1,00	0,13	0,36	0,44	0,05	0,78	0,30
Ta	-0,21	0,84	0,17	-0,12	-0,21	0,07	-0,17	-0,21	-0,20	0,05	0,01	0,38	0,43	-0,18	0,03	-0,02	-0,06	0,13	1,00	0,68	-0,23	0,32	0,25	0,17
W	-0,04	0,58	0,38	-0,06	-0,04	0,34	0,01	-0,22	-0,20	0,09	-0,37	0,19	0,26	-0,16	0,33	-0,10	-0,08	0,36	0,68	1,00	0,13	0,03	0,33	0,15
Pt	0,68	-0,23	0,41	-0,01	0,68	0,22	0,40	-0,11	0,02	0,01	-0,41	0,01	0,05	-0,11	0,58	-0,27	-0,08	0,44	-0,23	0,13	1,00	-0,20	0,14	-0,04
Au	-0,25	0,11	0,05	0,05	-0,25	0,09	-0,10	-0,18	-0,38	0,26	-0,11	-0,08	-0,15	-0,15	0,08	-0,47	-0,43	0,05	0,32	0,03	-0,20	1,00	0,23	-0,04
Tl	-0,20	0,02	0,81	-0,19	-0,20	0,57	0,24	-0,31	-0,16	-0,04	-0,58	0,15	0,55	-0,27	0,34	-0,33	-0,19	0,78	0,25	0,33	0,14	0,23	1,00	0,33
Pb	-0,18	0,04	0,21	-0,12	-0,18	0,37	0,35	0,31	0,72	-0,17	-0,43	0,05	0,10	0,42	0,14	-0,13	0,02	0,30	0,17	0,15	-0,04	-0,04	0,33	1,00
Bi	-0,20	0,15	0,37	-0,21	-0,20	0,28	-0,11	-0,29	0,01	0,09	-0,47	0,25	0,43	-0,16	0,20	0,18	0,37	0,35	0,42	0,33	-0,08	0,09	0,59	0,57

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Таблица – Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из магматических пород месторождений Акжал и Южные Ашалы.

№ пробы, точки	Th/U	Изотопные отношения					Возраст, млн лет				D, %
		Pb207/U235	1σ	Pb206/U238	1σ	Rho	Pb207/U235	1σ	Pb206/U238	1σ	
Месторождение Акжал											
Ак-10.1	1.61	0.34859	0.0144	0.04764	0.00052	0.26	303.7	10.83	300	3.2	1.23
Ак-10.2	1.84	0.34529	0.0142	0.0481	0.00052	0.26	301.2	10.73	302.8	3.2	-0.53
Ак-10.4	1.75	0.34776	0.0106	0.04852	0.00048	0.33	303	7.96	305.4	2.95	-0.79
Ак-10.5	1.54	0.34724	0.0184	0.04809	0.00058	0.23	302.6	13.86	302.8	3.59	-0.07
Ак-10.8	1.54	0.34819	0.0225	0.04803	0.00066	0.21	303.4	16.95	302.4	4.04	0.33
Ак-10.12	1.61	0.37258	0.0161	0.04792	0.00053	0.26	321.6	11.9	301.8	3.29	6.56
Ак-10.15	1.45	0.34402	0.0181	0.04754	0.0006	0.24	300.2	13.65	299.4	3.66	0.27
Ак-10.16	1.58	0.34577	0.0174	0.0476	0.00058	0.24	301.5	13.1	299.8	3.55	0.57
Ак-10.17	1.86	0.34162	0.0117	0.04762	0.00048	0.30	298.4	8.82	299.9	2.95	-0.50
Ак-10.22	1.82	0.3499	0.0163	0.04817	0.00056	0.25	304.6	12.29	303.3	3.47	0.43
Ак-10.23	2.18	0.34503	0.0112	0.04731	0.00049	0.32	301	8.43	298	3.05	1.01
Ак-10.25	1.66	0.34478	0.0115	0.04766	0.00051	0.32	300.8	8.68	300.1	3.11	0.23
Ак-10.26	1.63	0.34321	0.0149	0.04761	0.00055	0.27	299.6	11.23	299.8	3.4	-0.07
Ак-10.29	1.96	0.3461	0.0134	0.0476	0.00052	0.28	301.8	10.09	299.8	3.19	0.67
Ак-10.33	1.51	0.3439	0.0146	0.04752	0.00055	0.27	300.1	11	299.3	3.39	0.27
Ак-10.36	1.58	0.3461	0.0154	0.04809	0.00058	0.27	301.8	11.58	302.8	3.55	-0.33
Ак-10.40	0.62	0.34434	0.0274	0.04791	0.00076	0.20	300.5	20.72	301.7	4.69	-0.40
Ак-599/116.1	0.67	0.33747	0.01	0.04684	0.00047	0.34	295.3	7.59	295.1	2.91	0.07
Ак-599/116.2	0.48	0.33849	0.0443	0.04675	0.00089	0.15	296	33.61	294.5	5.45	0.51
Ак-599/116.7	0.33	0.33751	0.0265	0.04673	0.00063	0.17	295.3	20.15	294.4	3.86	0.31
Ак-599/116.8	0.76	0.33776	0.0058	0.04703	0.00041	0.51	295.5	4.41	296.3	2.53	-0.27
Ак-599/116.9	0.74	0.3353	0.0062	0.04684	0.00041	0.48	293.6	4.69	295.1	2.55	-0.51
Ак-599/116.13	0.72	0.33711	0.0066	0.04638	0.00042	0.46	295	5.02	292.2	2.57	0.96
Ак-599/116.15	0.66	0.33868	0.0074	0.04697	0.00043	0.42	296.2	5.63	295.9	2.66	0.10
Ак-599/116.19	0.88	0.33806	0.0094	0.04642	0.00046	0.36	295.7	7.11	292.5	2.82	1.09
Ак-599/116.20	1.08	0.34013	0.0078	0.04687	0.00043	0.40	297.3	5.88	295.3	2.68	0.68

Окончание Таблицы.

№ пробы, точки	Th/U	Изотопные отношения					Возраст, млн лет				D, %
		Pb207/U235	1σ	Pb206/U238	1σ	Rho	Pb207/U235	1σ	Pb206/U238	1σ	
Ак-599/116.23	0.64	0.33395	0.0088	0.04634	0.00045	0.37	292.6	6.66	292	2.75	0.21
Ак-599/116.17	0.56	0.35908	0.0076	0.04876	0.00045	0.43	311.5	5.7	306.9	2.74	1.50
Ак-599/116.18	0.64	0.35672	0.0083	0.04905	0.00046	0.40	309.8	6.24	308.7	2.81	0.36
Ак-599/116.21	0.78	0.35872	0.0078	0.04889	0.00045	0.43	311.3	5.79	307.7	2.76	1.17
Ак-599/116.25	0.71	0.35751	0.0083	0.04926	0.00046	0.40	310.4	6.23	310	2.83	0.13
Месторождение Южные Ашалы											
Ash-48.3	1.08	0.3513	0.0092	0.0488	0.0011	0.88	305.7	6.9	307.4	6.9	-0.6
Ash-48.4	1.04	0.3570	0.0098	0.0489	0.0011	0.83	310.0	7.3	307.7	6.9	0.7
Ash-48.5	1.04	0.3544	0.0100	0.0486	0.0011	0.82	308.0	7.5	306.1	6.9	0.6
Ash-48.6	0.25	0.3642	0.0108	0.0497	0.0012	0.78	315.3	8.1	312.9	7.0	0.8
Ash-48.9	0.59	0.3539	0.0101	0.0485	0.0011	0.80	307.6	7.6	305.2	6.8	0.8
Ash-48.10	0.50	0.3523	0.0121	0.0486	0.0011	0.68	306.4	9.1	306.1	7.0	0.1
Ash-48.12	0.22	0.3593	0.0099	0.0492	0.0011	0.82	311.7	7.4	309.4	6.9	0.7
Ash-48.14	0.82	0.3579	0.0101	0.0493	0.0011	0.81	310.7	7.6	309.9	6.9	0.3
Ash-48.15	0.43	0.3559	0.0120	0.0494	0.0011	0.68	309.2	9.0	310.6	7.0	-0.5
Ash-48.16	0.79	0.3619	0.0108	0.0492	0.0011	0.77	313.6	8.0	309.8	6.9	1.2
Ash-48.19	1.03	0.3538	0.0101	0.0497	0.0011	0.79	307.6	7.6	312.7	7.0	-1.6

Примечание: проба Ак-10 – диорит из краевой части Акжальского массива; проба Ак-599/116 – дайка гранодиорит-порфира; проба Ash-48 – гранодиорит гранодиорит-сиенит-порфинового массива.