

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. Соболева
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИГМ СО РАН)

На правах рукописи



КУЗЬМИНА Оксана Николаевна

**ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА
(НА ПРИМЕРЕ БАЙБУРИНСКОГО И ЖАЙМИНСКОГО РУДНЫХ ПОЛЕЙ)**

Специальности: 25.00.11 – Геология, поиски и разведка
твердых полезных ископаемых, минерагения;
25.00.04 – Петрология и вулканология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

д. г.-м. н., академик НАН РК, профессор

Б.А. Дьячков

д. г.-м. н., профессор

А.Г. Владимиров

НОВОСИБИРСК 2015

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	4
Глава 1. Тектоника, магматизм и металлогения Зайсанской сутурной зоны Восточного Казахстана	11
1.1. Тектоническое районирование и структурные деформации	16
1.2. Метаморфизм и магматизм	25
1.2.1. Базальты и высокобарические метаморфические породы в серпентинитовом меланже Чарского офиолитового пояса (V-O ₂₋₃)	27
1.2.2. Островодужные андезитобазальты аркалыкского комплекса (C ₁ V ₂₋₃)	34
1.2.3. Коллизионные гранодиорит-плагиограниты кунушского комплекса (C ₃)	41
1.2.4. Индикаторные магматические комплексы Зайсанской сутурной зоны, связанные с активностью Таримского (P ₁) и Сибирского (T ₁) плюмов	48
1.3. Металлогеническое районирование	84
1.3.1. Чарско-Зимунайская металлогеническая зона	84
1.3.2. Западно-Калбинская металлогеническая зона	90
1.4. Главные типы золоторудных месторождений и рудопроявлений	94
1.5. Основные выводы	99
Глава 2. Геологические и минералого-геохимические особенности формирования золотоносных джаспероидов Байбуринского рудного поля	101
2.1. Геологическое строение Байбуринского рудного поля	101
2.2. Рудопроявление Байбура	112
2.2.1. Структурно-вещественная характеристика рудовмещающих толщ и интрузивных образований	112
2.2.2. Минералого-геохимические особенности золотоносных джаспероидов	119
2.3. Основные выводы	149
Глава 3. Геологические и минералого-геохимические особенности формирования золото-сульфидного вкраплено-прожилковой минерализации Жайминского рудного поля	151
3.1. Геологическое строение Жайминского рудного поля	151
3.2. Рудопроявление Жайма 2	158

3.2.1. Структурно-вещественная характеристика рудовмещающих толщ и интрузивных образований	159
3.2.2. Минералого-геохимические особенности золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд	166
3.3. Основные выводы	186
Глава 4. Обсуждение результатов	190
4.1. Эволюция магматизма, стадийность и геодинамические обстановки формирования золото-сульфидного оруденения Зайсанской сутурной зоны	190
4.2. Главные этапы формирования золото-сульфидного оруденения карлин-типа в Восточном Казахстане	199
4.3. Геолого-генетические условия формирования и критерии поиска золотоносных джаспероидов на месторождениях карлин-типа (обзор)	208
Заключение	223
Литература	224
Приложение 1	240

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Золоторудные месторождения в углеродистых вулканогенно-карбонатно-терригенных формациях составляют значительную долю мировых запасов золота. Крупные объекты известны в США, Австралии, России, Китае, Казахстане и других регионах мира. Общим для всех месторождений является вкрапленно-прожилковый характер оруденения во флишоидных и турбидитовых толщах разного возраста, присутствие золотоносных минералов – арсенопирита и пирита, структурно-тектонический контроль оруденения, наличие даек средне-основного состава, проявление посторогенных гранит-гранодиоритовых интрузий. К этому типу минерализации наиболее близка важная промышленная группа золотых месторождений карлин-типа [Padtke et al., 1985; Emsbo et al., 1999; 2003; Pchik, Barton, 1997; Дьячков и др., 2011; Large et al., 2011; Цой и др., 2011; Ковалев и др., 2012; Наумов и др., 2014]. Геодинамические обстановки отвечают пассивным континентальным окраинам, зонам скольжения литосферных плит, внутриконтинентальным рифтам и крупным изверженным провинциям (LIPs) [Сазонов, 1998; Ханчук, Мартынов, 2011; Борисенко и др., 2006; Ермолов, 2013; Горячев и др., 2014].

На территории Восточного Казахстана особое место занимает Западно-Калбинский золотоносный пояс (ЗКЗП), расположенный в Зайсанской сутурной зоне герцинид, а именно, в зоне коллизионного сочленения Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов [Добрецов, 2003; Дьячков и др., 2009в; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003; Ермолов и др., 1983; Ермолов, 2013; Рафаилович, 2014]. С северо-запада на юго-восток этот пояс протянулся на расстояние около 800 км при ширине 30-100 км и содержит сотни месторождений и проявлений золота в черносланцевых толщах каменноугольного возраста. Этот регион является одним из перспективных на выявление новых месторождений золота, которые могут составить основу устойчивого развития золотодобычи на длительную перспективу в Республике Казахстан [Дьячков и др., 2009б, 2012; Кузьмина и др., 2013а; Рафаилович, 2014; Нарсеев и др., 2014]. Главные генетические типы: 1) жильные золото-кварцевые месторождения, 2) месторождения минерализованных зон с вкрапленно-прожилковым золото-сульфидным, в том числе джаспероидным оруденением. Первый тип характеризуется гравитационно-извлекаемым золотом, образуют россыпи и в значительной мере уже отработан. Второй тип представляет наибольший промышленный интерес, поскольку формируют крупномасштабные объекты с

запасами золота в сотни тонн. Месторождения этого типа не формируют россыпей, поскольку содержат тонкое трудно-извлекаемое, так называемое невидимое золото. В этой связи повышается интерес к поиску и оценке золото-сульфидного оруденения в карбонатных и черносланцевых толщах Восточного Казахстана, что требует привлечения новых аналитических методов в их изучении и генетической интерпретации.

Цель исследования заключается в изучении закономерностей формирования, построении генетической модели, а также разработке критериев поиска и оценки перспектив золото-сульфидного оруденения в геологических структурах Зайсанской сутурной зоны (Восточный Казахстан).

Задачи исследования.

1. Изучить геологическую позицию золото-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения в пределах Байбуринского и Жайминского рудных полей. 2. Выявить рудные участки, морфологию рудных тел и структурно-текстурные особенности руд. 3. Провести петрографическое изучение рудовмещающих вулканогенно-карбонатно-терригенных толщ и интрузивных образований (в пределах рудных полей). 4. Исследовать минеральный и химический состав рудовмещающих пород и золото-сульфидных руд, провести комплексный сравнительный анализ с Суздальским месторождением. 5. Установить возрастные рубежи (стадийность) формирования золото-сульфидного оруденения в пределах Зайсанской сутурной зоны, выявить коррелятивные связи с магматизмом и геодинамическими обстановками формирования. 6. Разработать критерии поиска и оценки перспектив золото-сульфидного, в том числе - джаспероидного оруденения в пределах Зайсанской сутурной зоны Восточного Казахстана.

Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора.

Основой диссертационной работы являются личные материалы автора, собранные в ходе полевых работ в 2000 г., 2006-2007 г., 2011-2014 гг. и в результате выполнения научно-исследовательских работ по Программе фундаментальных исследований МОН РК (ПФИ, направление 5.1) по темам: «Оценка перспектив нетрадиционного типа золотого оруденения в карбонатных формациях Восточного Казахстана» (2006-2008 г.г.); «Научное обоснование региональных и локальных критериев прогноза и поиска новых золоторудных месторождений апокарбонатного типа в рудоносных структурах Западной Калбы и Чарской зоны» (2009-2011 г.г.); «Закономерности формирования, металлогения, прогноз-поисковые критерии оценки перспектив Зайсанской сутурной зоны (Восточный Казахстан)» (2012-2014 гг.); «Новая технология прогнозирования и

поиска скрытых золоторудных и редкометалльных месторождений на основе рудно-петрологических и минералого-геохимических критериев (Восточный Казахстан)» (2012-2014 гг.); Международный партнерский проект СО РАН - УрО РАН - НАН РК «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование» (2012-2014 гг).

Полевые экспедиционные работы проводились на рудных участках с выполнением геологических маршрутов, разрезов и отбором крупнообъемных проб (23), образцов горных пород и руд (420) для выполнения различных видов лабораторных исследований. Микроскопические характеристики даны для 55 шлифов, 127 аншлифов, в том числе 75 препаратов – на сканирующем электронном микроскопе. Выполнены силикатные (45), спектральные (650), ISP-MS определения РЭ и РЗЭ (32), пробирные (24) и минералогические (48) анализы. Проведено обобщение материалов геолого-съемочных и прогнозно-металлогенических работ прошлых лет. Изучение рудного вещества проводилось в лаборатории «ИРГЕТАС» ВКГТУ им. Д.Серикбаева (сканирующая электронная микроскопия ISM-6390, масс-спектрометрия ISP-MS, рентгено-структурный анализ) и в Аналитическом центре ИГиМ СО РАН (микрорентгеноспектральный анализ на микрозонде MS-46 «Самеса», сканирующая электронная микроскопия на электронном микроскопе Jeol-100С с энергодисперсионной приставкой Kevex-Ray, рентгенофлюоресцентный анализ, атомно-абсорбционный анализ, рентгенофлюоресцентный анализ с синхротонным излучением). Проведено Ag-Ag изотопное датирование серицита из сульфидных руд Жайминского месторождения. Проведено изучение морфологии, размерности и пробности золотин, выделенных из бурых железняков зоны окисления Байбуринского и Жайминского рудных полей. Технологическое исследование лабораторной пробы (рудопоявление Байбура) выполнено в лаборатории гравитации ВНИИЦВЕТмета (г. Усть-Каменогорск, Казахстан). Обработка графических и геохимических данных проводилась с использованием программ Excel, CorelDRAW, MapInfo.

Защищаемые положения

1. Золото-сульфидная джаспероидная минерализация формирует главный объем Байбуринского рудного поля, генетически связана с плагิโอгранит-гранодиоритовыми интрузиями и дайками (кунушский комплекс, Сз) и гидротермально-метасоматическими преобразованиями вмещающих пород повышенной карбонатности (зоны скарнирования, золото-джаспероидного окремнения и прожилкового окварцевания). По вещественному составу руд и золота (Au 0,1-33,5 г/т; Ag 0,05-2,5 г/т) эта минерализация отвечает

самостоятельной формации золотоносных джаспероидов.

2. Золото-сульфидная вкраплено-прожилковая минерализация формирует главный объем Жайминского рудного поля и генетически связана с раннепермским дайковым комплексом (диабазами и кварцевыми гранит-порфирами). Рудовмещающими являются вулканогенно-терригенные толщи повышенной углеродистости с подчиненным значением карбонатных пород. Возраст сульфидно-вкрапленной руды $279 \pm 3.3 \div 272.2 \pm 2.9$ млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, серицит). По вещественному составу руд и золота (Au 0,1-8 г/т; Ag 0,08-0,36 г/т) эта минерализация отвечает главной стадии рудоотложения на Суздальском полигенном месторождении (Au 0,72-44 г/т; Ag до 0,42 г/т).

3. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования золото-сульфидного оруденения Зайсанской сутурной зоны включают: первый этап – рудоподготовительный, когда появляется эпигенетическое тонкое золото и золотосодержащие сульфиды в вулканогенно-карбонатно-черносланцевых отложениях островодужного генезиса (аркалыкская свита, C_{1v2-3}); второй этап отвечает золотоносным джаспероидам в надинтрузивных зонах гранитоидных тел коллизионного генезиса (310-300 млн лет); третий этап представлен золото-сульфидной минерализацией в черносланцевых толщах, связанной с реактивацией Иртышской сдвиговой зоны и активностью Таримского плюма (285-275 млн лет); четвертый и пятый этапы отражают полистадийное переотложение свободного золота, обусловленное процессами ремобилизации под воздействием субщелочных кремнекислых магм (Семейтауская вулканическая структура, 250 - 240 млн лет).

Научная новизна. Для Восточного Казахстана впервые диагностированы и выделены как новый апокарбонатный формационный тип золотоносные джаспероиды. На примере Байбуринского рудного поля изучены структурно-геологические особенности рудных тел золотоносных джаспероидов, их петрохимический состав, а также содержания золота, серебра, редких и рассеянных элементов. Проведено детально изучение морфотипов и состава свободного золота, для которого установлена высокая пробность 935 ‰ и повышенное содержание ртути. На основе геолого-геофизических данных и петролого-геохимических исследований установлено, что золотоносные джаспероиды связаны с карбонатными толщами, входящими в состав аркалыкской свиты (C_{1v2-3}) островодужного генезиса, и показана их приуроченность к надинтрузивным зонам гранодиорит-плагиогранитных массивов кунушского комплекса (310-300 млн лет). Для Жайминского рудного поля впервые дана минералого-геохимическая характеристика золото-сульфидных руд прожилково-вкрапленного типа

(пробность 940-920 ‰), подтверждено формирование руд за счет углеродистых вулканогенно-карбонатно-терригенных толщ аркалыкской свиты (C₁V₂₋₃) и выявлены четкие коррелятивные связи с главным этапом рудоотложения на Суздальском месторождении. Впервые установлен возраст золотосульфидных руд Жайминского месторождения ($279 \pm 3.3 \div 272.2 \pm 2.9$ млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, серицит).

Практическое значение и внедрение. На основании проведенных исследований, анализа и обобщения материалов по золоторудной металлогении Зайсанской сутурной зоны разработаны прогнозно-поисковые критерии и предпосылки для выявления новых месторождений золоносных джаспероидов и золото-сульфидных рудопоявлений – аналогов Суздальского месторождения карлин-типа. По грантам Министерства образования и науки Республики Казахстан проведена прогнозная оценка перспектив на этот тип оруденения, с участием автора подготовлены прогнозно-металлогенические карты Зайсанской сутурной зоны масштаба 1:500 000, Семипалатинского Прииртышья и Западной Калбы масштаба 1:200 000, центральной части Чарской зоны масштаба 1:50 000 и отдельных карт-врезок по перспективным участкам [Дьячков и др., 2009; 2014]. По заданию Национального агентства по технологическому развитию проводилась оценка прогнозных ресурсов по категориям P₂ и P₃ на ряде золотоносных площадей Восточного Казахстана.

Степень достоверности и обоснованность полученных результатов, обобщенных в виде защищаемых положений, определяется большим объемом фактического материала, использованием современных высокоточных аналитических методов исследования, а также апробацией результатов исследований на казахстанских, российских и зарубежных конференциях.

Апробация результатов. Основные положения диссертации опубликованы в монографии, 7 статьях и 15 тезисах, апробированы на нескольких международных и республиканских научных конференциях, в том числе на I-ой Международной научно-технической конференции «Проблемы комплексного освоения рудных и нерудных месторождений Восточно-Казахстанского региона», Усть-Каменогорск, 2001; геологической конференции «Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых», посвященной 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», Томск, 2005; Международном геологическом конгрессе МГК-33, Осло (Норвегия), 2008; Всероссийской конференции посвященной 100-летию Н.В. Петровской «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождения, задачи прикладных исследований», Москва, 2010; III

научной молодежной школе «Новое в познании процессов рудообразования» ИГЕМ РАН, 2013; Российско-Казахстанских научных совещаниях «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование» Новосибирск, Усть-Каменогорск, 2012-2014; Второй всероссийской научной конференции «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», Владивосток, 2014; всероссийской научной конференции с международным участием «Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах» Новосибирск 2014.

Соответствие диссертации паспортам научных специальностей.

В работе приведены результаты выполненных с участием автора геолого-съемочных и поисково-разведочных работ на золотоносных участках Байбуринского и Жайминского рудных полей, дана петролого-геохимическая характеристика рудовмещающих вулканогенно-карбонатно-терригенных пород, магматических и рудоконтролирующих комплексов, минералого-геохимическая характеристика руд, проведено Ag-Ag изотопное датирование, изучены морфотипы и состав свободного золота. На основе проведенных авторских исследований с привлечением опубликованных фондовых материалов проведено металлогеническое районирование Зайсанской сутурной зоны и формационный анализ главных типов золотоносных рудопроявлений и месторождений. Построена петролого-генетическая модель формирования золотоносных джаспероидов (на примере Байбуринского рудного поля) и золото-сульфидных руд карлин-типа (на примере Жайминского рудного поля). Перечисленные пункты исследований входят в паспорта двух специальностей: 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения; 25.00.04 – Петрология и вулканология.

Структура и объем работы. Работа состоит из введения, пяти глав и заключения, списка литературы. Общий объем работы 240 машинописных страницы, в том числе 95 рисунков, 31 таблицы. Список литературы состоит из 270 наименований.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своим научным руководителям: академику НАН РК, д.г.-м.н., профессору Б.А. Дьячкову и д.г.-м.н., профессору Владимирову А.Г. за методическую помощь, ценные замечания и консультации на всех этапах подготовки диссертационной работы. Автор благодарен за оказанную помощь проректору ВКГТУ к.г.-м.н. О.Д. Гавриленко, декану Горно-металлургического факультета ВКГТУ д.т.н. А.К. Адрышеву, директору ТОО «Алтайский геолого-экологический институт» академику АМР РК, д.г.-м.н. Е.М. Сапаргалиеву, а также д.г.-м.н. М.С. Рафаиловичу, д.г.-м.н. А.С. Борисенко, д.г.-м.н.

К.Р. Ковалеву, д.г.-м.н. Ю.А. Калинин, к.г.-м.н. М.А. Мизерной, к.г.-м.н. Е.А. Наумову, к.г.-м.н. Н.П. Майоровой, к.г.-м.н. В.Н. Майорову, к.г.-м.н. З.И. Черненко, к.г.-м.н. О.Н. Злобиной, к.г.-м.н. Н.И. Волковой, к.г.-м.н. Н.Н. Крук, к.г.-м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н. И.Ю. Анниковой, к.г.-м.н. М.В. Кириллову, аспирантам П.Д. Котлер, Е.И. Михееву.

Особую благодарность необходимо высказать специалистам выполнившим аналитические исследования В.Н. Королюку и Л.Н. Поспеловой, А.Т. Титову, Н.Г. Кармановой и Н.М. Глуховой, В.Г. Цимбалист и В.Н. Ильиной, Ю.П. Колмогорову, В.Н. Реутскому и М.Н. Колбасовой, А.В. Травину, С.Ф. Петрову, А.Б. Садыбекову, С.Н. Полежаеву. Автор выражает свою признательность за помощь в технической подготовке диссертации Т.В. Мирясовой, А.В. Владимировой. И отдельная благодарность семье, без чьей поддержки подготовка работы была бы невозможна.

ГЛАВА 1

ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ЗАЙСАНСКОЙ СУТУРНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Рассматриваемый полигон относится к западному сектору Центрально-Азиатского подвижного пояса, тектоническое строение и эволюция которого была охарактеризована в [Моссаковский и др., 1993; Şengör et al., 1993; Добрецов и др., 1994]. Эта территория включает западную часть Алтае-Саянской и Обь-Зайсанскую складчатые области, которые в позднем палеозое–раннем мезозое развивались как единая геологическая мегаструктура – Алтайская аккреционно-коллизонная система [Большой Алтай, 1998; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003]. Главное внимание уделено Зайсанской сутурной зоне (ЗСЗ), которая отвечает непосредственной зоне сочленения Казахстанской и Сибирской литосферных плит (рисунок 1.1). На современном уровне эрозионного среза Зайсанская сутурная зона является фрагментом Большого Алтая [Большой Алтай, 1998; Дьячков и др., 2005а; Щерба и др., 2000], перекрытого на севере мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты, а на юге – прослеживающегося в Китай и Монгольскую Гоби (рисунок 1.2).

Геодинамическая эволюция алтайских герцинид сейчас интерпретируется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской плит при их проворачивании относительно друг друга по часовой стрелке и одновременном сокращении Чарского палеоокеанического бассейна [Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2005а; 2008]. Алтайская и Казахстанская окраины в предколлизонную стадию (девон–ранний карбон) отвечали окраинноморско-островодужным геодинамическим обстановкам [Ермолов и др., 1983; Большой Алтай, 1998; Дьячков и др., 2006; Ужкенов и др., 2008]. Вдоль края Сибирского континента скользил Алтае-Монгольский микроконтинент с неопротерозойской корой ($T_{Nd}(2-st) = 1,5-1,0$ млрд. лет). Чарский палеоокеанический бассейн в этот период взаимодействовал с Казахстанским и Сибирским континентами в виде двух косых субдукционных зон (Жарма-Саурская и Рудно-Алтайская островные дуги). К середине карбона океанический бассейн полностью закрылся, и дальнейшая эволюция ЗСЗ протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций [Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2005б].

Ключевой структурой является Зайсанская сутурная зона, в основании которой, вероятнее всего, отсутствуют довендские структурно-вещественные комплексы, а обнаженные на современном эрозионном срезе венд-раннепалеозойские и

среднепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи могут быть интерпретированы как фрагменты палеоокеанической коры [Добрецов и др., 1979; Ермолов, и др., 1983; Большой Алтай, 1998]. В осевой части этой зоны закартирован Чарский офиолитовый шов (см. рисунок 1.2), маркирующий условную границу сочленения Казахстанской и Сибирской плит и содержащий реликты океанических metabазальтоидов, метаморфизованных в условиях повышенных давлений и низких температур; возраст метаморфизма оценивается в ~ 400 млн лет по Ar-Ar датированию белых слюд [Волкова и др., 2008].

Надсубдукционные процессы на активной окраине Казахстанского континента фиксируются в виде островодужного магматизма и осадконакопления в Жарма-Саурской зоне (саурская вулканоплутоническая серия, C_{1t} [Ермолов и др., 1977]). На активной окраине Сибирского континента субсинхронные процессы, связанные с субдукцией, достоверно установлены в Рудном и Горном Алтае [Лопатников и др., 1982; Берзин, Кунгурцев, 1996; Большой Алтай, 1998; Шокальский и др., 2000; Dobretsov et al., 2001; Владимиров и др., 2001; Куйбида и др., 2008; Крук и др., 2014]. Специфическая обстановка Рудного Алтая, одновременно испытывавшего в позднем палеозое субдукцию океанической литосферной плиты с запада (в современных координатах) и коллизионно-сдвиговое воздействие с востока (со стороны Алтае-Монгольского микроконтинента), вероятнее всего, обусловила заложение Иртышской зоны смятия. Время её заложения пока точно не определено, однако, судя по геологическим данным, этот возрастной интервал ограничен поздним девоном–ранним карбоном (не древнее). Особенности конфигурации взаимодействующих Казахстанской и Сибирской литосферных плит, а также специфика аккреционно-субдукционных процессов обусловили асимметричное строение Алтайской аккреционно-коллизионной системы. По отношению к Жарма-Саурским, Рудно- и Горноалтайским структурам девон-каменноугольного возраста Зайсанский субокеанический террейн имеет реликтовый характер, что подчеркивается мафическим профилем земной коры, широким развитием базит-пикритового магматизма и субщелочным составом вулканоплутоногенных построек [Kruk et al., 2011; Хромых и др., 2013; Владимиров и др., 2013].

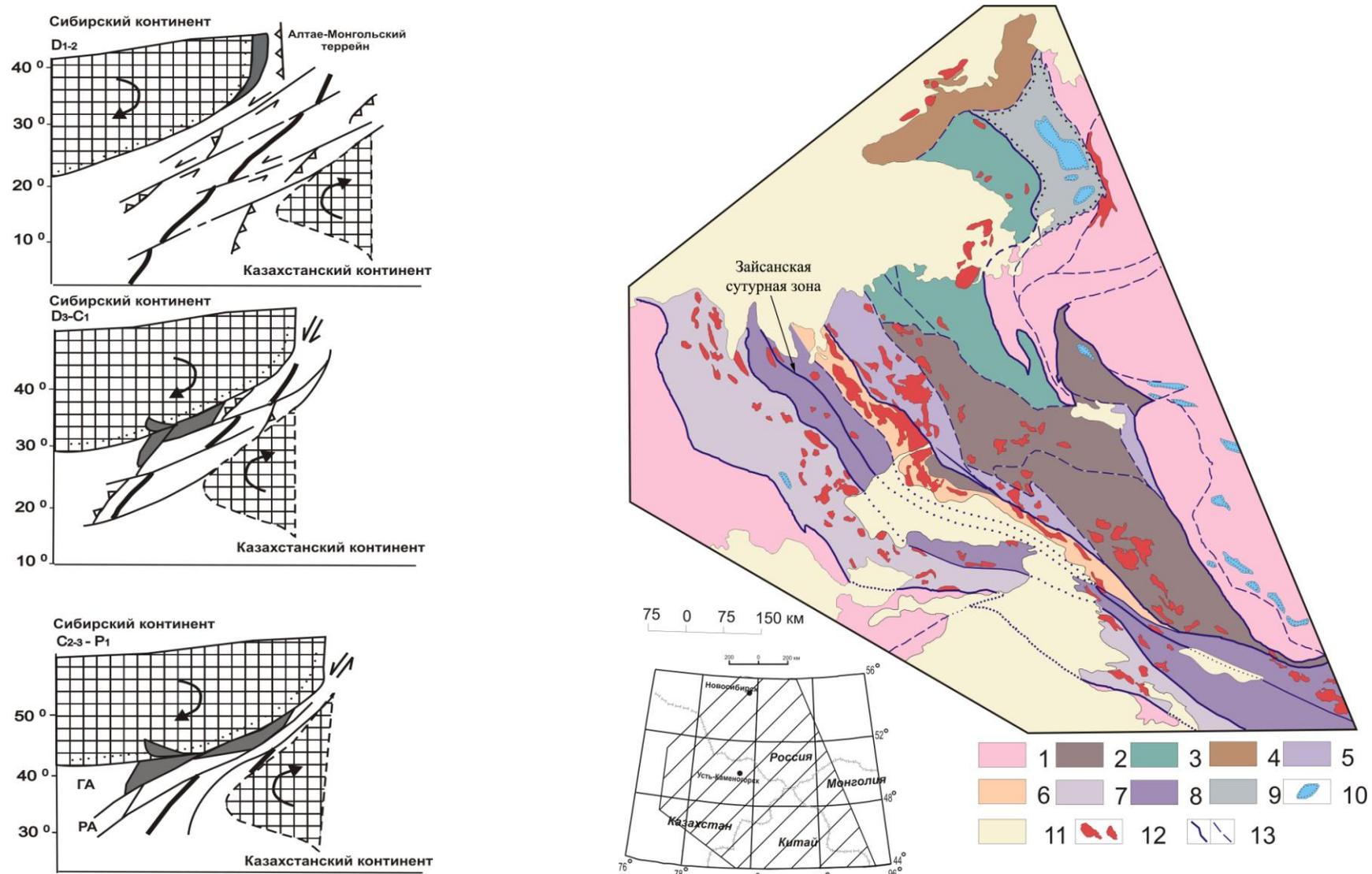


Рисунок 1.1. Тектоническая позиция Зайсанской сутурной зоны в Алтайской аккреционно-коллизивной системе [Владимиров и др., 2003].

Подпись к рисунку 1.1 Тектоническая позиция Зайсанской сутурной зоны в Алтайской аккреционно-коллизиионной системе, с использованием материалов [Владимиров и др., 2003; Дьячков и др., 2005а; 2010а; Ужкенов и др., 2008б].

Слева – палинспатические реконструкции. Используются данные [Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003] (ГА – Горный Алтай, РА – Рудный Алтай, ЗСЗ – Зайсанская сутурная зона). 1 – континентальные окраины, 2 – зоны субдукции, 3 – срединно-океанические хребты.

Справа – тектоническая схема. 1 – неопротерозойские – раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского континентов, нерасчлененные; 2 – Алтае-Монгольский микроконтинент; 3–8 – окраинно-континентальные и океанические террейны средне-позднепалеозойского возраста: 3 – Кольвань-Томская пассивная (?) окраина, 4 – Рудно-Алтайский островодужный террейн, 5 – Калба-Нарымский турбидитовый террейн, 6 – Жарма-Саурский островодужный террейн, 7 – Зайсанская сутурная зона (Чарский океанический террейн), 8 – Кузнецко-Алатауский и Джунгарский: океанические поднятия и/или группы симаунтов; 9 – Кузнецкий осадочный бассейн, включая 10 – траппы триасового возраста; 11 – кайнозойские отложения, 12 – гранитоиды в возрастном диапазоне от карбона до ранней юры включительно; 13 – разломы (достоверные и предполагаемые), в том числе показаны главные сдвиги с левосторонней кинематикой (нумерация в квадратах: 1 – Кузнецко-Телецко-Курайская система сдвигов, 2 – Иртышская зона смятия, 3- Северо-Восточная зона смятия, 4 – Бацелакско-Южночуйский разлом).

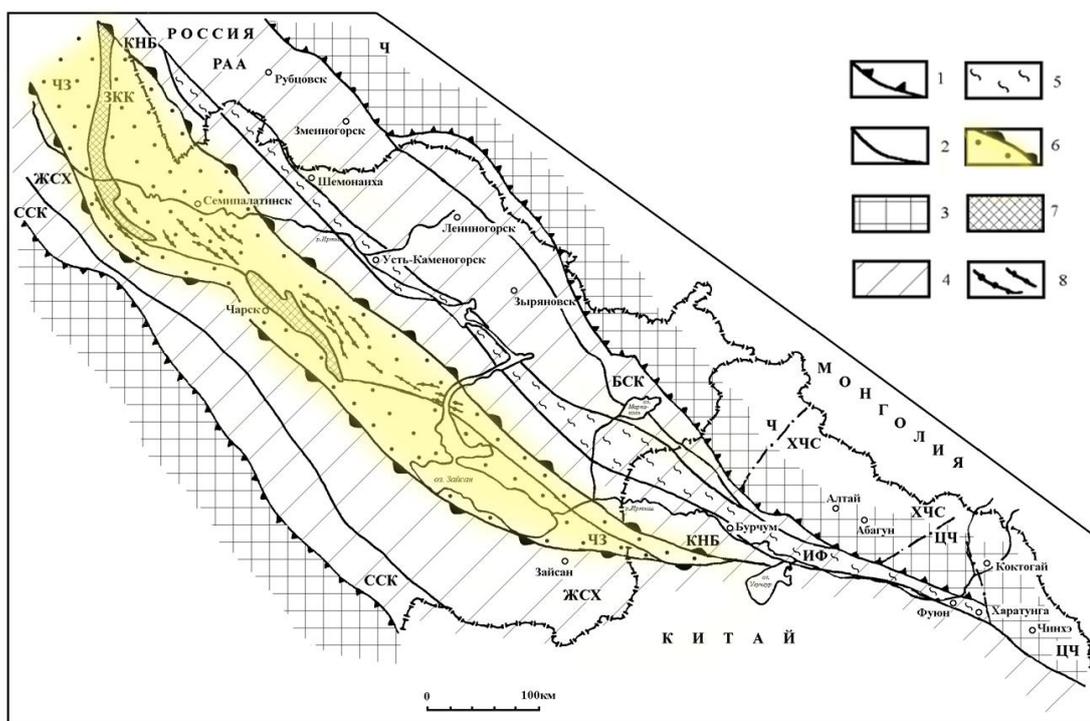


Рисунок 1.2. Тектоническая строение Большого Алтая

[Большой Алтай, 1998; Щерба и др., 2000; Дьячков и др. 2010]

1 – границы Большого Алтая и 2 – металлогенических зон; 3 – каледонские массивы Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатая; 4 – фронтальные части каледонских массивов, перекрытых герцинским структурным этажом; 5 – Иртышская зона смятия; 6 – Зайсанская сутурная зона; 7 – Чарский серпентитовый меланж V-O₂₋₃; 8 – дайки плагиогранитов кунушского комплекса С₃.

Металлогенические зоны: Ч – Чарышская, ХЧС – Холзунско-Чуйско-Сицихэская, ЦЧ – Цунху-Чинхэская, БСК – Белоубинско-Сарымсакты-Куртинская, РАА – Рудноалтайско-Ашалинская, ИФ – Иртышско-Фуюнская, КНБ – Калба-Нарымско-Бурчумская, ЗКК – Западно-Калбинско-Коксентауская, ЧЗ – Чарско-Зимунайская, ЖСХ – Жарма-Саур-Харатунгская, ССК – Сиректас-Сарсазан-Кобукская.

1.1 Тектоническое районирование и структурные деформации

В современной интерпретации, принятой в настоящей диссертационной работе [Ужженов и др., 2008б; Дьячков и др., 2010], Зайсанская сутурная зона объединяет Чарско-Зимунайскую и Западно-Калбинскую структурно-формационные подзоны, ограниченные глубинными разломами (см. рисунок 1.2, таблица 1.1). На северо-востоке ЗСЗ по Теректинско-Улунгурскому глубинному разлому граничит с Калба-Нарымским террейном, а на юго-западе от Жарма-Саурского террейна отделяется Байгузин-Булакским разломом. В ее осевой части прослеживается Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс дугообразной формы, фиксирующий зону мантийного глубинного разлома (сутурный шов). Новые тектонические построения показывают, что его Горностаевская ветвь вдоль Знаменского субширотного глубинного разлома (сбросо-сдвига) смещена к западу с амплитудой 25 км. Сутурная зона имеет общее северо-западное простирание, но вблизи долины р. Иртыш испытала резкий поворот на меридиональное направление. На юго-восточном продолжении в Китае она резко сужается в районе оз. Улунгур и вновь продолжается северо-восточнее Джунгарского массива в пределах Алтае-Алашаньской зоны.

В сводных таблицах 1.1-1.3 приведена краткая характеристика геологических и рудных комплексов Зайсанской сутурной зоны, их вещественная характеристика, возраст и геодинамические обстановки формирования. Схема размещения геологических формаций приведена на рисунке 1.3.

Зайсанская сутурная зона включает разновозрастные геологические образования, сформированные в различных геодинамических обстановках от деструкции в раннекаледонском цикле, через герцинский цикл до мезозой-кайнозойской континентальной стабилизации. Их геологическая и стратиграфическая характеристика основана на публикациях [Большой Алтай, 1998; Щерба и др., 2000; Дьячков и др., 2011], а петрологическая и изотопно-геохронологическая характеристика рассматриваются в следующем разделе.

Таблица 1.1

Индикаторные геологические и рудные формации Зайсанской сутурной зоны

Циклы	Геодинамические обстановки	Возраст, млн лет	Чарско-Зимунайская подзона		Западно-Калбинская подзона	
			Геологические формации	Рудные формации	Геологические формации	Рудные формации
1	2	3	4	5	6	7
Раннекаледонский	Окраинноморско-островодужная	600-450	Гипербазитовая (чарский серпентинитовый меланж)	Магматическая хромовая Cr(Cu,Ni,Co)		
			Спилит-диабаз-кремнистая (V-Є), включения в серпентинитовом меланже			
	Коллизионная		Эклогит-амфиболит-гнейсовая (O ₂₋₃), включения в серпентинитовом меланже			
Позднекаледонский	?	440-410	Карбонатно-кремнисто-алевролитовая S ₁₋₂		Молассовая вулканогенно-терригенная S ₁₋₂	
			Кремнисто-известняково-алевролитовая D _{1l-p}		Карбонатно-кремнисто-терригенная O ₃ - D _{1l-p} (?)	
Герцинский	Рифтогенная (?)	410-360	Базальт-андезитовая карбонатно-терригенная D ₁₋₂		Базальт-андезитовая карбонатно-терригенная D ₁₋₂	
			Базальт-андезитовая известняково-кремнисто-терригенная D ₂₋₃		Алевролитовая аспидная D _{3fm1-2} (игоревская свита)	

Продолжение таблицы 1.1

1	2	3	4	5	6	7
Герцинский	Окраинноморско-островодужная	360-320	Известняково-терригенная C _{1t1-v1}		Базальтовая известняково-терригенно-кремнистая D _{3fm3} -C _{1t} (карабайская свита)	Золото-сульфидная лиственитовая Au(As,Ag,Sb)
					Известняково-песчаниково-алевролитовая C _{1v1}	
			Базальт-андезитовая известняково-терригенная C _{1v2-3} (аркалыкская свита)	Золото-ртутная кварц-карбонатная Hg,Au(Cr,Co,Ni) Вулканогенная осадочно-метасоматическая железо-марганцевая Fe(Mn)	Флишоидная углеродисто-известняково-терригенная C _{1v2-3} (аркалыкская, бурабайская свиты)	
			Граувакково-алевролитопесчаниковая олистостромовая C _{1s} (аганактинская свита)		Граувакково-алевролитопесчаниковая олистостромовая C _{1s} (аганактинская свита)	
			Габбродиорит-гранодиоритовая C ₁ (николаевский комплекс)			
	Коллизионная	320-310	Молассовая лимническая угленосная C ₂₋₃ (буконьская свита)		Молассовая лимническая угленосная C ₂₋₃ (буконьская свита)	
			Молассовая базальт-андезит-риолитовая наземная C ₂₋₃ (майтюбинская, даубайская, тюрешокинская свиты)			

Продолжение таблицы 1.1

1	2	3	4	5	6	7
Герцинский	Коллизионная	310-300	Гипабиссальная плагиигранит- гранодиоритовая С ₃ (кунушский комплекс)		Габбро-диоритовая С ₃ (бижанский комплекс) Гипабиссальная плагиигранит- гранодиоритовая С ₃ (кунушский комплекс)	Золотосульфидно- кварцевая (джаспериоды) Au(Sb,Ag) Золото-кварцевожильная Au(Ag,Sb) Золото-березитовая Au(As,Ag,W) Золото-мышьяково- углеродистая Au(As,Sb)
	Постколлизионная (интерференция с Таримским плюмом)	300-270	Габбро-диорит- плагииосиенитовая С ₃ -Р ₁ (аргимбайский комплекс) Габбро-пикродолеритовая Р ₁ (максутский комплекс)	Скарновое титан- магнетитовое Ti(V) Магматическая медно- никелевая Ni(Co)	Габбро-диорит- плагииосиенитовая С ₃ -Р ₁ (аргимбайский комплекс)	
			Риолит-дацитовая наземная (салдырминская свита) Р ₁ Граносиенит-гранитная (салдырминский комплекс) Р ₁ , кольцевые вулканические структуры центрального типа	Золото- кварцевожильная Au(Ag,Sb) Золотосульфидно- кварцевая Au(Sb,Ag)	Риолит-дацитовая наземная (салдырминская свита) Р ₁ Граносиенит-гранитная (гастаусский комплекс) Р ₁ , кольцевые вулканические структуры центрального типа	
		Гранит-лейкогранитная Р ₁ (жарминский комплекс)	Кварцевожильная олово-вольфрамовая W(Sn,As,Cu)	Гранит-лейкогранитная Р ₁ (калбинский комплекс)	Кварцевожильная олово- вольфрамовая W(Sn,As,Cu)	
	270-250	Граносиенит-гранитная субщелочная Р ₂ (керегетас-эспинский комплекс)		Граносиенит-гранитная субщелочная Р ₂ (дельбегетейский комплекс)	Эпимагматическая Sn(W,Ta,Be) Грейзеново- кварцевожильная оловянная Sn(Be) Гидротермальная оловянная Sn(Cu,Pb,Zn)	

Окончание таблицы 1.1

1	2	3	4	5	6	7		
Климмерийский	Континентальный рифтогенез, связанный с Сибирским плюмом	250 ± 5	Габбродиабаз-гранит-порфировая P ₂ -T ₁ (бугазский дайковый комплекс)		Габбродиабаз-гранит-порфировая P ₂ -T ₁ (миролюбовский дайковый комплекс)			
			Вулкано-плутоническая трахибазальт-трахириолитовая ассоциация T ₁ : 1) вулканическая трахибазальт-трахириолитовая (семейтауская свита) 2) габбро-монзонит-граносиенит-гранитовая (семейтауский комплекс)		Вулкано-плутоническая трахибазальт-трахириолитовая ассоциация T ₁ : 1) вулканическая трахибазальт-трахириолитовая (семейтауская свита) 2) габбро-монзонит-граносиенит-гранитовая (семейтауский комплекс)			
Альпийский	Неотектонический орогенез	70 – н/вр	Континентальная алевролитово-глинистая, пестроцветная гематит-каолиновая K ₂ -Pg ₂ ² (северо-зайсанская свита)	Кобальт-никелевая кор выветривания Ni(Co,Cr)	Континентальная алевролитово-глинистая, пестроцветная гематит-каолиновая K ₂ -Pg ₂ ² (северо-зайсанская свита)	Золотая коры выветривания Au(Sb,Cu,W) Цирконий-титановая коры выветривания Ti(Zr,Nb,TR)		
			Континентальная разнообломочная углисто-сидерит-колчеданная и железисто-карбонатная Pg _{2,3} (турангинская, тузкабакская, ашугаская свиты)					
			Континентальная глинистая зеленоцветная сульфатно-карбонатная N ₁ (аральская свита)					
			Континентальная гравелит-песчано-глинистая красноцветная карбонатная N ₂ (вторушинская и павлодарская свиты)					
			Континентальная разнообломочная сероцветная Q (кулундинская, красноярская, рорская свиты и нерасчлененные полифациальные отложения)	Золото-россыпная Au(Ti,Zr)	Континентальная разнообломочная сероцветная Q (кулундинская, красноярская, рорская свиты и нерасчлененные полифациальные отложения)	Золото-россыпная Au(Ti,Sn,W) Олово-россыпная Sn(W) Олово-вольфрамовая россыпная W(Sn) Титановая россыпная Ti(Zr)		

Таблица 1.2

Литолого-стратиграфическая колонка с магматической и металлогенической нагрузкой
Чарско-Зимунайской подзоны (по материалам [Большой Алтай, 1998])

Рудовмещающие геологические формации (структурно-вещественные комплексы)					Литолого-стратиграфическая колонка с металлогенической нагрузкой	Рудогенерирующая магматическая формация (комплекс)	Рудная формация
Геодинамическая обстановка	Свиты, серии	Геологические формации	Возраст	Мощность, м			
Неотектоническая		Разнообломочная сероцветная	Q	40-200			
	Вторушинская	Гравелит-песчаная карбонатная	N ₂	15-20			
	Аральская	Глинисто-сульфатно-карбонатная	N ₁	70			Коры выветривания Au
	Туранга, ашутас	Углисто-сидерит-колчеданная	P ₂ ² -P ₂	40-100			
	Северозайсанская	Алевролитоглинистая	K ₂ -P ₂ ²	200		Гранит-граносиенитовая (преобразженский P ₂); гипербазитовая метаморфизованная PR?	Коры выветривания Zr-Ti, Co-Ni
Субплатформенная	Семейтаусская	Трахибазальт-трахириолитовая	T ₁	700-1000		Трахибазальт-трахириолитовая (семейтаусский T ₁)	Витрофировая, цеолитовая
Постколлизийная			P ₂			Габбро-пикритовая (аргимбайский, максутский P ₂)	Специализация Ti, Cu, Ni
	Салдырминская	Риолит-дацитовая наземная	C ₃	1000			
Коллизийная	Майтюбинская	Молассовая базальт-андезитовая наземная	C ₂₋₃	1400		Плагиогранит-гранодиоритовая (кунушский C ₁)	Золотосульфидно-кварцевая (Васильевское, Жанан)
	Буконьская	Молассовая лимническая угленосная	C ₂₋₃	1500-2000		Габбро-диабазовая (карабирюкский C ₂₋₃)	Золото-сульфидно-мышьяковистая (Карабирюк)
Предколлизийная	Аганактинская	Граувакковая олистостромовая	C _{1s}	2500		Габбродиорит-гранодиоритовая (никлаевский C ₁)	Золото-кварцевая (Акжал); золото-сурьмяная (Суурлы); золотосульфидно-кварцевая (Суздальское); золото-ртутная (Веро-Чар)
Окраинно-морско-островодужная	Аркалыкская	Базальт-андезитовая известняково-терригенная	C _{1v2-3}	2500-2800		Гипербазитовая метаморфизованная	
		Известняковая	C _{1t-v1}	25-310			
Преддуговой рифтогенез		Кремнисто-известняково-терригенная	D _{1l-p}	130			Железо-марганцевая
			S _{1w-S2ld}	80-360			
Коллизийная		Эклогит-амфиболит-гнейсовая	O ₂₋₃				
Островодужная		Метабазальтовая кремнисто-алевролитовая	V-Є				
Океаническая		Гипербазитовая	V?			Гипербазитовая (чарский комплекс)	

Таблица 1.3

Литолого-стратиграфическая колонка с магматической и металлогенической нагрузкой
Западно-Калбинской подзоны (по материалам [Большой Алтай, 1998])

Рудовмещающие геологические формации (структурно-вещественные комплексы)					Литолого-стратиграфическая колонка с металлогенической нагрузкой	Рудогенерирующая магматическая формация (комплекс)	Рудная формация
Геодинамическая обстановка	Свиты, серии	Геологические формации	Возраст	Мощность, м			
Неотектоническая		Континентальные разнообломочные	Q-K	800			Россыпи и коры выветривания
Субплатформенная	Семейтаусская	Трахибазальт-трахириолитовая	T ₁	700 ?			
Постколлизийная			P			Гранит-лейкогранитовая (дельбегетейский P ₂)	Грейзеново-кварцевожильная (Кзылжал, Изумрудное)
Коллизийная	Буконьская	Молассовая лимническая угленосная	C ₂₋₃	1500-2500		Плагиигранит-гранодиоритовая (кунушский C ₃) Габбронорит-диабаз-диоритовая (бижанский C _{2,3})	Золото-мышьяково-углеродистая (Бакырчик)
Предколлизийная	Аганактинская	Граувакковая алевролитопесчанниковая	C _{1s}	1500-2000			Золото-кварцевожильная (Кулуд-жун); Золото-березитовая (Баладжал)
Окраинно-морско-островодужная	Аркалыкская	Вулканогенно-карбонатно-терригенная	C _{1v2-3}	1600-3300			Золото-джаспероидная (Байбура) Золотосульфидная лиственитовая (Бригадное)
	Карабайская	Базальтовая известняково-терригенно-кремнистая	C _{1t} D _{3fm3}	500-1000			
Преддуговой рифтогенез	Игоревская	Алевролитовая аспидная	D _{3fm1-2}	350-800			
	Аналоги андреевской свиты	Базальт-андезитовая карбонатно-терригенная	D _{2gv}	1000			
			D _{2ef}	1000			
			D _{1e} D _{1p}	160-500			
	Карбонатно-кремнисто-терригенная	D _{1l}	140		Гранодиорит-плагиигранитовая (D ₁ ?)		
	Молассовая вулканотерригенная	S _{2p-l} S _{1w-l}	130-600				
Коллизийная		Эклогит-амфиболит-гнейсовая	O ₂₋₃				
Островодужная		Метабазальтовая кремнисто-алевролитовая	V-Є				
Океаническая		Гипербазитовая	V?			Гипербазитовая (чарский комплекс)	

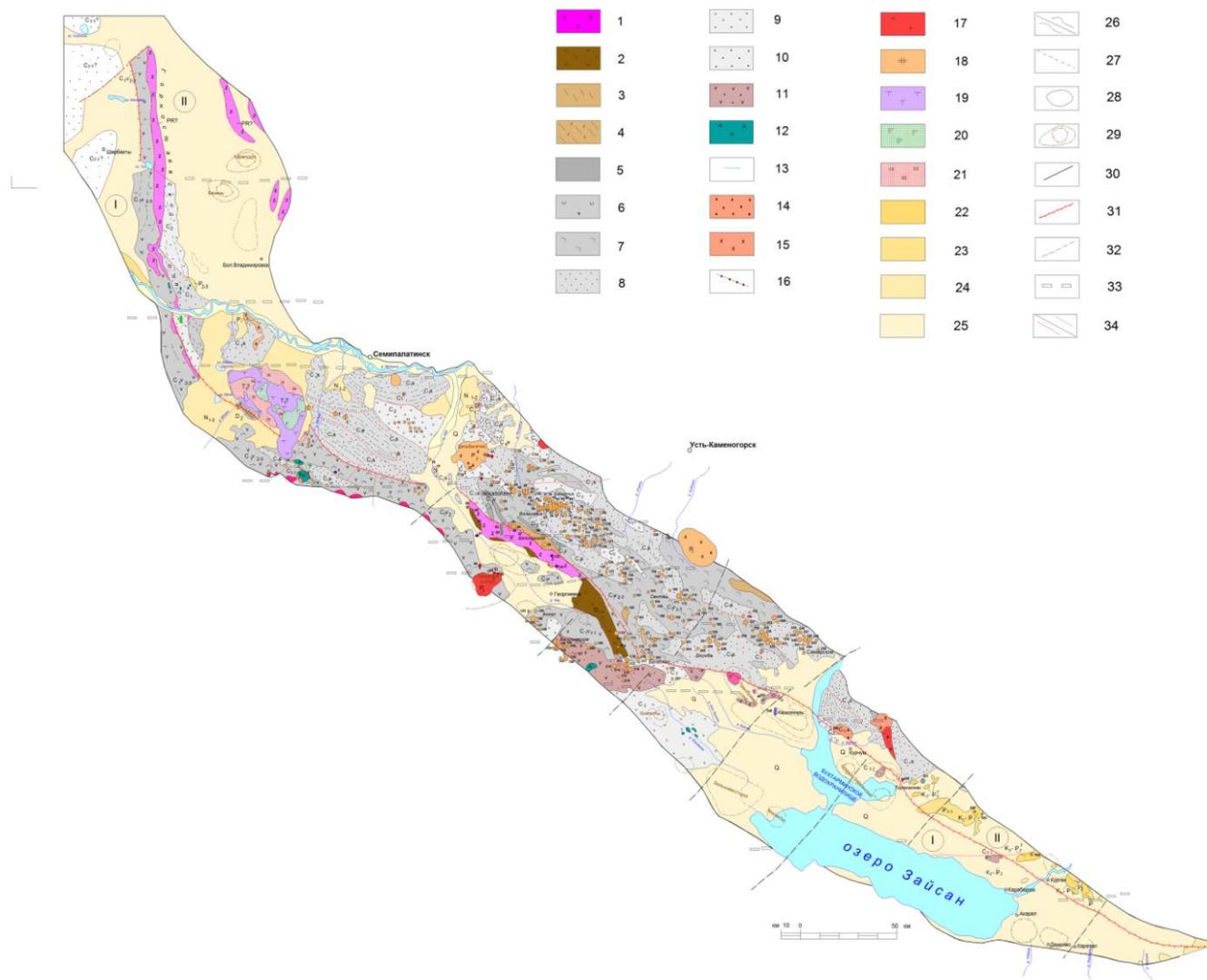


Рисунок 1.3. Схема размещения геологических формаций Зайсанской сутурной зоны [Дьячков и др., 2014ф]

Подпись к рисунку 1.3. Схема размещения геологических формаций Зайсанской сутурной зоны

Геологические формации (1-25)

Формации раннекаледонского цикла: 1 – гипербазитовая (метафиолитовая; чарский, маралихинский комплексы и их аналоги), V?
O₂₋₃.

Формации герцинского цикла: 2 – морская кремнисто-карбонатно-спилит-диабазовая (D₁₋₃); 3 – углеродисто-песчаниково-алевролитовая, аспидная, глубоководных желобов и рифтогенных прогибов (такырская свита, D₃–C₁).

Группа формаций задуговых бассейнов: 4 – базальтовая, известняково-терригенно-кремнистая (карабайская свита, D₃–C₁); 5 – известняково-песчаниково-алевролитовая (C_{1V1}); 6 – базальт-андезитовая, известняково-терригенная (аркалыкская свита, C_{1V2-3}); 7 – флишеидная карбонатно-терригенная (аркалыкская свита, C_{1V2-3}); 8 – граувакковая алевролитопесчаниковая остаточных морей (аганактинская свита, C_{1s}).

Группа коллизионных формаций: 9 – молассовая прибрежно-морская углеродисто-терригенная (C₂); 10 – молассовая лимническая угленосная (буконьская, кокпетинская C₂; бакырчикская свиты, C₂₋₃); 11 – молассовая базальт-андезитовая наземная (даубайская, майтнубинская свиты, C₂₋₃).

Габбро-норит-диорит-диабазовая формация (аргимбайский, максутский, бижанский, карабирюкский комплексы): 12 – габброидная подформация, C₂₋₃; 13 – габбро-диабазовая гипабиссальная и дайковая подформация.

Вулкано-плутоническая риодацит-гранодиоритовая ассоциация: 14 – риолит-дацитовая наземная (калгутинская, салдырминская свиты, C₃); 15 – гипабиссальных плагиогранит-гранодиоритов (салдырминский, кунушский, калгутинский, C₃); 16 – даек гранодиорит-порфиоров, плагиогранит-порфиоров, гранит-порфиоров и кварцевых порфиоров.

Группа постколлизионных формаций: 17 – гранитовая (калбинский, калбинского типа, жарминский комплексы, P₁); 18 – гранит-граносиенитовая (буранский, преображенский, тастауский комплексы, P₂).

Формации киммерийского цикла:

Группа формаций внутриплитной активизации: Вулкано-плутоническая трахибазальт-трахириолитовая ассоциация (T?): 19 – вулканическая трахибазальт-трахириолитовая (семеятауская свита); 20 – габбро-монзонит-сиенитовая субвулканическая (семеятауский комплекс); 21 – граносиенит-гранитовая субвулканическая (семеятауский комплекс); 22 – континентальная пестроцветная алевролитоглинистая, гематито-каолиновая (северо-зайсанская свита, K₂ - P₂).

Формации альпийского цикла: 23 – континентальная разнообломочная углисто-сидерит-колчеданная и железисто-карбонатная (P₂₋₃); 24 – континентальная глинистая зеленосланцевая, сульфатно-карбонатная, гравелит-песчано-глинистая красноцветная карбонатная (N₁₋₂); 25 – континентальная разнообломочная сероцветная (Q).

26 – геологические границы: установленные (а) и предполагаемые (б); 27 – структурные линии – границы пачек пород внутри стратиграфических подразделений; 28-29 – контуры интрузивных массивов: 28 – выходящих на поверхность и 29 – скрытых на глубине; границы: 30 – металлогенических зон и 31 – сутурного шва; глубинные разломы по геолого-геофизическим данным: 32 – поперечные северо-восточные и 33 – субширотные; разрывные нарушения: 34 – региональные разломы достоверные и предполагаемые, мелкие разрывы достоверные и предполагаемые.

1.2. Метаморфизм и магматизм

В последние годы проведены детальные петрологические, геохимические и изотопно-геохронологические исследования, позволившие уточнить возрастные рубежи и геодинамическую природу метаморфических и магматических комплексов, участвующих в строении Зайсанской сутурной зоны и сопредельных территорий [Большой Алтай, 1998; Buslov et al., 2001; Буслов и др., 2003; Симонов и др., 2010; Ермолов, 2010; Владимиров и др., 2005а, 2008; Волкова и др., 2008, 2014; Safonova et al., 2012; Хромых и др., 2013; Safonova, 2014; Kurganskaya et al., 2014].

Особое место было уделено структурно-петрологическим исследованиям, позволившим определить кинематику главных сдвигов (глубинных разломов) в палеозойское время [Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2005а; 2008; Докукина, Владимиров, 2008].

На современном эрозионном срезе (рисунок 1.4) он трассируется выходами серпентинитового меланжа, приуроченного в основном к северо-восточному борту, где повсеместно доминируют субвертикальные залегания структурных элементов. По мнению И.А. Ротараш и Е.А. Гредюшко [Ротараш, Гредюшко, 1974], серпентиниты были выжаты в процессе поздних тектонических движений. Е.И. Паталаха и В.А. Белый [Паталаха, Белый, 1980] также полагали, что все ультраосновные образования Чарского офиолитового шва представляют собой протрузии, выведенные на поверхность в результате тангенциального сжатия.

Следует отметить, что серпентинитовый меланж приурочен как к глубинным разломам, так и к основаниям пологозалегающих тектонических покровов [Беляев, 1985]. Другими словами, Чарский офиолитовый шов представляет собой систему сдвигов с левосдвиговой кинематикой и широким распространением структур сдвигово-дуплексного типа, известных как структуры «пальмового» дерева. Этот вывод подтверждается результатами независимых исследований [Буслов и др., 2003].

Результаты геолого-геофизических и структурно-петрологических исследований позволяют утверждать, что Зайсанская сутурная зона сформирована на существенно базитовом (океаническом) фундаменте. Этот вывод подтверждается при детальном изучении Чарско-Горностаевского офиолитового пояса, который фиксируется цепочкой пластин серпентинитового меланжа в Чарско-Горностаевском поясе офиолитов, протяженность которого более 800 км при ширине от 10-15 до 70 км. Второй краевой офиолитовый пояс по геофизическим данным предполагается на северо-западном фланге Теректинско-Улунгурского глубинного разлома. Третий офиолитовый пояс

контролируется Байгузин-Булакским глубинным разломом. В структурном плане указанные пояса или сутурные швы окончательно оформились в раннем-среднем карбоне и представляет собой сложный линейный ансамбль относительно жестких олистостромовых литопластин и чешуй различного размера, состава и возраста, спаянных пластичным серпентинитовым меланжем, в составе которого различаются метаморфизованные лерцолиты, верлиты, гарцбургиты, габбро-нориты и продукты их химического выветривания – бирбириты [Щерба и др., 1976; Офиолиты, 1981; Ермолов и др., 1983; Большой Алтай, 1998; Буслов и др., 2003; Дьячков и др., 2005; Владимиров и др., 2008].

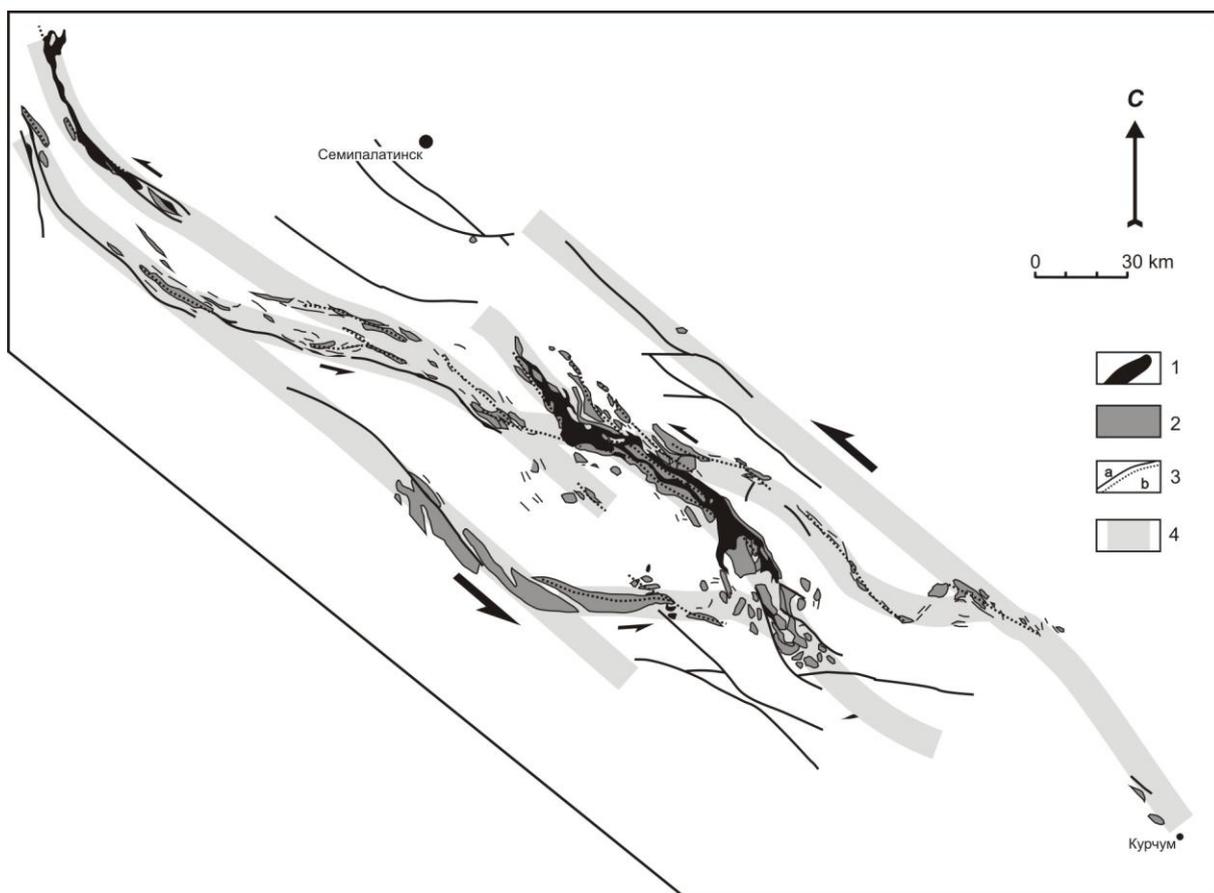


Рисунок 1.4. Структурная схема Чарской сдвиговой зоны,
по [Владимиров и др., 2008]

1 - серпентинитовый меланж; 2 - аллохтонные стратиграфические подразделения, O_2 - C_1 ; 3 - разломы (а - достоверные, б - предполагаемые); 4 - центральная часть транспрессионной зоны, трассируемая аллохтонами и серпентинитовым меланжем.

Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс привлекает к себе пристальное внимание исследователей в связи с тем, что здесь ультраосновные офиолитовые породы находятся в тесной ассоциации с разнообразными эффузивно-осадочными комплексами и с палеозойскими базальтовыми сериями [Ковалев, Карякин, 1975;

Полянский и др., 1979; Офиолиты, 1981; Беляев, 1985; Добрецов, 2003; Buslov et al., 2001], то есть выступают в качестве петрологических индикаторов при геодинамических реконструкциях.

В настоящее время Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс интерпретируется как сложное сочетание фрагментов океанической коры, островных дуг и разнообразных террейнов [Добрецов, 2003; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2001], среди которых широко распространены базальтовые комплексы, имеющие во многом определяющее значение для расшифровки палеогеодинамических процессов. Среди вулканогенных комплексов Чарской зоны выделяются metabазальты, сформировавшиеся в палеогеодинамических обстановках срединно-океанических хребтов (N-MORB, E-MORB), внутриплитных океанических островов (OIB) и островных дуг [Добрецов, 2003; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2004, 2009; Волкова и др., 2008, 2014].

1.2.1. Базальты и высокобарические метаморфические породы в серпентинитовом меланже Чарского офиолитового пояса (V-O_{2,3})

В истории изучения Чарского офиолитового пояса рассматривались следующие модели: 1) интрузивная магматогенная, 2) протрузивная и 3) субдукционная. Последняя модель была выдвинута в работах [Ротараш, Гредюшко, 1974; Зоненшайн и др., 1976; Офиолиты, 1981] и сейчас основывается на прямых петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследованиях [Волкова и др., 2008, 2014; Ермолов, 2010; Симонов и др., 2010; Safonova et al, 2012; Kurganskaya et al, 2014; Safonova 2014].

В составе Чарского офиолитового пояса (рисунок 1.5, 1.6) выделяется три типа серпентинитового меланжа, включающего блоки вулканических и осадочных пород, которые относятся к океаническому ложу, гайотам, склонам островных дуг. Их стратиграфический возраст датируется главным образом поздним девоном - нижним карбоном, хотя в кремнистых породах обнаружены также ордовикские радиолярии [Офиолиты, 1981]. Серпентинитовый меланж I типа содержит включения (блоки размером от нескольких метров до сотен метров) высокобарических пород – эклогиты, гранат-барруазитовые и барруазитовые амфиболиты, глаукофаниты (массивные породы, состоящие на 75-80% из глаукофана и слагающие пиллоу-лавы). Меланж II типа включает блоки и чешуи метагабброидов, габбро и базальтов, массивных гарцбургитов, лерцолитов, дунитов и пироксенитов. В то же время серпентинитовый меланж III типа практически не содержит метаморфических пород. В него включены фрагменты меланжей 1 и 2 типов [Офиолиты, 1981; Ермолов, 2010; Safonova, 2014].

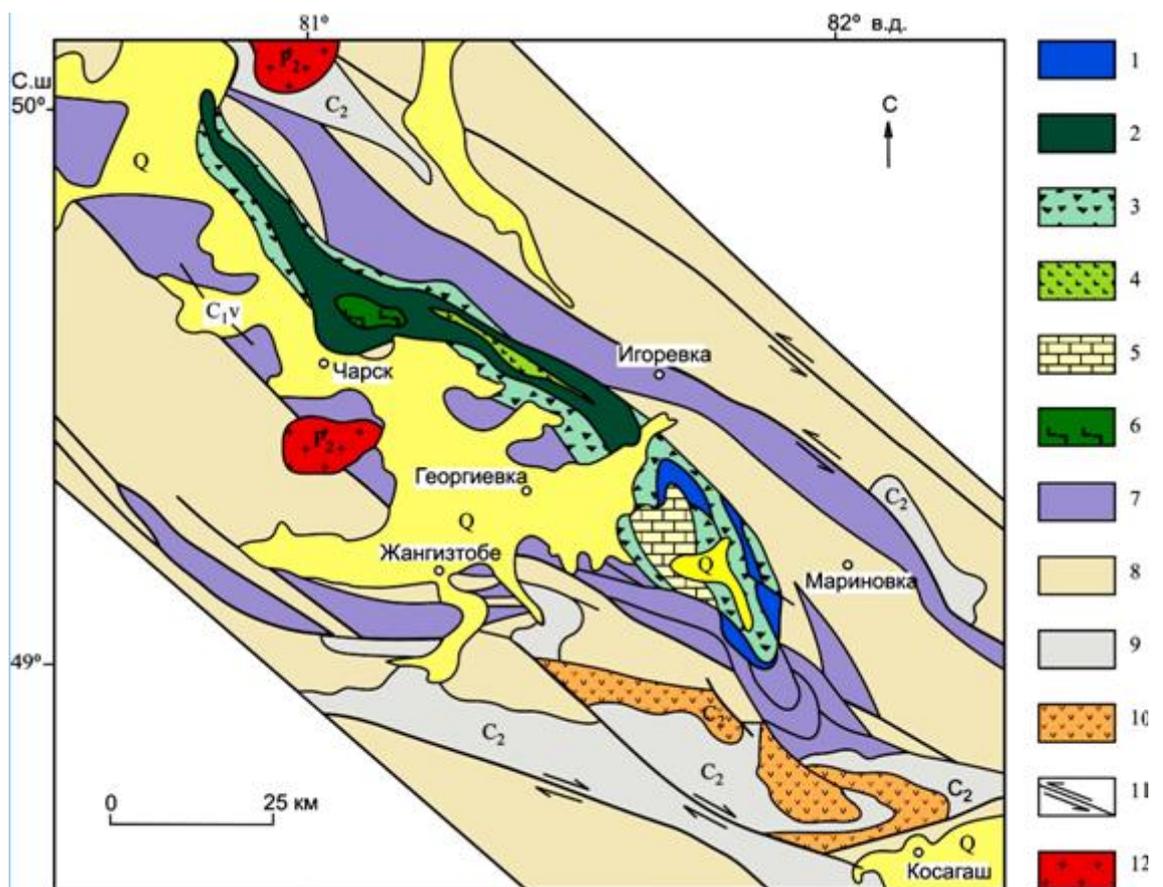


Рисунок 1.5. Геологическое строение Чарской зоны, СВ Казахстан
 [Офиолиты, 1981; Волкова и др., 2008]

1 – серпентинитовый меланж I типа с блоками HP/LT пород, 2 – меланж II типа с блоками ордовикских перидотитов и габбро, 3 – меланж III типа с блоками I и II меланжей, ордовикско-карбоновой океанической коры и островных дуг, 4 – фрагменты среднедевонских океанических островов (базальты и черты), 5 – фрагменты ранне-среднедевонских океанических островов (рифовые известняки), 6 – ордовикские габбро, 7 – чередование тектонических пластин визей-намюрских олистостром и среднедевонских-раннекарбоновых базальтов N-MORB и OIB, 8 – чередование тектонических пластин раннекарбоновых преддуговых турбидитов, позднедевонских-раннекарбоновых рифовых известняков и кремнистых пород, 9 – позднекарбоновая вулканогенная моласса, 10 – позднекарбоновые щелочные вулканы, 11 – позднекарбоновые-раннепермские сдвиги, 12 – позднепермские постколлизийные граниты.

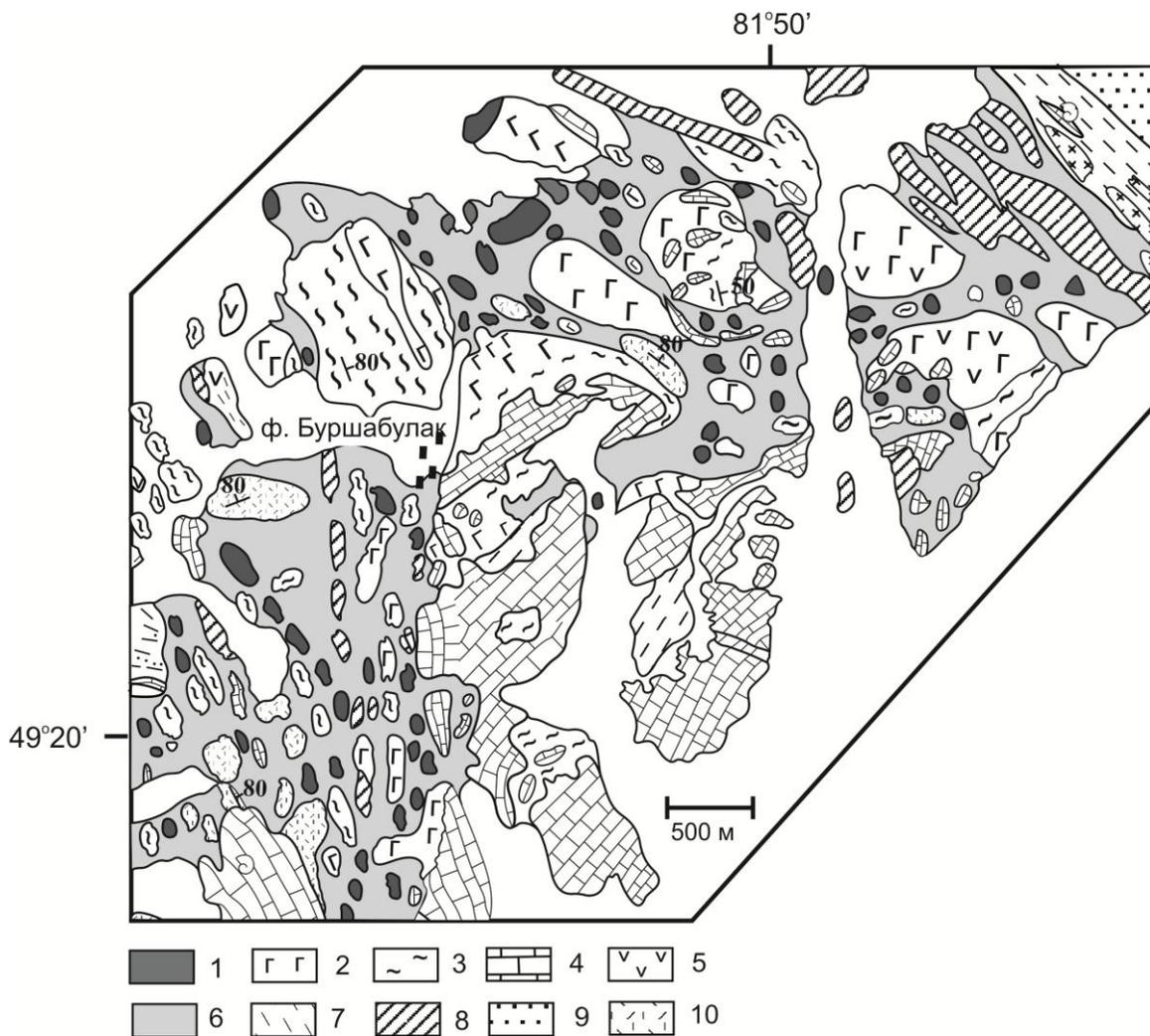


Рисунок 1.6. Серпентинитовый меланж 1 типа с включениями высокобарических пород в районе фермы Буршабулак [Офиолиты, 1981; Волкова и др., 2008].

1 – блоки высокобарических пород, 2 – базальты беркутинского комплекса (O_2 - D_3), 3 – кремни (O_2 - D_3), 4 – девонские известняки, 5 – андезиты верочарского комплекса (C_1), 6 – серпентиниты, 7 – алевролиты, песчаники (C_1), 8 – листвениты, 9 – песчаники (C_{1s}), 10 – дациты и риодациты верочарского комплекса (C_1).

Весь спектр петрографических разновидностей, слагающих включения в серпентинитовом меланже, убедительно свидетельствует о существовании океанической коры в основании Зайсанской сутурной зоны.

К наиболее древним образованиям относятся включения metabазальтов в серпентинитовом меланже, детальные исследования которых было проведено В.А. Симоновым и др. [2010]. Основные результаты сводятся к следующему. Исследования первичных клинопироксенов и расплавных включений позволили получить прямую, не зависимую от степени вторичных изменений пород, информацию о петрогенезисе островодужных metabазальтов в Чарском офиолитовом поясе. Данные по составам пироксенов и расплавных включений показывают развитие магматизма от примитивных островодужных систем с бонинитами до развитых островных дуг с известково-щелочными магмами. Расчетное моделирование на основе данных по составу расплавных включений в клинопироксенах показало присутствие воды (до 1 мас. %) в расплавах, что было подтверждено прямым анализом стекол включений на ионном зонде -0.84 мас. %. Проведенные расчеты на основе данных по включениям свидетельствуют, что образование из мантийного субстрата первичных расплавов для изученных базальтовых серий Чарской зоны происходило при $1350-1530^{\circ}\text{C}$ на глубинах 50 - 95 км. Эти параметры характерны для генерации толеитовых и бонинитовых островодужных магм.

В целом проведенные исследования клинопироксенов и расплавных включений свидетельствуют о том, что рассмотренные комплексы Чарской зоны формировались при участии толеитовых и известково-щелочных вулканогенных систем базальтового, андезитово-базальтового и, возможно, бонинитового составов в палеогеодинамических условиях древней островной дуги. Для этих островодужных metabазальтов было проведено U-Pb изотопное датирование единичных зерен циркона методом LA-ICP-MS, которое позволяет утверждать, что возраст расплавов отвечал диапазону 600 - 500 млн лет [Safonova et al, 2012; Kurganskaya et al, 2014; Safonova, 2014].

Судя по валовому химическому составу (таблица 1.4), подавляющее большинство метаморфических включений HP/LT типа, находящихся в серпентинитовом меланже, отвечают базальтам толеитовой и субщелочной серий с содержанием $\text{SiO}_2 = 43,4-52,3$ вес.%; и только единичные образцы соответствуют андезитобазальтам. Геохимические характеристики метаморфических пород из включений в серпентинитовом меланже 1 типа свидетельствуют о том, что исходными протолитами для них служили океанические базальты типа N-MORB, E-MORB и OIB (рисунок 1.7). Мультиэлементные спектры большинства metabазитов Чарской зоны в

Таблица 1.4

Химический состав представительных высокобарических пород Чарского пояса
[Волкова и др., 2008, 2014]

Порода	Гранат-пироксеновая порода	Гранат-баррузитовый амфиболит		Глаукофанит		Баррузитовый амфиболит		Метачерт	Базальт	
	Н-18/1-05	Н-9/2-03	Н-42-03	Н-18-03	Н-15/6-03	Н-34-03	Н-11/2-05		Н-15/6-03	Н-8-05
№ обр.	Н-18/1-05	Н-9/2-03	Н-42-03	Н-18-03	Н-15/6-03	Н-34-03	Н-11/2-05	Н-15/6-03	Н-8-05	Н-44-05
SiO ₂	50.66	44.63	45.30	47.86	51.10	44.96	50.03	70.51	53.16	57.48
TiO ₂	1.08	1.22	1.67	1.80	1.69	2.19	1.24	0.42	0.88	0.14
Al ₂ O ₃	6.45	15.56	13.76	13.93	14.51	12.34	14.62	10.48	14.39	14.14
Fe ₂ O ₃ *	21.04	14.31	12.76	14.54	12.82	14.34	11.04	7.82	10.81	8.01
MnO	0.94	0.23	0.28	0.22	0.18	0.34	0.19	1.26	0.19	0.15
MgO	4.49	7.09	7.97	6.80	6.96	8.87	4.65	1.48	6.18	5.82
CaO	8.89	13.8	14.73	8.02	3.24	7.85	9.26	2.73	7.48	6.3
Na ₂ O	6.10	0.60	0.88	2.55	3.10	2.58	3.39	0.49	4.27	4.87
K ₂ O	0.06	0.26	0.32	2.07	3.82	1.91	3.30	2.69	0.15	0.52
P ₂ O ₅	0.26	0.53	0.16	0.10	0.17	0.06	0.19	0.17	0.14	0.14
П.п.п.	0.02	1.76	1.32	1.87	2.46	3.31	2.20	1.64	2.46	2.49
Сумма	100.00	99.99	99.15	99.78	100.04	98.75	100.10	99.73	100.12	100.08
Rb	6	45	3	51	123	46	82	76	3	6
Cs	0.3	н/о	н/о	н/о	0.8	н/о	0.5	н/о	0.1	0.1
Sr	44	245	570	270	73	60	162	45	138	62
Ba	18	430	29	249	662	349	481	385	151	209
U	1.00	0.11	1.23	0.47	0.11	0.74	0.14	0.80	0.12	0.28
Th	1.2	0.3	0.6	0.3	0.3	1.3	0.6	9.8	0.2	0.1
Zr	43	97	103	100	3	131	11	78	19	1
Hf	1.14	2.79	2.97	3.21	0.28	3.92	0.65	2.28	0.78	0.06
Sc	42	н/о	н/о	н/о	54	н/о	47	н/о	38	44
Y	47.0	30.7	49.8	48.7	27.0	46.4	21.6	33.4	19.0	5.2
Nb	3.4	3.6	8.3	4.3	5.1	12.3	8.7	4.7	0.7	0.4
Ta	0.30	0.25	0.08	0.27	0.44	0.20	0.60	0.10	0.08	0.06
La	16.25	2.95	7.62	1.50	2.19	10.08	5.63	19.87	1.86	0.50
Ce	27.1	9.2	18.0	10.9	6.8	30.0	13.6	62.8	5.6	0.8
Pr	5.19	1.73	2.66	1.76	1.22	3.54	1.91	5.28	0.95	0.09
Nd	21.18	10.12	13.26	10.15	6.49	17.57	8.48	19.63	4.87	0.42
Sm	4.77	4.33	4.22	3.76	2.35	5.12	2.64	5.17	1.86	0.15
Eu	1.18	1.49	1.57	1.27	0.86	1.89	0.92	1.34	0.71	0.12
Gd	5.75	5.25	6.32	5.62	3.72	6.01	3.79	5.05	2.76	0.34
Tb	0.96	0.84	1.00	1.08	0.71	1.10	0.66	0.91	0.51	0.08
Dy	6.39	6.93	7.52	7.28	4.22	6.12	4.15	5.43	3.36	0.67
Ho	1.76	1.32	1.62	1.50	1.05	1.64	0.94	1.13	0.78	0.19
Er	5.61	3.65	4.79	4.39	2.86	5.45	2.49	3.13	2.14	0.61
Tm	0.78	0.54	0.65	0.71	0.42	0.74	0.37	0.40	0.33	0.11
Yb	4.68	3.41	4.32	4.31	2.46	5.63	2.39	2.93	2.14	0.74
Lu	0.77	0.54	0.68	0.69	0.37	0.84	0.30	0.45	0.29	0.14
Cu	45	25	89	27	79	15	57	23	101	8
Cr	214	н/о	252	243	331	437	309	52	133	125
Ni	76	н/о	66	87	106	170	79	52	37	53
Co	68	56	42	47	55	66	39	22	39	39
V	332	419	349	355	420	402	338	86	354	285

* - все железо как Fe₂O₃

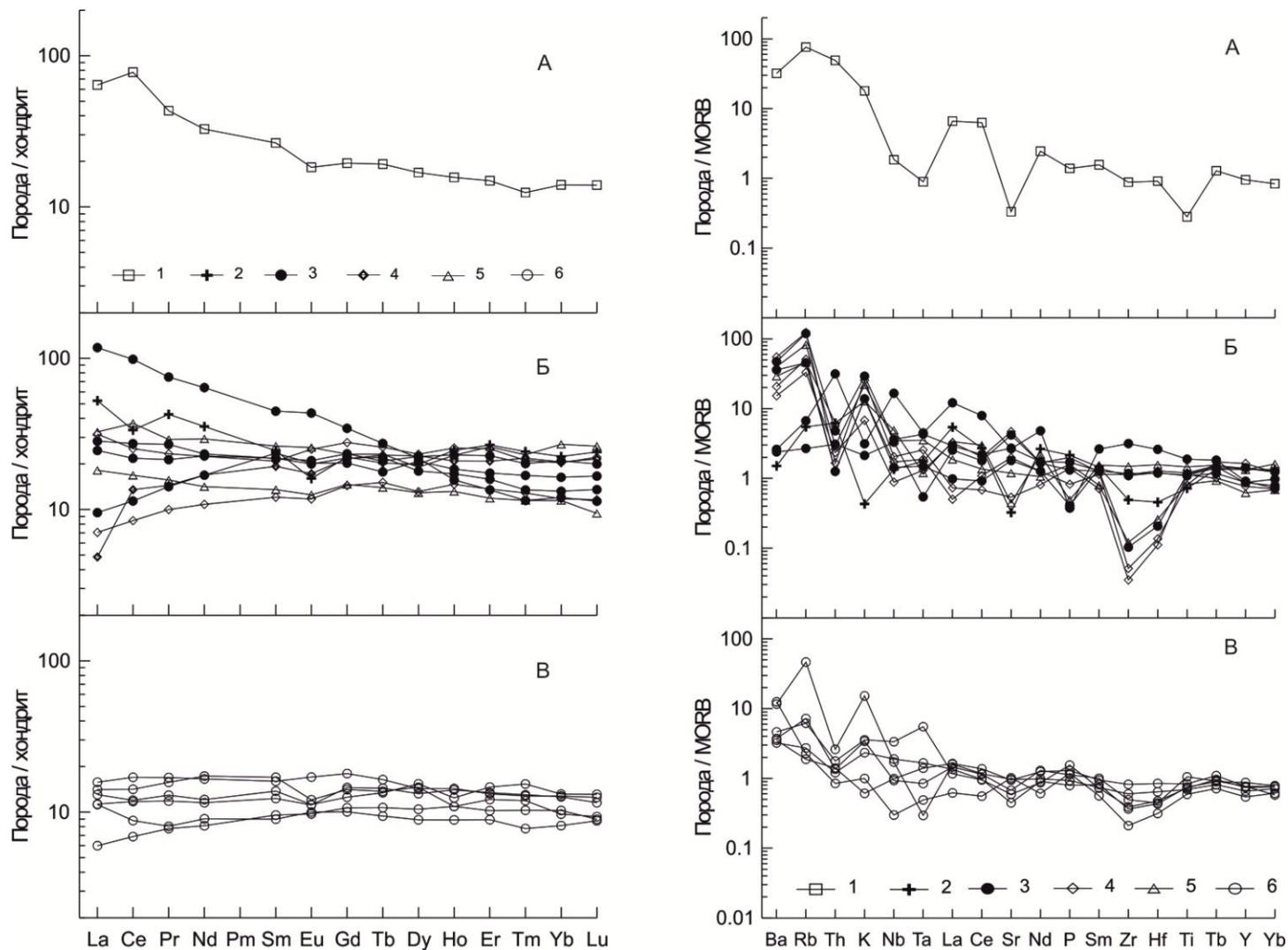


Рисунок 1.7. Распределение редкоземельных элементов в высокobarических породах Чарской зоны [Волкова и др., 2008]

1 – метачерт, 2 – гранатовый клинопироксенит, 3 – гранат-баррузитовые сланцы, 4 – глаукофановые сланцы, 5 – баррузитовые сланцы, 6 – метабазалты.

целом горизонтальны и близки к средним составам MORB в отношении высокозарядных некогерентных элементов, а некоторое обогащение K, Ba, Rb (в 12-46 раз) объясняется их подвижностью при субдукционном метаморфизме. Ряд образцов гранат-барруазитовых амфиболитов и гранатовый пироксенит демонстрируют на спайдер-диаграммах слабо отрицательные наклоны кривых распределения, характерные для E-MORB базальтов.

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования фенгита ($449,3 \pm 1,0$ и $449,8 \pm 5,2$ млн лет) и барруазита ($450,0 \pm 2,7$ и $449,2 \pm 5,5$ млн лет) из гранат-барруазитовых амфиболитов позволили оценить возраст высокобарического метаморфизма [Волкова и др., 2008]. Близкие значения возраста были получены недавно в результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования фенгита из эклогита: $444,0 \pm 4,0$ и $446,3 \pm 4,1$ [Волкова и др., 2014].

Учитывая, что температура закрытия K/Ar изотопной системы в фенгите составляет порядка 370С, полученные оценки возраста должны соответствовать завершающему этапу высокобарического метаморфизма. Совпадение полученных датировок позволяет исключить влияние захваченного радиогенного аргона и возможность искажения изотопных систем при поздних наложенных воздействиях.

Полученные датировки указывают на позднеордовикский возраст эксгумации высокобарических пород, включая эклогиты и согласуются с наиболее древними из K/Ar определений возраста ($444-429$ млн лет), полученными по фенгиту из высокобарических пород Чарской зоны [Буслов и др., 2003]

Это свидетельствует о практически одновременном подъеме высокобарических metabазитов из зоны субдукции. Следует отметить, что U-Pb изотопные даты по циркону из метачерт Чарской зоны ($466-456$ млн лет), по-видимому, отражают пик субдукционного метаморфизма [Ермолов, 2010].

Таким образом, в серпентинитовом меланже Чарского офиолитового пояса имеется полный набор элементов ордовикской субдукции: фрагменты базальт-фтанитовой океанической коры (N-MORB, E-MORB, OIB типы), доказательства субдукции в виде метаморфических пород высоких давлений, признаки существования дуги с широким участием островодужных базальтовых серий и, вероятно, бонинитов.

Вопрос о геодинамической природе базальтов, участвующих в стратифицированном разрезе девонских отложений ЗСЗ пока остается открытым (см. таблицы 1.1-1.3). По мнению П.В. Ермолова [2010], Чарский офиолитовый пояс представляет собой комбинацию ордовикской эксгумационно-протрузивной колонны, которая в складчатых областях находилась в постоянном взаимодействии с герцинскими магматическими породами. И те и другие, вероятнее всего, связаны с развитием девонского рифта, который на широте ж.д.

станции Чарск смещен по трансформному разлому на запад и его продолжение там уже носит название Горностаевского офиолитового пояса.

В заключении, важно подчеркнуть, что при любой геодинамической интерпретации становится очевидным, что земная кора ЗСЗ имеет двухчленное строение: нижнюю часть составляют океанические породы, связанные с ордовикской субдукцией (каледониды), верхнюю часть – терригенно-карбонатно-вулканогенные толщи раннекаменноугольного возраста, отвечающие герцинской субдукции под Алтайскую активную окраину Сибирского палеоконтинента. Петрологическими индикаторами этой субдукции является Жарма-Саурский вулканоплутонический пояс и аркалыкский андезито-базальтовый комплекс, распространенный в Чарско-Зимунайской подзоне (см. ниже).

1.2.2. Островодужные андезито-базальты аркалыкского комплекса (C_1V_{2-3})

Схема корреляции геологических комплексов Зайсанской сутурной зоны, отражающих окраинорско-островодужную (аркалыкская свита, C_1V_{2-3}) и предколлизийную (аганактинская свита, C_1S) геодинамические обстановки, приведена в таблице 1.5. Обращает на себя внимание широкое развитие андезит-базальтового комплекса, входящего в состав аркалыкской свиты (C_1V_{2-3}). Для этого вулканического комплекса характерны лавовые потоки базальтовых порфиритов с характерным лейстовидным плагиоклазом, слагающим каркас породы, и стекловатым матриксом, чаще всего девитрифицированным (рисунок 1.8), а также кристалло-литокластические туфы базальтового состава (рисунок 1.9). Реже отмечаются породы андезитового состава, для которых характерна порфировая структура с крупными выделениями андезин-лабрадора первой генерации и лейстовидным каркасом плагиоклаза второй генерации, определяющим гиалопилитовую или пилотакситовую микроструктуры породы (рисунок 1.10). Судя по петрохимическому составу (таблица 1.6), базальты занимают промежуточное положение между известково-щелочной островодужной серией (ОСВ) и базальтами океанических островов (ОИВ). Содержания редкоземельных элементов, нормированные по хондриту, выражены в виде плавной линии с незначительным превышением лантаноидов и отсутствием европиевого минимума (рисунок 1.11). На спайдер-диаграмме (см. рис. 1.11) видны отчетливые Ta-Nb и Ti-минимумы, что характерно для известково-щелочных островодужных вулканических серий [Скляр и др., 2001]. Основываясь на монографиях [Ермолов и др., 1977; Большой Алтай, 1998], можно утверждать, что раннегерцинский этап в истории эволюции Чарского палеоокеанического бассейна определялся зарождением и достаточно кратковременной эволюцией Жарма-Саурской островной дуги, которой отвечает

Литолого-стратиграфические колонки с магматическими и рудными формациями Зайсанской сутурной зоны

Жарма-Саурские островодужные и коллизионные габро-гранитные серии

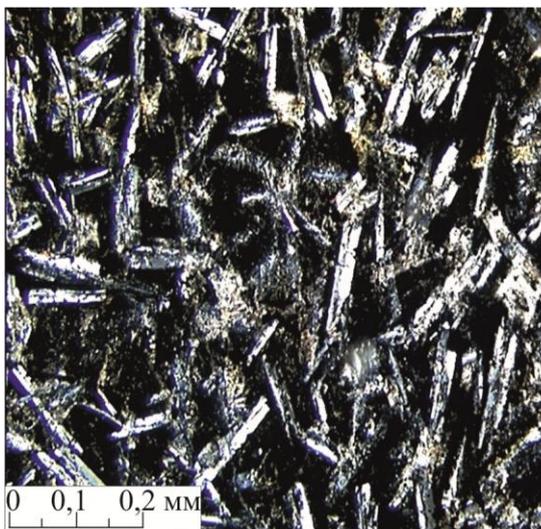
Чарско-Зимунайская подзона

Рудовмещающие геологические формации (структурно-вещественные комплексы)				Литолого-стратиграфическая колонка с металлогенической нагрузкой	Рудогенерирующая магматическая формация (комплекс)	Рудная формация	
Геодинамическая обстановка	Свиты, серии	Геологические формации	Возраст				
Неотектоническая		Разнообломочная сероцветная карбонатная	Q	40-200			
	Вторушинская	Гравелист-песчаная карбонатная	N ₂	15-20			
	Аральская	Глинисто-сульфатно-карбонатная	N ₁	70	Au Суздальское	Коры выветривания Au	
	Туранга, ашутас	Углисто-сидерит-колчеданная	P ₂ , P ₁	40-100	Ti-Zr Каратюльское		
	Северо-зайсанская	Алевритоглинистая	K ₁ , P ₂	200	Co-Ni Белогорское	Коры выветривания Zr-Ti, Co-Ni	
Сублатформенная	Семейтауская	Трахибазальт-трахириолитовая	T ₁	700-1000	Трахибазальт-трахириолитовая (семейтская T)	Витрофировая, цеолитовая	
Постколлизиянная			P ₂		Габро-пиритовая (аргимбайский, макутский P)	Специализация Ti, Cu, Ni	
	Салдырминская	Риолит-дацитовая наземная	C ₃	1000			
	Коллизионная	Майтобинская	Молассовая базальт-андезитовая наземная	C _{2,3}	1400	Плагиигранит-гранодиоритовая (кузунский C ₂)	Золотосульфидно-кварцевая (Васильевское, Жанан)
Буконьская		Молассовая лимническая угленосная	C _{2,3}	1500-2000	Габро-диабазовая (карабиринский C ₂)	Золото-сульфидно-мышьяковистая (Карабирок)	
Предколлизиянная	Аганактинская	Граувакковая олистостромовая	C _{1,s}	2500	Габродiorит-гранодиоритовая (ниволакский C ₁)	Золото-кварцевая (Аскал); золото-сурьмяная (Суурлы); золотосульфидно-кварцевая (Суздальское); золото-рутная (Веро-Чар)	
	Окранно-островодужная	Аркалыкская	Базальт-андезитовая известняково-терригенная	C _{1,v,2,3}	2500-2800	Гипербазитовая метаморфизованная	
			Известняковая	C _{1-v}	150-110		
Преддуговой рифтогенез		Кремнисто-известняково-терригенная	D _{1-l-p} S _{1-w} S _{1-d}	130 80-360		Железо-марганцевая	
Коллизионная		Эклогит-амфиболит-гнейсовая	O _{2,3}				
	Островодужная	Метабазальтовая кремнисто-алевритовая	V-Є				
Океаническая		Гипербазитовая	V?		Гипербазитовая (чарский комплекс)		

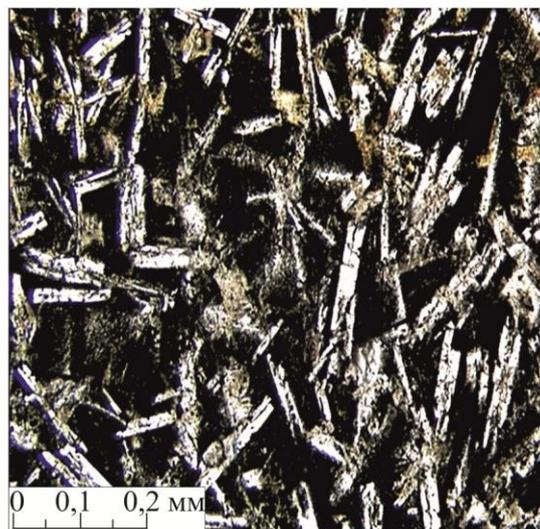
Западно-Калбинская подзона

Рудовмещающие геологические формации (структурно-вещественные комплексы)				Литолого-стратиграфическая колонка с металлогенической нагрузкой	Рудогенерирующая магматическая формация (комплекс)	Рудная формация	
Геодинамическая обстановка	Свиты, серии	Геологические формации	Возраст				
Неотектоническая		Континентальные разнообломочные	Q-K	800		Россыпи и коры выветривания	
Сублатформенная	Семейтауская	Трахибазальт-трахириолитовая	T ₁	700 ?			
Постколлизиянная			P			Гранит-лейкогранитовая (дельбегетейский P)	
Коллизионная	Буконьская	Молассовая лимническая угленосная	C _{2,3}	1500-2500		Золото-мышьяково-углеродистая (Бакырник)	
	Предколлизиянная	Аганактинская	Граувакковая алевритовая-песчаниковая	C _{1,s}	1500-2000		Золото-кварцевожильная (Кулуд-жун); Золото-березитовая (Балджал)
		Окранно-островодужная	Аркалыкская	Вулканогенно-карбонатно-терригенная	C _{1,v,2,3}	1600-3300	
Коллизионная	Карабайская	Базальтовая известняково-терригенно-кремнистая	C _{1,t} D _{1,fin}	500-1000		Золотосульфидная (Бригладное)	
	Преддуговой рифтогенез	Игоревская	Алевритовая аспидная	D _{1,fin}	350-800		
Аналоги андреевской свиты			Базальт-андезитовая карбонатно-терригенная	D _{1,gv} D _{1,ef} D _{1,e} D _{1,p}	1000 160-500		
			Карбонатно-кремнисто-терригенная	D _{1,l}	140		Гранодиорит-плагиигранитовая (D ₁ ?)
			Молассовая вулканотерригенная	S _{1,p-l} S _{1-w-l}	130-600		
Коллизионная		Эклогит-амфиболит-гнейсовая	O _{2,3}				
Островодужная		Метабазальтовая кремнисто-алевритовая	V-Є				
Океаническая		Гипербазитовая	V?		Гипербазитовая (чарский комплекс)		

Такырская черносланцевая формация и плагииграниты кунушского комплекса



Николи скрещены



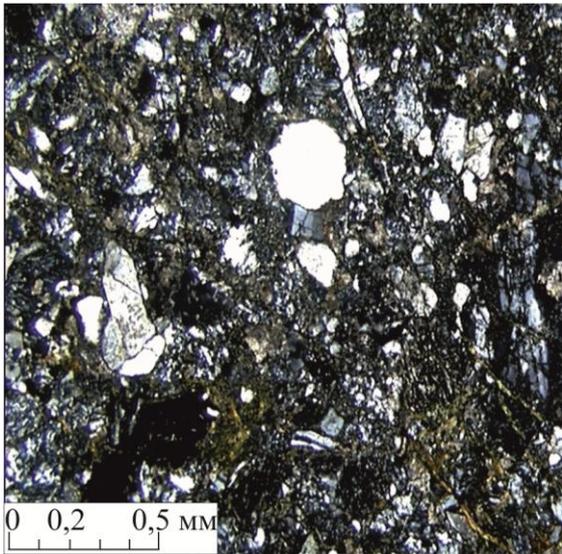
Николи параллельны

Образец Ж-23

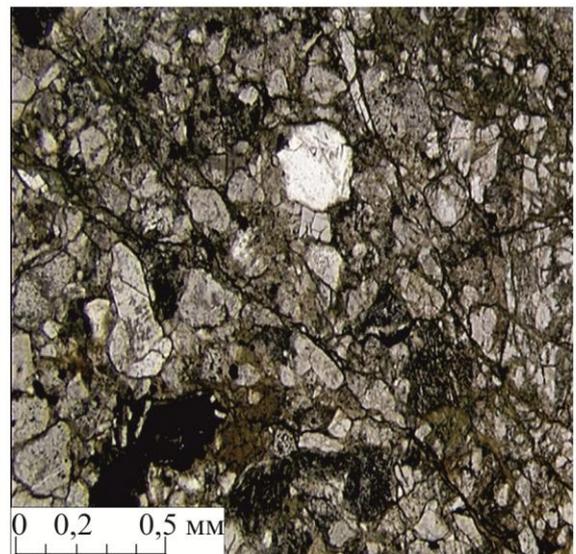
Базальтовый порфирит

Макроскопически порода крепкая, массивная, трещиноватая. Структура нечёткая порфировая, основная масса породы апоинтерсертальная. Породу слагают беспорядочно расположенные, разноразмерные (от 0,07 до 0,3 мм по удлинению) лейсты плагиоклаза, в интерстициях между которыми наблюдается девитрифицированный стекловатый базис, представленный мелкочешуйчатым хлоритом?, серицитом, кальцитом и рудной пылью. Порфировые выделения единичны (длиной до 0,4 мм), представлены в разной степени серицитизированным и пелитизированным плагиоклазом (андезином?). Слабая поляризация и низкие интерференционные тона окраски создают в шлифе общий тёмный фон. Базис неоднородный, в нём часто фиксируются игольчатые, изометричные непрозрачные выделения формирующие сетчатый рисунок (возможно, рудные минералы развивающиеся по плоскостям спайности, полностью заместившихся элементов). Трещины залечены тонко чешуйчатым серицитом и тонкокристаллическим кальцитом. Под микроскопом зафиксированы редкие миндалины (диаметром до 0,1 мм) правильной округлой формы выполненные тонкокристаллическим кальцитом и кварцем.

Рисунок 1.8. Микрофотографии и петрографическое описание базальтового порфирита аркалыкского вулканического комплекса C_{IV2-3} .
Авторы Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Злобина О.Н.



Николи скрещены



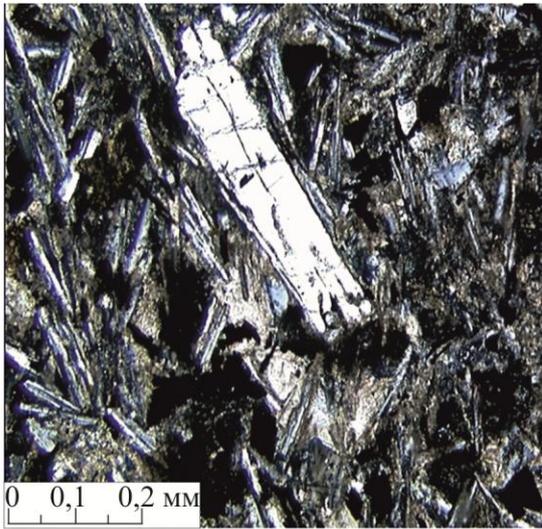
Николи параллельны

Образец Ж-5

Кристалло-литокластический туф

Текстура атакситовая, характеризующаяся неравномерным распределением обломков. Структура кристалло-литокластическая. Обломки различного размера составляют 80-85%, представлены кварцем, полевыми шпатами, изверженными породами разного состава с интерсертальным или пилотакситовым сложением. Матрикс интенсивно хлоритизирован, серицитизирован и карбонатизирован. Постседиментационные (метасоматические?) преобразования туфогенного материала привели к разрушению части обломков с образованием тонкозернистых агрегатов кварца, гидрослюда, монтмориллонита? и сульфидов.

Рисунок 1.9. Микрофотографии и петрографическое описание кристалло-литокластического туфа базальтового состава, аркалыкского вулканического комплекса C_{1V2-3} . Авторы Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Злобина О.Н.



Николи скрещены



Николи параллельны

Образец Ж-15 **Андезитовый порфирит**

Макроскопически порода пятнистого облика, крепкая, массивная, трещиноватая. Структура основной массы породы между гиалопилитовой и пилотакситовой. Породу слагают беспорядочно расположенные, разноразмерные (от 0,1 до 0,7 мм по удлинению) лейсты плагиоклаза и зёрна моноклинного пироксена (титанавгита?) (диаметром от 0,1 до 0,65 мм), в интерстициях между которыми наблюдается девитрифицированный базис, представленный каолинитом, пелитоморфным кальцитом (доломитом), серицитом и рудной пылью. Редкие порфиновые выделения (длиной до 1,5 мм, шириной до 0,5 мм), представлены зёрнами эпидота окаймлёнными рудными минералами. Эпидот, вероятно, полностью заместил первичный минерал. Трещины залечены тонкокристаллическим кальцитом. Рудные компоненты разнозернистые, равномерно распределены по породе, представлены титано-магнетитом и ильменитом.

Рисунок 1.10. Микрофотографии и петрографическое описание андезитового порфирита аркалыкского вулканического комплекса C_{IV2-3} .
Авторы Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Злобина О.Н.

Таблица 1.6

Содержание петрогенных элементов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах базальтов и базальтовых туфов аркалыкского вулканического комплекса, на примере Жайминского рудного поля

Номер образца	Ж-23	Ж-5
1	3	4
SiO ₂	46,88	47,36
TiO ₂	2,27	2,39
Al ₂ O ₃	14,27	13,53
Fe ₂ O ₃	13,32	13,06
MnO	0,18	0,22
MgO	6,19	4,54
CaO	7,62	7,53
Na ₂ O	2,99	3,2
K ₂ O	0,56	0,59
P ₂ O ₅	1,24	1,28
BaO	0,1	0,11
SO ₃	0,3	0,21
V ₂ O ₅	0,045	0,043
Cr ₂ O ₃	0,026	0,009
NiO	0,007	0,003
п.п.п.	3,23	5,74
сумма	99,22	99,84
Rb	5,4	5,2
Sr	862	713
Y	46	49
Zr	228	258
Nb	18,9	20,0
Cs	1,76	1,01
Ba	834	983
La	42	47
Ce	93	103
Pr	13,7	15,0
Nd	56	60
Sm	10,7	11,7
Eu	3,4	4,0
Gd	10,0	10,8
Tb	1,37	1,45
Dy	7,4	7,9
Ho	1,51	1,59
Er	4,2	4,2
1	3	4
Tm	0,62	0,65
Yb	3,8	4,0
Lu	0,57	0,57
Hf	5,2	5,8
Ta	0,91	1,00
Th	1,17	1,88
U	0,48	0,72

Примечание: Ж-23 – базальтовый порфирит, Ж-5 – витро-кластический туф базальтового состава. Анализ содержания петрогенных элементов выполнен методом РФА на установке СРМ-25 (аналитик – Карманова Н.Г., ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева, г. Новосибирск), содержание компонентов приведено в масс.%. Анализы редких элементов выполнены методом ISP-MS (аналитик Николаева И.В., ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева, г. Новосибирск. Авторы проб Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н.

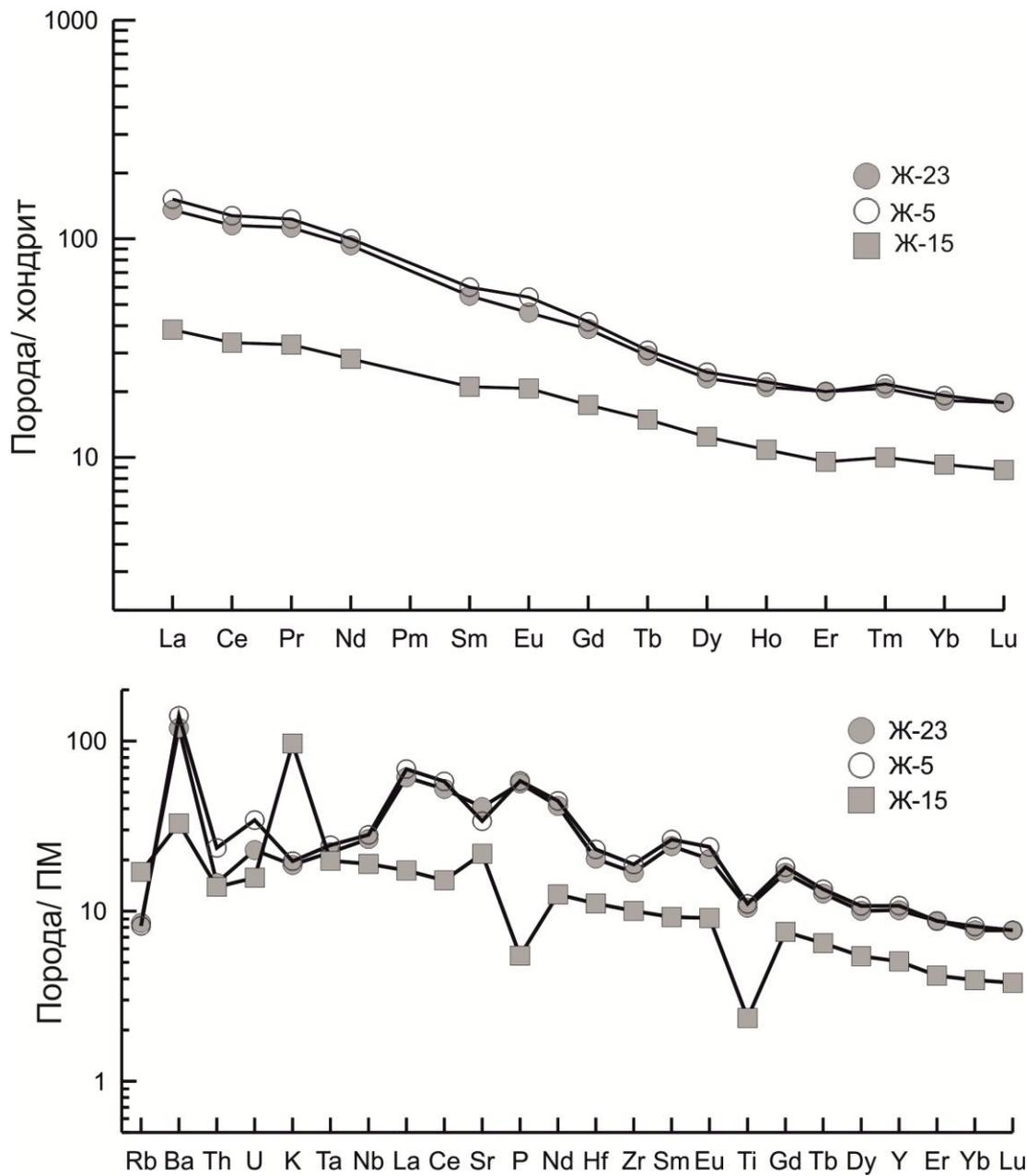


Рисунок 1.11. Распределение редких и редкоземельных элементов в андезито-базальтах аркалыкского вулканического пояса. Привязка и составы проб дана в таблице 1.6.

саурский габбро-диорит-тоналит-плагиогранитный (базальт-андезит-риолитовый) вулканоплутонический пояс, расположенный к западу от Зайсанской сутурной зоны (в современных координатах).

1.2.3. Коллизионные гранодиорит-плагиограниты кунушского комплекса (C₃)

Зайсанская сутурная зона по общему небольшому объему интрузивных образований традиционно считается амагматичной структурой. Ее характерная особенность заключается в локализации золотоносных малых интрузий и даек среднего и кислого состава, представленных практически на всех рудных полях (Баладжал, Кулуджун, Бакырчик, Байбура, Жайма и др.). Интрузивно-дайковые образования отмечаются в виде небольших интрузивных тел (размером 1-4 км²) и приразломных дайковых поясов, сформированных в стадию позднегерцинской коллизии Казахстанской и Сибирской континентальных литосферных плит, и контролируются системой разломов мантийно-корового происхождения (массивы Бижан, Саратовский, Филиповский, Зеленовский, Скак, Жерек, Сенташ-Буконьский интрузивный пояс и др.). По формационной принадлежности они выделены в габбро-диоритовую формацию (бижанский комплекс C₂₋₃) и плагиогранит-гранодиоритовую формацию (кунушский C₃), (см. таблицу 1.1, таблицу 1.5).

Следует обратить особое внимание на тот факт, что плагиогранитоиды кунушского комплекса имеют сквозное распространение, «запечатывая» структуры Зайсанской сутурной зоны (см. рис. 1.2) и Калба-Нарымской зоны (рисунок 1.12). Несмотря на принципиально различный состав вмещающих толщ, которые в Зайсанской сутурной зоне имеют островодужный существенно мафитовый профиль (аркалыкская свита, C_{1V2-3}), а в Калба-Нарымской зоне отвечают турбидитовому бассейну (черносланцевая формация, такырская свита, D₃-C₁), с дайковыми поясами и гипабиссальными массивами плагиогранитов кунушского комплекса повсеместно ассоциируют рудопроявления и месторождения золото-кварцево-жильного и золото-сульфидного типов [Большой Алтай, 1998; Большой Алтай, 2000].

Кунушский комплекс образован преимущественно небольшими массивами плагиогранитов и гранодиоритов, а также их жильными дериватами нескольких генераций (гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и альбитофиры) добатолитовых малых интрузий (рисунок 1.13). Отмечаются переходы апофиз гранодиорит-плагиогранитовых массивов в дайки гранит-порфиров, что подчеркивает генетическое родство малых интрузий и дайковых образований

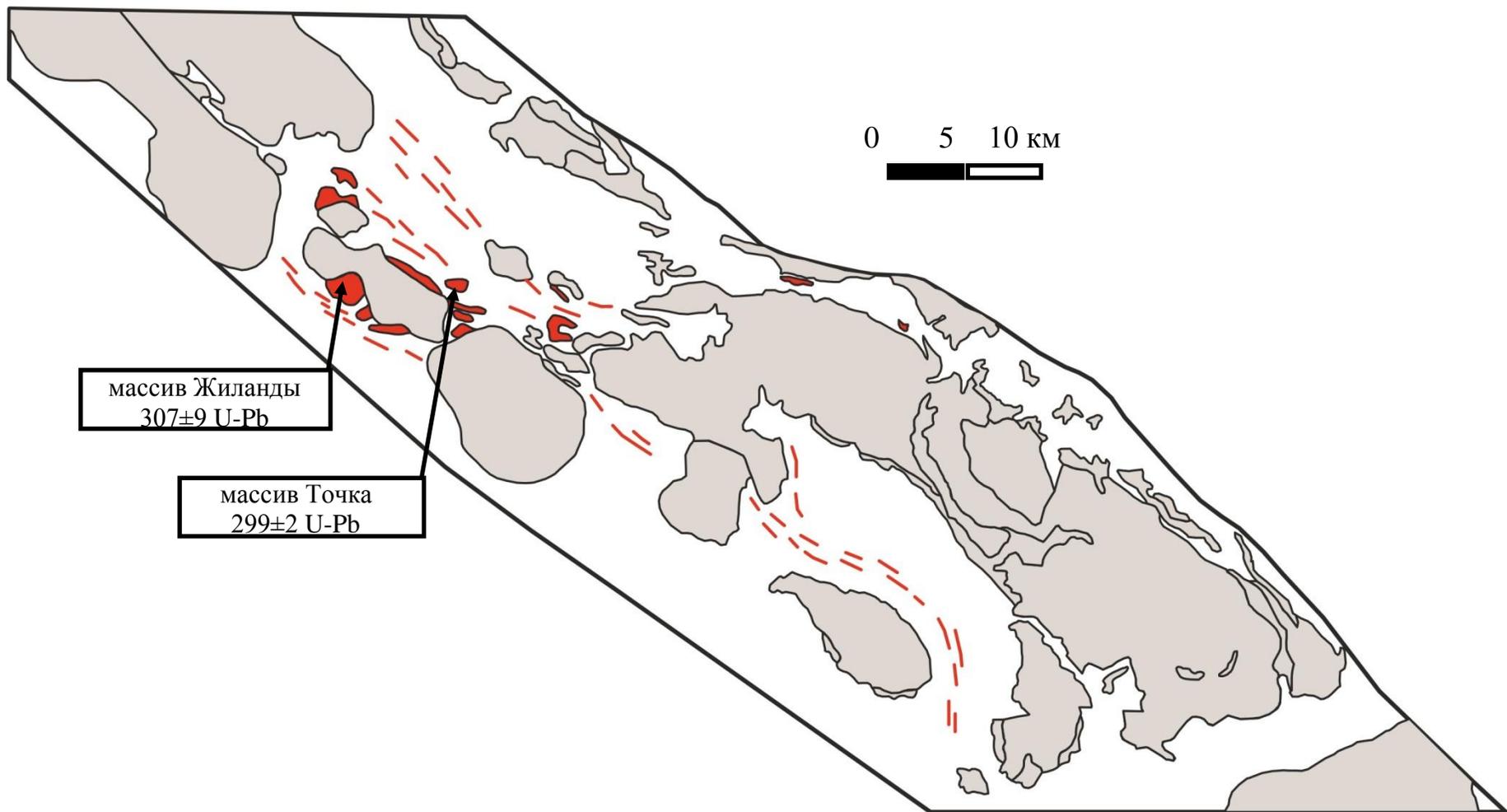


Рисунок 1.12. Схема развития интрузивных массивов и дайковых поясов кунушского гранодиорит-плагиогранитного комплекса в Калба-Нарымской зоне [Большой Алтай, 1998].

На схеме показаны массивы Жиланды и Точка, для которых определен U-Pb изотопный возраст [Куйбида и др., 2009].

(рисунок 1.14). Петрографические породы характеризуются выдержанным количественно-минеральным составом (кварц 25-35%, олигоклаз 30-40%, калиевый полевой шпат 15-20%, темноцветные минералы 5-7%, рудные минералы 1-2%). Структуры – порфиоровые, во вкрапленниках постоянно присутствует кварц округлой формы и призматические кристаллы кислого плагиоклаза, матрикс сложен микрогранитным агрегатом. В дайковых разностях основные петрографические черты сохраняются, и их принадлежность к кунушскому комплексу легко устанавливаются в полевых условиях (рисунок 1.15).

По химическому составу плагиограниты и их субвулканические аналоги относятся к низкокалиевой известково-щелочной серии, о чем свидетельствуют низкая сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (6.06-6.38 мас.% и 5.20-6.81 мас.% соответственно) и высокие $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношения (3.83-3.10 и 3.93-6.43) (таблицы 1.7, 1.8). Спектры распределения РЗЭ - ассиметричные с повышенным $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношением (12.48-14.14 и 8.64-14.48), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7-1.1$ и $1-1.5$. Отмечены высокие содержания Sr (550-726 г/т), а по концентрациям крупноионных литофильных и высокозарядных редких элементов изученные породы наиболее близки к гранитоидам М-типа (см. таблицу 1.8). Высокие содержания Al_2O_3 , Sr, Eu и обеднение тяжелыми РЗЭ и Y свидетельствуют о принадлежности исследованных пород к плагиогранитам высокоглиноземистого типа. Формирование плагиогранитных магм связано с дегидратационным плавлением мафического субстрата погружающейся океанической литосферной плиты в зоне субдукции или нижнекоровом плавлении в результате утолщения континентальной коры при аккреционно-коллизийных событиях. Необходимым условием генерации плагиогранитов такого типа служат высокое давление ($\geq 10-12$ кбар) и равновесие расплава с гранатсодержащим реститом. Основные положения данной модели были использованы для объяснения генезиса высокоглиноземистых плагиогранитов кунушского комплекса. Для решения этого вопроса М.Л. Куйбидой и др. [2009] было проведено геохимическое моделирование и Sm-Nd изотопное изучение плагиогранитов и вмещающих пород. Результаты геохимического моделирования свидетельствуют о том, что высокоглиноземистые плагиограниты кунушского комплекса могли образоваться при дегидратационном плавлении субстрата базитового состава, близкого к океаническим метабазальтам (NMORB + OIB) Чарской зоны (при $P = 15$ кбар, $T = 950^\circ\text{C}$, степени плавления - 9 % и равновесии расплава с амфибол-клинопироксен-плагиоклаз-гранатовым реститом, состав которого охарактеризован в [Волкова и др., 2008, 2014; Safonova et al., 2004, 2009]).

Sm-Nd изотопные исследования проведены для плагиогранитов Жиландинского массива (Западно-Калбинская зона). Получены следующие параметры: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1226$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512834$; $\varepsilon_{(\text{Nd})0} = +3.8$; $\varepsilon_{(\text{Nd})T} = +6.7$, TDM - 2 St = 0.52 млрд.

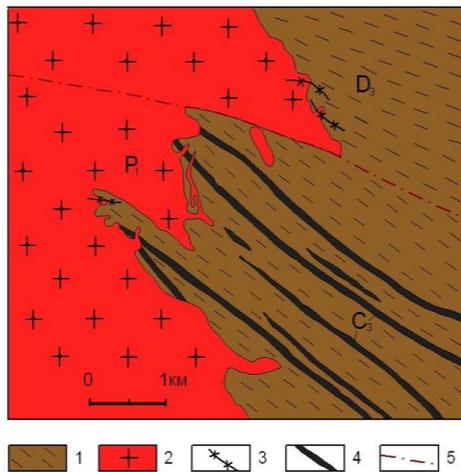


Рисунок 1.13. Срезание гранитами калбинского комплекса P_1 , даек плагиогранит-порфиров кунушского комплекса (по Б.А. Дьячкову, массив Точка).

1 – отложения такырской свиты; 2 – граниты первой фазы и 3 – жильные граниты калбинского комплекса; 4 – дайки гранит-порфиров кунушского комплекса; 5 – разлом.

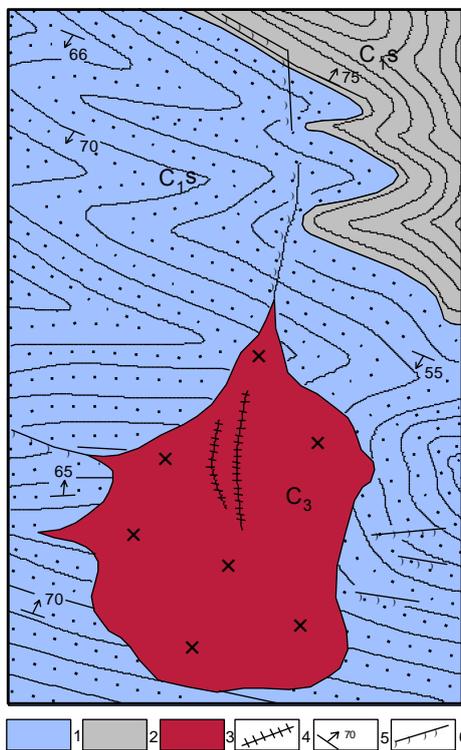
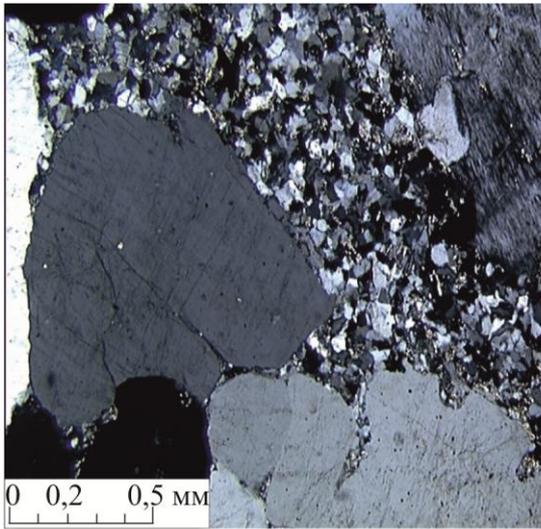
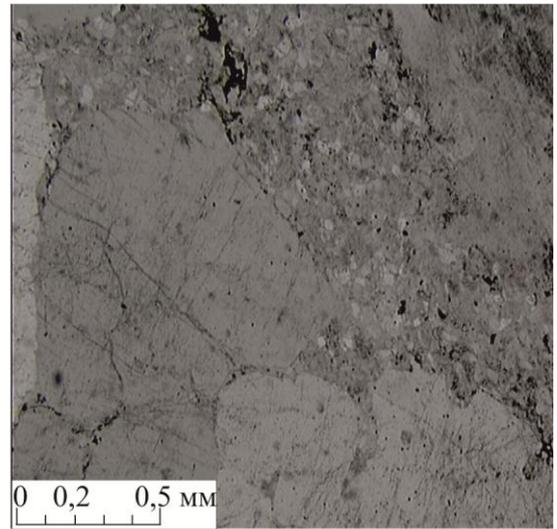


Рисунок 1.14. Геологическое строение Зеленовского массива в Западной Калбе (по Б.А. Дьячкову).

1 – преимущественно песчаниковые и 2 – алевролитовые отложения аганактинской свиты, C_{1s} ; 3 – роговообманково-биотитовые гранодиориты, участками мусковитизированные; 4 – дайки гранодиорит-порфиров; 5 – элементы залегания; 6 – гранит-порфиры кунушского комплекса, C_3 .



Николи скрещены



Николи параллельны

Образец Ж-24

Кварцевый риолит-порфир

Текстура массивная, нечёткая линейная, обусловленная ориентировкой крупных таблитчатых кристаллов полевых шпатов и изометричных выделений кварца. Структура кристаллобластовая, порфиробластовая, участками роговиковая?, разномзернистая. Порфировые включения сложены кварцем и калиевым полевым шпатом. Диаметр зёрен варьирует от 0,02 до 4 мм. В минеральном составе преобладают кварц (40-52%) и полевые шпаты (38-45%), слюдястые пластинки (мусковит и его тонкочешуйчатые агрегаты) составляют (10-15%), эпидот и хлорит уверенно определяются в единичных случаях. Полевые шпаты представлены калиевыми разновидностями (преобладают) и плагиоклазами, в некоторых зёрнах зафиксировано неотчётливое пертитовое строение. Калиевые полевые шпаты в разной степени серицитизированы, иногда трещиноваты. В их краевых частях часто наблюдается вращение пластинок мусковита (агрегаты неправильной формы, или в виде розеток диаметром до 0,17 мм), значительно реже отмечаются хлорит и эпидот?. Выделения кварца тонко-мелкозернистые субизометричной, причудливой формы с нормальным или волнистым угасанием.

Рисунок 1.15. Микрофотографии и петрографическое описание кварцевого риолит-порфира кунушского комплекса С₃.

Авторы Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Злобина О.Н.

Таблица 1.7

Средние химические составы магматических пород кунушского комплекса Большого Алтая

№ породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Калба-Нарымская зона												
1 (19)	67,55	0,57	16,36	4,22	0,07	1,16	2,85	3,66	2,81	0,17	0,76	100,13
2 (9)	70,93	0,27	15,58	2,22	0,01	1,10	2,27	5,26	1,11	0,06	0,57	99,38
3 (23)	66,47	0,68	16,09	5,11	0,069	1,20	2,05	3,12	3,65	0,18	1,52	100,13
4 (9)	70,66	0,22	16,42	2,35	0,02	0,84	1,98	4,71	1,4	0,08	1,57	100,25
5 (13)	73,66	0,20	15,19	1,54	0,02	0,35	0,56	4,04	3,23	0,09	1,45	100,33
6 (12)	73,44	0,13	14,70	1,85	0,02	0,45	0,94	4,00	3,51	0,04	0,96	100,04
Зайсанская сутурная зона												
7 Ж-1	74,44	0,22	15,76	0,83	0,01	0,25	0,18	5,13	2,00	0,03	1,47	100,32
8 Su-74	71,91	0,10	12,50	1,73	0,04	0,23	4,30	3,59	1,17	0,02	4,65	100,24
9 Su-59	75,92	0,07	12,71	1,70	0,03	0,16	0,49	4,03	3,17	0,03	1,93	100,24

Примечание: 1 – гранодиориты, 2 – плагиограниты, 3 - гранодиорит-порфиры, 4 - плагиогранит-порфиры, 5 - гранит-порфиры, 6 - кварцевые порфиры (в скобках указано количество проб) [Щерба и др., 1984]; 7 - плагиограниты, массив Жерек [Кузьмина и др., 2013]; 8,9 - риодацит-риолитовые субвулканические дайки, Суздальское месторождение [Ковалев и др., 2013а].

Таблица 1.8

Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в представительных образцах плагиогранитов Жиландинского, Точкинского массивов кунушского комплекса (Восточный Казахстан)

массив порода № обр.	Жиландинский массив		массив Точка		Жайма
	Биотитовый плагиогранит 7-181-05	Плагиогранит -порфир 7-174-05	Порфиroidный плагиогранит 7-187-05	Плагиогранит- порфир 7-183-05	Кварцевый порфир Ж-24
SiO ₂	69,6	68,06	68,31	70,27	80,63
TiO ₂	0,24	0,55	0,13	0,24	0,13
Al ₂ O ₃	16,35	16,48	18,36	15,46	11,41
Fe ₂ O ₃ *	2,33	3,17	1,91	2,37	0,57
MnO	<0,03	0,05	0,04	<0,03	0,01
MgO	1,14	1,32	0,99	1,14	0,06
CaO	2,96	3,1	4,12	3,09	0,09
Na ₂ O	4,82	4,73	4,5	5,65	4,82
K ₂ O	1,26	1,57	0,7	1,69	0,86
P ₂ O ₅	0,07	0,15	0,04	0,07	0,04
п.п.п.	0,92	0,68	0,5	0,2	0,73
Сумма	99,7	100	99,6	100,19	99,4
Th	1,8	5,8	0,7	3,5	1,61
U	0,5	1,8	0,5	0,9	4,0
Rb	23	52	22	31	10,4
Ba	256	414	203	276	95
Sr	727	659	565	551	759
La	7,7	21,9	3,2	10,8	7,7
Ce	16	40	6	21	15,5
Pr	2,2	5,1	0,9	2,9	2,1
Nd	8,7	18,9	3,8	10,7	4,2
Sm	1,71	3,44	0,86	2,03	1,40
Eu	0,58	1,09	0,29	0,64	0,34
Gd	1,32	2,59	0,7	1,48	1,27
Tb	0,2	0,33	0,11	0,19	0,19
Dy	0,92	1,79	0,53	0,97	1,13
Ho	0,15	0,32	0,1	0,16	0,24
Er	0,45	0,89	0,26	0,44	0,67
Tm	0,07	0,13	0,04	0,06	0,10
Yb	0,39	0,79	0,26	0,38	0,68
Lu	0,07	0,13	0,04	0,06	0,10
Zr	102	168	69	113	45
Hf	2,8	4,1	2	3	1,18
Ta	0,14	0,42	0,14	0,27	0,13
Nb	1,6	6,6	1,5	2,7	4,2
Y	4,8	9,9	3,2	5	7,5
Eu/Eu*	0,77	1,09	1,01	1,11	
(La/Yb) _n	14,14	20,03	8,64	20,30	
Σ PЗЭ	40,83	97,07	17,40	51,85	

Примечание. Анализ содержаний петрогенных элементов выполнен методом РФА в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) на спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS) (аналитики – А.Л. Финкельштейн, А.К. Климова). Анализ содержаний редких и редкоземельных элементов выполнен методом ICP-ms на приборе Finigan Element И.В. Николаевой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Идентичный изотопный состав Nd в плагиогранитах ($T_{Nd(DM)} - 2 St = 0,52$ млрд лет; $\epsilon_{(Nd)T} = +6,7$) и metabазальтах Чарского офиолитового пояса ($T_{Nd(DM)} = 0,46$ млрд лет; $\epsilon_{(Nd)T} = +6,8$) подтверждают данные геохимического моделирования. Высокие концентрации Sr в базальтах Чарского офиолитового пояса объясняют и высокие (205-885 г/т) содержания такового в плагиогранитах кунушского комплекса (551-682 г/т).

Позднекаменноугольный возраст кунушского комплекса определяется на том основании, что его интрузии и дайки прорывают отложения буконьской и майтубинской свит (C_{2-3}), а сами пересекаются гранитами калбинского комплекса P_1 (см. рисунок 1.13). Эти геологические наблюдения подтверждаются U-Pb изотопным датированием циркона из плагиогранитов Жиландинского массива ($306,7 \pm 8,7$ млн лет) и массива Точка ($299 \pm 2,3$ млн лет), расположенных в Калба-Нарымской зоне (см. рисунок 1.12).

Как уже отмечалось выше, с интрузиями и дайками рассматриваемого комплекса генетически связано золотое оруденение, образующее промышленные типы месторождений суздальский, кулуджунский, бакырчикский и др. [Дьячков и др., 2011]. Основные доказательства следующие: 1) пространственная сближенность магматических образований и золоторудных кварцевых жил, прожилков лестничного типа и минерализованных золото-сульфидных зон (Жерек, Кедей, Кулуджун, Бакырчик, Лайлы и др.); 2) близкие геолого-структурные условия формирования интрузивных и рудных тел (разрывные нарушения, надвиговые структуры, флексуорообразные изгибы складчатости, благоприятные литолого-стратиграфические горизонты и др.); 3) минералогическое родство золоторудных кварцевых жил и минерализованных зон с метасоматически измененными гранитоидами (пирит, арсенопирит, сидерит-анкерит, шеелит и золото); 4) геохимически одинаковая ассоциация сопутствующих элементов – Ag, As, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn и др.; 5) относительно повышенное содержание золота по результатам нейтронно-активационного метода в породах кунушского комплекса (2,8-3,3 мг/т) по сравнению с калбинскими гранитами (1,8 мг/т) и дайками миролюбовского комплекса (1,9 мг/т). Достаточно четкие связи золотого оруденения с плагиогранитоидами кунушского комплекса обосновано для Байбуринского рудного поля (см. главу 2).

1.2.4. Индикаторные магматические комплексы Зайсанской сутурной зоны, связанные с активностью Таримского (P_1) и Сибирского (T_1) плюмов

В настоящей диссертационной работе принята схема расчленения пермско-триасовых вулканических и интрузивных образований Зайсанской сутурной зоны,

основанная на монографических описаниях [Ермолов и др., 1977, 1983; Большой Алтай, 1998, 2002; Дьячков и др., 2011]. Эта схема включает в себя следующие магматические серии и ассоциации (от ранних к поздним): • *аргимбайская субщелочная трахибазальт-трахиандезит-трахитовая (габбро-диабазовая) вулканоплутоническая серия, $C_3 \div P_1$ (293 ± 3 млн лет)*; • *максутский пикродолеритовый комплекс, P_1 (280 ± 3 млн лет)*; • *салдырминская (тастауская) субщелочная дацит-риолитовая (монцонит-граносиенит-гранитная) ассоциация, P_1 (280 ± 3 млн лет)*; • *щелочные граниты дельбеgetейского комплекса, $P_2?$* ; • *семейтауская субщелочная трахибазальт-трахиандезит-К-риолитовая (монцонит-граносиенит-гранитная) вулканоплутоническая ассоциация, T_1 (248 ± 3 млн лет)*.

Обращает на себя внимание, что все перечисленные выше магматические комплексы имеют сквозное распространение в Чарско-Зимунайской и Западно-Калбинской подзонах Зайсанской сутурной зоны (таблица 1.9).

Представленная схема расчленения постколлизиионных (ранняя пермь) и субплатформенных (ранний триас) магматических комплексов Зайсанской сутурной зоны в настоящее время интерпретируется с позиции воздействия Таримского и Сибирского плюмов на континентальную литосферу [Борисенко и др., 2006; Цзян и др. 2006; Владимиров и др., 2008; Добрецов, 2008; Мао et al., 2008; Добрецов и др., 2010; Chen et al., 2010; Хромых и др., 2011, 2013; Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

Рассмотрим петролого-геохимические и изотопно-геохронологические данные, подтверждающие генетическую связь пермско-триасовых магматических комплексов Зайсанской сутурной зоны с Таримским и Сибирским плюмами.

Аргимбайская субщелочная вулканоплутоническая серия ($C_3 \div P_1$)

Главный объем изверженных пород аргимбайской вулканоплутонической ассоциации сосредоточен в Сарджальско-Даубайском прогибе, отдельные разрозненные выходы отмечаются вдоль юго-западного борта Чарского офиолитового пояса (рисунок. 1.16). Эффузивно-субвулканическая фация представлена даубайским и тюрешокинским комплексами, гипабиссальная фация – аргимбайским интрузивным комплексом.

Даубайский вулканический комплекс по объему соответствует одноименной свите. Выходы его известны в Даубайской и Майтубинской наложенных мульдах Сарджальско-Даубайского прогиба, а также вдоль юго-западного борта Чарского офиолитового пояса. Преобладающими разновидностями являются андезитобазальтовые, андезитовые и трахиандезитовые порфириты, в меньшей мере развиты базальтовые порфириты и трахит-порфиры. Эксплозивные образования составляют

Литолого-стратиграфические колонки с магматическими и рудными формациями Зайсанской сутурной зоны

Максутский габро-пикритовидный комплекс, P₁ Семейтаусская структура, T₁

Чарско-Зимунайская подзона

Рудовмещающие геологические формации (структурно-вещественные комплексы)				Литолого-стратиграфическая колонка с металлогенической нагрузкой	Рудогенерирующая магматическая формация (комплекс)	Рудная формация	
Геодинамическая обстановка	Свиты, серии	Геологические формации	Возраст				Мощность, м
Неотектоническая		Разнообломочная сероцветная карбонатная	Q	40-200			
	Вторушнская	Травелит-песчаная карбонатная	N ₂	15-20			
	Аральская	Глинисто-сульфатно-карбонатная	N ₁	70	Au Суздальское	Коры выветривания Au	
	Туранга, ашутас	Углисто-сидерит-колчеданная	P ₂ , P ₃	40-100	Ti-Zr Кароткель	Гранит-граносенитовая (преобразованский P ₂); гипербазитовая метаморфизованная PR?	
	Северозайсанская	Алевролитоглинистая	K ₁ , P ₂	200	Co-Ni Балорокоров	Коры выветривания Zr-Ti, Co-Ni	
Субплатформенная	Семейтаусская	Трахибазальт-трахириолитовая	T ₁	700-1000	Трахибазальт-трахириолитовая (семейтаусская T ₁)	Витрофировая, целолитовая	
Постколлизиянная			P ₂		Ti Cu Ni G	Габро-диоритовая (аргимбайский, макутский P ₂)	Специализация Ti, Cu, Ni
Коллизиянная	Салдырминская	Риолит-дацитовая наземная	C ₃	1000			
	Майтобинская	Молассовая базальт-андезитовая наземная	C _{2,3}	1400	Au As Юные Ашаты Васильевское Au Sb Жанан	Плагногранит-гранодиоритовая (кунушский C ₂)	Золотосульфидо-кварцевая (Васильевское, Жанан)
Предколлизиянная	Буконьская	Молассовая лимническая угленосная	C _{2,3}	1500-2000	Карабирюк Au As	Габро-диабазовая (карабирюкский C ₂)	Золото-сульфидно-мышьяковистая (Карабирюк)
	Аганактинская	Граувакковая олигостромовая	C _{1,s}	2500		Габрогранит-гранодиоритовая (николаевский C ₁)	Золото-кварцевая (Акжал); золотосурьмяная (Суурлы); золотосульфидо-кварцевая (Суздальское); золото-ртутная (Веро-Чар)
Окраинно-островодужная	Аркалыкская	Базальт-андезитовая известняково-терригенная	C _{1,v,2,3}	2500-2800	Суурлы Au Sb Аюксай Au Суздаль Au Веро-Чар Au Hg	Гипербазитовая метаморфизованная	
		Известняковая	C _{1,t-v}	25-310			
Преддуговой рифтогенез		Кремнисто-известняково-терригенная	D _{1-l-p}	130	Fe Mn		Железо-марганцевая
			S _{1,w} , S _{1,d}	80-360			
Коллизиянная		Эклогит-амфиболит-гнейсовая	O _{2,3}				
Островодужная		Метабазальтовая кремнисто-алевролитовая	V-Є				
Океаническая		Гипербазитовая	V?			Гипербазитовая (чарский комплекс)	

Западно-Калбинская подзона

Рудовмещающие геологические формации (структурно-вещественные комплексы)				Литолого-стратиграфическая колонка с металлогенической нагрузкой	Рудогенерирующая магматическая формация (комплекс)	Рудная формация		
Геодинамическая обстановка	Свиты, серии	Геологические формации	Возраст				Мощность, м	
Неотектоническая		Континентальные разнообломочные	Q-K	800	Ti Саптаевское Au Муур	Россыни и коры выветривания		
	Субплатформенная	Семейтаусская	Трахибазальт-трахириолитовая	T ₁	700?			
Постколлизиянная			P		Sn Кзылжал	Гранит-лейкогранитовая (дельбетгейский P ₁)	Грессеново-кварцевожильная (Кзылжал, Изумрудное)	
Коллизиянная	Буконьская	Молассовая лимническая угленосная	C _{2,3}	1500-2500	Au Бакырчик Ау Эспе Ау Куджун Ау Балыксай Ау Дымба Ау	Плагногранит-гранодиоритовая (кунушский C ₂)	Золото-мышьяково-углеродистая (Бакырчик)	
Предколлизиянная	Аганактинская	Граувакковая алевролитопесчанниковая	C _{1,s}	1500-2000	Ау Куджун Ау Балыксай Ау Дымба Ау	Габрогранит-гранодиоритовая (кунушский C ₂)	Золото-кварцевожильная (Куджун-жун); Золото-березитовая (Балдырминская)	
	Окраинно-островодужная	Вулканогенно-карбонатно-терригенная	C _{1,v,2,3}	1600-3300	Ау Байбура Ау Мариновское Ау Бригадное	Габрогранит-диабаз-диоритовая (бижанский C ₂)	Золото-джемсунитовая (Байбура)	
Преддуговой рифтогенез	Карабайская	Базальтовая известняково-терригенно-кремнистая	C _{1,t} , D _{3,fm}	500-1000			Золотосульфидная листвинитовая (Бригадное)	
	Игоревская	Алевролитовая аспидная	D _{3,fm}	350-800				
	Аналоги андреевской свиты		Базальт-андезитовая карбонатно-терригенная	D _{2,gv} , D _{2,ef} , D _{1,e} , D _{1,p}	1000-1600			
			Карбонатно-кремнисто-терригенная	D _{1,l}	140			Гранодиорит-плагногранитовая (D ₁ ?)
Коллизиянная		Молассовая вулканотерригенная	S _{1,p-l} , S _{1,w-l}	130-600				
		Эклогит-амфиболит-гнейсовая	O _{2,3}					
Островодужная		Метабазальтовая кремнисто-алевролитовая	V-Є					
Океаническая		Гипербазитовая	V?			Гипербазитовая (чарский комплекс)		

Калба-Нарымский баголит, P₁

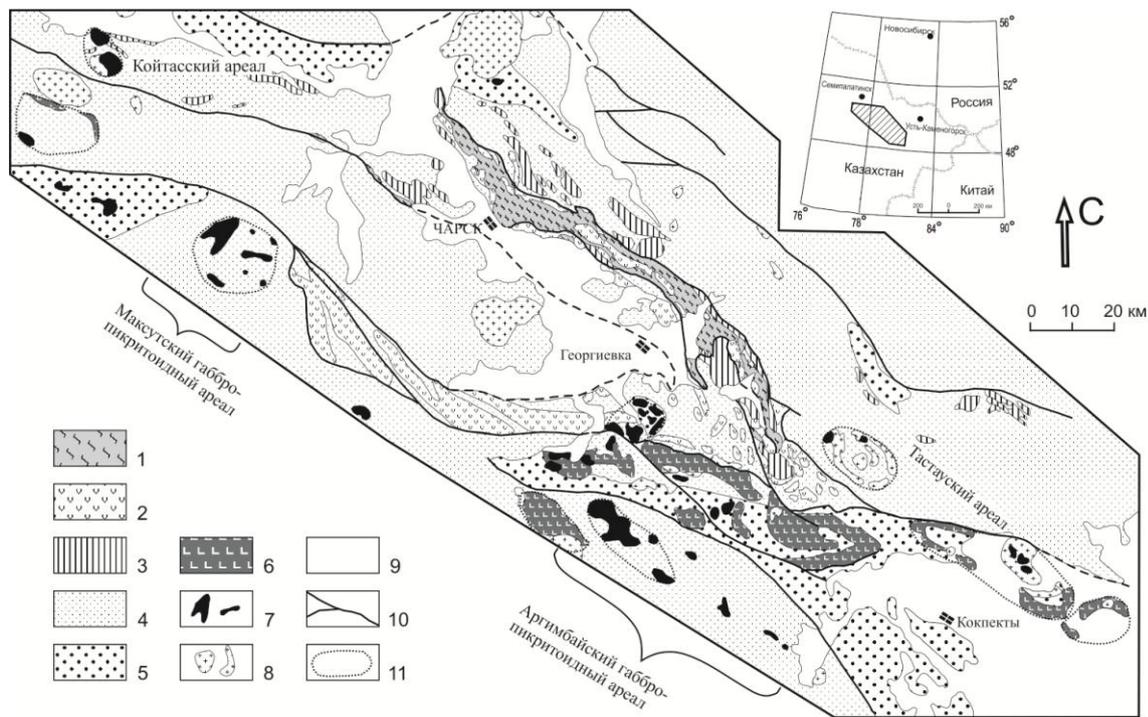


Рисунок 1.16. Схема размещения пермских магматических комплексов в геологических структурах Зайсанской сутурной зоны, по данным [Владимиров, Ермолов, Кузубный, 1979; Ермолов и др., 1983; Дьячков и др., 2011; Хромых и др., 2013].

1 – серпентинитовый меланж Чарского офиолитового пояса; 2 – осадочные, вулканогенные, вулканогенно-осадочные отложения O_2-D_3 (нерасчлененные); 3 – осадочные отложения C_{1t-v} , нерасчлененные (рифогенные известняки, олистостромы, базальты, андезиты, кремнистые породы); 4 – терригенные отложения C_{1s} (песчаники, конгломераты, алевролиты); 5 – терригенные отложения C_{2-3} (конгломераты, песчаники, алевролиты, брекчии); 6 – вулканогенные отложения тюрешокинской и даубайской свит C_{2-3} (базальты, андезибазальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты); 7 – массивы габброидов и пикритодиов аргимбайского и максутского комплексов P_1 ; 8 – массивы гранитоидов P_{1-2} , нерасчлененные; 9 – рыхлые отложения; 10 – разломы; 11 – ареалы проявления базитового и базит-гранитоидного магматизма.

около 50% общего объема комплекса. Большое распространение имеют субвулканические штокообразные и дайкообразные тела диоритовых порфиритов. Общая мощность вулканогенной толщи колеблется от 300 до 1400 м.

По петрографическому составу базальты, андезито-базальты и андезиты дубайского вулканического комплекса сходны друг с другом. Среди них резко преобладают породы с массивной текстурой и крупнопорфировой структурой, реже отмечаются афировые и микропорфировые разности. По составу вкрапленников преобладают плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты. Для тех и других характерны интерсертальные, пилотакситовые и гиалопилитовые структуры основной массы. Плагиоклаз во вкрапленниках отвечает андезину (35-40 ÷ 48-52 % An), клинопироксен представлен субкальцевым диопсидом и субкальцевым диопсид-авгитом (f=18-34%), для которых характерна повышенная хромистость (0,2 – 1,1 вес. % Cr₂O₃).

Трахит-порфиры даубайского комплекса характеризуются гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом (28-32 % An), иногда – клинопироксеном и роговой обманкой. Эпизодически встречаются мелкие чешуйки биотита.

Тюрешокинский вулканический комплекс также соответствует одноименной свите. Его вулканические породы развиты в Сарджальско-Даубайском прогибе. Наиболее полный разрез обнажается в 12 км северо-западнее Воронцовки на горе Тюрешоки. Здесь вулканогенная толща подразделяется на три пачки, каждая из которых имеет своеобразный петрографический облик [Ермолов и др., 1983]. Нижняя пачка, мощностью 100-350 м, имеет пологое падение к центру мульды и несогласно залегает на пестроцветной толще (C₂₋₃). Она представлена базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами, которые чередуются с маломощными прослоями вулканических автобрекчий, туфобрекчий и туфов. Средняя пачка, мощностью 70-200 м, сложена однородными крупнолейстовыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами лейкобазальтоидного состава, залегающими почти горизонтально на подстилающей толще. На границах этой пачки с выше- и нижележащими пачками часто наблюдаются маломощные маркирующие горизонты туфогенных известняков. Верхняя пачка, мощностью 200-210 м, имеет согласные контакты с нижележащими вулканическими породами. В большей своей части она характеризуется грубым переслаиванием афанитовых или скуднопорфировых андезитов и в различной степени гематитизированных лавобрекчий того же состава. Вверх по разрезу вулканические брекчии и лавы постепенно вытесняются миндалекаменными базальтоидами. Для

андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов тюрешокинского вулканического комплекса в равной мере характерны порфиновые и афировые разности. Снизу вверх по разрезу постепенно возрастает количество крупнолейстовых плагиоклазовых порфиритов базальтового состава, венчается разрез миндалекаменными базальтами, что подчеркивает антидромную последовательность в характере вулканических извержений. Ловобрекчии имеют повсеместное распространение. Для них характерны атакситовые текстуры, обусловленные сочетанием участков породы с различной окраской и микроструктурой (пузыристой, витрофировой, гиалопилитовой, гиалиновой, микропорфировой, миндалекаменной со стекловатой основной массой, микролитовой и др.) Количественно преобладают участки со стекловатой массой.

Петрогеохимический состав представительных образцов, отобранных по разрезу г. Тюрешоки (автор С.В. Хромых, неопубликованные данные), приведен в таблице 1.10 и отражен на диаграмме редких земель, нормированных по хондриту, и спайдер-диаграмме (рисунок 1.17).

Аргимбайский габбро-диабазовый комплекс характеризуется ниже на примере одноименного интрузивного пояса [Владимиров, Ермолов, Кузубный, 1979; Ермолов и др., 1983; Хромых и др., 2013], который вытянут с северо-запада на юго-восток более чем на 50 км (рисунок 1.18). В его пределах сосредоточены сравнительно небольшие линейные дайко- и силлообразные интрузивные тела, всего выделено около 10 самостоятельных массивов. Наиболее крупным является петротипический Аргимбайский массив в северо-западной части пояса. Он имеет в плане клинообразную форму с общей площадью около 60 км². В северо-западном направлении массив «расщепляется» на систему субпараллельных силлов. Северо-восточный контакт массива имеет согласное залегание с вмещающими породами и пологое падение на северо-восток, юго-западный контакт сохраняет северо-восточное падение, но становится более крутым. Массив сопровождается ореолом долеритовых даек. Ядерная часть интрузива сложена практически недифференцированными среднезернистыми габбро, периферическая – габбро с порфировой структурой, контакт между ними постепенный. Небольшую распространенность среди пород массива имеют пегматоидные габбро-эссекситы, формирующие шлиры площадью до 10–15 м². Изредка отмечаются маломощные (до 5 м) жилы плагиосиенитов, секущие габброиды. Внутреннее строение массива осложнено более поздними процессами автometасоматической альбитизации, проявившейся главным образом в периферической зоне.

Таблица 1.10

Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (ppm) элементов в представительных образцах вулканических пород даубайского и тюрешокинского комплексов (С.В. Хромых, неопубликованные данные)

№ обр.	X-922	X-918	X-916	x-915	X-814	X-810	X-816
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,34	58,94	62,87	66,94	50,86	52,82	54,45
TiO ₂	1,43	0,78	0,67	0,36	1,585	1,341	0,967
Al ₂ O ₃	18,65	17,89	16,81	16,88	15,25	15,64	17,7
Fe ₂ O ₃	10,18	5,60	4,85	3,10	8,73	9,3	6,7
MnO	0,16	0,07	0,05	0,09	0,143	0,134	0,151
MgO	5,30	2,83	2,03	0,80	2,6	3,8	1,14
CaO	7,17	6,96	3,07	2,35	5,19	6,87	4,69
Na ₂ O	3,22	3,17	5,18	5,33	6,42	4,44	7,22
K ₂ O	2,45	0,50	3,44	3,18	2,01	1,63	1,56
P ₂ O ₅	0,31	0,19	0,28	0,19	0,946	0,746	0,584
П.п.п.	2,10	3,23	0,70	0,78	6,7	3,25	4,71
Сумма	100,31	100,16	99,93	100,01	100,59	100,09	100,12
Rb	30	9,1	62	57	24	25	15,1
Cs	0,25	0,22	0,70	0,94	0,39	0,17	1,56
Sr	780	819	849	569	1 087	1 346	1 714
Ba	728	514	1 203	905	1 261	1 124	2 510
Zn	89	46	53	55	–	–	–
Sc	24	12,3	9,6	3,1	–	–	–
Cu	94	39	61	30	–	–	–
Co	62	49	73	19,3	–	–	–
Ni	36	19,3	14,8	3,6	–	–	–
Cr	67	56	56	10,0	–	–	–
V	208	129	103	17,9	–	–	–
Y	21	9,9	12,5	15,3	38	28	37
Zr	134	83	175	214	276	267	214
Nb	9,5	4,2	11,9	26	17,9	27	17,3
La	18,9	10,5	27	40	66	51	85
Ce	39	22	53	73	129	100	165
Pr	5,2	2,8	6,2	7,9	18,1	13,7	24
Nd	20	11,0	21	25	69	52	84
Sm	4,2	2,3	3,0	4,0	12,0	8,7	12,6
Eu	1,25	0,68	0,82	0,77	3,2	2,4	3,4
Gd	4,3	2,6	3,3	3,4	9,2	7,0	8,9
Tb	0,67	0,37	0,40	0,40	1,22	1,00	1,16
Dy	3,7	1,69	2,2	2,5	6,4	5,1	5,8
Ho	0,79	0,36	0,44	0,52	1,24	0,90	1,11
Er	2,1	0,96	1,23	1,61	3,5	2,5	3,1
Tm	0,32	0,15	0,18	0,24	0,52	0,35	0,49
Yb	1,93	0,81	0,98	1,59	3,3	2,3	3,2
Lu	0,32	0,14	0,16	0,24	0,47	0,33	0,48
Hf	3,4	2,4	4,3	5,1	6,3	6,5	6,4
Ta	0,62	0,33	0,99	2,1	1,80	1,90	1,24
Th	3,1	1,94	7,6	11,3	2,8	2,9	3,5
U	0,89	0,78	2,3	3,9	0,85	1,02	0,50

Таблица 1.10 окончание

№ обр.	X-802	X-813	X-815	X-804	X-809
	8	9	10	11	12
SiO ₂	56,67	58,00	58,95	60,97	64,41
TiO ₂	0,979	1,301	1,357	1,165	0,7
Al ₂ O ₃	15,75	15,24	15,75	14,28	14,75
Fe ₂ O ₃	7,51	7,1	7,78	7,82	4,67
MnO	0,101	0,124	0,107	0,052	0,106
MgO	2,65	2,81	1,78	1,52	1,26
CaO	5,95	4,87	3,62	3,08	3,35
Na ₂ O	4,7	5,5	5,13	6,87	6,72
K ₂ O	1,87	1,17	1,72	2,39	1,24
P ₂ O ₅	0,429	0,56	0,697	0,58	0,253
П.п.п.	3,86	2,76	2,21	1,98	2,79
Сумма	100,58	99,5	99,22	100,81	100,35
Rb	32	13,4	19,8	28	15,3
Cs	0,16	0,29	0,24	0,073	0,48
Sr	716	555	422	662	330
Ba	903	558	1 192	1 007	755
Zn	–	–	–	–	–
Sc	–	–	–	–	–
Cu	–	–	–	–	–
Co	–	–	–	–	–
Ni	–	–	–	–	–
Cr	–	–	–	–	–
V	–	–	–	–	–
Y	19,9	27	34	22	31
Zr	250	201	315	286	374
Nb	20	20	23	24	23
La	39	45	59	38	82
Ce	76	93	122	79	154
Pr	8,4	13,1	16,6	9,9	19,5
Nd	29	50	60	37	62
Sm	5,5	8,7	10,8	6,4	8,3
Eu	1,51	2,1	2,7	1,70	1,66
Gd	4,9	6,2	7,9	5,5	6,1
Tb	0,71	0,83	1,14	0,74	0,81
Dy	3,7	4,7	5,9	3,9	4,5
Ho	0,68	0,86	1,09	0,71	0,78
Er	1,98	2,4	3,2	1,84	2,3
Tm	0,29	0,35	0,50	0,27	0,40
Yb	1,90	2,3	3,2	1,76	2,6
Lu	0,26	0,33	0,47	0,24	0,38
Hf	5,5	5,0	7,3	5,7	8,4
Ta	0,99	1,89	1,75	5,0	1,93
Th	3,7	2,4	3,3	2,8	5,1
U	1,18	0,59	0,58	0,76	1,15

Примечание: 1-4 – породы даубайской свиты: 1-2- базальты, 3-4 – андезит; 5-12 – породы тюрешокинской свиты: 5-7, 9, 11- базальт, 8, 12 – андезибазальт.

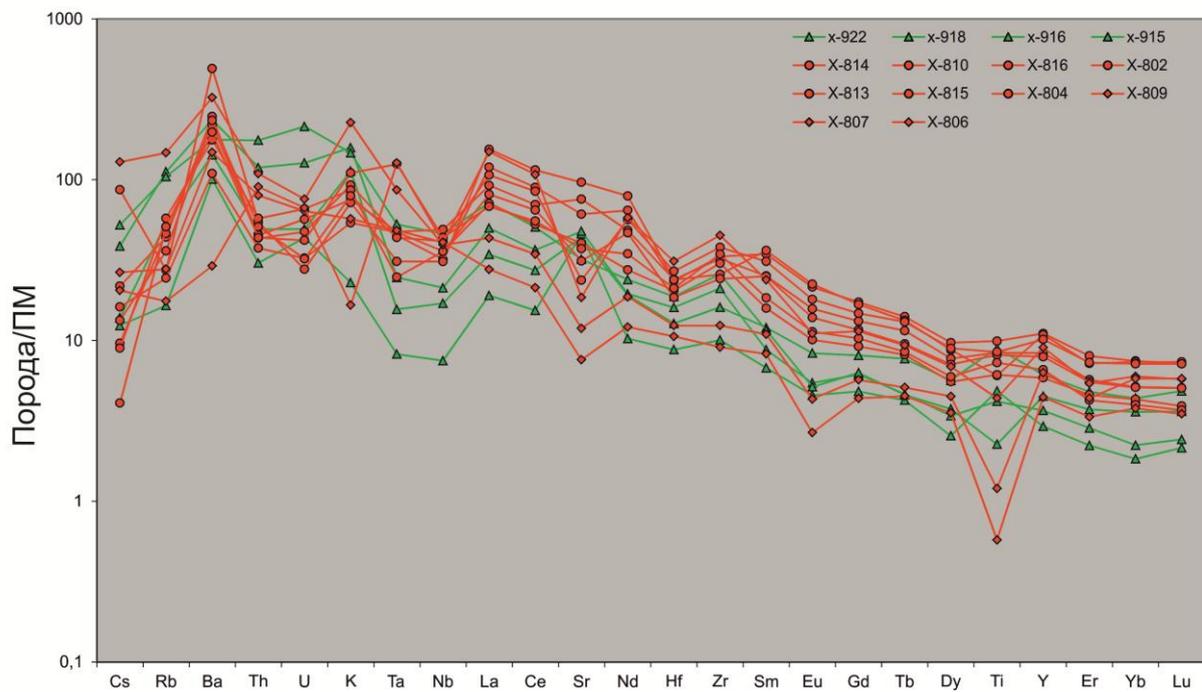
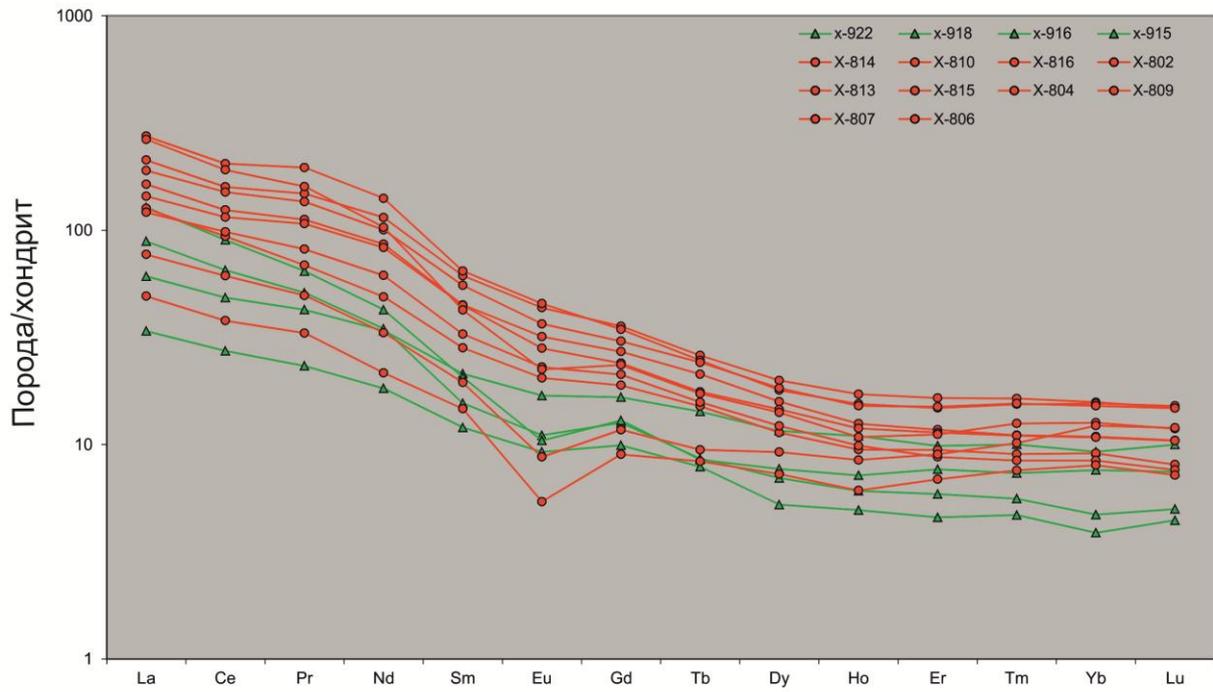


Рисунок 1.17. Распределение редких и редкоземельных элементов в вулканических породах даубайского (зелёная линия) и тюрешокинского (красная линия) комплексов в Сарджальско-Дайубайском прогибе Зайсанской сутурной зоны (по данным таблицы 1.10) (С.В. Хромых, неопубликованные данные).

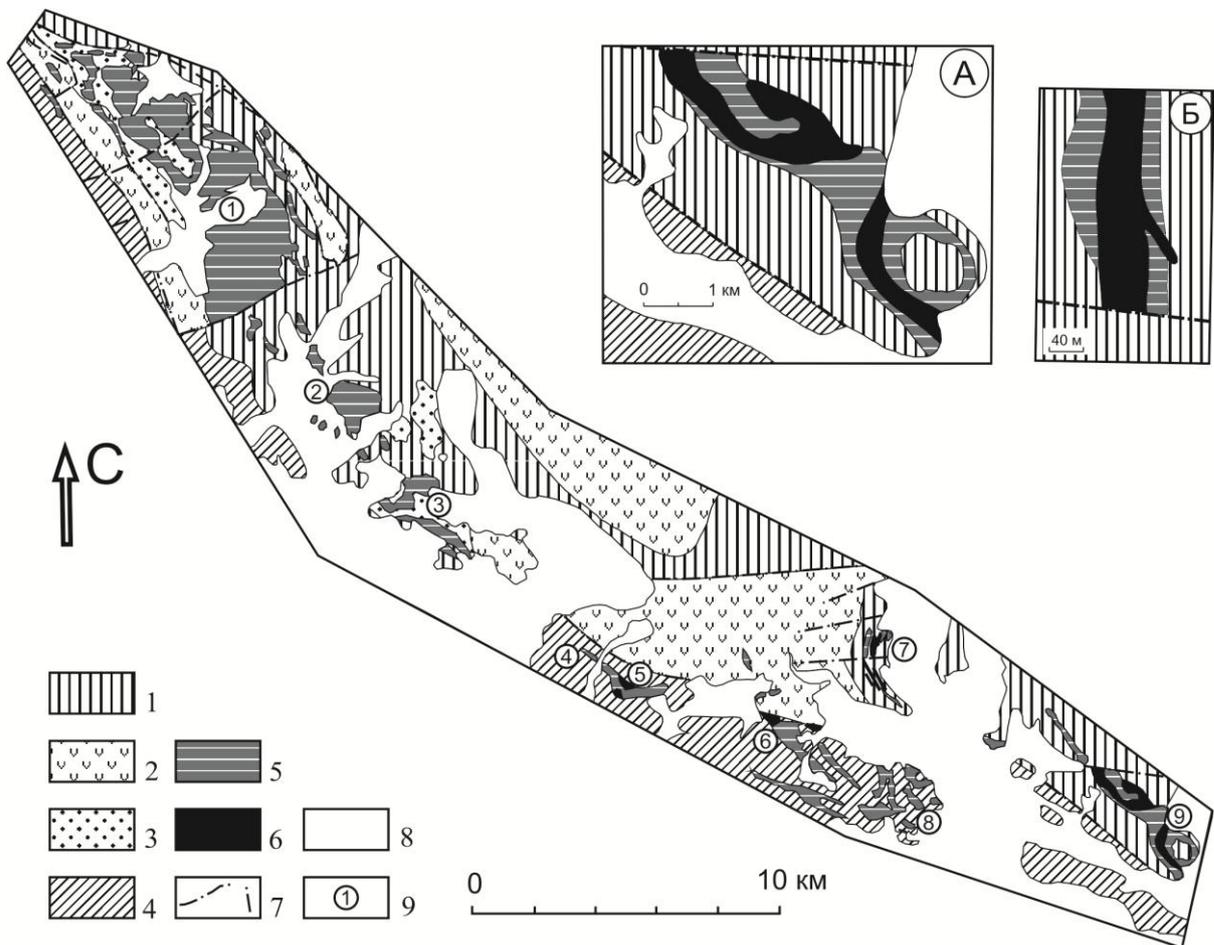


Рисунок 1.18. Геологическая схема Аргимбайского интрузивного пояса и слагающих его массивов по материалам геокартографирования

[Владимиров, Ермолов, Кузубный, 1979; Ермолов и др., 1983].

1-2 – раннекаменноугольные отложения: известково-черносланцевые аркалыкской свиты C_{1v} (1) и вулканогенные терсайрыкской свиты C_{1t-v} (2); 3-4 – отложения среднего-позднего карбона: осадочные буконьской свиты C_2 (3) и осадочно-вулканогенные C_{2-3} (4); 5 – габброиды аргимбайского комплекса; 6 – пикритоиды максутского комплекса; 7 – разломы; 8 – четвертичные отложения. 9 – массивы Аргимбайского интрузивного пояса: 1 - Аргимбайский; 2 - Подхозный; 3 - Шокжальский; 4 - Зосимовский; 5 - Придорожный; 6 - Карасуйский; 7 - Петропавловский; 8 - Комсомольский; 9 - Кокпектинский.

На врезках: А – схема геологического строения Кокпектинского массива; Б – схема геологического строения северной части Петропавловского массива.

Породы аргимбайского комплекса представлены габбро и роговообманковыми габбро, габбро-эссекситами, плагиосиенитами. Габбро имеют офитовую, пойкилоофитовую реже габбровую структуру. Главными минералами являются плагиоклаз (60-65 об. %), клинопироксен (20-30 об. %), в подчиненном количестве присутствует магматическая роговая обманка, типоморфными минералами являются калиевый полевой шпат и кварц, акцессорные минералы – апатит, биотит, ильменит и сфен. Плагиоклаз имеет три генерации. Первая представлена идиоморфными зернами с прямой зональностью (58-44 % An), вторая – пойкилобластическими зернами (33-28 % An), третья – мелкими зернами андезин-олигоклазового состава (20-12 % An). Клинопироксен образует как пойкилобластические крупные зерна, так и мелкие ксеноморфные зерна, по составу они соответствуют субкальциевым авгитам, их характерной особенностью является повышенное содержание глинозема (до 4-6 мас. % Al_2O_3). Калиевый полевой шпат и кварц образуют небольшие (< 0,2 мм) ксеноморфные зерна, общее количество которых может достигать до 5 % объема породы. Вторичные минералы представлены хлоритами, карбонатами, зеленым волокнистым амфиболом и соссюритом.

Роговообманковые габбро имеют офитовую, пойкилоофитовую и габброофитовую микроструктуру. Главные минералы: плагиоклаз (55-70 об. %), клинопироксен (15-25 об. %), магматическая бурая роговая обманка (15 об. %), также присутствуют биотит (до 3 об. %), кварц (0-3 об. %), калиевый полевой шпат (до 3 об. %), титаномагнетит (3-5 об. %), апатит (до 5 об. %). Плагиоклаз первой генерации образует удлиненно-призматические кристаллы слабозонального андезина (43-33 % An), которые обычно окружены альбитовой каймой. Клинопироксен, представленный субкальциевым авгитом, обычно ксеноморфен по отношению к плагиоклазу.

Пегматоидные габбро-эссекситы – крупнозернистые и гигантозернистые породы, структурный каркас которых сложен плагиоклазом олигоклаз-андезинового состава и клинопироксеном, замещающимся зеленым волокнистым амфиболом. Основная масса, не занимающая более 10-15 % объема породы, сложена альбитом, калиевым полевым шпатом, клинопироксеном, кварцем и рудными минералами

Плагиосиениты – серые, желтые или белые мелкозернистые породы, имеющие криптовую или призматическую структуру. Главные минералы – альбит (70-80 об. %), кварц (5-10 об. %), калишпат (5-10 %). В подчиненном количестве присутствует диопсид, представленный скоплениями микрозерен в интерстициях, также отмечены магнетит, биотит, циркон, роговая обманка.

Петрогеохимическая характеристика аргимбайского комплекса приведена в

таблице 1.11. Габбро и роговообманковые габбро аргимбайского комплекса характеризуются содержаниями кремнезема от 43 до 56 мас. %, повышенными содержаниями титана (до 2 мас. % TiO_2), щелочей (до 5,6 мас. % Na_2O и до 2,6 мас. % K_2O), и фосфора (до 0,9 мас. % P_2O_5). По суммарному содержанию щелочей породы соответствуют субщелочному ряду изверженных пород, а по содержанию калия – известково-щелочной серии повышенной калиевости (рисунок. 1.19). Габбро-эссекситы наследуют основные петрохимические черты габбро, отличаясь в основном повышенными содержаниями кремнезема (до 60 мас. % SiO_2) и натрия (до 7 мас. % Na_2O). Плаггиосиениты имеют еще более высокие концентрации кремнезема (67-68 мас. % SiO_2). Как следует из соотношения оксидов магния, кальция и глинозема (рисунок 1.20), многообразие составов габбро аргимбайского комплекса определялось фракционированием клинопироксена, и, вероятно, плагиоклаза. Составы габбро-эссекситов и плаггиосиенитов отвечают дифференцированным расплавам, а состав габбро, учитывая отсутствие кумулятивных разностей, предположительно близок к составу первичной магмы, которая соответствовала трахибазальту.

Основываясь на геологических наблюдениях, возраст габброидов аргимбайского комплекса традиционно принимался как средне-позднекаменноугольный [Владимиров, Ермолов, Кузевный, 1979; Ермолов и др., 1983], однако U-Pb изотопное датирование единичных зерен цирконов методом SRIMP-II указывает на рубеж позднего карбона – ранней перми [Хромых и др., 2013]. Морфология зерен цирконов из габбро указывает на их магматический генезис (рисунок 1.21). Зерна зональны в краевых частях, центральные части в большинстве однородны, датирование проводилось как по центральным, так и по периферическим зонам цирконов. Интерпретация измеренных U-Pb изотопных отношений по 10 точкам идиоморфных зерен магматического циркона (исключая ксеноморфное зерно, анализ СС-13.2.1), позволяет установить значение возраста в 293 ± 2 млн лет, соответствующее времени кристаллизации габбро в Кокпектинском массиве Аргимбайского интрузивного пояса (см. рисунок 1.18).

Максутский пикродолеритовый комплекс (P_1)

Для максутского комплекса наиболее представительным является Максутский очаговый ареал, в составе которого выделяются Южно-Максутский и Северо-Максутский массивы. Наиболее изучен Южно-Максутский интрузив, с которым связано Cu-Ni-ЭПГ месторождение, в связи с чем, он был детально разбурен и исследован в середине 70-х годов [Ермолов и др., 1976], а в настоящее время ведется эксплуатация зоны окисления сульфидных руд и заканчивается подсчет запасов этого

Таблица 1.11

Содержание петрогенных (мас. %), и редких (г/т) элементов в представительных пробах габброидов и пикритоидов [Хромых и др., 2013]

№ обр.	635	711	717	X-822	X-824	X-825	СС-40/2
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,34	53,63	54,76	54,23	53,29	54,63	49,36
TiO ₂	1,41	2,11	1,83	1,76	1,80	1,41	2,04
Al ₂ O ₃	16,01	14,40	14,53	15,34	15,04	16,21	16,37
FeO*	9,63	13,10	11,23	10,96	11,56	9,76	9,45
MnO	0,12	0,19	0,17	0,15	0,17	0,13	0,16
MgO	3,69	3,44	3,52	3,38	3,48	3,36	4,85
CaO	5,76	5,97	5,23	5,49	5,53	6,11	7,14
Na ₂ O	4,86	4,29	4,24	4,55	5,66	5,21	4,95
K ₂ O	1,11	2,41	2,62	2,17	2,17	1,66	0,99
P ₂ O ₅	0,64	0,92	0,90	0,78	0,78	0,59	0,59
П.п.п.	2,76	1,20	1,85	1,58	2,40	1,79	3,03
Сумма	101,33	101,65	100,88	100,39	101,88	100,86	98,93
Rb	12	28	37	34	24	19	9
Cs	-	-	-	-	-	-	-
Sr	984	582	623	658	669	737	925
Ba	784	908	1011	980	969	825	654
Zn	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-
Cu	29	72	47	51	47	33	48
Co	23	25	22	19	20	21	30
Ni	45	21	21	18	21	22	51
Cr	90	32	28	30	33	39	94
V	137	205	183	178	185	146	227
Y	31	47	46	45	43	34	40
Zr	244	384	378	375	337	263	225
Nb	18	28	28	28	25	21	14
La	37	51	55	54	52	40	37
Ce	75	102	109	107	104	81	85
Pr	10,2	14,0	14,9	14,4	13,8	10,7	12,2
Nd	40	55	57	54	52	41	50
Sm	7,2	10,2	10,5	10,0	9,8	7,8	9,7
Eu	2,1	2,8	2,6	2,6	2,7	2,3	3,0
Gd	6,1	9,2	9,0	8,6	8,2	6,4	7,9
Tb	0,9	1,3	1,2	1,2	1,1	0,9	1,2
Dy	4,6	7,5	7,3	6,7	6,6	5,3	6,6
Ho	0,9	1,5	1,4	1,3	1,3	1,0	1,4
Er	2,5	4,0	3,9	3,7	3,5	2,8	3,7
Tm	0,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,4	0,6
Yb	2,3	3,8	3,5	3,4	3,4	2,6	3,4
Lu	0,3	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5
Hf	5,3	8,4	8,3	8,0	7,2	5,7	5,2
Ta	1,1	1,4	1,5	1,6	1,5	1,1	0,7
Th	1,6	2,7	3,1	3,1	2,8	2,1	0,9
U	0,8	1,0	1,3	1,1	1,0	0,8	0,8
Σ PЗЭ	189	264	276	267	259	203	223
(La/Yb) _N	10,7	9,1	10,4	10,7	10,5	10,2	7,3

Продолжение таблица 1.11

№ обр.	СС-42	СС-13	X-923	X-928	X-933	716	X-826	СС-12/2
	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,94	49,25	47,87	51,00	52,43	60,38	60,62	68,01
TiO ₂	1,13	1,42	1,68	1,57	1,52	1,69	1,42	0,41
Al ₂ O ₃	14,39	16,62	17,39	16,30	16,23	13,64	14,78	15,59
FeO*	7,63	8,49	11,42	9,87	9,66	7,24	9,36	2,33
MnO	0,12	0,12	0,14	0,12	0,13	0,08	0,13	0,03
MgO	8,46	5,52	5,78	5,14	5,06	1,81	1,46	0,68
CaO	10,67	8,51	7,58	7,23	7,01	3,81	2,24	2,51
Na ₂ O	2,47	4,72	4,16	4,71	4,22	7,14	6,60	7,07
K ₂ O	0,20	0,90	1,21	1,43	2,22	0,56	3,74	2,52
P ₂ O ₅	0,69	0,80	0,48	0,74	0,72	0,56	0,37	0,07
П.п.п.	4,45	2,69	3,84	3,19	2,06	2,96	0,72	0,49
Сумма	99,14	99,04	101,55	101,29	101,26	99,87	101,43	99,71
Rb	1	11	13	9	16	11	51	12
Cs	-	-	0,30	0,06	0,08	-	-	-
Sr	881	1103	993	777	1318	329	299	276
Ba	166	399	357	692	1099	255	1460	312
Zn	-	-	89	96	86	-	-	-
Sc	-	-	20	22	23	-	-	-
Cu	56	52	90	119	61	12	67	13
Co	32	29	35	27	26	11	14	8
Ni	221	70	83	74	68	10	10	18
Cr	346	140	118	107	103	17	20	6
V	161	202	173	185	181	102	52	15
Y	20	26	19	25	25	53	50	15
Zr	143	167	142	219	232	549	412	694
Nb	10	16	11	19	19	38	43	30
La	54	38	20	44	42	67	67	48
Ce	117	79	44	93	88	133	131	84
Pr	16,5	10,5	6,4	11,5	11,2	17,6	17,3	8,4
Nd	66	43	25	44	43	65	63	25
Sm	11,5	7,9	5,4	7,6	7,5	11,8	11,3	3,4
Eu	3,2	2,3	1,5	2,1	2,1	2,4	2,8	0,9
Gd	6,9	6,5	4,9	7,4	6,6	9,9	9,3	2,6
Tb	0,8	0,9	0,7	0,9	0,9	1,5	1,4	0,3
Dy	3,7	4,7	3,6	4,9	4,6	8,3	8,2	2,2
Ho	0,7	0,9	0,7	1,0	0,9	1,6	1,6	0,5
Er	1,8	2,4	1,9	2,6	2,6	4,5	4,5	1,4
Tm	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,7	0,7	0,3
Yb	1,6	2,0	1,6	2,0	2,0	4,4	4,2	1,8
Lu	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,6	0,6	0,3
Hf	3,4	3,9	3,4	4,9	5,3	12,4	9,6	13,9
Ta	0,6	0,8	0,7	1,0	1,2	1,9	2,1	1,8
Th	3,3	1,7	1,1	2,2	2,9	4,5	4,5	7,6
U	0,8	0,6	0,3	0,7	0,9	1,8	1,5	2,2
Σ PЗЭ	284	199	117	222	212	329	323	179
(La/Yb) _N	23,1	13,0	8,5	14,8	13,9	10,4	10,8	17,8

Таблица 1.11 (окончание)

№ обр.	X-926	X-835	СС-9/2	СС-17/3	X-929	X-931	700
	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	67,62	43,25	44,58	45,49	40,96	41,74	40,65
TiO ₂	0,89	0,98	1,13	1,01	0,70	0,73	0,84
Al ₂ O ₃	18,19	13,95	12,80	12,65	7,62	8,16	7,85
FeO*	3,10	13,42	10,40	10,66	15,51	14,94	12,89
MnO	0,06	0,17	0,16	0,16	0,20	0,18	0,22
MgO	0,74	15,15	15,91	17,16	25,36	25,31	24,71
CaO	1,61	6,95	6,66	6,48	3,88	3,90	3,98
Na ₂ O	3,75	2,33	2,27	2,61	0,83	1,09	1,16
K ₂ O	3,12	0,86	0,99	0,97	0,60	0,61	0,60
P ₂ O ₅	0,16	0,28	0,33	0,30	0,24	0,26	0,30
П.п.п.	0,30	4,55	3,81	1,42	5,99	4,52	6,43
Сумма	99,54	101,89	99,04	98,91	101,87	101,46	99,63
Rb	60	8	9	8	7	7	9
Cs	0,14	0,45	-	-	0,47	0,33	0,47
Sr	719	830	908	717	450	624	568
Ba	1666	238	333	276	199	287	242
Zn	42	-	-	-	90	103	-
Sc	4	-	-	-	13	12	-
Cu	78	22	31	33	35	27	-
Co	4	67	65	73	101	101	-
Ni	4	371	365	461	940	919	-
Cr	17	702	720	900	1472	1364	-
V	38	92	115	103	79	85	-
Y	17	13	18	15	9	9	12
Zr	369	91	143	115	74	86	78
Nb	25	7	9	7	5	6	6
La	36	12	18	15	11	13	10
Ce	70	27	39	31	24	26	23
Pr	7,9	3,7	5,5	4,5	3,2	3,4	3,2
Nd	26	15	22	19	13	13	14
Sm	4,3	3,0	4,7	3,7	2,5	2,7	2,7
Eu	1,3	1,0	1,6	1,3	0,7	0,7	0,8
Gd	3,9	2,9	3,9	3,3	2,1	2,3	2,4
Tb	0,5	0,4	0,6	0,4	0,3	0,3	0,3
Dy	3,0	2,2	3,2	2,7	1,8	1,7	1,7
Ho	0,6	0,5	0,7	0,5	0,3	0,4	0,4
Er	1,7	1,2	1,7	1,4	0,8	0,9	1,0
Tm	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
Yb	1,8	1,2	1,6	1,3	0,8	0,7	0,9
Lu	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
Hf	7,6	2,1	3,2	2,5	1,7	1,9	1,7
Ta	1,7	1,3	0,5	0,4	0,3	0,4	0,4
Th	3,8	0,6	0,9	0,7	0,6	0,7	0,5
U	1,2	0,2	0,4	0,3	0,1	0,2	0,2
Σ PЗЭ	158	70	103	85	61	66	61
(La/Yb) _N	13,2	7,1	7,3	7,9	9,4	11,8	7,4

Примечание. 1-16 – породы аргимбайского комплекса: 1-12 – габбро и роговообманковые габбро (1-8 – Аргимбайский массив, 9 – Кокпектинский массив, 10-12 – Петропавловский массив); 13-14 – габбро-эссекситы (Аргимбайский массив); 15-16 – плагиосиениты (15 – Кокпектинский массив, 16 – Петропавловский массив). 17-22 – породы максутского комплекса: 17-19 – пикродолериты (Кокпектинский массив); 20-22 – пикриты (Петропавловский массив). * Общее железо приведено в форме FeO. Прочерк – содержание не определялось. Отношение (La/Yb)_N нормировано по хондриту [Boynnton, 1984].

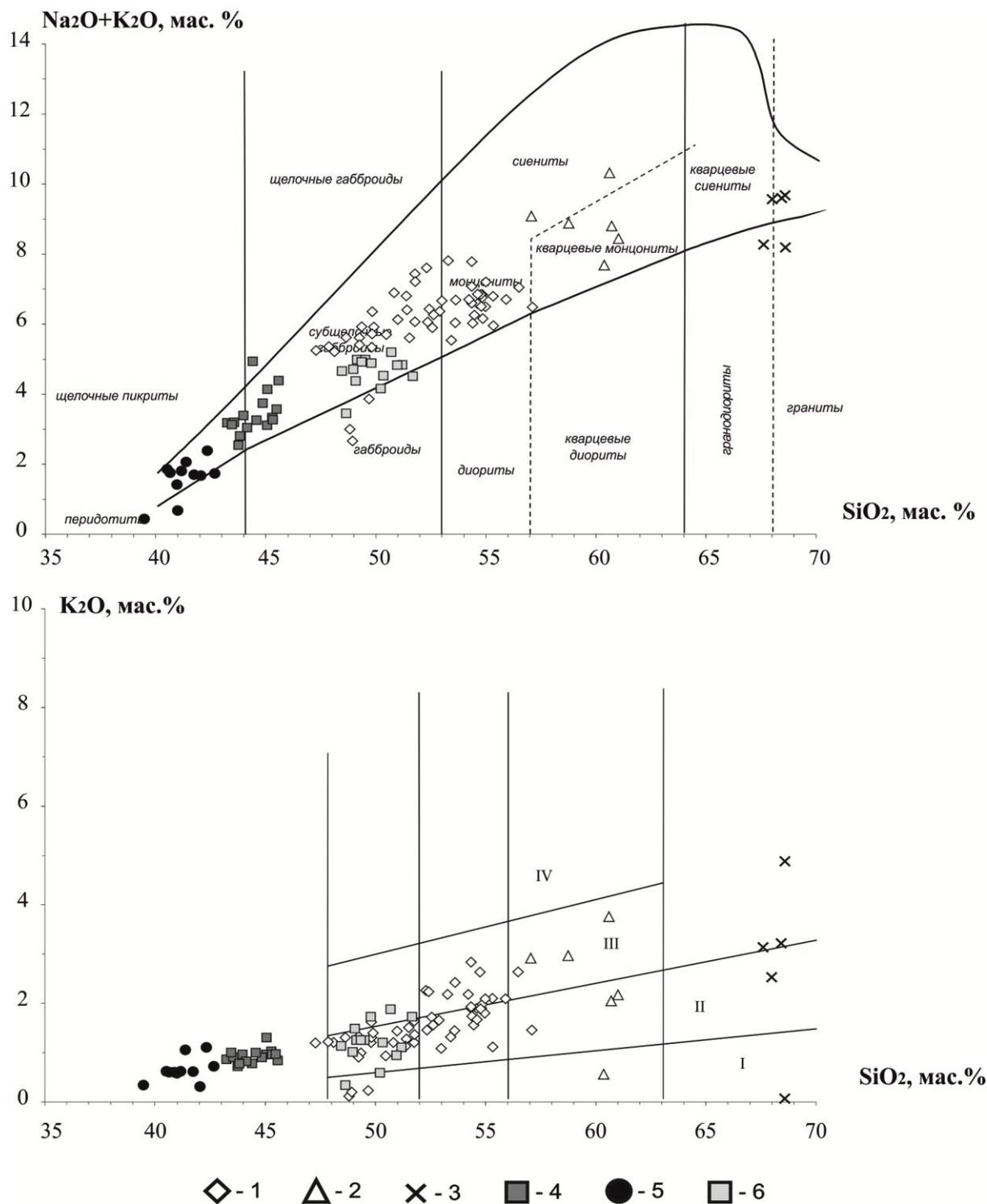


Рисунок 1.19. Составы габброидов и пикритоидов на классификационных диаграммах « SiO_2 – сумма щелочей», « SiO_2 – K_2O ». Породы аргимбайского комплекса:

1 – габбро и роговообманковые габбро, 2 – габбро-эссекситы, 3 – плагиосиениты.

Породы максутского комплекса: 4 – оливинные долериты (пикродолериты) 1-й фазы, 5 – пикриты и плагиоклазовые перидотиты 1-й фазы, 6 – оливинные габбронориты 2-й фазы. На диаграмме SiO_2 – K_2O обозначены поля составов серий изверженных пород:

I – толеитовая, II – известково-щелочная, III – известково-щелочная повышенной калиевости, IV – шошонитовая [Хромых и др., 2013].

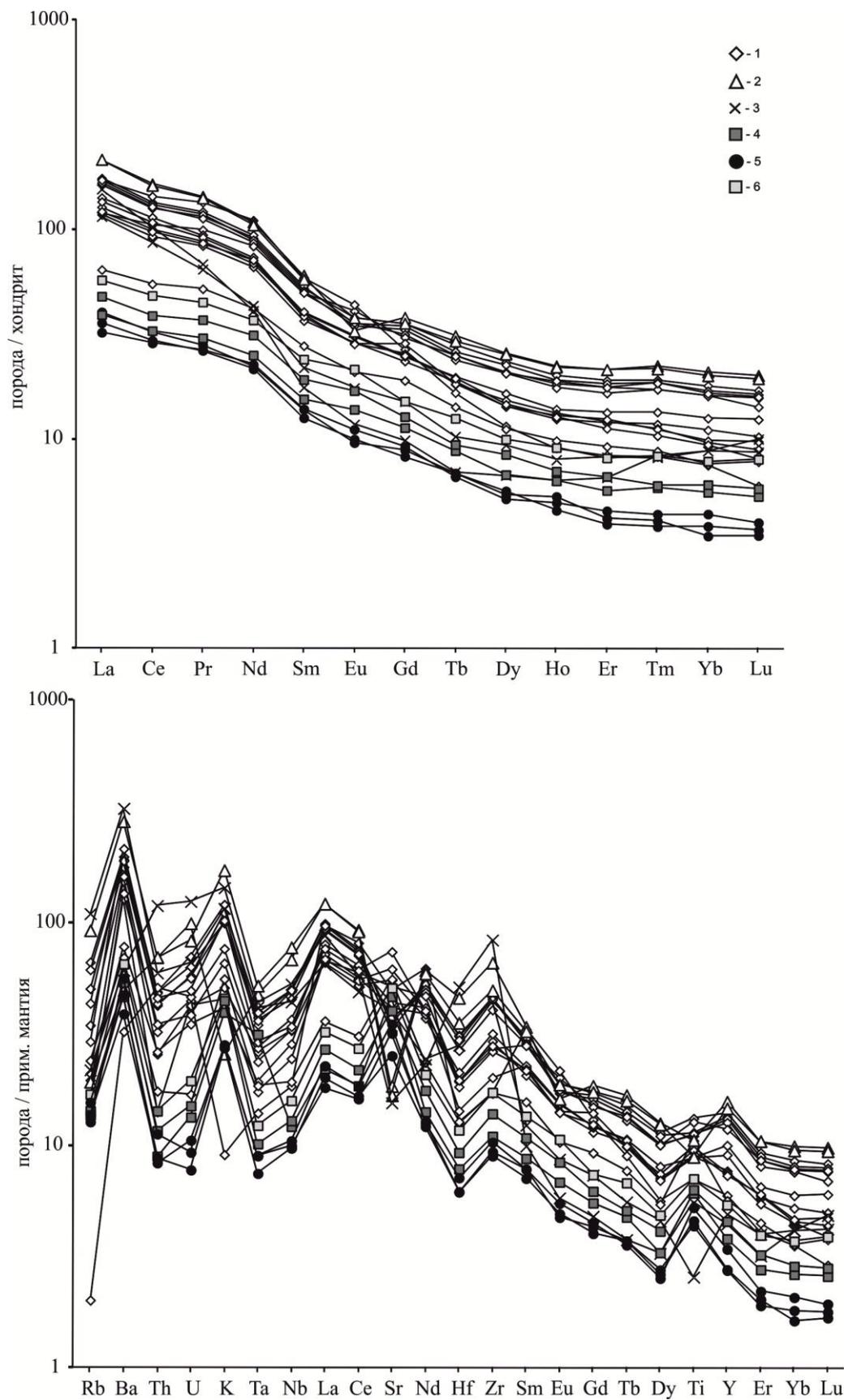


Рисунок 1.20. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в габброидах и пикритоидах. Условные обозначения см. рис. 4. Содержание редкоземельных элементов нормировано по хондриту, редких элементов – по примитивной мантии [Хромых и др., 2013].

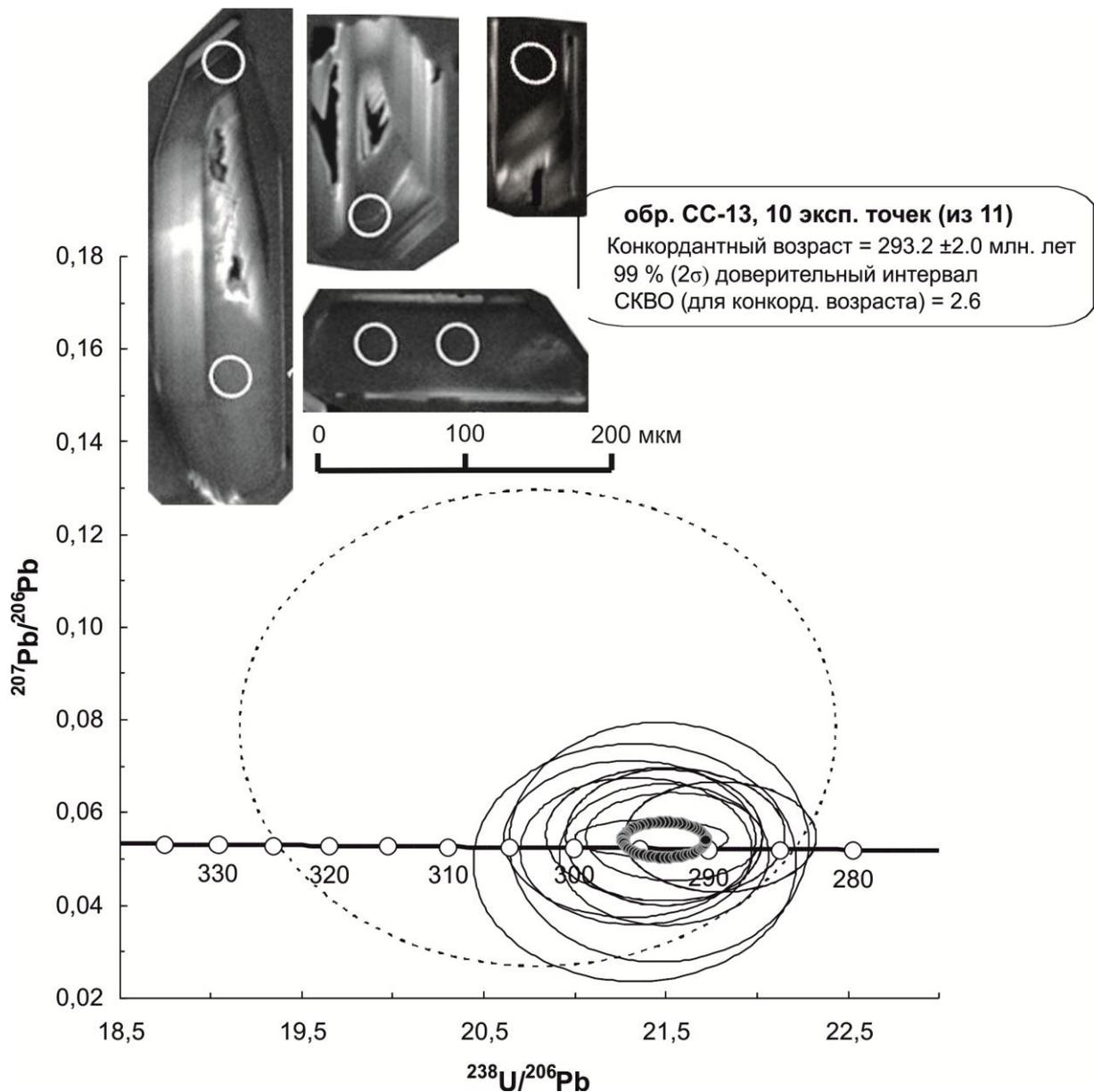


Рисунок 1.21. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из роговообманкового габбро Кокпектинского массива (обр. СС–13). Штрихами окружена точка СС.13.2.1, не использованная при расчете среднего конкордантного возраста [Хромых и др., 2013].

На врезке приведены катодолуминесцентные микрофотографии цирконов из роговообманковых габбро Кокпектинского массива (обр. СС–13). Показаны точки датирования на срезе зерен циркона.

месторождения [Азимбаев и др., 2012].

Внутреннее строение массива приведено на рисунок 1.22. В отличие от восточного контакта, западный контакт крутопадающий, и в этой части предполагается подводный канал для оливиновых долеритов первой фазы массива. Второй фазой Южно-Максутского массива являются оливиновые габбронориты, к которым приурочена сульфидная вкрапленность. При разведке был установлен подводный канал для пород второй фазы (до глубины 450 м), который располагается в восточной части массива. Это узкое штокообразное тело, сложенное оливиновыми габброноритами с офитовой структурой, в которых присутствуют сульфидные капли. В ранних работах предполагалось, что третьей фазой максутского комплекса являются плагиоклазовые перидотиты, которые были разбурены в западной наиболее глубинной части интрузива [Ермолов и др., 1976]. Однако, учитывая, что в оливиновых долеритах ранней ликвидусной фазой является оливин, и при этом наблюдаются гломеросрастания оливинов, можно предполагать, что плагиоклазовые перидотиты представляют собой оливиновые кумуляты в глубинной и наиболее мощной части интрузивной фазы оливиновых долеритов.

Северо-Максутский массив, в отличие от Южно-Максутского, представляет собой крутопадающее выклинивающееся на глубину тело. В связи с этим он не рассматривался как перспективный на обнаружение Cu-Ni оруденения и был вскрыт только несколькими скважинами. В тоже время обзор по Cu-Ni месторождениям Синьцзян-Уйгурского автономного района показывает, что в большинстве случаев рудоносные интрузии представляют собой небольшие (0,5–2 км²) крутопадающие тела [Mao et. al., 2008; Pirajno et. al., 2009].

В юго-восточной части Аргимбайского интрузивного пояса (см. рисунок 1.18) выявлено несколько интрузивов, в составе которых участвуют породы максутского комплекса (Петропавловский, Кокпектинский и др.). Во всех массивах между породами аргимбайского и максутского комплексов наблюдаются резкие интрузивные контакты. Петропавловский массив представляет собой несколько силло- и дайкообразных тел, залегающих среди известково-углистых песчаников раннего карбона. Здесь проявлено два линейных тела оливиновых долеритов (пикродолеритов) и пикритовых порфиритов максутского комплекса. Кокпектинский массив расположен на левом берегу р. Кокпекты. Вмещающими отложениями являются алевролиты, песчаники и углистые сланцы раннего-среднего карбона. Массив представляет собой силл мощностью около 300 - 400 м, приуроченный к контакту песчаников и углистых сланцев. Породы аргимбайского комплекса слагают подошву и кровлю массива, их мощность в

основании не превышает 10–20 м, а в кровле достигает 150–200 м. Породы максутского комплекса слагают два самостоятельных тела в центральной части силла, представлены оливиновыми пикродолеритами (см. врезки на рисунке 1.18).

Породы максутского комплекса представлены двумя главными разновидностями: оливиновыми долеритами и пикритами первой интрузивной фазы и оливиновыми габброноритами и габброноритами (долеритами) второй интрузивной фазы.

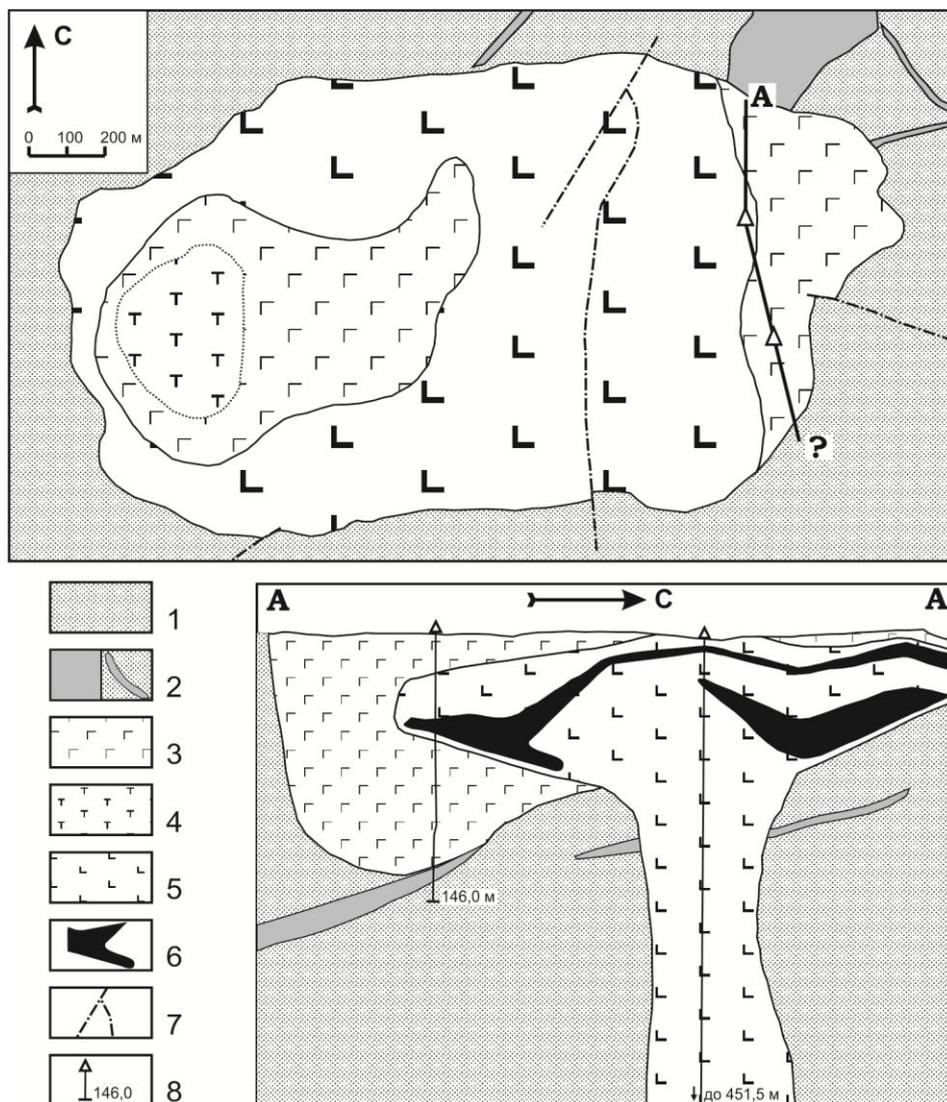


Рисунок 1.22. Схема геологического строения массива Южный Максут. Составлена на основе [Ермолов и др., 1983] и материалов ТОО «Баст» [Азимбаев и др., 2012].

1 – песчано-сланцевые отложения кокпектинской свиты C_{1n} ; 2 – диориты и гранодиориты раннего карбона; 3-5 – породы Южно-Максутского массива: 3 – оливиновые долериты (пикродолериты) 1-й фазы; 4 – троктолиты и плагиоклазовые перидотиты – кумулаты 1-й фазы; 5 – оливиновые нориты и габбронориты 2-й фазы; 6 – рудные тела; 7 – разломы; 8 – положение скважин, указана глубина в метрах.

Оливиновые долериты (пикродолериты) первой фазы – мелкозернистые породы с офитовой и пойкилоофитовой структурами, сложенные оливином с железистостью 20-

24 % (10-20 об. %); плагиоклазом (60-70 об. %) двух генераций – 85-55 % An и 40-25 % An; клинопироксеном, соответствующим субкальциевому авгиту с железистостью 30-40 % (10-25 об. %); биотитом (3-4 об. %), ортопироксеном с железистостью 32-35 % (1-2 об. %), бурой роговой обманкой (ок. 1 об. %), титаномагнетитом (2-3 об. %) и апатитом (до 1 об. %). Петрографическими наблюдениями установлена следующая последовательность кристаллизации минералов; оливин → оливин + плагиоклаз → плагиоклаз + клинопироксен + ортопироксен + магнетит. Пикриты, представляющие собой кумулаты оливиновых долеритов, содержат до 55-60 об. % оливина с железистостью 20-25 %, основной плагиоклаз (18-23 об. %, 72-62 % An), ортопироксен (10-15 об. %, $f = 18-22\%$), клинопироксен (2-3 об. %, $f = 22\%$), роговую обманку (2-4 об. %), биотит (2-4 об. %), титаномагнетит (1-2 об. %).

Оливиновые габбронориты и габбронориты второй фазы – грубозернистые породы с габбровой, реже габбродолеритовой, структурой, сложенные лабрадором (65-70 об. %, 62-50 An), оливином с железистостью 30-35 % (4-6 об. %), ортопироксеном с железистостью 22-25 % (8-12 об. %), клинопироксеном с железистостью 20-22 % (1-2 об. %), роговой обманкой (5-8 об. %), биотитом (3-5 об. %), апатитом, цирконом, магнетитом и ильменитом. Эти породы повсеместно содержат до 3 объемных % сульфидов, представленных пирротин-халькопирит-пентландитовым парагенезисом.

На основании петрографических наблюдений можно заключить, что оливин, керсутит и флогопит являются типоморфными для пород максутского комплекса. Присутствие калийсодержащих минералов в габброидах и пикритоидах в породообразующих количествах свидетельствует о повышенном содержании калия в родоначальных магмах, что выражается в появлении монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов как продуктов кристаллизации остаточных расплавов [Хромых и др., 2013].

Среди составов изученных пород максутского комплекса петрохимически выделяется три группы пород. Оливиновые пикродолериты 1-й фазы характеризуются содержаниями SiO_2 от 43 до 46 мас. %, повышенными содержаниями титана (до 1,6 мас. % TiO_2), щелочей (до 4,2 мас. % Na_2O и до 1,3 мас. % K_2O), и фосфора (до 0,4 мас. % P_2O_5). Пикриты и плагиоклазовые перидотиты (кумуляты 1-й фазы) содержат 40-42 мас. % SiO_2 , до 25 мас. % MgO , содержания титана, фосфора и щелочей являются повышенными для ультраосновных пород (TiO_2 до 0,85 мас. %, P_2O_5 до 0,3 мас. %, Na_2O до 1,4 мас. %, K_2O до 1,1 мас. %). Оливиновые габбронориты и нориты 2-й фазы содержат от 48 до 52 мас. % SiO_2 , и наиболее обогащены титаном, фосфором и щелочами (TiO_2 до 3,3 мас. %, P_2O_5 до 0,9 мас. %, Na_2O до 3,9 мас. %, K_2O до 1,8

мас. %). По суммарному содержанию щелочей породы максутского комплекса соответствуют субщелочному ряду изверженных пород, а по содержанию калия – известково-щелочной серии повышенной калиевости (см. рисунок 1.19). Соотношение оксидов магния и кальция и глинозема (рисунок 1.23) подтверждает, что многообразие составов пород максутского комплекса определялось фракционированием оливина для 1-й фазы и ортопироксена для 2-й фазы.

Петрогеохимический состав представительных образцов из пикродолеритов и пикритов максутского комплекса приведен в таблице 1.11, и отражен на рисунках 1.19, 1.20, 1.23. Сравнительный анализ габброидов аргимбайского и максутского комплексов был приведен в статье С.В. Хромыха с соавторами [2013]. Основные результаты сводятся к следующему. Характерной чертой являются повышенные содержания редкоземельных элементов – сумма РЗЭ для габбро аргимбайского комплекса составляет 120-270 г/т, для габбро-эссекситов – 320 г/т, для плагиосиенитов – 160-170 г/т; для пикродолеритов и габброноритов максутского комплекса – 70-100 г/т, для пикритов – 60-65 г/т; для всех пород наблюдается обогащение легкими лантаноидами.

Для всех пород характерны повышенные содержания некогерентных элементов, таких как Rb (для аргимбайского комплекса до 37 г/т в габбро и до 51 г/т в габброэссекситах; для максутского комплекса до 9 г/т в пикродолеритах, пикритах и оливиновых габброноритах), Ba (для аргимбайского комплекса до 1100 г/т в габбро и до 1460 г/т габброэссекситах; для максутского комплекса до 333 г/т в пикродолеритах, до 240 г/т в пикритах и до 250 в оливиновых габброноритах), Zr (для аргимбайского комплекса до 384 г/т в габбро и до 550 г/т в габброэссекситах; для максутского комплекса до 143 г/т в пикродолеритах, до 80 г/т в пикритах, и до 100 г/т в оливиновых габброноритах).

На мультиэлементных спектрах выделяются отчетливые максимумы в концентрациях Ba, K, Zr, Sr и Ti (для двух последних – за исключением дифференцированных разностей: габбро-эссекситов и плагиосиенитов), минимумы в концентрациях Nb, Ta, Hf. По концентрациям и особенностям распределения редких и редкоземельных элементов породы как аргимбайского, так и максутского комплекса близки к базальтам океанических островов. Вместе с тем, в породах изученных комплексов наблюдаются пониженные, по сравнению с базальтами океанических островов, концентрации Nb и Ta, более характерные для базальтоидов надсубдукционных обстановок. Это может объясняться наследованием геохимических меток надсубдукционной мантии, существовавшей под Жарма-Саурской островной дугой [Сафонова, 2005; Владимиров и др., 2014].

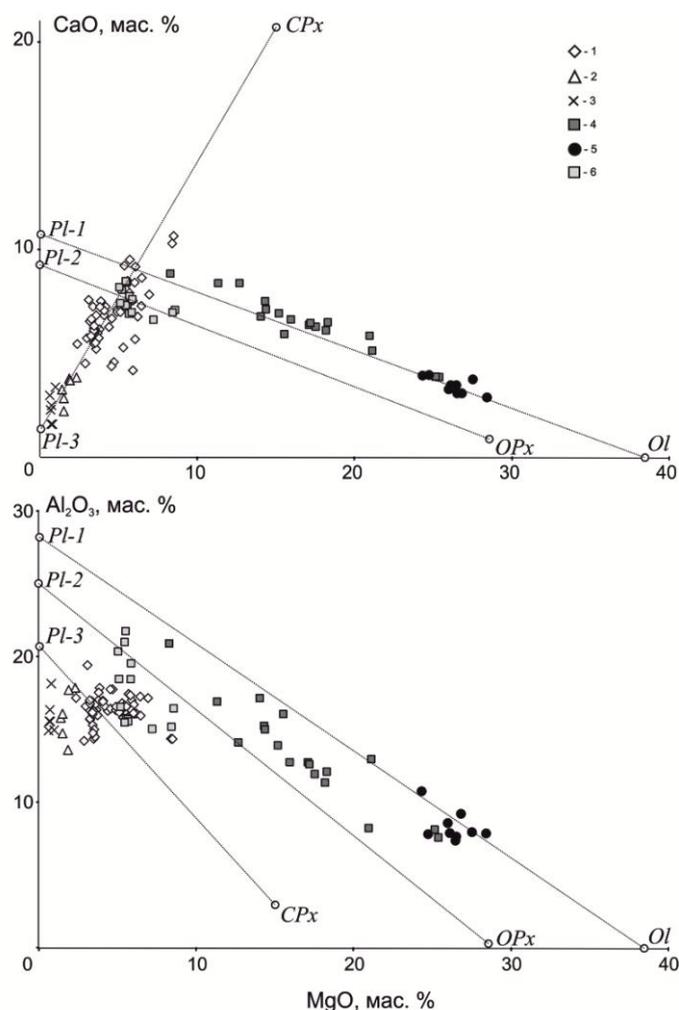


Рисунок 1.23. Составы габброидов и пикритоидов на диаграммах MgO – CaO, MgO – Al₂O₃. Породы аргимбайского комплекса:

1 – габбро и роговообманковые габбро, 2 – габбро-эссекситы, 3 – плагиосиениты. Породы максутского комплекса: 4 – оливиновые долериты (пикродолериты) 1-й фазы, 5 – пикриты и плагиоклазовые перидотиты 1-й фазы, 6 – оливиновые габбронориты 2-й фазы.

Точки составов минералов нанесены по результатам микрозондового анализа: *Ol* – оливин (MgO = 38,46 мас. %); *OPx* – ортопироксен (MgO = 28,55 мас. %, CaO = 0,9 мас. %, Al₂O₃ = 0,33 мас. %); *CPx* – клинопироксен (MgO = 14,99 мас. %, CaO = 20,72 мас. %, Al₂O₃ = 3,0 мас. %); *Pl-1* – основной плагиоклаз в породах 1-й фазы максутского комплекса (CaO = 10,75 мас. %, Al₂O₃ = 28,25 мас. %); *Pl-2* – основной плагиоклаз в породах 2-й фазы максутского комплекса (CaO = 9,9 мас. %, Al₂O₃ = 25 мас. %) *Pl-3* – кислый плагиоклаз поздней генерации в породах аргимбайского комплекса (CaO = 1,38 мас. %, Al₂O₃ = 20,75 мас. %).

Геохимические особенности состава как габброидов, так и пикритоидов идентичны, что позволяет предполагать их формирование за счет одного мантийного источника. Это предположение подтверждается также геологическими данными, подчеркивающими пространственную сопряженность проявления пород габброидного и пикритоидного комплексов. Анализ геологических и геохимических данных показывает, что формирование пород происходило в антидромной последовательности – при переходе от ранних (аргимбайский габбро-плагиосиенитовый комплекс) к поздним (максутский пикритоидный комплекс) базитам магнезиальность закономерно увеличивается, а кремнекислотность и щелочность соответственно уменьшаются. Магмообразование происходило с постепенным вовлечением в расплав более тугоплавких компонентов, т.е. с увеличением степени плавления мантии.

Антидромный характер эволюции базит-пикритового магматизма Зайсанской сутурной зоны подтверждается геохронологическими исследованиями [Хромых и др., 2013]. Результаты измерений приведены на рисунке 1.24. Во всех $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектрах наблюдаются устойчивые плато, отвечающие 85-95 % выделенного ^{39}Ar для биотитов и 95 % выделенного ^{39}Ar для роговой обманки. Возраст плато для всех образцов идентичен и составляет 280 ± 3 млн лет (биотиты из трех массивов) и 278 ± 3 млн лет для роговой обманки. Идентичный возраст роговой обманки и биотита из одного образца 1217-5 подтверждает, что полученные значения возраста отвечают времени кристаллизации пород. Одинаковые значения возраста разных массивов пикритоидов в Чарской сутурной зоне свидетельствуют о едином этапе проявления пикритоидного магматизма 280 млн лет назад.

Таким образом, геохронологические данные позволяют установить в пределах Зайсанской сутурной зоны два рубежа проявления мантийного магматизма: 293 ± 2 млн лет – субщелочные габброиды аргимбайского комплекса, и 280 ± 3 млн лет – пикритоиды максутского комплекса.

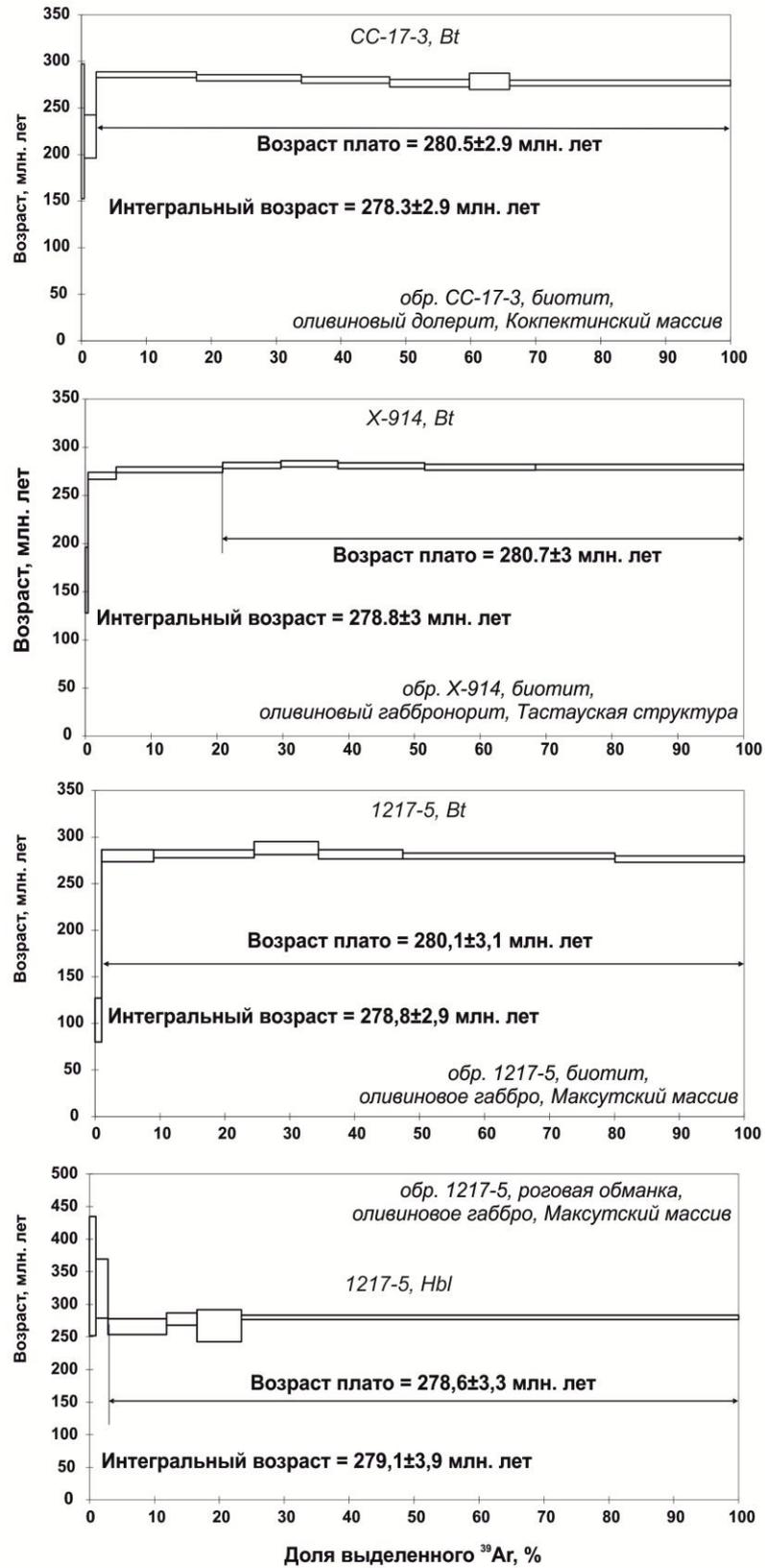


Рисунок 1.24. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры для биотитов и роговой обманки из пикродолеритов максутского комплекса Зайсанской сутурной зоны [Хромых и др., 2013].

Салдырминская (тастауская) субщелочная трахиандезит-дацит-риолит-граносиенит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация (P₁)

В пределах Зайсанской сутурной зоны в раннепермское время проявлены разнообразные сиенит-граносиенит-гранитные (трахит-трахидацит-риолитовые) магматические ассоциации, которые объединяются в салдырминскую и тастаускую вулканоплутонические ассоциации [Ермолов и др., 1977; 1983].

Характерной чертой этих вулканоплутонических ассоциаций является их принадлежность к глубокоэродированным срезам палеовулканических структур центрального типа (рисунок 1.25). В качестве примера приведем Сиректасскую и Тастаускую вулканические структуры

Сиректасская вулканическая структура. Алгабасская мульда представляет, вероятно, останец насыпного вулкана, осложнявшего главную коническую систему трещин вулканической структуры [Ермолов и др., 1977]. Северо-восточная часть его смещена Сиректасским разломом и эродирована, а северо-западная и центральная части заняты порфировым экстррузивом. Сохранившееся юго-западное крыло имеет слоистое строение с погружением слоев под порфировый экстррузив. В строении разреза мульды главная роль принадлежит липаритам и их туфам. Субвулканические породы слагают эллипсоидный в плане и конический в разрезе пучок даек (рисунок 1.26). Северо-западная часть его уничтожена Сиректасским плутоном. Простираения даек строго подчинены кольцевому плану, падения их на северо-востоке и юго-западе структуры выдержанные, 65-75° под Сиректасский плутон. На юго-востоке дайки также падают под плутон, но углы погружения их выполаживаются и составляют 40-46°. Главная коническая система осложнена кольцевыми интрузивами высшего порядка и узлами концентрации порфировых тел, представляющих корневую фацию побочных вулканов. Центральную часть Сиректасской вулканической структуры занимает одноименный плутон. Форма его выхода овальная, размеры длинной и короткой осей составляют 22 и 10 км. Контакты массива под углами 50-80° погружаются к центру.

Субвулканические гранит-порфиры подразделяются на экстррузивные и субвулканические. Первыми сложено порфировое тело в центре Алгабасской мульды. Для его пород характерны эруптивная и микро-флюидальная текстуры и криптозернистая микроструктура. Субвулканические порфиры обнажаются в юго-западной части Сиректасской вулканической структуры и слагают пояс малых интрузивов и даек юго-восточнее и северо-западнее ее. Для них характерно гомогенное сложение, отсутствие или ничтожное проявление текстур течения, порфировидность и



Рисунок 1.25. Схема расположения пермско-триасовых магматических комплексов в Зайсанской сутурной зоне. Составлена по материалам [Ермолов и др., 1977, 1983; Большой Алтай, 1998; Владимиров и др., 2005, 2008; Дьячков и др., 2011].

1 – Зайсанская сутурная зона; 2 – Жарма-Саурская зона; 3 – коллизионные молассы; 4 – серпентиновый меланж и офиолиты Чарского офиолитового пояса; 5 – бластомилониты, сопряженные с Чарским офиолитовым поясом; 6 – позднекаменноугольно-раннепермские габброиды аргимбайского и максутского комплексов, нерасчлененные; 7 – раннепермские гранитоиды тастауского и преображенского комплексов, нерасчлененные; 8 – тектонические покровы и литопластины; 9 – разломы различного порядка.

Цифрами в кружках показаны петротипические магматогенные структуры Зайсанской сутурной зоны (1 – Турсумбайско-Воронцовская мульда, сложенная преимущественно базальтами и андезитами даубайской и тюрешокинской свит (S_{2-3}); 2 – Аргимбайский интрузивный пояс габброидов; 3 – Тастауская вулканическая структура центрального типа; 4 – Преображенский габбро-сиенит-гранитный массив; 5 – Дельбегетейский габбро-сиенит-гранитный массив; 6 – Максутский габброидный массив; 7 – Семейтауская вулcano-плутоническая структура).

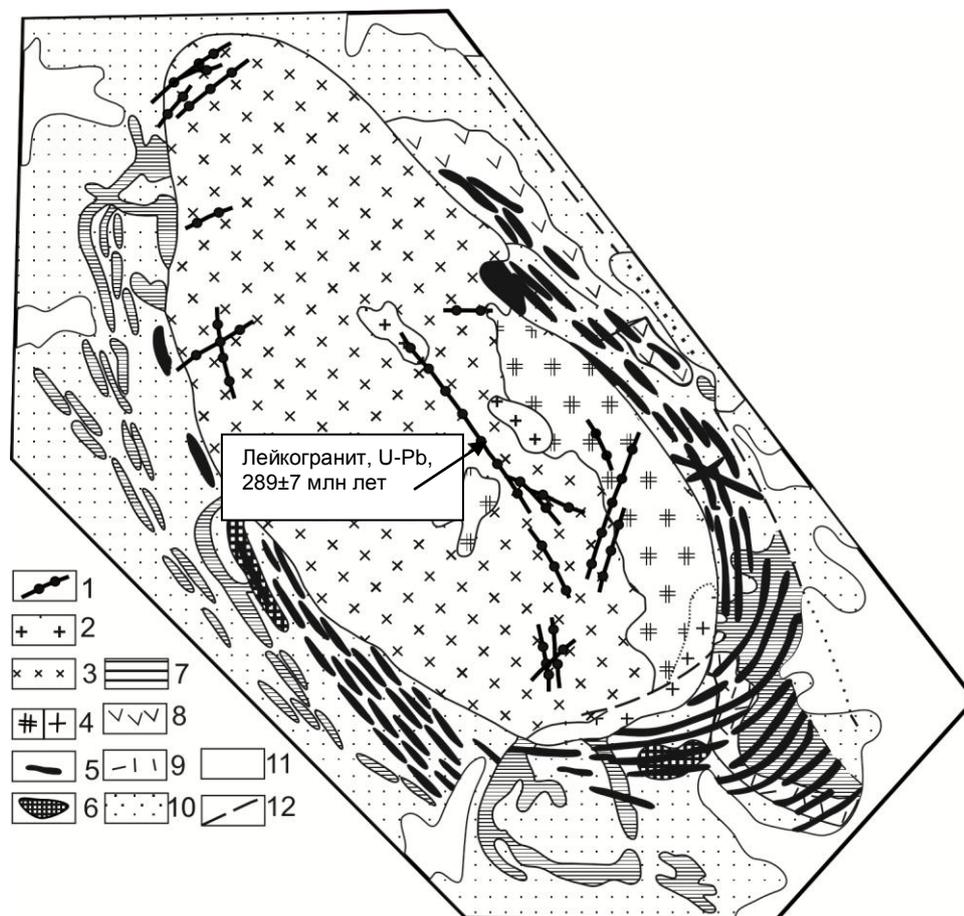


Рисунок 1.26. Геологическая схема Сиректасской вулканоплутонической структуры.

Составлена В.П. Ермоловым и др. [1977].

1-9- салдырминский комплекс: 1 – послегранитовые дайки; 2-4 – плутоническая фация (2 – мелкозернистые лейкократовые граниты фазы IV; 3 – гранодиориты фазы II; 4 – граносиениты с фацией гранитов фазы 1); 5-7 – субвулканическая фация (5 – граносиенит- и гранодиорит-порфиры, 6 – мелкозернистые порфиroidные гранодиориты, 7 – гранит-порфиры); 8-9 – эффузивная фация (8 – дациты, 9 – липариты); 10 – каменноугольные отложения нерасчлененные; 11 – рыхлые отложения; 12 – разломы. На врезке – U-Pb изотопный возраст магматического циркона из лейкогранитной дайки (ВСЕГЕИ, SRIMP-II, автор А.Г. Владимиров, неопубликованные данные).

сравнительно высокая раскристаллизованность.

Субвулканические мелкозернистые порфировидные граносиениты и граносиенит-порфиры наиболее широко развиты в Сиректасской кольцевой структуре. Они слагают плотный кольцевой пояс даек, пересекающий все предшествующие породы комплекса. Протяженность даек измеряется километрами, мощность от долей метра до 15-20 м. Плотность составляет 10-15 даек на 100 м. Падение на северо-востоке и юго-западе структуры выдержанное – 65-75° по направлению к центру, на юго-востоке углы погружения выполаживаются до 40-50°. Таким образом, морфологически пучок даек граносиенит-порфиров имеет вид асимметричного конуса, фокус которого находится на глубине 8-11 км, а основанием является вытянутый в северо-западном направлении эллипс (см. рисунок 1.26).

В Сиректасской плутонической структуре гранитоиды одноименного плутона прорывают все возрастные разновидности эффузивно-субвулканической фации. В северо-западной части структуры гранодиоритами срезаются несколько интрузивов субвулканических гранит-порфиров. Здесь вблизи контакта на ширину 70-100 м порфиры превращены в кварц-полевошпатовые роговики, среди которых встречаются реликты слабо измененных порфиров, вытянутые согласно контакту плутона. На удалении 200-250 м ороговикование значительно уменьшается, в фельзитовой основной массе порфиров появляются сферолиты, но и здесь порфировые выделения кварца и полевого шпата гранулированы по краям. В юго-западной части плутоном срезается плотный пояс даек, включающий практически все субвулканические разновидности, а в южной – граносиенитами прорван кольцевой интрузив порфиров. На юго-востоке плутоном срезается сложно разветвленное тело порфиров экструзивной фации и кольцевые дайки субвулканических гранодиорит-порфиров. Далее вдоль восточного и северо-восточного контакта массива в ряде мест наблюдаются рвущие взаимоотношения между гранодиоритами массива и субвулканическими гранодиорит-порфирами.

Раннепермский возраст Сиректасской вулканоплутонической структуры принят на основании U-Pb изотопного датирования циркона, выделенного из дайки мелкозернистых биотитовых гранитов, – $289 \pm 7,1$ млн лет (см. рисунки 1.26, 1.28):

Тастауская вулканическая структура является одним из наиболее крупных и сложных проявлений позднегерцинского магматизма Чарской зоны (рисунок 1.27). В этой структуре сосредоточены практически все возрастные и фациальные разновидности тастауской ассоциации [Ермолов и др., 1983].

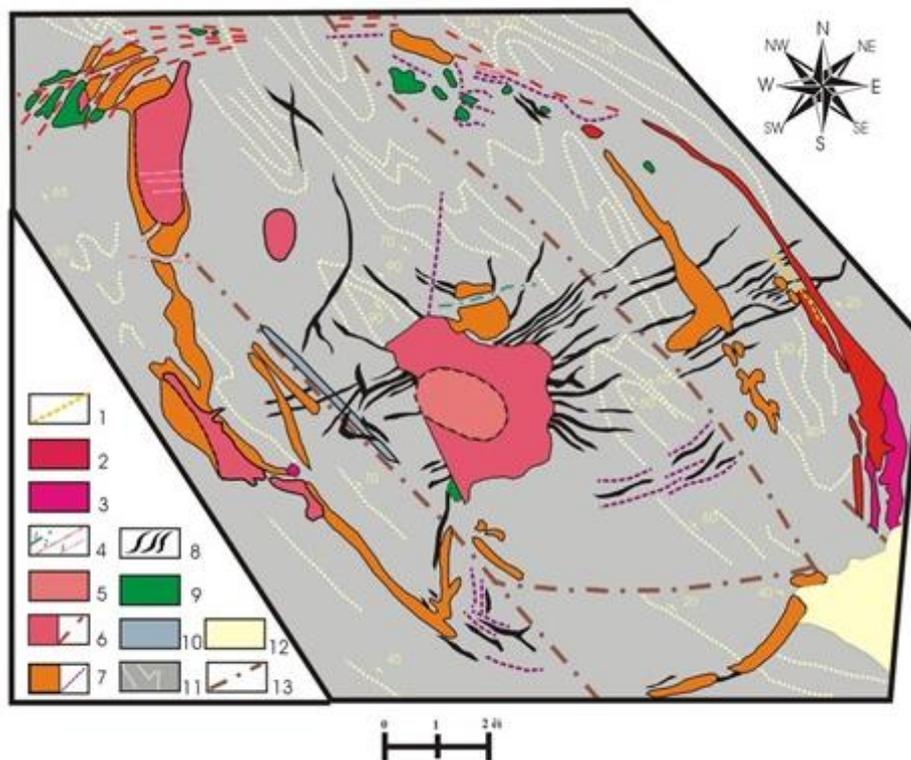


Рисунок 1.27. Схема геологического строения Тастауской вулканоплутонической структуры, Зайсанская сутурная зона. Составлена А.Г. Владимировым, П.В.

Ермоловым [Ермолов и др. 1983].

На врезке – Ar-Ar изотопный возраст биотита из габброидов максутского типа, Аналитический центр ИГМ СО РАН [Хромых и др., 2013].

1-3 преобразенский комплекс: 1 – послегранитовые дайки, 2 – лейкограниты, 3 – кварцевые сиениты с фацией граносиенитов; 4-9 тастауский комплекс: 4 – послегранитовые дайки (1 – диабазы и диабазовые порфиры, 2 – граносиенит-порфиры, 3 – сиенит-порфиры), 5 – мелкозернистые лейкограниты, 6 – среднезернистые граниты и их апофизы, 7 – граносиениты и пересекающие их гранит-порфировые дайки, 8 – субвулканические фельзитовые и гранит-порфировые дайки; 9 – габброиды максутского комплекса; 10 – плагиоклазовые порфиры, условно отнесенные к аргимбайскому комплексу; 11 – вмещающие песчано-сланцевые отложения C_1 ; 12 – рыхлые отложения; 13 – разломы.

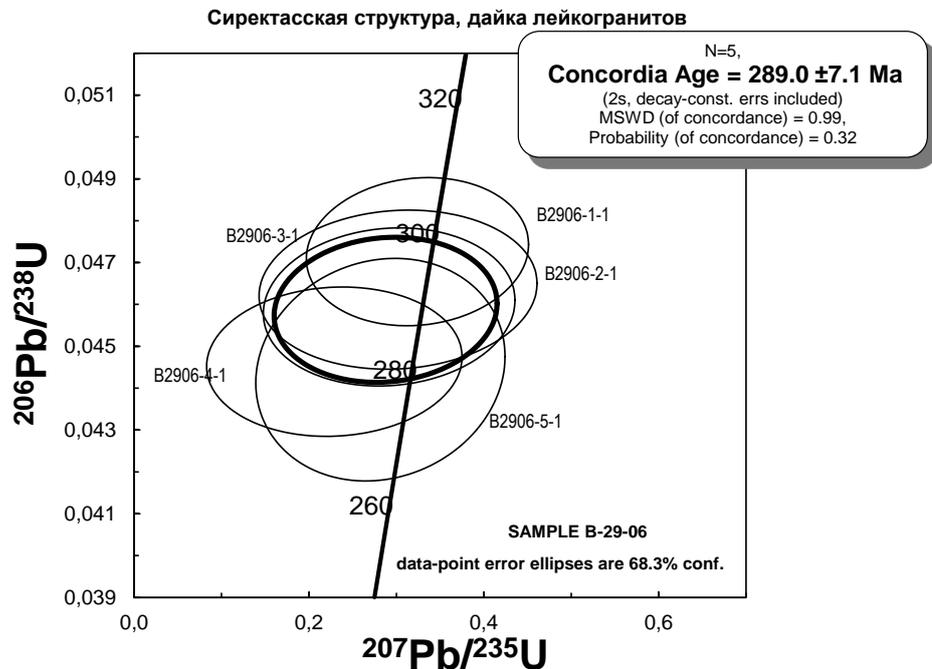
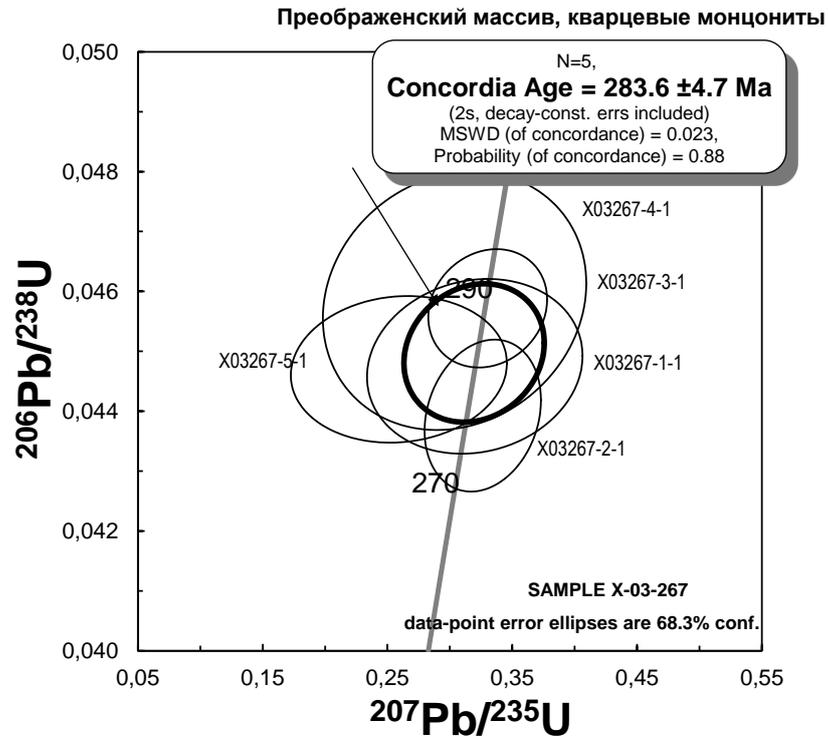


Рисунок 1.28. Диаграммы U-Pb изотопного возраста с конкордией для монцитонов (верхний график) и гранитов (нижний график), участвующих в строении Преображенского габбро-монцитон-граносиенит-гранитного массива и Сиректасской граносиенит-гранит-трахидацит-риолитовой вулканоплутонической структуры.

Авторы

проб:

А.Г.Владимиров,

С.В.Хромых.

Породы тастауской ассоциации, формирующие большую часть структуры, представлены: 1) субвулканическими дайками сферолитовых, массивных и флюидалных фельзитов, характеристика которых приведена выше; 2) гипабиссальными мела- и лейкократовыми граносиенитами, гранитами и лейкогранитами; 3) послегранитовыми дайками диабазовых порфиритов, сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров. Между двумя первыми группами пород геологические взаимоотношения установлены в центральной части структуры. Здесь фельзитовые субвулканические дайки срезаются гранитоидным штоком и мелкими телами, расположенными вблизи него.

Меланократовые граносиениты 1-й фазы слагают внутреннее интрузивное кольцо, являются главной петрографической разновидностью во внешнем интрузивном кольце и слагают самостоятельное тело в центральном штоке. Ко второй фазе отнесены граниты и лейкограносиениты. Первые широко участвуют в строении внешнего интрузивного кольца и центрального штока, вторые выявлены только в центральном штоке структуры, где они слагают эндоконтактовую зону. Лейкократовые граниты 3-й фазы слагают мелкие самостоятельные тела в юго-западной части центрального штока и его ядерную часть. Границы между породами 2-й и 3-й фаз большей частью также постепенные, однако на отдельных участках центрального штока наблюдались четкие контакты и даже явления закалки в лейкогранитах. Завершается формирование тастауской ассоциации внедрением единичных послегранитных даек разнообразного состава. В Тастауской структуре эти дайки сложены диабазовыми порфиритами, сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами.

Нижняя возрастная граница формирования Тастауской вулканической структуры определена на основе Ag-Ag изотопного датирования биотита и амфибола из габброидов максутского типа, который однозначно прорывается гипабиссальными граносиенит-гранитами (см. рисунок 1.27). Для габброидов получена следующая дата: 280 ± 3 млн лет. Завершая характеристику Тастауской вулканической ассоциации отметим, что раннепермский возраст получен также для монцитов Преображенского массива – 283.4 ± 6 млн лет, U-Pb метод, циркон (см. рисунок 1.28).

Семейтауская вулканическая структура (T_1). Семейтауская вулканическая структура находится в 50 км юго-западнее г. Семипалатинска (см. рисунок 1.25). Эта структура приурочена к юго-восточному окончанию Горностаевского офиолитового пояса. Ее протяженность 60 км при ширине в центральной части до 30 км (рисунок 1.29).

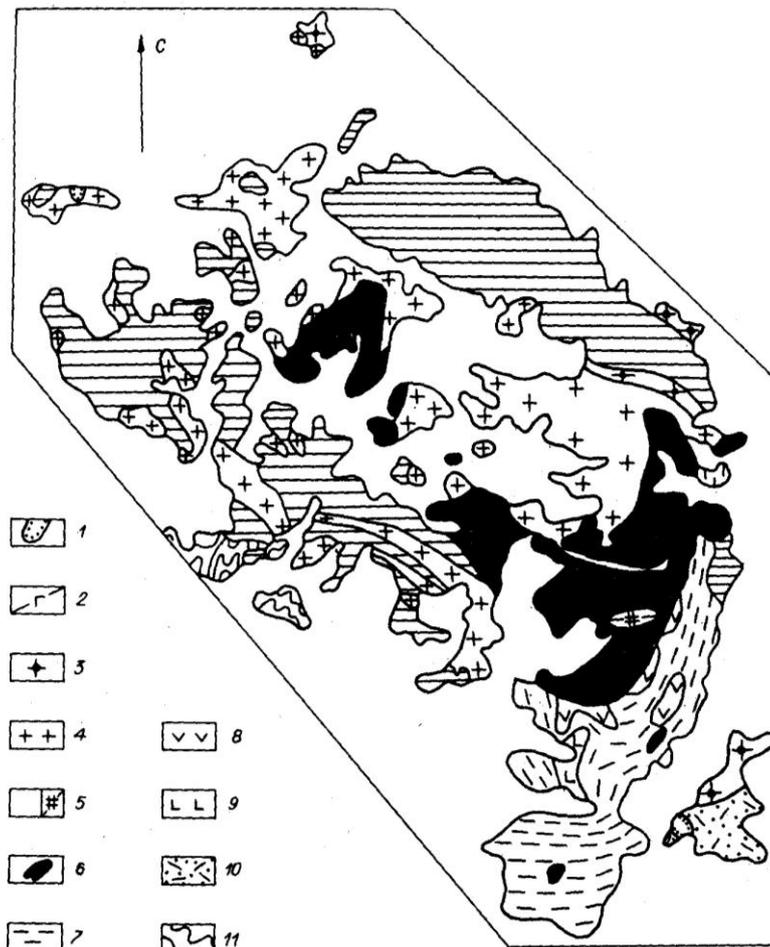


Рисунок 1.29. Схема геологического строения Семейтауской вулканической структуры [Ермолов и др., 1983]

1 – отложения мела-палеогена; 2-9 – семейтауская вулканоплутоническая серия: 2 – послегранитовые дайки диабазов; 3-6 – интрузивный ритм (3 – порфиroidные граниты, 4 – гранит-порфиры, 5 – порфиroidные граносиениты и граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, 6 – монцониты); 7-9 – вулканический ритм (7 – липариты, липаритовые игнимбриты, витрофиры, туфы кислого состава, 8 – трахиты, кварцевые трахиты и латиты, 9 – базальты); 10 – вулканогенно-осадочные отложения $C_3-P_1?$; 11 – осадочные отложения C_1 .

Со всех сторон она окружена рыхлыми отложениями Кулундинской низменности, и только в западной и юго-восточной частях обнажаются небольшие участки подстилающих осадочных и вулканогенно-осадочных отложений карбона. Во многих участках структуры встречаются останцы мел-палеогеновой толщи, сложенной кварцевыми гравелитами и залегающей горизонтально на вулканогенных породах. По геолого-геофизическим данным [Ермолов и др., 1983], корневая часть

структуры имеет форму лополита с несколькими крутыми магмоподводящими каналами. Сложена она, по крайней мере, до глубины 10 км, породами кремнекислого состава.

Семейтауская вулcano-плутоническая структура сложена породами двух гомодромных ритмов (от ранних к поздним):

Первый ритм – вулканический: 1-я фаза – гиалобазальты; 2-я фаза – трахиты, кварцевые трахиты, латиты; 3-я фаза – липариты, игнимбриты, витрофиры и, вероятно, гранит-порфиры. Второй ритм – интрузивный: 1-я фаза – монцониты, монцонит-порфиры; 2-я фаза – сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры; 3-я фаза – гранит-порфиры; 4-я фаза – порфирировидные лейкократовые граниты. Завершается магматизм дайками диабазов. По петрохимическому составу семейтауская вулcanoплутоническая серия относится к субщелочной повышенной калиевости (таблица 1.12).

Таблица 1.12

Петрохимический состав (мас %) магматических пород Семейтауской структуры

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,89	64,63	75,85	61,69	68,43	74,23	74,25	52,64
TiO ₂	1,95	0,65	0,17	1,01	0,63	0,22	0,18	1,92
Al ₂ O ₃	15,30	15,71	12,84	16,03	15,24	12,93	13,09	16,11
ΣFeO	12,15	6,61	2,61	8,12	4,63	2,79	2,66	11,90
MnO	0,20	0,10	0,02	0,15	0,07	0,03	0,03	0,24
MgO	3,43	0,67	0,32	1,15	0,46	0,36	0,23	3,31
CaO	6,11	2,61	0,61	3,32	1,19	0,84	0,75	7,57
Na ₂ O	2,82	4,01	2,29	4,04	3,81	2,86	3,44	3,65
K ₂ O	2,46	4,90	5,24	4,20	5,46	5,66	5,33	1,95
P ₂ O ₅	0,69	0,12	0,06	0,29	0,08	0,08	0,04	0,71
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание: В таблице приведены усредненные составы главных разновидностей пород, пересчитанные на сухой остаток [Ермолов и др., 1983]. Вулканический ритм: 1 – гиалобазальты (22 ан.); 2 – трахиты и кварцевые трахиты (10 ан.); 3 – липариты, игнимбриты, витрофиры и гранит-порфиры (46 ан.). Интрузивный ритм: 4 – монцониты и монцонит-порфиры (45 ан.); 5 – граносиениты (72 ан.); 6 – гранит-порфиры (16 ан.); 7 – порфирировидные граниты (35 ан.); 8 – диабазы (15 ан.).

В туфопесчаниках и туфоалевролитах вулканического ритма семейтауской серии присутствует флора нижнего триаса. Значение абсолютного возраста пород семейтауской серии, выполненное Rb/Sr-методом в лаборатории СВКНИИ (г. Магадан), лежит в интервале 254 ± 9 млн лет, $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7070 \pm 0.0003$ [Ермолов и др., 1983]. Полученный раннетриасовый возраст подтвержден Ar-Ar изотопным датированием: 248 ± 2 млн лет (рисунок 1.30) [Lyons et al., 2002].

Учитывая тектоническую позицию вулканической постройки, субщелочной и одновременно контрастный (бимодальный) состав вулканоплутонической серии, а также субсинхронное формирование с Сибирскими траппами и однотипными магматическими ассоциациями в западной части Алтае-Саянской складчатой области, можно уверенно предполагать взаимосвязь Семейтауской структуры с Сибирским плюмом [Добрецов и др., 2005; Добрецов, 2008; Ермолов, 2013]. Семейтауская вулканоплутоническая структура оказалась вовлечена в щелочной и бимодальный пояс южного обрамления Сибирской платформы, что подтверждается палеомагнитными исследованиями, согласно которым Семейтауский полюс в раннем триасе был совмещен с полюсом Сибирского кратона [Lyons et al., 2002].

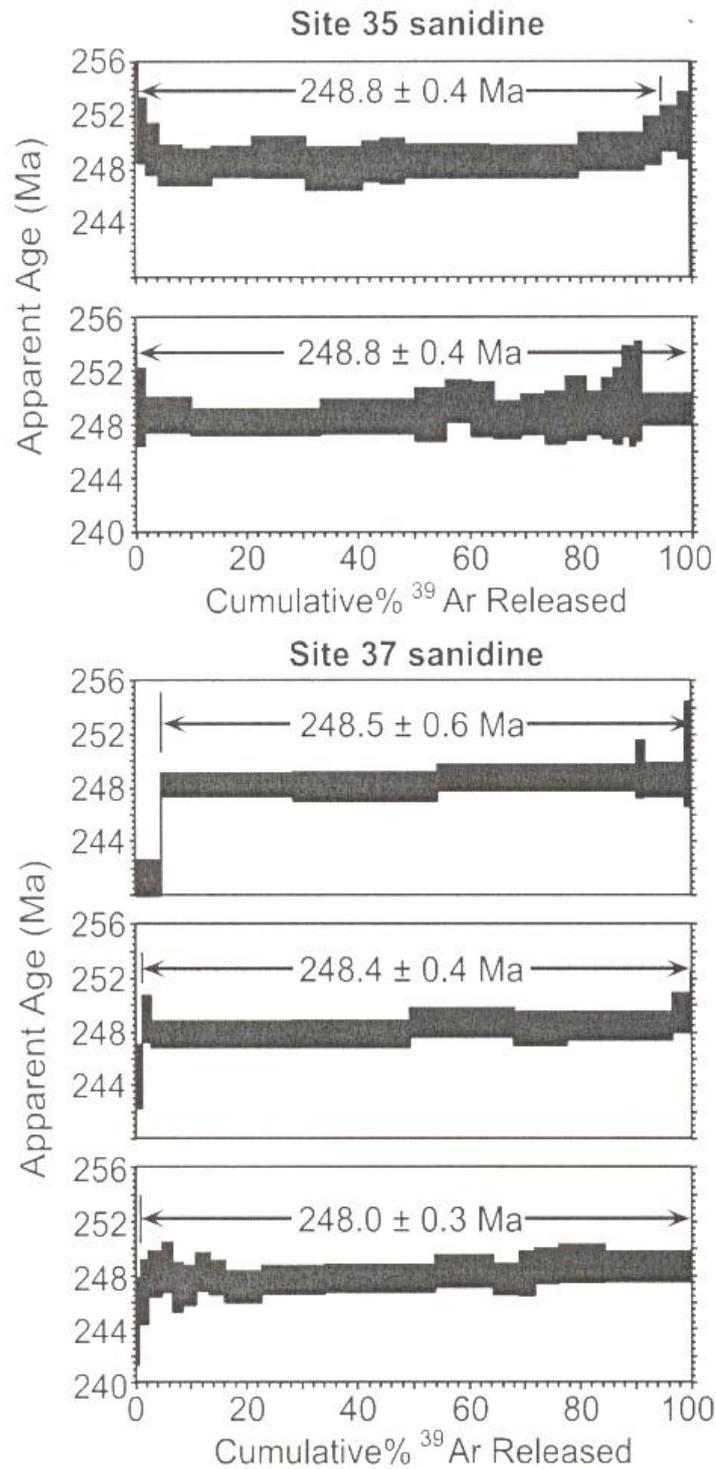


Рисунок 1.30. Спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования получены по санидину из монзонитов Семейтауской вулканической структуры. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) [Lyons et al., 2002].

1.3 Металлогеническое районирование

Металлогеническое районирование проведено по вещественно-генетическим принципам, пространственно-временной сближенности и сходству структурно-геологической позиции рудоносных структур и месторождений. Соответственно в Зайсанской сутурной зоне выделяются Чарско-Зимунайская и Западно-Калбинская металлогенические зоны, включающие рудные районы, рудные зоны, рудные узлы, рудные поля и месторождения (таблица 1.13).

1.3.1 Чарско-Зимунайская металлогеническая зона

Размещается в юго-западной части Зайсанской сутуры и ограничена Чарско-Зимунайским и Байгузин-Булакским глубинными разломами общего северо-западного направления. В плане это узкая извилистая структура с раздувами и пережимами, разбитая разломами широтного, северо-восточного и других направлений (рисунок 1.31).

Горностаевская рудная зона

Прослеживается от гор Семейтау на юго-востоке к пос. Известковому и далее в субмеридиональном направлении за пределы Восточного Казахстана, перекрываясь рыхлым покровом Кулундинской впадины. Кобальт-никелевое оруденение известно на четырех участках (Правобережный I, Левобережный I, II, III). В рудной зоне также отмечаются рудопроявления и точки минерализации ртути, отдельные шлиховые ореолы и точки киновари. Предполагается также выявление золото-сурьмяно-ртутного оруденения.

Кемпирская рудная зона

Здесь системой Жананского и Байгузин-Булакского региональных разломов СЗ простирания (300-320°) контролируются линейно вытянутые рудоносные зоны минерализации, характеризующиеся прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным оруденением разной формационной принадлежности. К наиболее значительным объектам относятся рудопроявления Кемпир, Болдыколь, Восточное, Мышьяковое и Сурьмяное с золото-мышьяковым и сурьмяным оруденением жананского типа. Северо-восточная часть площади представлена рудоносными зонами минерализации аполиственитового типа среди «золотоматеринской» олистостромовой кремнисто-карбонатно-терригенной формации S_{1V2-3} , включающей протрузии серпентинитизированных ультрабазитов (месторождение Мираж). Характер минерализации здесь аналогичен Суздальскому месторождению.

Металлогеническое районирование Зайсанской сутурной зоны

Чарско-Зимунайская металлогеническая подзона					
Рудная зона или рудный район	Рудный узел	Рудное поле	Металлогения	Примеры месторождений	
Горностаевская			Ni, Co, Hg, Au	Горностаевское	
Кемпирская			Au	Кемпир	
		Суздальское	Au, As	Суздальское, Майчеку	
Чарская			Cr, Ni, Co, Hg, Au	Белогорское	
Аркалыкская			Cr, Ni, Co, Hg, Au	Кондарсай, Жайма	
		Жайма	Au, As	Жайма-2, Игл	
	Акжал-Боко		Au, As	Акжал, Боко, Васильевское	
	Ашалы		Au, As	Южные Ашалы	
	Койтас		W, Sn, Au, Sb	Суурлы	
Преображенская	Караоткель		Ti, Zr, TR	Караоткель, россыпь Сатпаевская	
Западно-Калбинская металлогеническая подзона					
Мукурский	Семейтау	Жерек	Au, As, Sb	Жерек	
	Кедей	Кедей	Au, Ag, As	Кедей, Центральный Мукур	
Бакырчикский	Байгоринский		Au, As	Байгора I	
		Миялы	Au, Ag, As	Миялы	
	Эспе		Au, Ag	Эспе	
	Сарытау		Au	Сарытау, Дымовка	
	Бакырчикский	Бакырчик	Au, Ag, As, Sb	Бакырчик, Большевик	
	Канайский		Au, As	Канайка	
	Казанчункур		Au, Ag, As	Казанчункур	
	Жанатас		Au, As	Жанатас	
Кулуджунский	Сенташский		Au	Сенташ	
	Хамитовский		Au	Жилы Хамитовские	
		Байбура	Au	Байбура, Свистун, Бригадное	
	Джумбинский	Джумба	Au, As	Джумба, Занинское	
	Кулуджунский	Теректы		Au, As	Теректы
		Кучеку		Au	Кучеку
		Кулуджун		Au, As, Sb, Hg, Te, W	Кулуджун
	Лайлы		Au, As, W	Лайлы	
Баладжальский	Баладжал		Au, As	Баладжал, Мариновское	
	Дельбегетей		Sn, Be	Юбилейный Октябрь	
	Торткалмак		Sn, W	Торткалмак II	

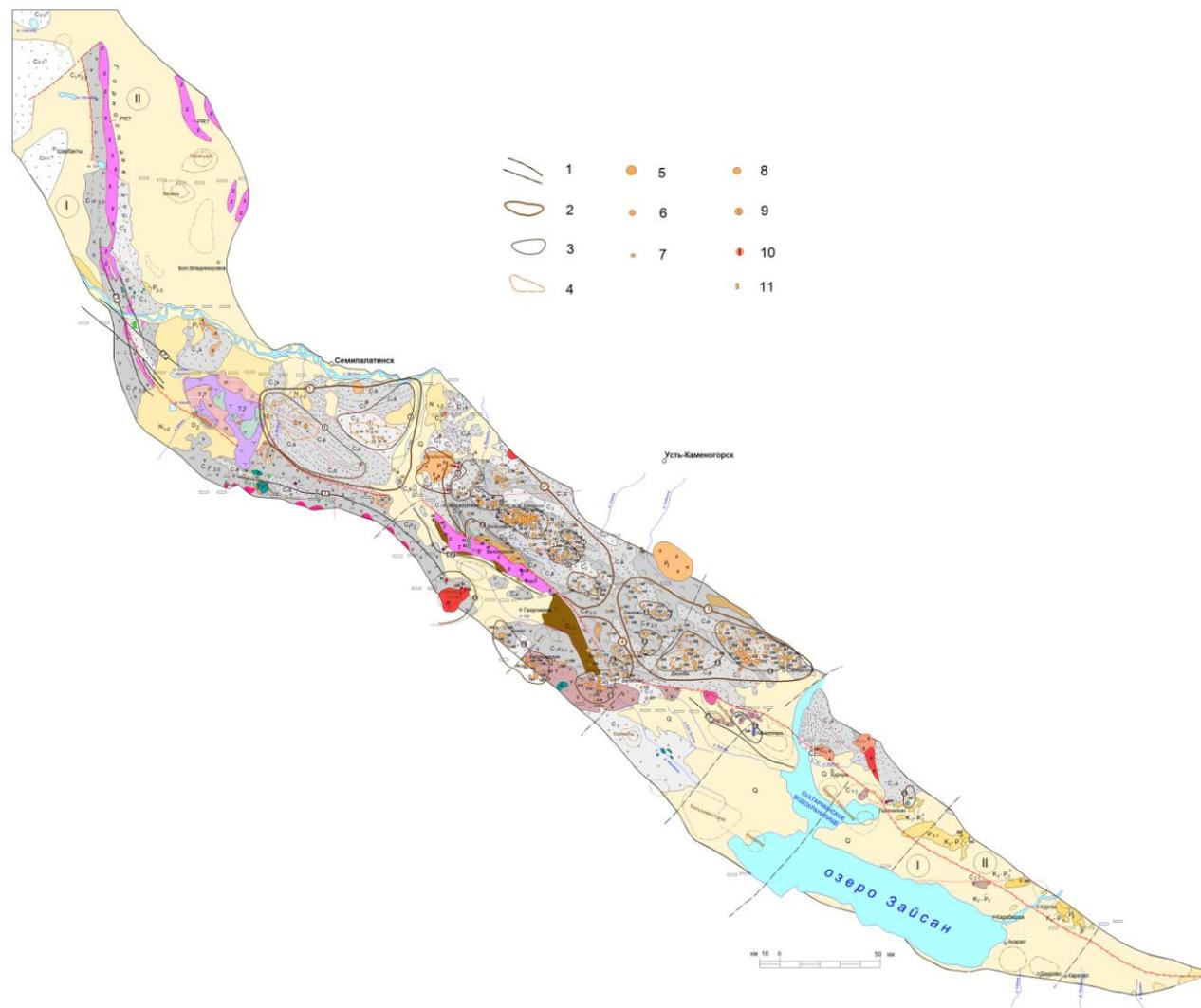


Рисунок 1.31. Металлогеническая схема Зайсанской сутурной зоны [Дьячков и др., 2014ф]

Подпись к рисунку 1.31. Металлогеническая схема Зайсанской сутурной зоны

1 – рудные зоны, 2 – рудный район, 3 – рудный узел, 4 – рудное поле, 5-7 – золоторудные объекты (5 – месторождение, 6 – рудопроявление, 7 – точка минерализации), 7 -10 – рудные формации (7 – остаточная силикатная кобальт-никелевая, 8 – золотосульфидно-углеродистая, 9 – кварцево-жильная золотая, 10 – золотоносной коры выветривания). Другие условные обозначения на рисунке 12

Рудные зоны: 1 – Горностаевская, 2 – Кемпирская, 3 – Аркалык, 4 – Чарская, 5 – Преображенская.

Рудные районы: 1 – Мукурский, 2 – Бакырчикский, 3 – Кулуджунский, 4 – Баладжальский.

Рудные узлы: 1 – Семейтау, 2 – Кедей, 3 – Дельбегетей, 4 – Байгоринский, 5 – Эспе, 6 – Бакырчик, 7 – Канайский, 8 – Казанчункур, 9 – Жанатас, 10 – Сарытау, 11 – Сенташ, 12 – Хамитовский, 13 – Джумба, 14 – Кулуджун, 15 – Койтас, 16 – Акжал-Боко, 17 – Ашалы, 18 – Баладжал, 19 – Караоткель, 20 – Торткалмак.

Суздальское рудное поле контролируется Чарским глубинным разломом и сформировалось на сочленении Чарско-Зимунайской и Западно-Калбинской металлогенических зон. Для Суздальского месторождения рудовмещающими являются морские терригенно-карбонатные или суспензионные турбидитные отложения повышенной углеродистости визейского яруса раннего карбона, накопленные в гидродинамически активной обстановке. Золотое оруденение представлено первичными золотосульфидно-кварцевыми рудами и вторичными золотоносными корами выветривания. Месторождение по ряду признаков сопоставляется с «карлинским типом» золотого оруденения и имеет промышленное значение [Дьячков и др., 2009б; Калинин и др., 2009; Рафаилович, 2004; Рафаилович, дьячков, 2011].

Чарская рудная зона

Прослеживается от района пос. Байбура (на юго-востоке) к Георгиевке, Чарску, Ново-Таубинке и далее в северо-западном направлении, где она срезается Семипалатинско-Лениногорским широтным разломом. Общая длина зоны более 170 км при ширине 7-20 км. В пределах зоны известны месторождения, рудопроявления и точки минерализации хрома, никеля, кобальта, меди и ртути, образующие Белогорское, Александровское, Кызыл-Каиндинское рудные поля и узлы, а также многочисленные шлиховые ореолы хромшпинелидов (знаки – 100 г/м³), киновари (знаки 10 г/м³), золота (знаки) и металлотрические ореолы Cu, Ni, Co.

Наиболее древние руды (Cr, Ni, Co) здесь связаны с гипербазитовой формацией (чарский комплекс, V-Є) и фиксируются в протрузиях серпентинизированных гипербазитов в надвиго-меланжевых структурах. Первичные руды относятся к гистеромагматической хромовой формации (Андреевское, Суукбулак) и магматически ликвационной и гидротермальной медь-кобальт-никелевой формации [Щерба и др., 1976]. В стадию герцинской коллизии проявлено Au-Hg оруденение, пространственно связанное с лиственитизированными гипербазитами, порфиритами, бирбиритами и кварцево-карбонатными жилами с золотом (Кызыл-Чар, Тиес, Веро-Чар) [Флеров, 1969; Большой Алтай, 2002; Генкин, 1971; Кузьмина, 2003]. Пространственная приуроченность указанных рудопроявлений к зоне Чарского глубинного разлома и преимущественная локализация оруденения в измененных ультрабазитах и порфиритах свидетельствует, очевидно, о метаморфогенно-гидротермальной природе золото-ртутной минерализации, связанной с коллизионной геодинамической обстановкой Чарско-Зимунайской металлогенической зоны. В мезозое сформировались кобальт-никелевые коры выветривания по серпентинитам (остаточные), среди них практическое значение имеют нонтронитовые образования. Известные месторождения (Белогорское,

Северное, Букорское и др.) представлены мелкими запасами силикатными кобальт-никелевыми рудами. Кроме того, развита ртутносная кора выветривания линейно-трещинного типа. Нерудные полезные ископаемые представлены магнезитом, тальком и асбестом.

Аркалыкская рудная зона

Прослеживается в виде узкой полосы (2-5 км) от южного окончания Семейтауской мульды на юго-восток на 120 км, где срезается Койтасским гранитным массивом. В тесной пространственной связи с корой выветривания гипербазитов линейно-трещинного типа отмечаются точки минерализации кобальта, никеля, ртути, железа и марганца. Проявления меди и серебра связаны со вторично-кварцевой формацией в гидротермально-измененных разностях ультраосновных пород.

Рудное поле Жайма. Наибольший интерес имеет группа золоторудных проявлений Жайма, развитых в вулканогенно-карбонатных и терригенно-кремнисто-карбонатных отложениях, в значительной степени меланжированных. Большой вклад в изучение золотопроявлений Жайма-1, Жайма-2, Логовое, Жетык и др. внесли В.П. Кадач, Д.Я. Кудрявцев, А.Е. Степанов, В.Н. Майоров и др. (1977-1995 гг.). Рудная минерализация вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа (пирит, арсенопирит, антимонит, золото) приурочена к олистостромовой толще (аркалыкская свита, $S_{1V_{2-3}}$).

На юго-восточном фланге Чарско-Зимунайской металлогенической зоны выделяются еще рудные узлы, контролируемые Байгузин-Булакским глубинным разломом и его опережающими разрывными нарушениями.

Рудный узел Акжал-Боко сохраняет значение одного из важнейших золоторудных районов Восточного Казахстана. Перспективы прироста его золоторесурсов связываются с изучением кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного оруденения на флангах и глубоких горизонтах известных рудных полей Токум, Васильевское, Акжал [Мысник и др., 2003ф].

Рудный узел Ашалы. Преобладающий тип оруденения – золотоносные кварцево-жильные и штокверковые минерализованные зоны тектонического расщепления и дробления пород. Главными золотоносными объектами являются месторождения Ашалы Южное и Северное, Даубай, жилы Родниковые и рудоносные зоны участков Белая Горка, Красная Горка и др. Прогнозные ресурсы рудного узла могут быть увеличены за счет доразведки месторождений Ашалы Южное и Ашалы Северное [Мысник и др., 2003ф; Сапаргалиев и др., 2008ф].

Рудный узел Койтас находится на пересечении меридионального Ново-Таубинского, северо-западного Байгузин-Булакского и северо-восточного

Бакырчикского разломов. В экзоконтакте гранитоидного массива известны рудопроявления вольфрама, сурьмы, золота и флюорита скарнового и гидротермального кварцевожильного типов (Р.Я. Ипатов, В.В. Давиденко, В.Ф. Кащеев). Наиболее перспективным является рудопроявление Койтас, представленное вольфрамоносными скарнированными породами аркалыкской свиты. В зоне окисления широко развиты бурые железняки джаспероидного вида, возможно содержащие тонкодисперсное золото. Рудный узел заслуживает дополнительного изучения с постановкой геохимического картирования и поискового бурения.

Преображенская рудная зона

К новому генетическому типу относятся экзогенные цирконий-титановые коры выветривания мезозойского возраста, развитые в субщелочных гранитах буранского (дельбегетейского) или преображенского комплексов P_2 . Рудная зона вытянута в северо-западном направлении на расстояние более 100 км при ширине 10-15 км. В ее пределах пока выделяется один рудный узел Караоткель с циркон-ильменитовыми корами выветривания и Сатпаевская россыпь ильменита, которая разрабатывается для Усть-Каменогорского титано-магниевого комбината. Учитывая широкое развитие потенциально рудоносных субщелочных гранитоидных массивов (Преображенский, Северо-Зайсанский, Буранский) и закрытость территории чехлом рыхлых отложений, перспективы рудной зоны могут быть значительно расширены.

1.3.2 Западно-Калбинская металлогеническая зона

Это главная золотоносная структура Восточного Казахстана, в которой известно более 450 месторождений и рудопроявлений золота, в том числе крупных и суперкрупных [Глоба, Нарсеев, 1975; Коробейников, Маслеников, 1994; Нарсеев и др., 2001; Большой Алтай, 2000; Дьячков и др., 2001; Рафаилович, 2009; Кузьмина и др., 2013а]. Основные золоторудные месторождения сформировались в коллизионную стадию развития Зайсанской сутурной зоны, объединяются в четыре рудных района (таблица 1.13).

Мукурский рудный район

Находится в северо-западной части Западно-Калбинской зоны (рисунок 1.31) (ЮВ часть листа М-44-А и северная часть листа М-44-В) на площади 75×47 км. Географически размещается восточнее гор Семейтау. Это важный промышленный район, включает рудные узлы Семейтауский и Кедейский, в том числе многие рудопроявления и месторождения золота, сосредоточенные на площади 3150 км². Наиболее значимыми являются месторождения Жерек, Восточный Семейтау,

Центральный Мукур, Тас-Кудук, Восточный Мукур, преимущественно кварцевожильной золотой, золото-мышьяково-углеродистой и кварц-березитовой рудных формаций. Известные месторождения разрабатываются по методу кучного выщелачивания (Центральный Мукур и др.).

Бакырчикский рудный район

Расположен к юго-востоку от Мукурского рудного района на листе М-44-XX-II. Северо-западная его граница проходит в экзоконтактовой части Дельбегетейского гранитного массива. Протяженность рудного района 100 км, ширина от 45 км в северо-западной половине до 15-20 км на юго-востоке. В его пределах на площади около 3500 км² известно 123 проявлений золота (средняя плотность 0,036), в том числе крупнейшие в Восточном Казахстане месторождения золото-мышьяково-углеродистой формации (Бакырчик, Большевик, Глубокий Лог и др.). Кроме того, в рудном районе объединяются кварцевожильные золотопроявления, многие из которых подвергались рудничной и старательской отработке.

Основные рудные узлы и рудные поля приведены в таблице 1.13, среди них интерес представляет пространственно обособленное Миялинское рудное поле, расположенное в северной его части. Поле вытянуто в северо-западном направлении на длину до 10 км при ширине 4 км. Вмещает два мелких месторождения - Миялы и Восточные Миялы золото-мышьяково-углеродистой рудной формации, которые заслуживают дополнительного изучения.

Кулуджунский рудный район

Расположен юго-восточнее Бакырчикского рудного района, в центре листа М-44-Г. Здесь на площади около 3000 км² зарегистрировано более 80 месторождений и проявлений золота преимущественно кварцевожильного типа, локализованных в отложениях граувакковой формации (аганактинская свита, С_{1s}). Выделяются четыре рудных узла: Сенташский, Хамитовский, Джумбинский, Кулуджунский (таблица 1.13).

Они объединяют большинство ранее эксплуатировавшихся золотокварцевожильных и россыпных месторождений Западно-Калбинской зоны. Наиболее крупные из них – жильные поля Кулуджун и Джумба. Менее значимы Сенташ, Теректы, Кучеко, Лайлы. В настоящее время наметился возврат к разработке ряда месторождений частными компаниями (Кулуджун, Джумба).

Рудное поле Байбура. Рудоконтролирующей является система разрывных нарушений широтного и северо-восточного простирания, представленных зонами брекчирования, дробления, скарнирования, железо-марганцевого окварцевания и золото-сульфидной минерализации, проявленных преимущественно на контактах

олистостромовых известняков аркалыкской свиты и массивных песчаников аганактинской свиты. Интрузивные образования представлены фрагментарными выходами даек габбро-диабазов, диоритовых порфиров, плагиогранит-порфиров, кварцевых порфиров кунушского комплекса. Оруденение характеризуется следующими типами: золото-кварцевым (рудопоявление Актасты и др.), золото-кварцитовых метасоматитов (Бригадное, Свистун), золото-сульфидным джаспероидным (Байбура), гидротермально-марганцевым родохрозит-браунитовым (Марганцевое рудопоявление) и золото-россыпным (Аиркезень и др.).

Баладжальский рудный район

Структурно-геологическая позиция района определяется участком сопряжения северной ветви Акжальского регионального и Чарского глубинного разломов в месте смены простирания последнего с северо-западного на широтное направление. Здесь на площади около 400 км² сосредоточено 8 золото-кварцевожилых и золото-сульфидных березитовых проявлений, наиболее крупное из которых Баладжальское месторождение сопровождается золотоносной россыпью. Некоторые жилы и концентрирующие их трещинные зоны содержат золото-пирит-арсенопиритовую вкрапленность (Ашмет) и представляют собой особый морфологический тип оруденения - минерализованные сульфидные зоны. Месторождение Баладжал разрабатывается.

Кроме золотоносных районов, в пределах Западно-Калбинской металлогенической зоны выделяются два рудных узла с редкометалльным оруденением – Sn, Be, W (Дельбегетейский и Торткалмак). Их образование связывается с постколлизивной стадией активизации Зайсанской сутуры в пермское время, обусловившей локализацией гранитных массивов центрального типа в узлах пересечения глубинных разломов.

Рудный узел Дельбегетей находится между Мукурским и Бакырчикским рудными районами, на стыке листов М-44-А, Б, В, Г масштаба 1:500 000. Охватывает эндо- и экзоконтактовую часть Дельбегетейского гранитного массива. Узел вытянут в северо-западном направлении в длину 22 км при ширине 16 км. Объединяет 15 проявлений гидротермальной кварцевожилых оловянной, грейзеново-кварцевожилых оловянной и бериллий-оловянной, эпимагматической тантал-ниобий-оловянной рудных формаций, пространственно и генетически связанных с гранит-лейкогранитами дельбегетейского комплекса Р₂.

Представителями гидротермальной группы формаций являются рудопоявления Юбилейный Октябрь, Дельбегетейское, Южно-Дельбегетейское и др. Грейзеново-

кварцевожильная оловянная формация представлена проявлениями Кызылжал, Кара-Чоко, Изумрудное бериллий-оловянное и др. Рудные тела этих проявлений относятся к кварц-топаз-касситеритовому и кварц-топаз-турмалин-берилловому минеральным типам. Объекты по запасам мелкие, разрабатывались на олово еще древними «чудскими» племенами.

Рудный узел Торткалмак расположен на юго-восточном фланге Западно-Калбинской зоны (лист М-45-В). Узел вытянут в меридиональном направлении на 10-11 км при ширине 5-5,5 км и объединяет три проявления кварцево-жильной олововольфрамовой формации. Наиболее значительными из них являются мелкое месторождение Торткалмак II (W, Sn) и небольшая россыпь касситерита (Торткалмак).

Таким образом, Зайсанская сутурная зона характеризуется преимущественно золоторудным и золото-ртутным профилем металлогении при подчиненном значении Cr-Ni-Co и редкометалльной минерализации.

1.4 Главные типы золоторудных месторождений и рудопроявлений Зайсанской сутурной зоны

Специфика металлогении изучаемого региона рассмотрена в ряде публикаций [Ковалев, Карякин, 1973; Полянский и др., 1980; Щерба и др., 1984; Жаутиков, Фомичев, 2003; Усыпенко, Дьячков, 2003; Ковалев и др., 2006; Рафаилович и др., 2011].

Размещение главных типов золоторудных объектов ЗСЗ и на сопредельных территориях показано на рисунке 1.32. Месторождения сгруппированы по возрасту рудовмещающих осадочно-вулканогенных стратифицированных комплексов, при этом двойной индекс отражает возраст рудогенерирующего субстрата и возраст оруденения (таблица 1.15).

К наиболее «древнему» типу, вероятнее всего, относится золото-ртутный (чарский) тип месторождений, пространственно сопряженный с Чарским офиолитовым швом [Генкин, 1971; Ермолов и др., 1983]. К этому типу относятся месторождения и рудопроявления Веро-Чар, Кызыл-Чар и др. [Полянский и др., 1980].

В герцинском структурном этаже, с учётом рекомендаций А.М. Мысника [Мысник и др., 2003ф], выделяются три рудоносных стратифицированных уровня (табл. 1.16) [Дьячков и др., 2011; Кузьмина и др., 2014а].

Раннегерцинский островодужный уровень (D₃fm-C₁v₂₋₃) связан с производными андезито-базальтового островного вулканизма и синхронных с ним глинисто-кремнисто-известковистых и флишоидных отложений. Рудовмещающие породы представлены лиственилизированными эффузивами и субвулканическими телами

основного и среднего состава, кремнистыми алевролитами и известняками. Эпигенетическое золотое оруденение (предрудная стадия) пространственно связано с вулканогенной кремнисто-карбонатно-терригенной формацией (C_{1v2-3}), собственно эндогенное золотое оруденение обнаруживает в разных месторождениях тесную пространственно-временную связь с гипабиссальными габбро-диоритовыми (C_{2-3}) и плагиогранит-гранодиоритовыми (C_3) формациями (кунушский комплекс). Оруденение – золото-сульфидное в зонах прожилкового окварцевания, лиственитизации и пропицитизации боковых пород. Типичными представителями являются Суздальское месторождение, рудопроявления Мираж, Жайма, Байбура, Мариновское, Свистун и др.

Раннегерцинский предколлизионный уровень (C_{1s}) сложен морскими малоуглеродистыми граувакковыми (молассоидными) отложениями аганактинской свиты. Эти отложения являются вмещающей средой для плутогенного гидротермального оруденения золото-кварцевого типа. Оруденение генетически связано с малыми интрузиями и дайками гранодиорит-плагиогранитовой формации (C_3). Известные жильные поля размещаются в надинтрузивных зонах небольших массивов гранитоидов или непосредственно в их березитизированных разностях (Жерек, Скак, Куперлы, Саратовский и др.). Месторождения контролируются разломами северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений. Примерами являются месторождения Кулуджун, Джумба, Сенташ, Лайлы и др. Многие из них разрабатывались с поверхности.

Среднегерцинский коллизионный уровень (C_2-C_3) объединяет молассовые лимнические углеродистые (черносланцевые) толщи таубинской (C_2) и буконьской (C_{2-3}) свит. Характеризуется наземными условиями литогенеза и осушением бассейна седиментации. В состав толщ входят наземные сероцветные молассы, флювиолимнические и болотные углеродистые черносланцевые литофации.

Золотое оруденение, очевидно, имеет двойственную природу: первичное седиментное и ювенильное, связанное с малыми интрузиями и дайками кунушского комплекса (C_3) [Нарсеев и др., 2001; Жаутиков, 2010; Коробейников, 2011]. Ведущим промышленным типом является золото-сульфидно-углеродистые минерализованные зоны и зоны прожилкового окварцевания (месторождения Бакырчик, Большевик, Глубокий Лог и др.).

Киммеро-альпийский субплатформенный уровень (К-Р) отличается деструктивным характером, формированием остаточных золотоносных кор выветривания и россыпями золота, преимущественно ближнего сноса – делювиально-пролювиальные, аллювиальные, смешанные (бассейны рек Аганакты, Буконь и др.).

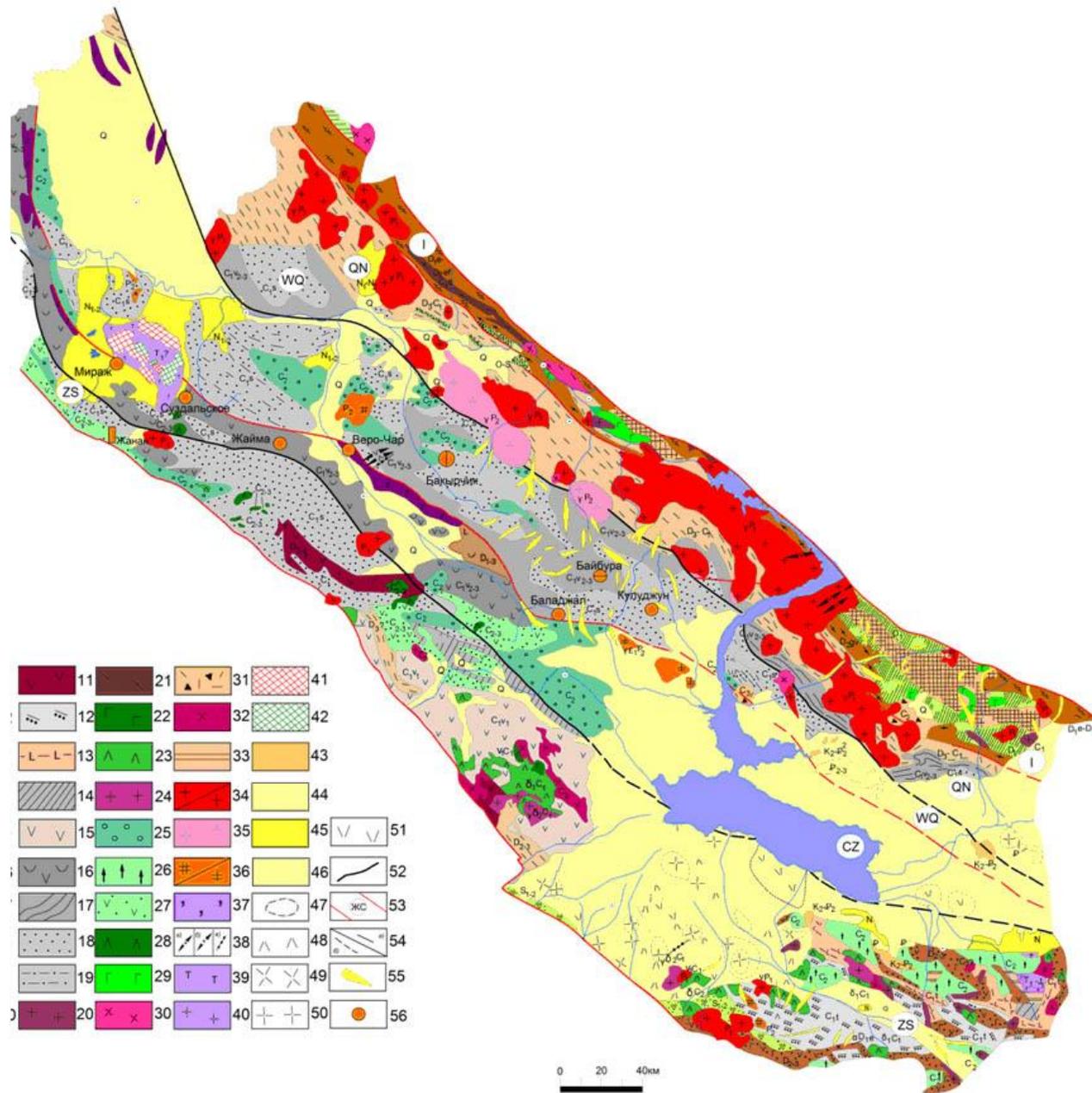


Рисунок 1.32. Размещение главных типов золоторудных объектов в Зайсанской сутурной зоне (врезка карты полезных ископаемых Восточного Казахстана, масштаб 1:1000000, Б.А. Дьячков, Н.П. Майорова, Т.М. Никитина)

Подпись к рисунку 1.32. Размещение главных типов золоторудных объектов в Зайсанской сутурной зоне

Геологические формации (1-46):

Формации докембрийского основания: 1 – гипербазитовая (V[?]); 2 – амфиболито-гнейсовая, сланцево-амфиболитовая (O₂₋₃).

Формации каледонского цикла: 3 – наземная вулканогенно-массовая (S₁₋₂); 4 – карбонатно-терригенная «зеленосланцевая» (O-S); 5 – известняково-алевролито-песчаниковые (D₁).

Формации герцинского цикла: *группа формаций приокеанического и междуговых прогибов, глубоководных желобов*: 6 – известковисто-терригенная (D_{1e}-D_{2ef}); 7 – углеродисто-известковисто-терригенная (D_{2gv}); 8 – углеродистая, песчаниково-алевролитовая (D₂₋₃, D₃); *группа рифтогенных формаций*: 9 – морская кремнисто-карбонатная диабазовая (D₁₋₃); 10 – прибрежно-морская андезит-базальтовая терригенная (D₂₋₃); 11 – андезитовая (D₃); *группа формаций задуговых бассейнов, остаточных морей, островных дуг*: 12 – морская туффиито-терригенная (C_{1t}); 13 – базальтовая известняково-терригенно-кремнистая (C_{1t}); 14 – морская известковисто-терригенная (C_{1v1}); 15 – андезитовая терригенная островодужная (C_{1v}); 16 – базальт-андезитовая, известняково-алевролитовая (C_{1v2-3}); 17 – флишевая углеродисто-известковисто-терригенная (C_{1v2-3}); 18 – граувакковая алевролито-песчаниковая остаточных морей (C_{1s}); 19 – песчаниково-алевролитовая (C_{1s}); *группа коллизионных формаций*: 20 – гранитоидная (C₁); 21 – мигматит-гнейсогранитовая (C₁); *габбро-диорит-гранодиоритовая формация (саурский, николаевский комплексы C₁)*: 22 – габброидная подформация (v₁C₁); 23 – диоритовая подформация (σ₁C₁); 24 – гранодиоритовая подформация (γ δ₂C₁); *группа молассовых формаций*: 25 – молассовая прибрежно-морская (C₂); 26 – молассовая лимническая, дацит-андезитовая терригенная (C₂); 27 – молассовая, базальт-андезитовая (C₂, C₂₋₃); 28 – габбро-норит-диорит-диабазовая, наземная (C₂, C₂₋₃); *габбро-гранодиорит-гранитовая формация (змеиногорский, бобровский комплексы C₂₋₃)*: 29 – габброидная подформация (C₂₋₃); 30 – гранитоидная подформация (C₂₋₃); *вулcano-плутоническая базальт-андезит-гранодиорит-плаггиогранитовая ассоциация (C₂₋₃, C₃, C₃-P₁)*: 31 – риолит-дацит-андезитовая, наземная (C₂, C₃); 32 – плаггиогранит-гранодиоритовая (C₃); *группа постколлизионных формаций*: 33 – терригенная разнообломочная лимническая угленосная (C₃-P₁); 34 – гранитовая (P₁); 35 – лейкогранитовая (P₂); 36 – гранит-граносиенитовая (γ ε P₂, P₂, P₂-T₁): а) гранит-лейкогранитовая, б) щелочно-гранитовая; 37 – молассовая угленосная лимническая с вулканитами андезит-базальтового состава (P₂-T₁); 38 – габбро-диабаз-гранит-порфиоровая (P₂-T₁): а) дайки основного, б) среднего, в) кислого составов.

Формации киммерийского цикла: *группа формаций внутриплитной активизации вулcano-плутоническая трахибазит-трахириолитовая ассоциация (T₁)*: 39 – вулканическая трахибазальт-трахириолитовая (J-T, J₁₋₂); 40 – молассовая лимническая угленосная (T₂-J₁, J), трапповая (J₂); 41 – субвулканическая трахиандезит-дацитовая; 42 – субвулканическая трахибазальт-андезитовая; 43 – молассовая наземная, континентальная пестроцветная алевролито-глинистая, гематито-каолиновая (K₂-P₂²).

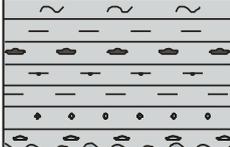
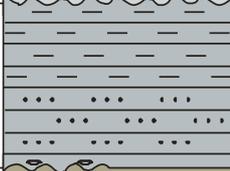
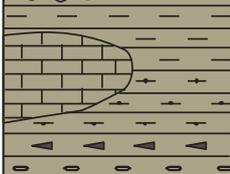
Формации альпийского цикла: 44 – континентальная разнообломочная (P₁₋₂), континентальная разнообломочная углесто-сидерит-колчеданная и железисто-карбонатная (P₂₋₃); 45 – континентальная глинистая зеленоцветная сульфатно-карбонатная (N₁), континентальная гравелит-песчано-глинистая красноцветная карбонатная (N₂), континентальная конгломерато-песчаниково-алевролитовая с вулканитами основного состава (N); 46 – континентальная разнообломочная сероцветная (Q).

47 – контуры интрузивных массивов, скрытых на глубине (штрихи указывают направление падения массива); скрытые магматические тела (48-51): 48 – преимущественно диоритового состава; 49 – гранодиоритов; 50 – гранитов; 51 – вулканитов среднего и основного состава; 52 – граница Зайсанской сутурной зоны; 53 – границы металлогенических зон (ЖС, ЧЗ, ЗК, КН, И); 54 – глубинные разломы I порядка СЗ-го направления: а) достоверные, б) предполагаемые; 55 – контуры россыпей; 56 – золоторудные месторождения.

Главные типы золоторудных месторождений и рудопроявлений Зайсанской сутурной зоны

Тип золоторудных месторождений	Возрастной индекс*	Эталоннотипные объекты	Рудовмещающая стратифицированная толща, обстановки	Магматические комплексы, обстановки	
Золото-ртутный (чарский) тип	$\left(\frac{C_1 v_{2-3}}{O_{2-3}} \right)$	месторождение Веро-Чар		гипербазитовая формация (O ₂₋₃ ?) / вулканиты аркалыкского комплекса (C ₁)	золото-
Золотосульфидный джаспероидный (байбуринский) тип	$\left(\frac{C_3}{C_1 v_{2-3}} \right)$	рудопроявление Байбура **	вулканогенная карбонатно-терригенная формация (аркалыкская свита, C ₁ v ₂₋₃)	плагиогранит-гранодиоритовые формации (кунушский комплекс, C ₃)	золото- (310-30
Золото-сульфидный прожилково-вкрапленный (суздальский) тип	$\left(\frac{C_3 - T_1}{C_1 v_{2-3}} \right)$	рудопроявление Жайма 2 ** $\left(\frac{C_3 - P_1}{C_1 v_{2-3}} \right)$	вулканогенная карбонатно-терригенная формация (аркалыкская свита, C ₁ v ₂₋₃)	дайковый субвулканический комплекс; раннепермский комплекс, входящий в состав тастауской вулcano-плутонической серии (P ₁)	золото- прожили (310-3
		месторождение Суздальское ** $\left(\frac{C_3 - T_1}{C_1 v_{2-3}} \right)$	вулканогенная карбонатно-терригенная формация (аркалыкская свита, C ₁ v ₂₋₃)	плагиогранит-гранодиориты (кунушский комплекс, C ₃) тастауская (T ₁) и семейтаусская (T ₂) субщелочные вулcano-плутонические серии	I – син. сульфи II – тон. минера III - зол (281.3 : IV – жи ± 3.4 м V - жи. 2.7 млн
Золото-кварцевый (кулуджунский) тип	$\left(\frac{C_3}{C_1 s} \right)$	месторождение Кулуджун	морские малоуглеродистые граувакковые (молассоидными) отложения аганактинской свиты (C ₁ s)	малые интрузии и дайки гранодиорит-плагиогранитовой формации (кунушский комплекс, C ₃)	золото-
Золото-кварц-	$\left(\frac{C - P}{C_1 v_{2-3}} \right)$		контакт отложений карбонатно-терригенной формации (аркалыкская	гипабиссальная габбро-диоритовая интрузия (бижанский комплекс, C ₃ -	золото- листве

Литолого-стратиграфическая колонка Зайсанской сутурной зоны
и металлогенический профиль седиментно-эпигенетического золотого оруденения

Геодинамическая обстановка	Геологические формации	Возраст	Литология	Рудная формация	Месторождения
Коллизионная	Молассовая лимническая углеродистая (буконьская свита)	C ₂₋₃		Рудоносная формация седиментно-эпигенетическая Au, As, Ag (Sb, Co, Zn, Cu, Hg)	Бакырчик
Предколлизионная	Граувакковая алеволито-песчанниковая (аганактинкая свита)	C _{1s}		Рудовмещающая формация наложенная Au (Ag, Te, As, Cu, Zn, Sb)	Кулуджун, Акжал, Лайлы
Островодужная	Флишоидная углеродисто-известняково-терригенная (аркалыкская свита)	C _{1v2-3}		Рудовмещающая формация седиментная (Au, Fe, C _{ор.}) наложенная Cu, As (Sb, Ag, Cu, Mo)	Суздальское, Жайма, Бригадное, Мариновское, Байбура

1.5 Основные выводы

Геодинамическая эволюция герцинских структур Зайсанская сутурная зона связана взаимодействием Казахстанской и Сибирской литосферных плит в коллизионной геодинамической обстановке (C_1 - C_3) протекающих на фоне интенсивных сдвигово-раздвиговых деформаций.

Согласно современным представлениям [Большой Алтай, 1998; Dobretsov et al., 2001; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003; Yakubchuk, 2004; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2009; Pirajno et al., 2009; Ермолов, 2010; Хромых и др., 2013; Буслов и др., 2013; Волкова и др., 2014] и собственным наблюдениям автора, геодинамический сценарий развития Зайсанской сутурной зоны в позднепалеозойское время включает следующие этапы:

- окраинноморско-островодужная – аркалыкский базальт-андезитовый комплекс (C_{1v2-3});
- коллизионная – кунушский гранодиорит-плагиогранитный комплекс (C_3);
- постколлизионная – аргимбайский габбро-диабазовый, максутский пикродолеритовый, салдырминский дацит-риолитовый комплекс. Эти комплексы коррелируются с активностью Таримского плюма (P_1);
- субплатформенная – семейтауская монцонит-граносиенит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация, коррелируются с активностью Сибирского (T_1) плюма.

Представленные материалы по типовым золоторудным месторождениям Зайсанской сутурной зоны свидетельствуют об их многообразии, разновозрастности и полигенности. Ведущими факторами, ответственными за формирование золоторудных месторождений являются: 1) состав рудовмещающих толщ (субстрат), с которым повсеместно устанавливается тонкое рассеянное эпигенетическое золото, преимущественно сконцентрированное в пирите; 2) магматизм, обеспечивающий начальный прогрев и флюиды, необходимые для переотложения и концентрирования золота в рудоматических системах; 3) сдвигово-раздвиговые (транспрессионные) деформации в земной коре (структурный контроль), связанные со спецификой Зайсанской сутурной зоны, как субокеанического террейна-реликта Чарского океанического бассейна, сохранившегося в ходе косоугольной коллизии и активности Иртышской сдвиговой зоны Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов. [Буслов и др., 2003, 2013; Владимиров и др., 2003, 2008; Дьячков и др., 2008а, 2011; Кузьмина и др., 2014б].

В сводной таблице (таблица 2.2) приведены основные параметрические характеристики золоторудных месторождений Зайсанской сутурной зоны. В отношении золото-сульфидного оруденения карлин-типа, следует обратить внимание на оценку длительности и стадийности рудоотложения. Если Байбуринские и Жайминские рудные поля были сформированы в одну стадию (за исключением кор выветривания), то уникальность Суздальского месторождения – промышленного объекта заключается в полистадийности рудных ассоциаций, связанных, по крайней мере, с двумя крупными эпизодами магматизма: субвулканическим базальт-риолитами (285-270 млн лет) и семейтаусской субщелочной вулканоплутонической серией (250-245 млн лет), под влиянием которой, вероятно, произошло преобразование первичных золото-сульфидных руд.

В нижеследующих главах 2-3 представленной диссертации изложены развернутые материалы по геологии, тектонике, стратиграфии и магматизму Байбуринского и Жайминского рудных полей, являвшихся главными объектами предпринятого исследования. Особое внимание уделено вещественному составу руд, морфотипам и пробности золота, а также содержанию индикаторных элементов-примесей (Ag, Hg, As, W и др.).

ГЛАВА 2

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ДЖАСПЕРОИДОВ БАЙБУРИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Это новый для региона нетрадиционный тип золотого оруденения в изменённых карбонатно-терригенных породах (аркалыкская свита, C_{1V2-3}) [Кузьмина, 2007; Дьячков и др., 2011; Кузьмина и др., 2013а].

В основу представленной характеристики рудного поля Байбура, положены детальные геолого-геофизические и поисково-разведочные материалы Восточно-Казахстанского геологического управления (в настоящее время ДГП «Востказнедра», г. Усть-Каменогорск), выполненные под руководством Г.П. Нахтигала [1995ф], результаты госбюджетных исследований ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск [Дьячков и др., 2008ф, 2014ф] и ИГМ СО РАН, г. Новосибирск [Кузьмина и др., 2013а].

Рассматриваемый тип золотого оруденения пространственно связан с породами островодужных терригенно-карбонатных формаций, обрамляющих вулканические дуги базальт-андезитового состава и подверженных контактово-метасоматическим и динамометаморфическим преобразованиям в зонах меланжирования, покровно-надвиговых структурах и ореолах золотоносных гипабиссальных массивов и даек средне-основного состава (C_{2-3}), а также плагиогранитоидов (C_3). Карбонатные отложения, вероятнее всего, представляли благоприятную тектонически подготовленную среду (в виде структурно-литологических и геохимических ловушек) для осаждения и концентрации золота. Ведущей рудной формацией является золото-сульфидная прожилково-вкрапленная.

2.1 Геологическое строение Байбурина рудного поля

Рудное поле Байбура входит в состав Западно-Калбинского золоторудного металлогенического пояса и приурочено к надинтрузивной зоне скрытого гранитоидного массива (рисунок 2.1).

Геолого-структурная позиция рудного поля определяется его приуроченностью к узлу пересечения широтного Пантелеймоновско–Миролюбовского и северо-восточного Бугазского глубинных разломов, движение по которым обусловили формирование крупного Сардынгол–Буконьского флексуобразного изгиба, влияние более поздней Аягузско–Катунской зоны разломов северо-восточного простирания

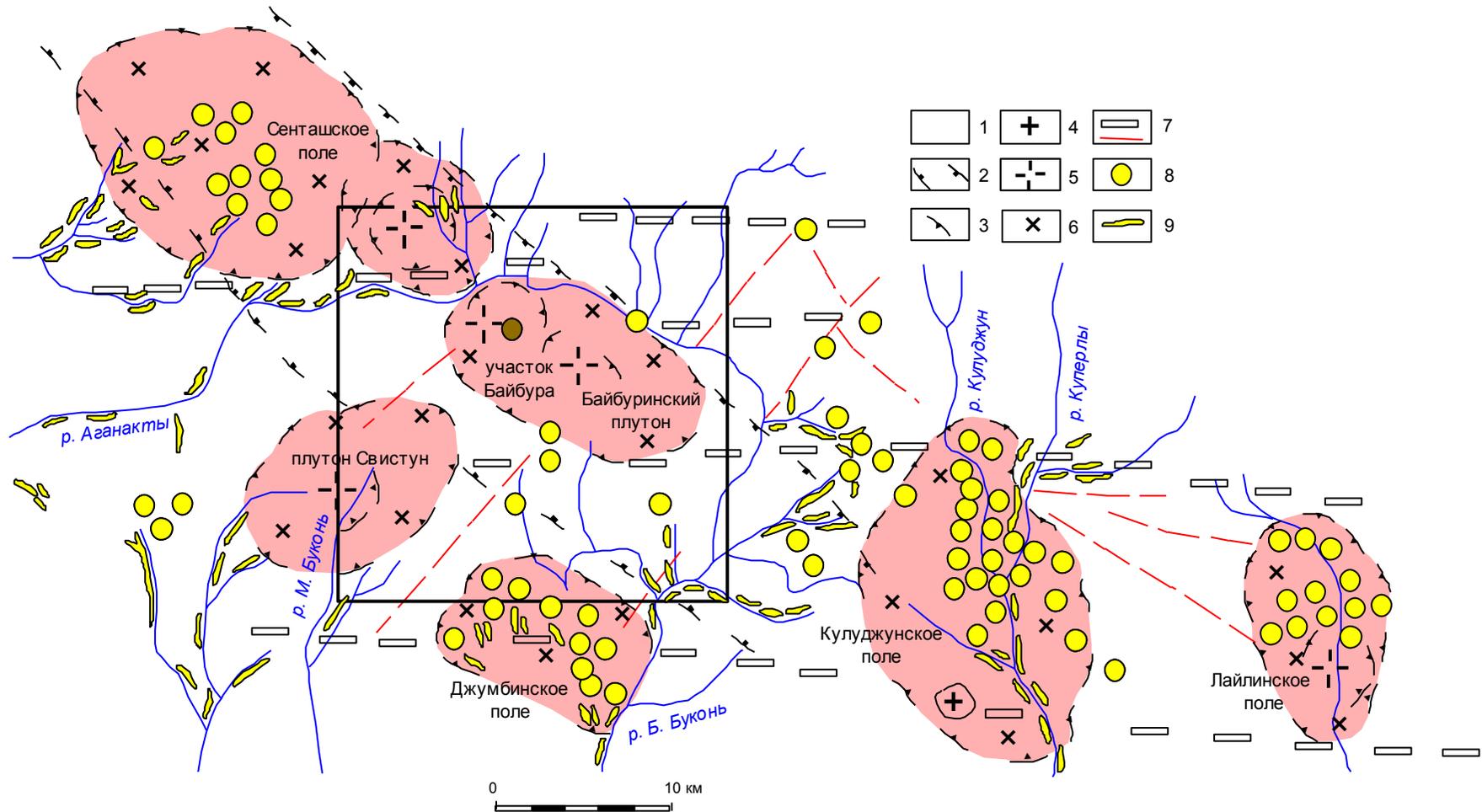


Рисунок 2.1. Структурная позиция рудного поля Байбура, расположенного в пределах Сенташ-Байбури́нского гранитоидного пояса (по геолого-геофизическим данным [Нахтигаль и др., 1995ф]). В квадратной рамке – рудное поле Байбура (золотоносные джаспероиды).

1 – карбонатно-терригенные и терригенные отложения раннего карбона; 2 – границы Сенташ-Байбури́нского гранитоидного пояса; 3 – предполагаемые контуры массивов по геофизическим данным; 4 – гранитоидные массивы, выходящие поверхность; 5 – скрытые гранитоидные интрузии умеренно-кислого состава и 6 – кислого состава; 7 – разломы широтного и других направлений; 8 – золотопроявления; 9 – россыпи.

выразилось в смещении рифовых известняков с амплитудой до 20 км. Установлено также надвигание литопластины песчаников аганактинской свиты (C_{1s}) на известняково-терригенные отложения аркалыкской свиты ($C_{1v_{2-3}}$).

К наиболее крупным структурам участка относятся Байбурунская синклиналь и, располагающиеся вокруг неё, Актастинская, Буконьская и Талдыбулакская антиклинали. Такое структурное положение, физико-механические свойства пород участка (крепкие массивные песчаники аганактинской свиты в окружении относительно легко разрушаемых известняков и сланцев аркалыкской свиты), а также наличие оконтуривающей системы разрывных нарушений определило кольцеобразное (в геологическом и морфологическом плане) строение территории (рисунок 2.2). С севера и юга центральный массив песчаников огибается субширотными тектоническими зонами.

В тектоническом плане главным структурным элементом района является Сенташ-Курчумский вал, примыкающий к Теректинскому разлому [Нахтигаль, 1984]. Этот вал подчеркивается скрытыми (на глубине 1-2 км) интрузиями среднего-кислого состава. На поверхности над ними располагаются рудные узлы Сенташ, Джумба, Байбура и Кулуджун (см. рисунок 2.1). Далее к юго-востоку выделяются скрытые диорит-гранодиоритовые массивы, образующие плутон Байбура. В краевой части последнего и расположено рудопроявление Байбура с золоторудной минерализацией (см. рисунок 2.1) [Кузьмина, 2004]. Обращает на себя внимание отчетливая пространственная приуроченность золото-сульфидных и золото-кварцевожилых рудопроявлений к надинтрузивным зонам гранитоидных массивов. С последними связаны многочисленные россыпи в верховьях рек Малая Буконь и Большая Буконь. На современном эрозионном срезе интрузивные породы практически не обнажены, за исключением единичных выходов в надинтрузивной кровле Кулунджунского массива. По внешнему облику и петрографическому составу они отвечают типичным плагиогранитоидам кунушского комплекса, S_3 [Дьячков и др., 2011; Кузьмина и др., 2013б].

В геологическом строении рудного поля Байбура (рисунок 2.3) принимают участие отложения аркалыкской и аганактинской свит. Рудовмещающими являются карбонатно-терригенные отложения аркалыкской свиты, $C_{1v_{2-3}}$ (песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, пелитоморфные и криноидные известняки), которые перекрываются породами аганактинской свиты, C_{1s} (массивные полимиктовые и вулканомиктовые песчаники с редкими прослоями известняков). Породы участка образуют чётко выраженную на геологической карте и резко подчёркнутую рельефом

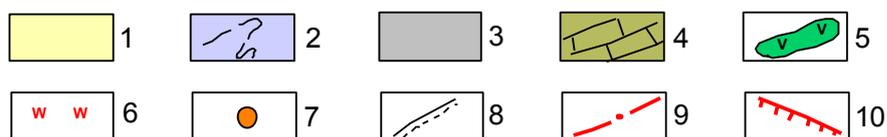
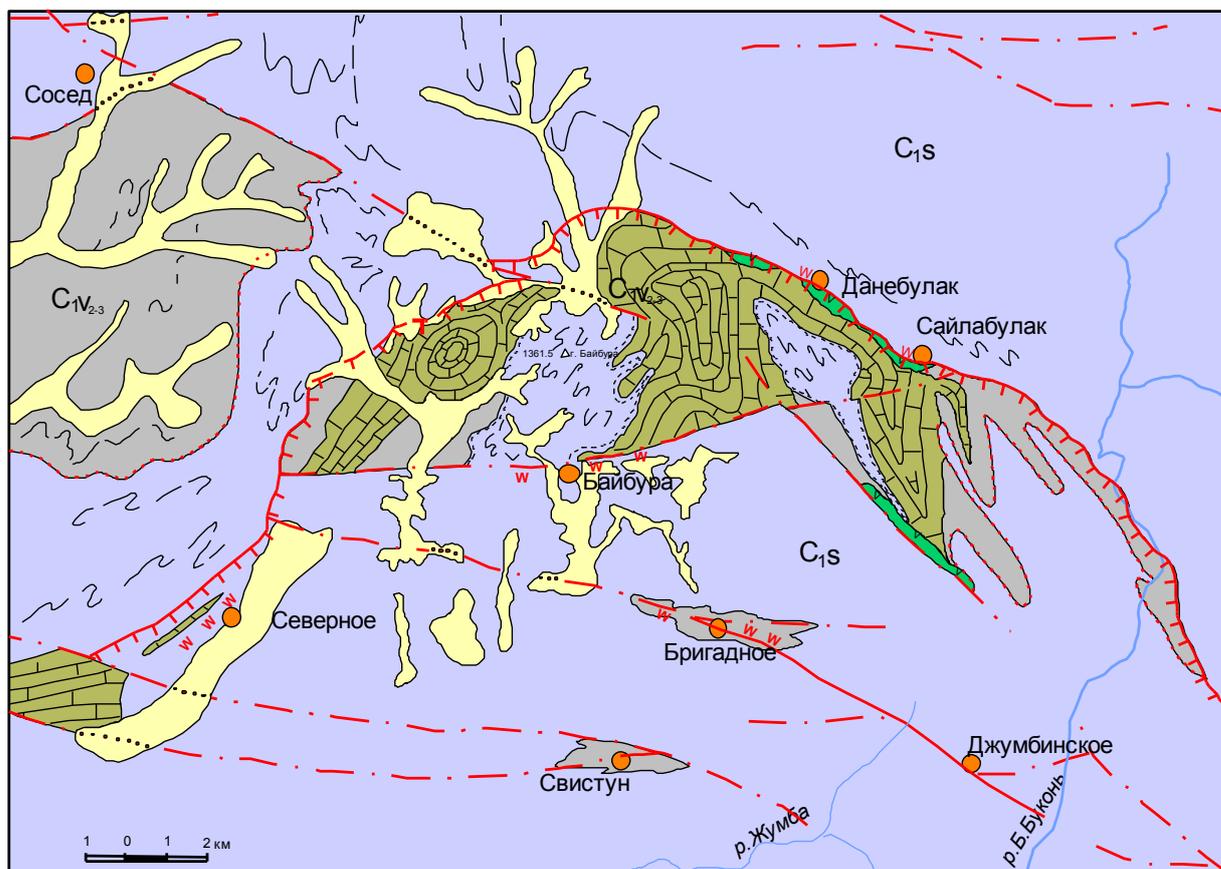


Рисунок 2.2. Структурно-геологическая схема рудного поля Байбура.

Составлена В.Н. Майоровым, Б.А. Дьячковым,

с авторскими дополнениями [Кузьмина и др., 2013б].

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – алевролито-песчаниковая формация (аганактинская свита C_{1s}); 3-4 – углеродисто-известковисто-терригенная формации (аркалыкская свита $C_{1v_{2-3}}$): 3 – углеродисто-терригенные отложения, 4 – известняки; 5 – дайки габбро-диабазов; 6 – зоны минерализации; 7 – рудопроявления золота; 8 – граница несогласного залегания; 9-10 – разрывные нарушения: 9 – разломы установленные, 10 – зона надвига.

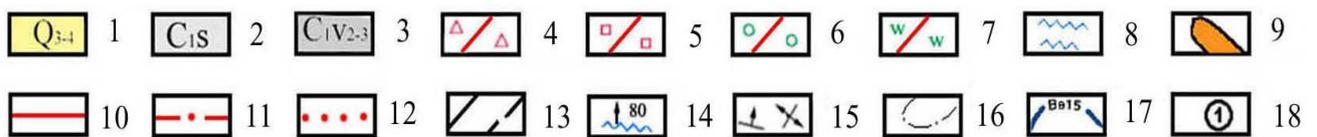
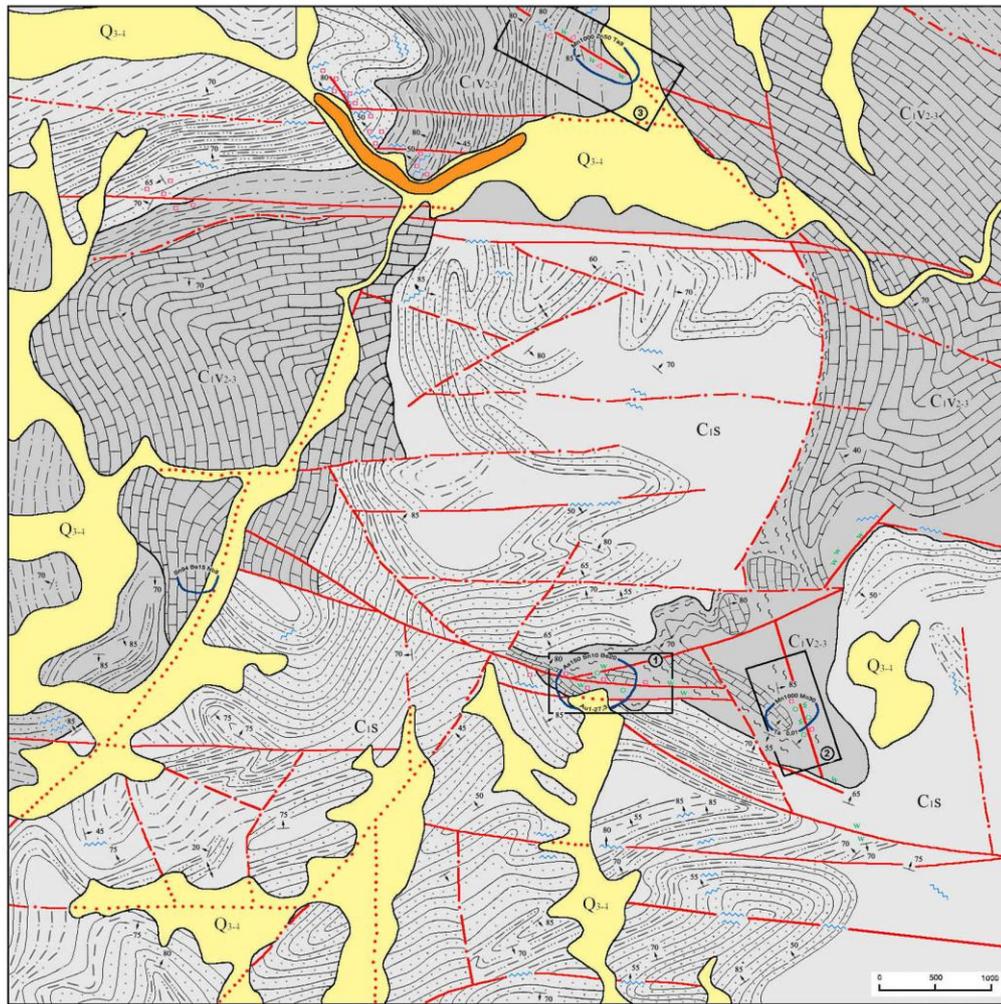


Рисунок 2.3. Схематическая геологическая карта рудного поля Байбура
(по материалам геолого-съёмочных работ «Востказнедра»)

1 – делювиально-пролювиальные отложения, Q_{3-4} ; 2 – полимиктовые песчаники, углисто-глинистые алевролиты, линзы известняков (аганактинская свита, C_{1S}); 3 – известковистые алевролиты, песчаники, кремнистые сланцы и известняки (аркалыкская свита, C_{1V2-3}); 4 – зоны брекчирования; 5 – пиритизация; 6 – окварцевание; 7 – кварцитоподобные метасоматиты; 8 – кварцевые жилы; 9 – россыпи золота; 10-12 – разрывные нарушения (10 – достоверные, 11 – предполагаемые и 12 – под рыхлыми образованиями); 13 – геологические границы, установленные и предполагаемые; 14 – элементы залегания кварцевых жил, разломов и 15 – осадочной толщи; 16 – структурные линии; 17 – комплексные ореолы рассеяния элементов в коренных породах ($n \times 10^{-3}\%$); 18 – контуры перспективных участков (1 – рудопроявление Байбура, 2 – Марганцевый, 3 – Талдыбулак).

кольцевую структуру. Центральный, приподнятый в рельефе, изометричный в плане блок (вершина – гора Байбура), сложен слабоороговикованными массивными песчаниками аганактинской свиты, почти по всему периметру окружёнными карбонатными отложениями аркалыкской свиты. Породы аганактинской свиты обнажаются также на юге и на северо-западе листа. Контакты песчаников центрального массива с окружающими породами аркалыкской свиты тектонические, что обусловило образование вокруг него кольцевой впадины диаметром 4-5 км.

Породы *аркалыкской* свиты занимают западную и северо-восточную часть площади и представлены в основном известняками, а так же, главным образом на западе и севере листа, полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками и алевролитами. Вблизи восточного и юго-восточного контакта с Центральным массивом песчаников, породы аркалыкской свиты представлены глинисто-кремнистыми, кремнистыми сланцами (рисунок 2.4).

Известняки пепельно-серые, светло-серые, плотные мраморизованные массивные криноидные или неясно слоистые полосчатые (рисунок 2.5). Процесс мраморизации происходил неравномерно. Наиболее мраморизованные участки известняков представлены белым кристаллическим кальцитом, образующим линзовидные выделения в полосчатых известняках. С линзочками кристаллического кальцита ассоциирует мелкочешуйчатый мусковит и мелкозернистый кварц.

Песчаники серые, буровато- и зеленовато-серые, полимиктовые, псаммитовой и алевропсаммитовой структуры, плохо отсортированные, состоят из обломков минералов и горных пород (размером от 0,1 до 2 мм). Последние составляют 70-80% объёма породы и, как правило, замещены вторичными минералами (серицитом и хлоритом) и лишь кое-где сохраняются реликты эффузивов андезит-дацитового ряда. Обломки минералов представлены мелкими плохо окатанными зёрнами кварца, реже плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Из темноцветных минералов встречаются роговая обманка и пироксен, обычно замещаемые хлоритом и эпидотом. Из аксессуарных – апатит и магнетит. По петрохимическому составу песчаники отвечают грауваккам.

Алевролиты серые, тёмно-серые слагают небольшие (мощностью 10-40 см), подчинённые в разрезе прослои среди песчаников; имеют сланцевую текстуру и бластоалевролитовую структуру. Порода состоит из ориентированно расположенных глинистых частиц, чешуек серицита, небольшого количества крупнозернистого кварца и хлорита.



Рисунок 2.4. Контакт известняков и алевролитов аркалыкской свиты, рудное поле Байбура. Фото Кузьминой О.Н.

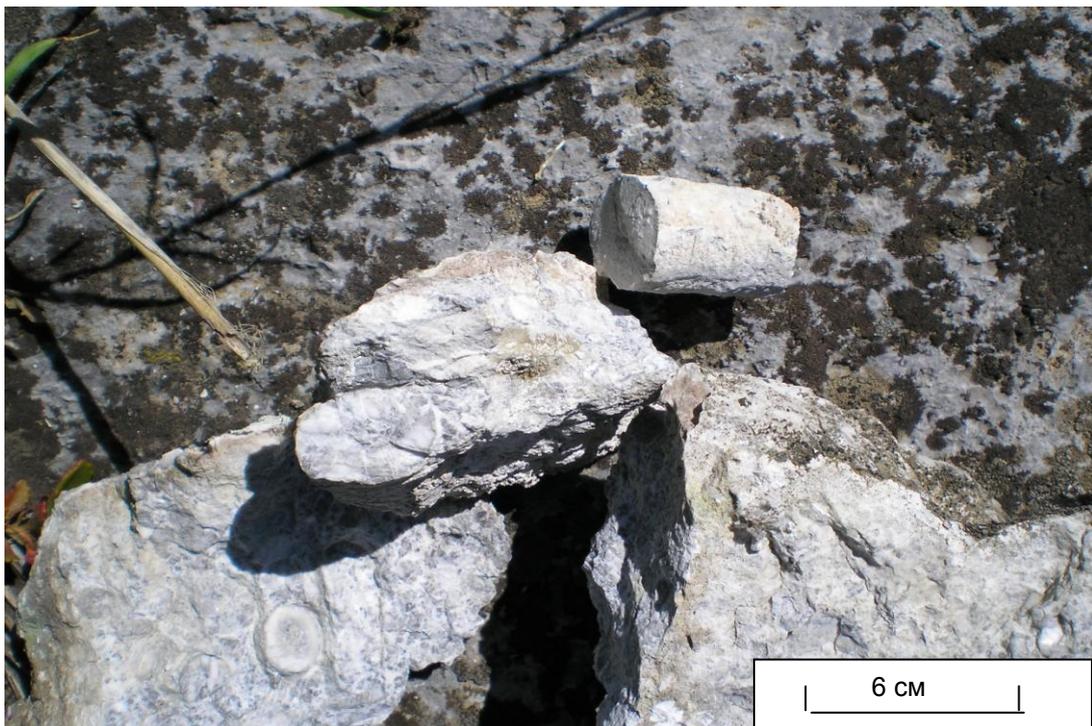


Рисунок 2.5. Мраморизованные криноидные известняки аркалыкской свиты, рудное поле Байбура. Фото Кузьминой О.Н.

Петрохимически алевролиты характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 и FeO (таблица 2.1). По сравнению с алевролитами такырской свиты Калба-Нарымской зоны в них в 1,5 раза больше Fe и Mg и менее K_2O и SiO_2 . Количество органического вещества - 1,2% (таблица 2.2).

Кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы встречаются вдоль контакта с песчаниками Центрального блока. Породы буровато-серые, местами серитизированные и дроблённые. По сравнению с алевролитами в них больше SiO_2 (87,6%) и меньшее количество глинозема и щелочей. Своим происхождением кремнистые сланцы обязаны тектонической зоне, окаймляющей центральный блок песчаников. К этой же зоне приурочены выходы бурых железняков (джаспероидов).

Аганактинская свита распространена в центральной, южной и северо-западной частях листа и сложена полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками с прослоями алевропесчаников, глинистых алевролитов и алевропелитов и с редкими линзами известняков.

Песчаники серые, массивные, псаммитовые и алевропсаммитовые, сортированные, состоят из зёрен кварца, полевых шпатов и обломков эффузивов андезит-дацитового ряда; слагают пачки мощностью 50-250 м. Петрохимический состав песчаников близок к грауваккам.

Алевролиты темно-серые, псевдоплойчатой текстуры и алевролитовой структуры; слагают редкие прослои мощностью 10-50 см среди песчаников и представлены микрозернистым агрегатом кварца и полевого шпата с глинистыми частицами и чешуйками серицита. Местами содержат мелкие известковистые конкреции. Петрохимически алевролиты характеризуются повышенной карбонатностью и невысоким содержанием кремнезёма.

Известняки встречаются в виде небольших линз среди песчаников. Породы светло-серые мраморизованные, имеют мелкокристаллическую структуру. В породах аганактинской свиты повсеместно распространены кварцевые жилы мощностью 5-40 см и протяжённостью 2-20 м. Кварц белый трещиноватый, местами по трещинам лимонитизированный.

Верхнечетвертичные – современные отложения широко развиты по всей площади работ и достигают наибольшей мощности в долинах рек, ручьёв и других пониженных участках рельефа. Представлены не окатанными и плохо окатанными обломками пород, сцементированных суглинками, глинами, супесями.

Таблица 2.1.

Петрохимический состав алевролитов и песчаников рудного поля Байбура, по данным РФА (масс.%)

№ п.п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	Сумма
1	2127	53,74	1,20	23	7,50	0,28	1,93	0,45	4,40	0,09	0,33	3,91	99,26
2	762	58,14	0,94	18,19	1,90	0,12	3,70	4,03	4,40	1,44	0,27	2,51	100,43
3	2159	58,16	1,04	17,19	0,95	0,10	3,86	4,48	4,40	1,34	0,29	2,05	99,62
4	2105	58,80	0,72	19,27	2,67	0,07	2,25	5,81	2,80	1,44	0,16	3,02	99,85
5	2057	59,58	0,94	19,44	1,77	0,03	3,05	0,45	3,54	2,16	0,25	4,05	99,82
6	2091-2	59,58	0,98	18,17	5,35	0,19	2,09	1,34	2,85	2,78	0,20	3,96	100,79
7	763-2	61,14	0,88	16,97	1,13	0,09	3,22	4,48	3,55	2,44	0,27	21,90	100,91
8	38-П	67,16	0,62	14,94	2,63	0,09	2,09	1,74	3,54	1,48	0,20	3,00	100,53
9	759	61,28	0,94	17,25	0,79	0,08	3,05	3,42	3,88	1,82	0,21	1,91	99,46
10	2164	87,66	0,26	5,63	н/о	0,06	1,77	0,45	1,02	0,29	0,06	0,97	100,68

Примечание: 1, 5, 8, 10–13 – породы аркалыкской свиты (1 – алевролиты лимонитизированные (по пириту), 5 – алевролит, 8 – обохренные песчаники с пиритом, 10 – кремнистый алевролит); 2–4, 6, 7, 9 – породы аганактинской свиты (2, 3, 7, 9 – мелкозернистые полимиктовые песчаники, 4 – алевролиты массивные черного цвета, 6 – алевролиты с пиритом). Анализы выполнены в лаборатории «ИРГЕТАС» ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск, аналитик А. Айдарбаев.

Таблица 2.2

Результаты битуминологического анализа вмещающих пород

Материал	В % к исходной породе			
	нераствори- мый осадок	карбонаты	углерод органический	общее кол-во органического вещества
Алевролит (проба № 2057)	81,76	18,24	0,90	1,20
Обохренный алевролит (проба № 2172)	86,73	13,27	0,39	0,52

В пределах рассматриваемого района карбонатно-терригенные породы этих свит совмещены по Байбурунскому надвигу (см. рисунок 2.2), который в существенной мере контролировал рудопроявления золотоносных джаспероидов. Зона надвига фиксируется брекчированными кремнистыми сланцами, в которых «плавают» отторженцы рифовых известняков, отдельные тела джаспероидов и кварцитоподобных метасоматитов. Фрагментарно обнажаются также известковистые глинистые алевролиты, кремнистые сланцы и известняки. По существу, рудное поле Байбура представляет собой фрагмент олистостромы, формирование которой связано с позднекаменноугольными покровными и сдвиговыми коллизионными деформациями в Зайсанской сутурной зоне [Щерба и др., 2000; Дьячков и др., 2011].

По геофизическим данным предыдущих работ, на площади рудного поля Байбура выделяется скрытый интрузив гранодиоритового состава овальной формы, который является составной частью Сенташ-Буконьского гранитоидного пояса (см. рисунок 2.1) [Нахтигаль и др., 1984ф].

Проведенный автором анализ результатов геофизических исследований (гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000 и аэромагнитная съемка масштаба 1:25 000) позволяет сделать следующие выводы (рисунок 2.6). Значительную часть площади листа М-44-106-А-г занимает интрузив кислого состава, кровля которой залегает на глубинах 500-800 м. По контуру кислого интрузива распространены гранодиориты, глубина верхней кромки которых колеблется в пределах 250-300 м. Судя по конфигурации положительных аномалий магнитного поля, связанных с гранодиоритами, можно сделать вывод, что их распространение контролируется разломами северо-восточного и субширотного направлений [Дьячков и др., 2001].

Была установлена пространственная связь золотого оруденения с телами джаспероидов, которые образуют дайкообразные по форме тела и, благодаря своей устойчивости к разрушению, четко выделяются в рельефе в виде валов, гребней или отдельных выступов. Мощность отдельных тел от 0,5 до 5 м; протяженность 20 и более метров. Общая протяженность тел, выходящих на поверхность, оценивается в 5-6 км.

Джаспероиды сформировались в тектонических зонах расланцевания по карбонатно-терригенным породам в результате процессов кремнисто-железистого и кремнисто-марганцевого метасоматоза. Ведущим фактором, контролирующим их развитие, вероятнее всего, является приуроченность их к зонам высокой тектонической активности и резкого изменения режима кислотности, определившего подвижность элементов [Дьячков и др., 2011; Кузьмина О.Н. и др., 2013а, 2014б].

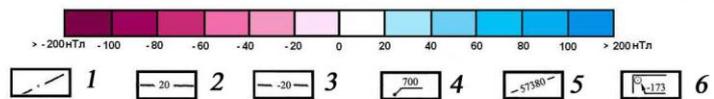
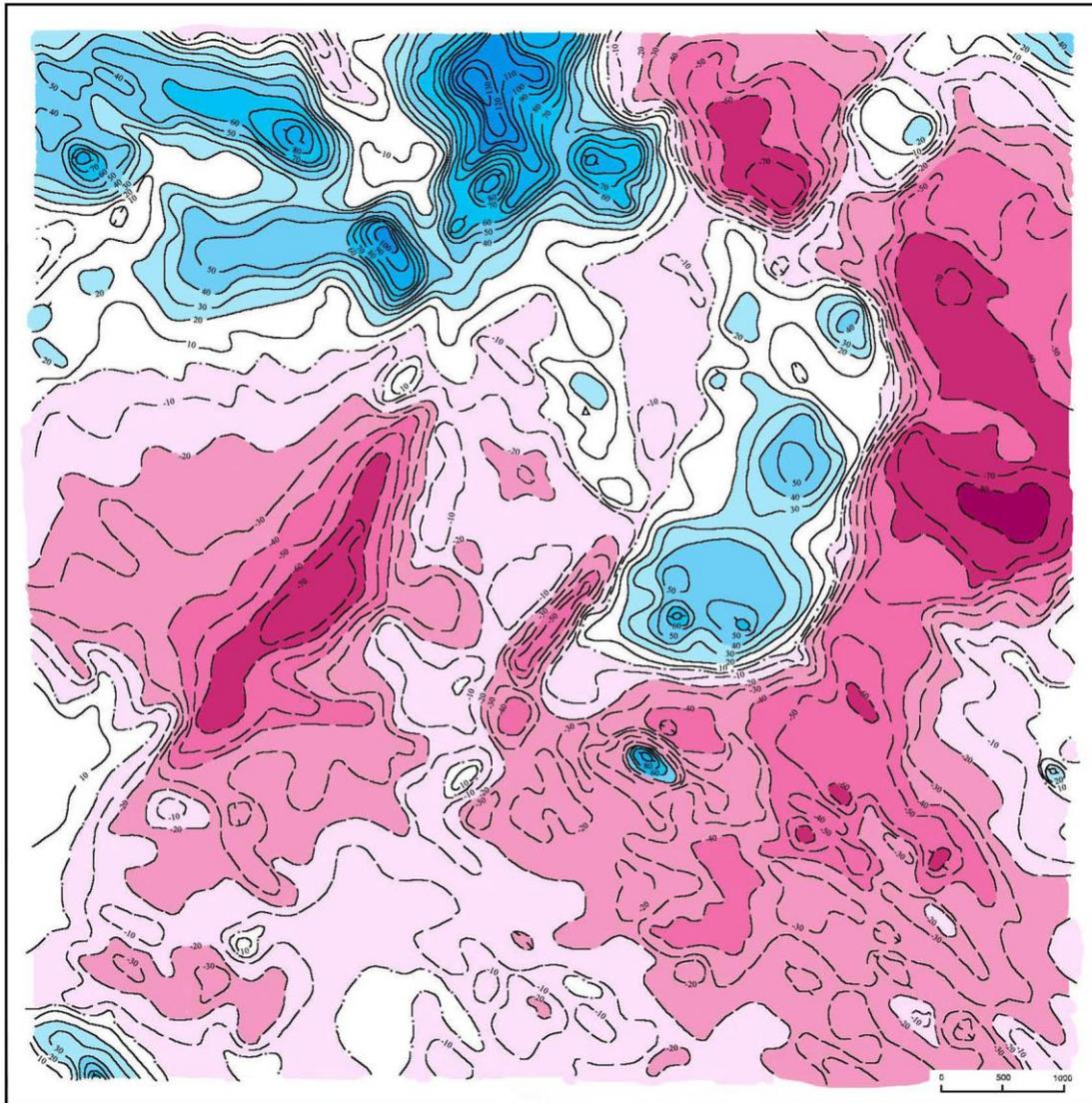


Рисунок 2.6. Карта магнитных аномалий рудного поля Байбура
(по материалам Алтайской геолого-геофизической экспедиции)

1-3 – изолинии аномального магнитного поля (1 – нулевые, принято 260 нТл, 2 – положительные, 3 – отрицательные); 4 – экстремальные значения магнитного поля; 5 – линии нормального магнитного поля; 6 – величина вариации векового хода от эпохи 1965 г., в нТл.

2.2 Рудопроявление Байбура

Рудопроявление **Байбура** является одним из наиболее перспективных эталоннотипных объектов золотоносных джаспероидов. Расположено в верховьях реки Большая Буконь, в Восточно-Казахстанской области, в 37 км от села Базанбай. В результате геолого-съёмочных и поисковых работ, проводимых в разное время на территории листа М-44-106-А-г (В.И. Тарасенко, А.М. Мысник, 1965 г.; В.Т. Ермолин, Е.И. Пушко, 1968 г.), было изучено геологическое строение района. Непосредственно участок Байбура с повышенной золотоносностью был обнаружен сотрудниками Алтайского отдела ИГН им. К.И. Сатпаева в 1979 году [Дьячков и др., 1981ф]. В последующие годы это рудопроявление эпизодически изучалось с участием автора диссертационной работы (2000-2014 гг.). Основные результаты исследований опубликованы в статьях и монографии [Дьячков и др., 2001; 2009б; 2011; Кузьмина и др., 2013а].

Расположено в центральной части одноименного рудного поля на площади около одного квадратного километра. Золотое оруденение впервые было обнаружено здесь в элювиальных развалах бурых железняков, представляющих зону окисления предполагаемого золото-сульфидного месторождения.

2.2.1 Структурно-вещественная характеристика рудовмещающих толщ и интрузивных образований

В строении рудопроявления Байбура принимают участие отложения аркалыкской ($C_{1V_{2-3}}$) и аганактинской свит (C_{1S}). Рудовмещающими являются вулканогенные карбонатно-терригенные отложения аркалыкской свиты (песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, пелитоморфные и криноидные известняки). В ее составе резко преобладают известняки, залегающие в виде олистостромовых блоков среди существенно песчаниковых отложений аганактинской свиты.

Геологическая схема рудопроявления Байбура приведена на рисунке 2.7, здесь известняки и сланцы аркалыкской свиты в виде клина залегают между центральным и южным блоками аганактинских песчаников вдоль мощной тектонической зоны широтного направления. Известняки светло-серые до белых, мраморизованные, иногда с реликтовой полосчатостью в виде округло-линзовидных тел «плавают» среди алевропесчаников и сланцев (рисунки 2.8, 2.9). Последние нередко сильно подроблены, ожелезнены и пиритизированы. Редко встречаются дайки диабазовых порфиритов, базальтовых порфиритов и кварцевых альбитофиров (рисунок 2.10, 2.11).

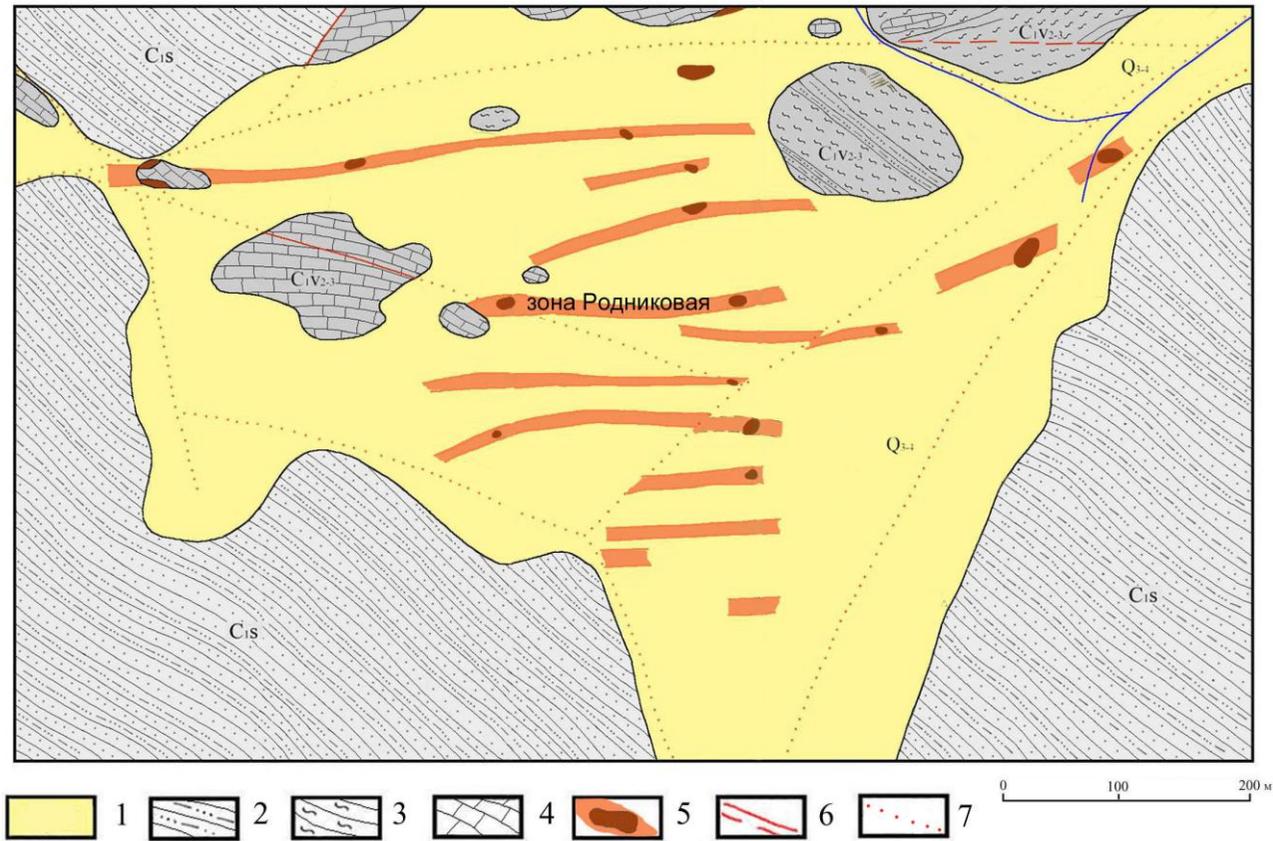


Рисунок 2.7. Схематическая геологическая карта рудопроявления Байбура
(составлена по материалам [Дьячков и др., 1981ф] с уточнениями автора)

1 – делювиально-пролювиальные отложения, Q_{3-4} ; 2 – углисто-глинистые алевролиты, полимиктовые песчаники (аганактинская свита, C_{1s}); 3 – известковистые алевролиты, песчаники, кремнистые сланцы и 4 - известняки (аркалыкская свита, C_{1v2-3}); 5 – фрагменты золотоносных джаспероидов в зонах минерализации; 6-7 – разрывные нарушения (6 – достоверные, предполагаемые и 7 – под рыхлыми отложениями)



Рисунок 2.8. Фрагментарные выходы известняков, в районе рудопроявления Байбура.

Фото Кузьминой О.Н.



Рисунок 2.9. Выходы глинистых сланцев.

Фото Кузьминой О.Н.

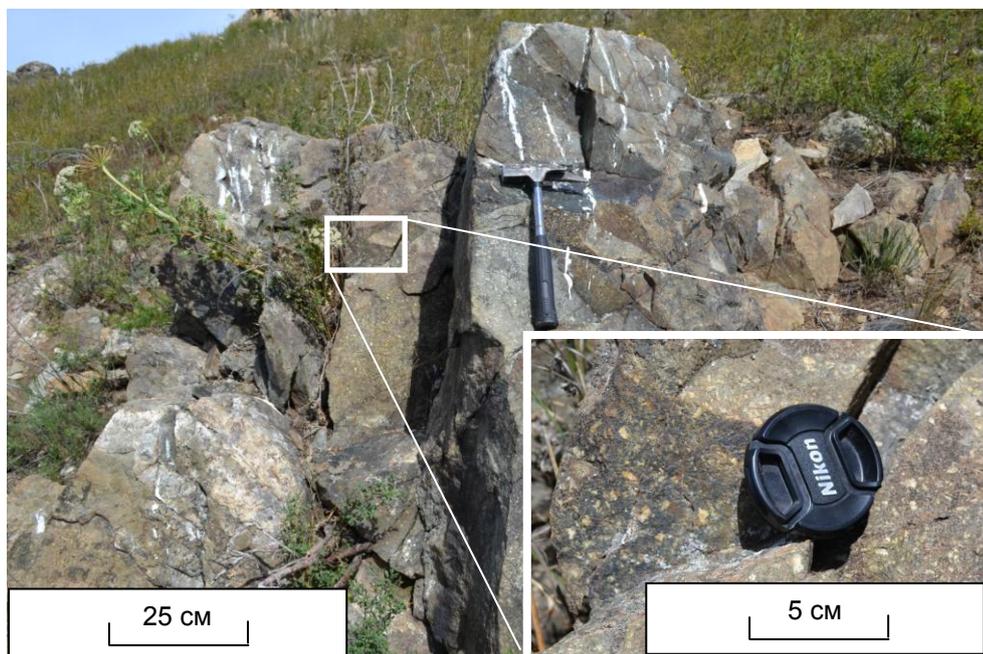


Рисунок 2.10. Дайка диабазовых порфиритов. Фото Кузьминой О.Н.



Рисунок 2.11 Фрагментарный выход дайки кварцевого альбитофира.

Фото Кузьминой О.Н.

По причине того, что рудопроявление Байбура занимает пониженную в рельефе площадь и в значительной степени закрыто рыхлыми отложениями, характерной особенностью территории являются плохая обнаженность и, как следствие, – присутствие на дневной поверхности лишь редких изолированных фрагментов бурых железняков (0,5-5м), маркирующих наблюдаемые и предполагаемые разрывные нарушения.

Эти тектонические нарушения (рудоконцентрирующие зоны) северо-восточного и субширотного простирания фиксируются в магнитном поле аномалиями с интенсивностью 775–2025 нТл (магниторазведка с разрешением 100×20 м) (рисунок 2.12) и косвенно подтверждаются металлотрическим опробованием, выявившим геохимические аномалии Zn (0,03–0,04%), Cu (0,008–0,02%), Pb (0,003%), Ba (0,03–0,05%), Mn (0,03–0,08%) и Ag (0,03–0,08%), а также – элементов редкометалльной и редкоземельной групп (Se, Be, Mo, B, Y, Yb), образующих комплексные ореолы вблизи максимумов магнитного поля, очевидно, отражающих надинтрузивную зону скрытого гранитоидного массива.

По результатам проведенных на рудопроявлении геофизических работ (см. рисунок 2.12), была выделена аномальная зона северо-восточного простирания 50-60°, длиной более 1 км и шириной до 250 м, отвечающая зонам гидротермально-измененных пород с повышенной золотоносностью. Перспективная Родниковая зона, фиксирующаяся аномалией 2250 нТл, была вскрыта канавой, вследствие чего было определено ее залегание под чехлом рыхлых отложений мощностью 1-3 м, падение на юг под углом 67° и протяженность на глубину более 100 м (рисунок 2.12). Кроме Родниковой, выделяется еще ряд параллельных зон (Северная, зона 1, 2, 3 и 4), фиксируемых аномалиями, и несколько небольших зон на северо-восточном фланге и на южном окончании участка. Эти зоны перекрыты рыхлыми отложениями и практически не изучены.

При прослеживании разрывных нарушений в коренные выходы осадочных пород наблюдается повышенная трещиноватость, окварцевание и метасоматическое изменение песчаников и алевролитов аркалыкской и аганактинской свит (пиритизация, березитизация, ожелезнение). В карбонатных толщах повсеместно наблюдаются признаки хрупко- и вязкопластичного течения горных масс с контрастными переходами к линейным пластообразным телам и линзам золотоносных джаспероидов.

Для определения тектонических обстановок формирования была подготовлена петрогеохимическая выборка, из которой исключены пиритизированные и лимонитизированные разности (см. таблицу 2.1, №№ 2127, 2164). Эта выборка отвечает

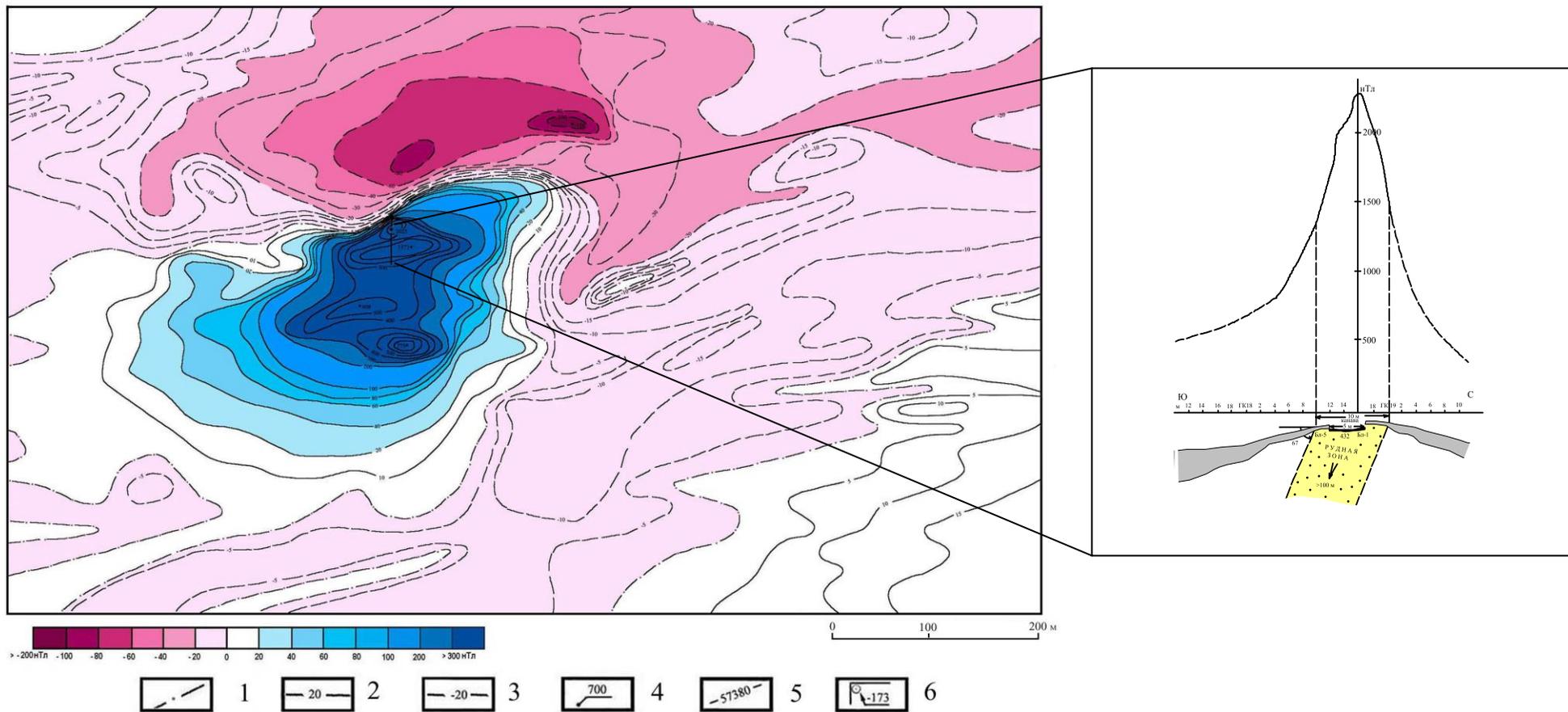


Рисунок 2.12. Карта магнитных аномалий рудопоявления Байбура (по Г.П. Нахтигалю, В.А. Натрускину)

1-3 – изолинии аномального магнитного поля (1 – нулевые, 2 – положительные, 3 – отрицательные); 4 – экстремальные значения магнитного поля; 5 – линии нормального магнитного поля; 6 – величина вариации векового хода

петрохимическому ряду фракционирования терригенных осадочных пород (от граувакк через песчаники до алевролитов). На дискриминационных диаграммах М.Р. Бхатия [Bhatia, 1983] аналитические фигуративные точки отвечают обстановкам островных дуг (рисунок 2.13).

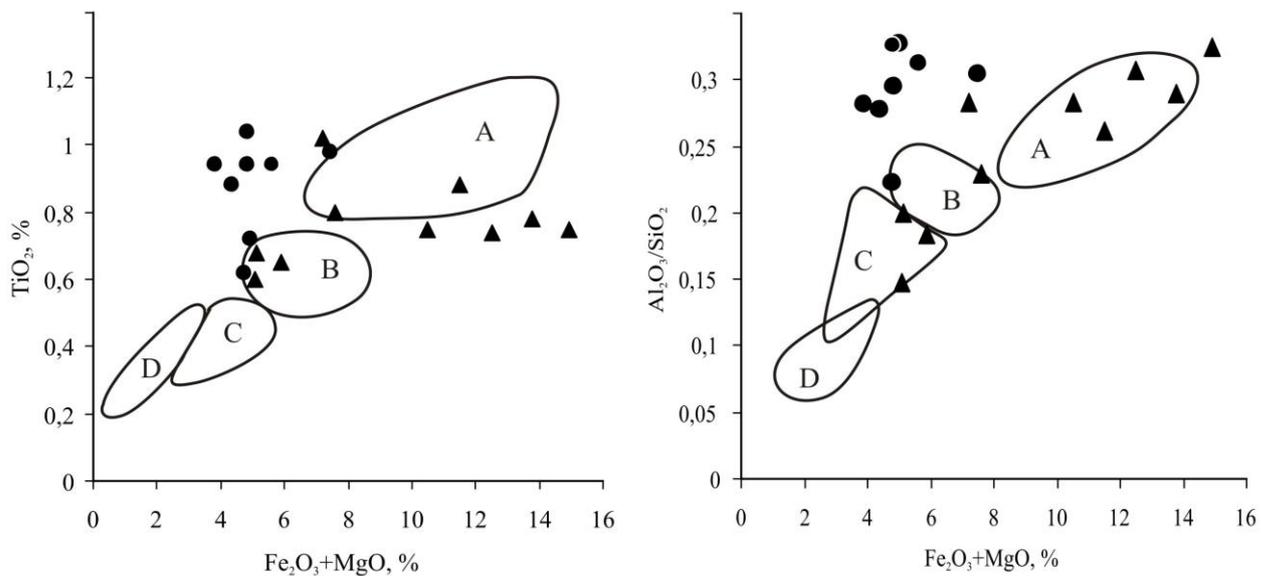


Рисунок 2.13. Дискриминационные диаграммы М.Р. Бхатия для терригенных пород из различных тектонических обстановок [Bhatia, 1983].

Условные обозначения: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

Черными кружками показаны песчаники и алевролиты аркалыкской и аганактинской свит (нерасчлененные) в пределах рудного поля Байбура; черными треугольниками – песчаники и алевропелиты аркалыкской свиты на Суздальском месторождении

2.2.2 Минералого-геохимические особенности золотоносных джаспероидов

Золотое оруденение впервые было обнаружено в элювиальных развалах бурых железняков, представляющих зону окисления предполагаемого золото-сульфидного месторождения. Позднее были выявлены первичные метасоматиты – джаспероиды, (кварц-карбонат-сульфидные метасоматиты) и оценена их ведущая роль при формировании золото-сульфидного оруденения (рисунок 2.14). Установлена пространственная связь оруденения с телами джаспероидов, которые образуют дайкообразные по форме тела и, благодаря своей устойчивости к разрушению, четко выделяются в рельефе в виде валов, гребней или отдельных выступов. Их мощность варьирует от 0,5 до 5 м, длина 20 и более метров, а общая протяженность оценивается в 5-6 км [Kuzmina O.N. et al., 2013].

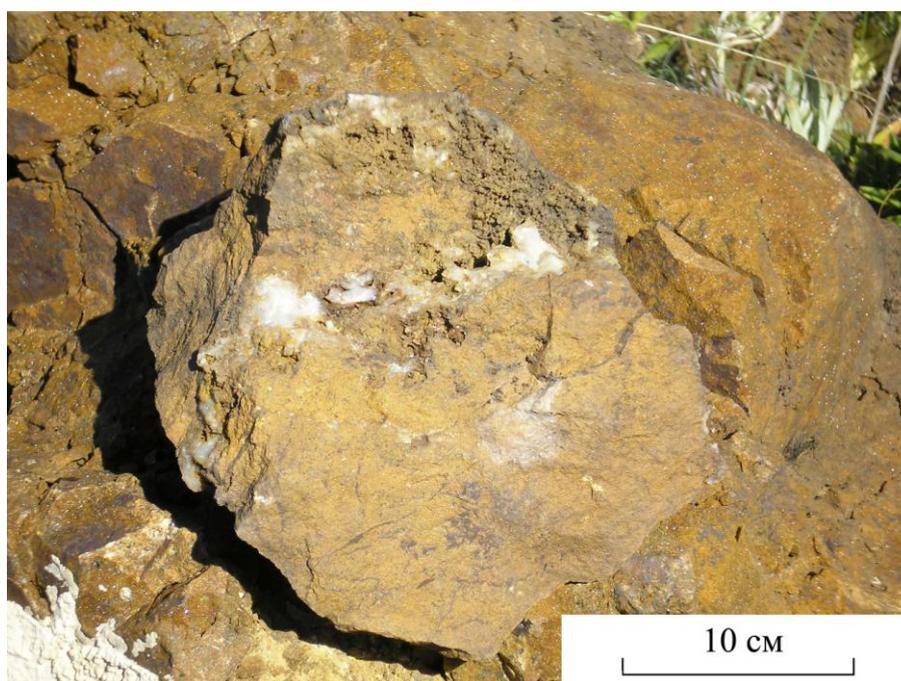


Рисунок 2.14. Золотоносные джаспероиды с метасоматическим кварцем.

Фото О.Н. Кузьминой

Джаспероиды имеют пеструю окраску (бурые, красные, черные и серые в участках окварцевания), содержат большое количество гнезд и прожилков окисленных сульфидов (пирита, магнетита, гематита и др.) и тонких кварцевых прожилков с гнездами лимонита (рисунок 2.15). Отмечаются также пирит-серицит-кварцевые и кварцитоподобные метасоматиты с пустотками выщелачивания сульфидов. В зоне окисления они фиксируются выходами бурых железняков буровато-желтой окраски (рисунок 2.16). Геологические наблюдения однозначно показывают, что исходной матрицей для джаспероидов служили, в той или иной степени, мраморизованные известняки.



Рисунок 2.15. Бурые железняки (по джаспероидам) рудопроявления Байбура.

Фото Кузьминой О.Н.



Рисунок 2.16. Джаспероиды. Фото Кузьминой О.Н.

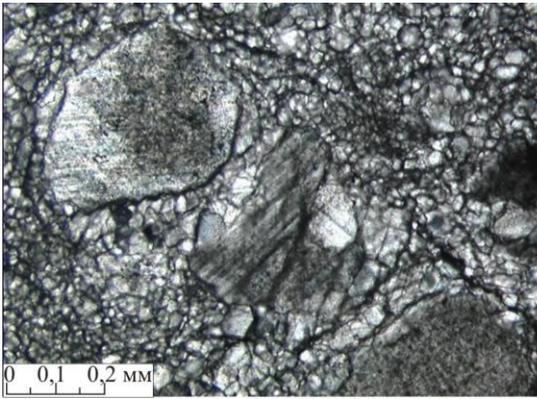
Детальное петрографическое описание известняков и джаспероидов приведено на рисунках 2.17-2.20.

Первичные золото-сульфидные руды имеют вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные текстуры (рисунок 2.21). Породообразующими минералами являются: кварц двух разновидностей - полупрозрачный с жирным блеском и сахаровидного облика округлой формы и лимонитовая гидрогетитовая масса. Из рудных минералов представлены: пирит переходной формы от кубической к октаэдрической; арсенопирит преимущественно призматической формы и по результату ТЭС с положительными и отрицательными знаками; гематит; мартит (псевдоморфозы гематита по магнетиту); свободное золото (рисунок 2.22). Золото комковатое, ковкое, иногда губчатое, изредка в сростках с кварцем; цвет золотисто-желтый с красноватым оттенком; размер частиц от $0,05 \times 0,075$ мм до $0,425 \times 0,375$ мм (в среднем $0,1 \times 0,2$ мм). Основной минеральный состав руд приведен в таблице 2.3 [Усыпенко, Дьячков, 2003; Кузьмина и др., 2013а].

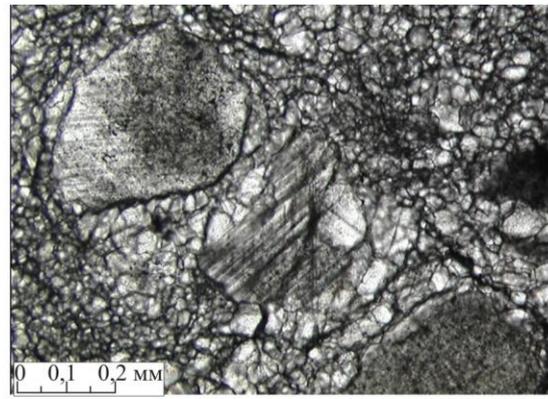
Рудная минерализация в джаспероидах представлена преимущественно лимонитом с прожилками гетита колломорфной структуры. Лимонит образует сплошные выделения по пириту, по периферии зерен содержит включения лепидокрокита. Магнетит представлен в виде идиоморфных зерен, размером от 0,03 до 0,1 мм. Ильменит отмечен в зернах магнетита как продукт распада твердого раствора. Пирит отмечается в виде редкой вкрапленности, размер зерен не превышает 0,04 мм. Самородное золото наблюдается в ямках и пустотах, а также в виде включений в гидроокислах железа (рисунок 2.23), видимое и установленное на растровом микроскопе (рисунок 2.24).

Микроскопически джаспероиды состоят из тонкозернистого кварцевого агрегата микрогранобластовой и сферолитовой структуры с мелкими кляксообразными выделениями оксидов и гидрооксидов железа и с редкими глинистыми частицами. В аншлифах из наиболее ожелезненных образцов, основным минералом является лимонит с прожилками гетита колломорфной структуры с редкими мелкими реликтовыми зернами пирита.

При изучении руд на растровом электронном микроскопе в образцах обнаружены микровключения золота и серебра (размером в первые единицы мкм), а также отмечаются микрозерна других минералов (арсенопирит, пирит, пирротин, антимонит, халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, вольфрамит и др.) (рисунки 2.25-2.26).



Николи скрещены



Николи параллельны

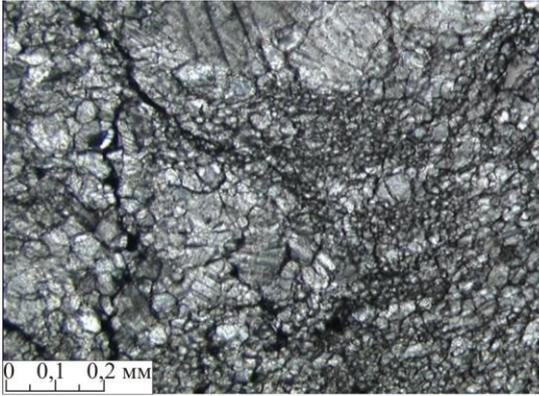
Образец Б-9

Известняк микриво-зернистый слабоглинистый

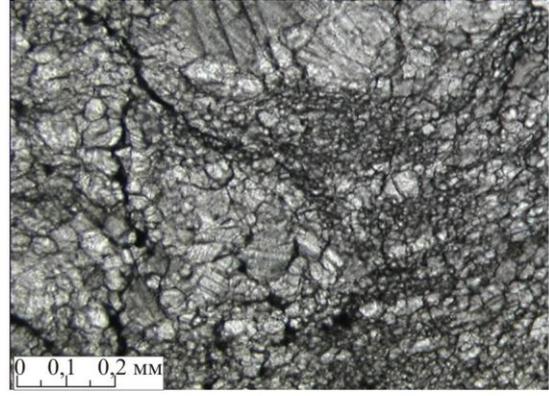
Микротекстура комковатая, обусловленная распределением углеродистого органического вещества. Основная масса сложена разнозернистым, часто пелитоморфным карбонатом, в его минеральном составе преобладает кальцит (95-97%), значительно меньше доломита (3-5%). Отмечаются обломочные зёрна диаметром от 0,2 до 1,0 мм, сцементированные микритом, в котором средний диаметр выделений варьирует от 0,02 до 0,05 мм. Обломочные зёрна различной, близкой к изометричной формы, иногда округлые (окатанные?), представлены кальцитом с хорошо выраженной решёткой спайности. Контуры зёрен четкие за счёт примазок плёночного глинисто-углеродистого цемента. Углеродистое органическое вещество также концентрируется в линзочках и прожилках, составляя до 3% от всей породы. Отмечаются редкие и тонкие глобулы гидроокислов железа. Порода, вероятно, подверглась напряжениям, участками широко развита перекристаллизация (диаметр кристаллов кальцита составляет в среднем 0,1 мм). Доломит наблюдается только в виде округлых агрегатов микролитов диаметром от 0,02 до 0,15 мм, располагающихся среди известкового микрита.

Рисунок 2.17. Микрофотографии и петрографическое описание известняка аркалыкской свиты C_{1V2-3} .

Авторы: Кузьмина О.Н., Злобина О.Н.



Николи скрещены



Николи параллельны

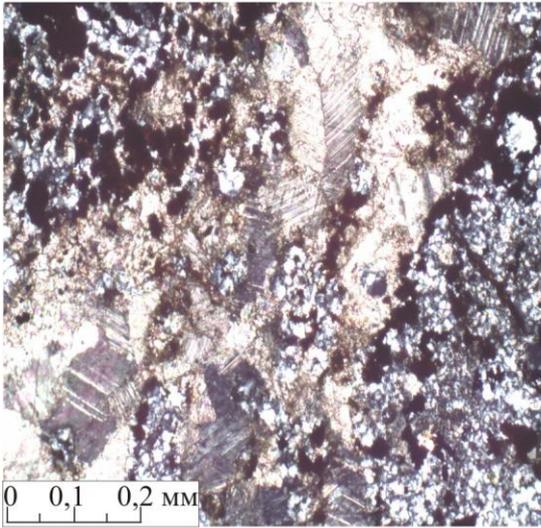
Образец Б-10

Известняк микритово-зернистый прослоями интенсивно перекристаллизованный

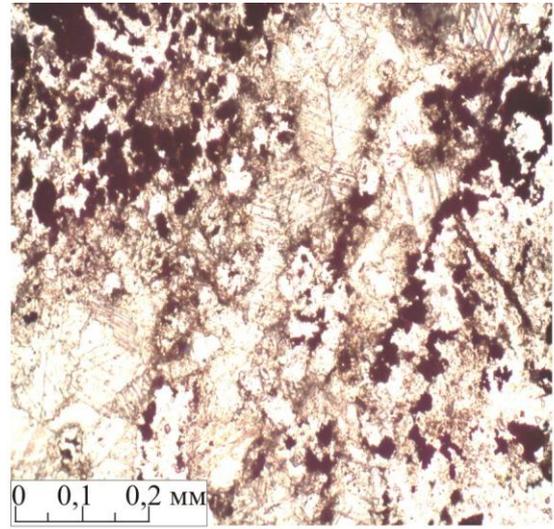
В шлифе наблюдается частое, незакономерное переслаивание известняков микритово-зернистых и известняков кристаллически-зернистых (мраморизированных?). Микротекстуры субгоризонтально-слоистые, линзовидные. В разных слоях зернистость значительно варьирует. Диаметр обломочных зёрен меняется от 0,1 мм до более 1 мм. Основная масса сложена разномасштабным, часто пелитоморфным карбонатом, в его минеральном составе преобладает кальцит (95-97%), значительно меньше доломита (3-5%). Доломит наблюдается только в виде округлых агрегатов микролитов диаметром до 0,15 мм, располагающихся среди известкового микрита. Обломочные зёрна различной формы представлены кальцитом с чётко выраженной решёткой спайности. Углеродистое органическое вещество распределено неравномерно, сконцентрировано в линзочках и прожилках (толщиной 0,02 мм, участками до 0,04 мм), иногда заполняет микропоры. Линзочки и прожилки формируют сетчатый рисунок, многочисленные субпараллельные фрагменты которого могут свидетельствовать о системе трещиноватости. Вероятно, органическое вещество перераспределилось по трещинкам в результате дифференциации при постседиментационном преобразовании осадка. На некоторых участках порода интенсивно перекристаллизована (диаметр кристаллов 0,08-0,16 мм). Отмечаются редкие и тонкие глобулы гидроокислов железа.

Рисунок 2.18. Микрофотографии и петрографическое описание известняка аркалыкской свиты C_{1V2-3} .

Авторы: Кузьмина О.Н., Злобина О.Н.



Никולי скрещены



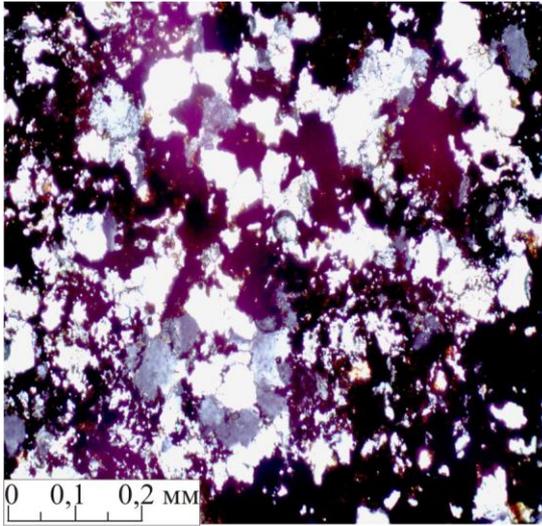
Никולי параллельны

Образец Б-17

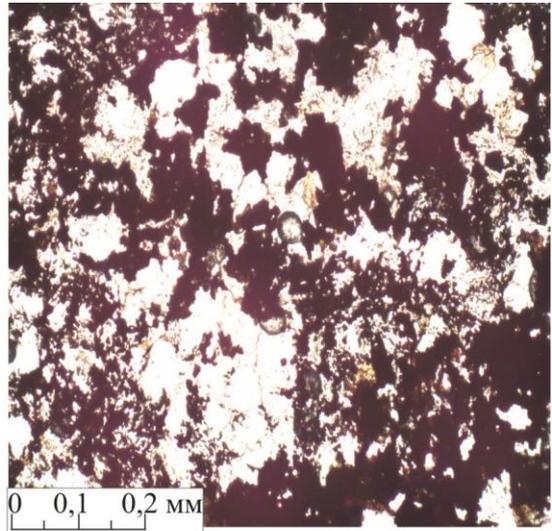
Метасоматит железисто-карбонатно-кремнистого состава (карбонатно-кремнистый джаспероид)

Микротекстура брекчевидная, диффузная? Порода трещиноватая. Карбонатный материал, рудные минералы и кремнистое вещество присутствуют приблизительно в равных количествах. Карбонаты представлены кальцитом (преобладает) и доломитом (не более 3%). Кальцит от микро- до среднекристаллического, доломит пелитоморфный сгустковый. Кремнистое вещество в разной степени раскристаллизовано имеет неравномерно-зернистую структуру. В поле шлифа наблюдаются микро-, мелкокристаллические кварцевые агрегаты с мозаичным угасанием. На участках с низкой и плохо выраженной поляризацией отмечается глобулярная структура. Выделения рудных минералов распределены в породе равномерно, концентрируются в пятнах и прожилках, вместе с продуктами окисления образуют агрегаты причудливой формы.

Рисунок 2.19. Микрофотографии и петрографическое описание метасоматита железисто-карбонатно-кремнистого состава рудопроявления Байбура.
Авторы: Кузьмина О.Н., Злобина О.Н.



Николи скрещены



Николи параллельны

Образец 41-П

Джаспероид

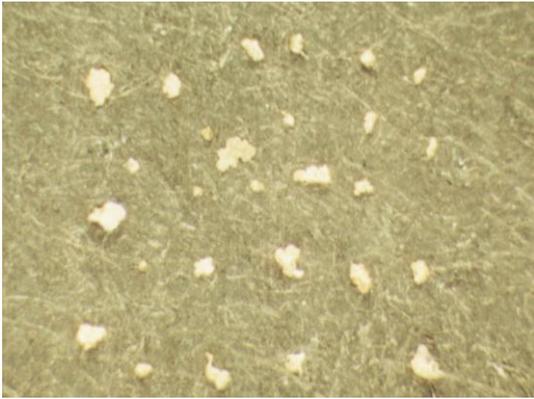
Микротекстура нечёткая линейная, участками диффузная? Линейность создаётся серией одинаково ориентированных линзовидных прожилков, иногда трещин, выполненных рудными минералами и продуктами их окисления. По трещинкам развиваются почковидные корки, сложенные кристаллами радиально-лучистого гётита, стильпномелана?, возможно присутствует барит. В целом, в породе преобладает кварц, несколько меньше полевых шпатов (часто сильно изменённых, хлоритизированных или серицитизированных) и рудных минералов с интенсивно развитыми продуктами их окисления. Выделения кварца, в основном, неправильной формы диаметром от 0,01 до 0,4 мм, в отдельных мозаичных агрегатах до 0,67 мм. Рудные минералы присутствуют в виде тонких пылеватых включений и в виде глобул. Часто отмечаются кристаллы (диаметром не более 0,01-0,02 мм) ромбовидной формы охристого, оранжевого цвета с высоким двулучепреломлением. В отражённом свете наблюдается пирит и/или самородное золото. Это тонко-кристаллические агрегаты причудливой, неправильной формы, которые часто обрамляют участки сложенные темно-серым неоднородным материалом (в отраженном свете белым), вероятно, галенитом. Возможно, в породе присутствует карбонатное вещество (сидерит, анкерит).

Рисунок 2.20. Микрофотографии и петрографическое описание джаспероида рудопоявления Байбура.
Авторы: Кузьмина О.Н., Злобина О.Н.

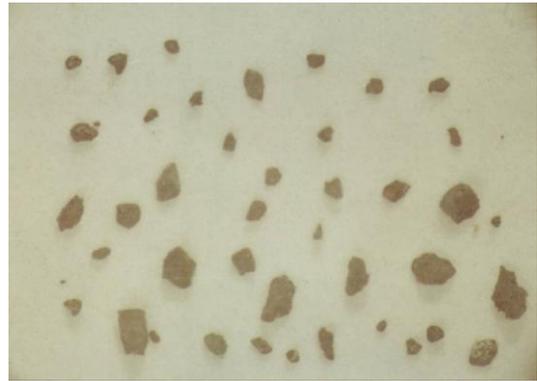


Рисунок 2.21. Типы руд рудопроявления Байбура

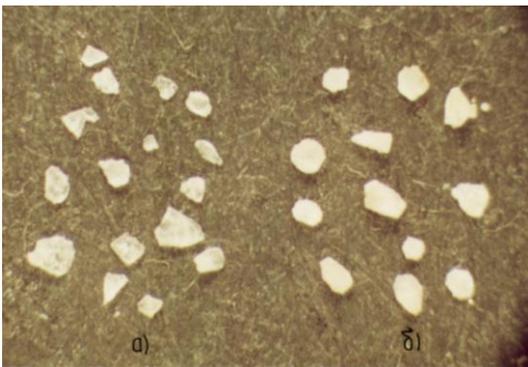
а, б – вкрапленная золото-карбонат-сульфидная минерализация в первичных рудах, с тонким видимым золотом; в – массивная первичная руда золото-карбонат-сульфидная с оторочкой выщелоченного известняка; г – джаспероид окварцованный, в известковистой рубашке; д – золотоносный джаспероид массивного облика из зоны окисления; е – золотоносный джаспероид из зоны окисления, с пустотками выщелачивания.



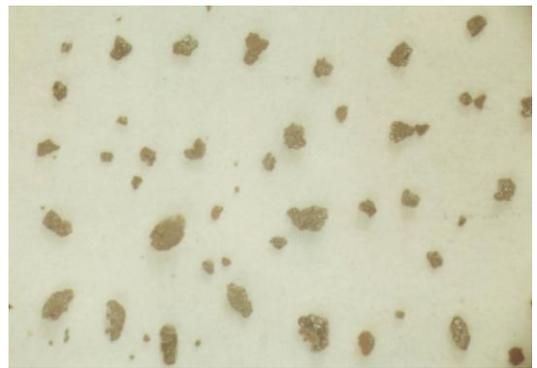
ЗОЛОТО



МАГНЕТИТ



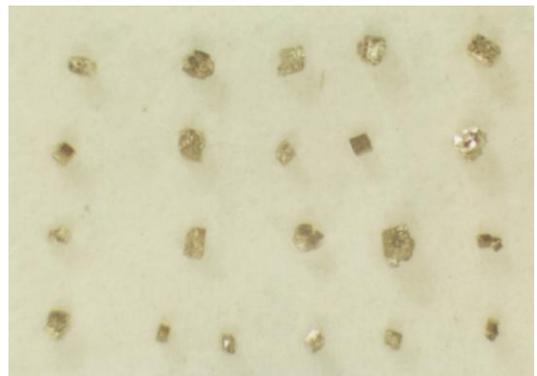
кварц



ГИДРОГЕТИТ



АРСЕНОПИРИТ



ПИРИТ

5 мкм

Рисунок 2.22. Формы кристаллов и зерен минералов из протолочек джаспероидов рудопроявления Байбура [Дьячков и др., 2001].

Минеральный состав джаспероидов рудопроявления Байбура

Рудные минералы	Нерудные минералы
<p><i>Главные:</i></p> <ul style="list-style-type: none">- гематит- магнетит- гетит- лимонит- пирит- арсенопирит- пирротин <p><i>Второстепенные и редкие:</i></p> <ul style="list-style-type: none">- галенит- сфалерит- антимонит- халькопирит- ильменит- вольфрамит- церрусит- монацит-хромит	<p><i>Главные:</i></p> <ul style="list-style-type: none">- кварц- кальцит- доломит- магнезит <p><i>Второстепенные и редкие:</i></p> <ul style="list-style-type: none">- сидерит- барит- хлорит

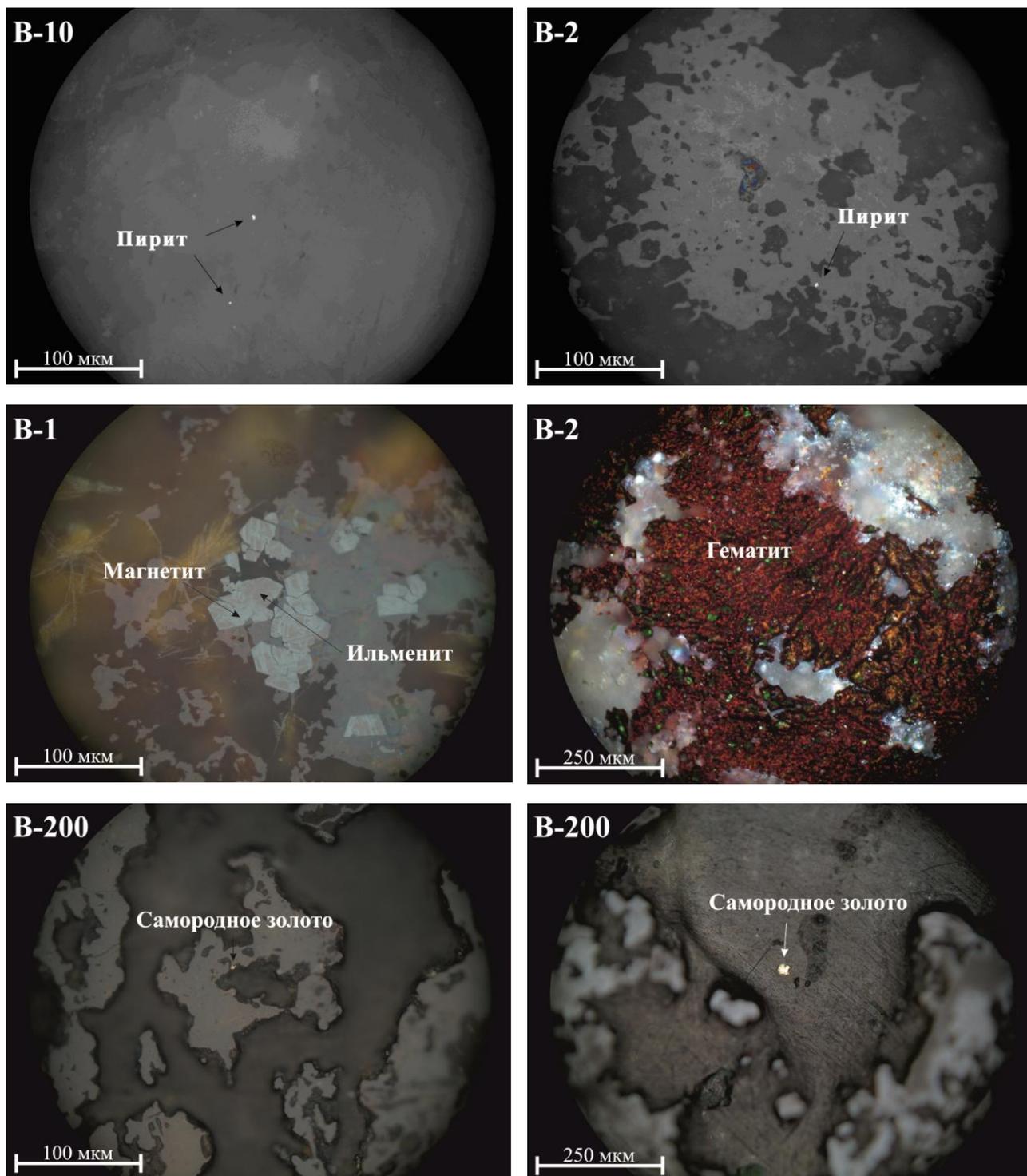


Рисунок 2.23. Микроструктурные особенности известняков и джаспероидов рудопроявления Байбура

B-10 – известняк; B-2, B-1, B-200 – джаспероиды.

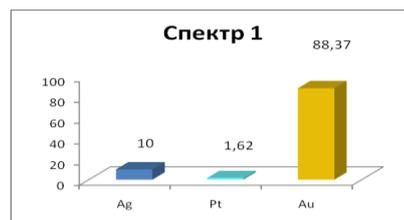
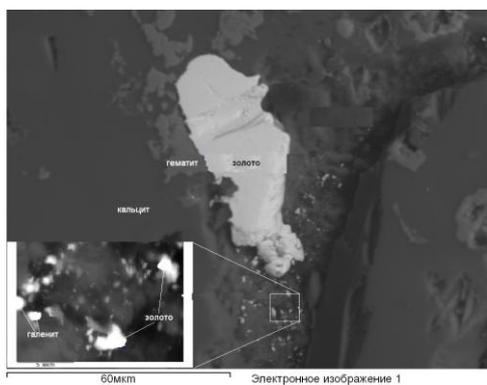


Рисунок 2.24. РЭМ-изображение самородного золота в рудах рудопроявления Байбура.

На врезке показан увеличенный участок.

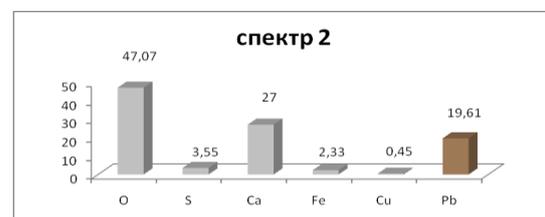
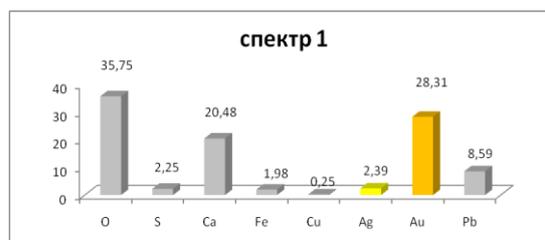
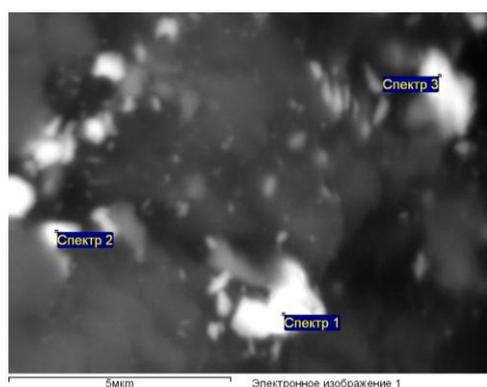


Рисунок 2.25. РЭМ-изображение микроключения золота и галенита в первичных золото-сульфидных рудах рудопроявления Байбура.

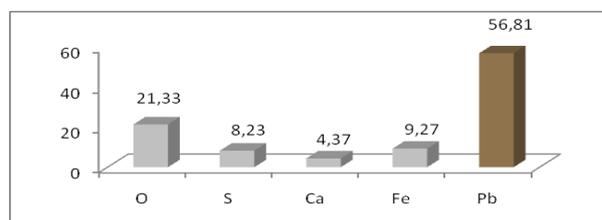
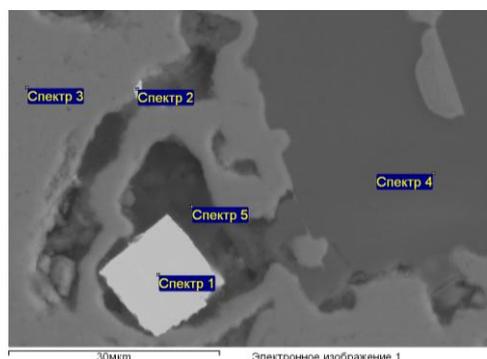


Рисунок 2.26. РЭМ-изображение идиоморфного включения галенита кубической формы в кварц-карбонат-сульфидном метасоматите рудопроявления Байбура.

Анализ изучения золотоносных джаспероидов и вмещающих известняков аркалыкской свиты показывает, что образование джаспероидов, по сравнению с неизменными известняками, сопровождалось существенным привнесением рудных элементов халькофильной, сидерофильной и редкометалльной групп (таблицы 2.4-2.8). Из известняков отмечается вынос в основном Ca и в меньшей степени Mg и Sr (рисунок 2.27).

В ряде проб установлены аномальные содержания Cu (до 1057-1498 г/т), Pb (до 1046-2736 г/т) и Zn (до 296-453 г/т), что согласуется с обнаружением в джаспероидах природных минералов указанных металлов (по данным электронной микроскопии). В них также повышены значения элементов-спутников золота – Sb (до 98,1-184 г/т), As (до 69,04-77,9 г/т) и Ag (до 4,58-6,51 г/т), таблица 2.5. Поэтому отмеченные элементы могут рассматриваться в качестве геохимического индикатора при поисках месторождений золото-джаспероидного типа.

Среди петрогенных компонентов в известняках кальций резко преобладает над магнием, содержание щелочей, алюминия и фосфора невысокое (таблица 2.4). При метасоматическом изменении известняков увеличивается содержание Al, Na и K, связанное с новообразованием алюмосиликатных минералов.

Необходимо также отметить, что рудовмещающие известняки на участке Байбура подвержены мраморизации и перекристаллизации, местами обохрены и содержат редкую вкрапленность пирита. В них повышены содержания Fe, Mn, Ba и рудных элементов (Zn, Pb, Cu), а также фиксируются повышенные концентрации Sb, Ag, Au (рисунок 2.28).

Окисленные джаспероиды в карбонатной рубашке, обогащенные железом и марганцем, характеризуются повышенными содержаниями Pb, Cu, Zn, а также Sb, Ag и Ba. В отдельных образцах сохранились реликты первичных слабоокисленных руд, представленных кварц-кальцит-сульфидными метасоматитами (с богатой сырьей мелкокристаллического пирита). По сравнению с известняками, в них также повышены концентрации Cu, Pb, в меньшей степени – Zn, Sb и Ag. Золото во всех пробах находится на близком уровне (до 0,4-0,5 г/т).

Среди сидерофильных элементов в джаспероидах и метасоматитах отмечается резкая обогащенность железом (до 12,8-28,2 %), связанным в основном с окисными и гидроокисными минералами (гетит, гидрогетит и магнетит). В этих породах установлена также высокая концентрация марганца, что отличает их от руд месторождения Карлин [Wells, Mullens, 1973; Padtke, 1985; Large and etl., 2011]; в меньшей степени повышены значения Cr, Ni, V (таблица 2.6).

Таблица 2.4

Петрохимический состав известняков, метасоматитов и джаспериодов рудного поля Байбура, по данным РФА (мас.%)

№ п.п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Известняки													
1	Б-10	0,32	0,01	0,18	0,10	<0,005	0,44	56,79	<0,15	0,025	0,02	41,39	99,22
2	Б-8	0,51	0,02	0,23	0,18	<0,005	0,22	56,20	<0,15	0,028	0,01	42,82	100,18
3	Б-9	0,57	0,02	0,20	0,24	<0,005	0,44	56,21	<0,15	0,021	0,02	42,67	100,38
Метасоматиты по известнякам													
4	Б-17	39,34	0,03	0,61	28,09	1,77	0,21	15,24	<0,15	0,10	0,04	13,58	99,53
5	Б-19	15,22	0,02	1,21	6,19	0,43	0,24	41,67	<0,15	0,09	0,33	33,26	99,55
Джаспериоды													
6	Б-1	81,09	0,03	0,25	15,31	0,04	0,09	0,26	<0,15	0,025	0,18	2,59	99,82
7	Б-2	76,45	0,03	0,42	19,57	1,11	0,10	0,49	<0,15	0,049	0,06	2,33	100,58
8	Б-3	57,69	0,03	1,53	35,86	0,62	0,17	0,35	<0,15	0,094	0,06	4,16	100,56
9	Б-4	61,98	0,03	1,53	31,34	1,01	0,18	0,37	<0,15	0,117	0,03	3,71	100,28
10	Б-5	53,59	0,03	1,01	38,10	0,53	0,15	1,76	<0,15	0,071	0,03	5,21	100,53
11	Б-7	45,36	0,05	4,43	42,29	0,35	0,50	0,86	<0,15	0,178	0,22	6,02	100,28
12	Б-200	80,45	0,02	0,87	16,16	0,09	0,08	0,69	<0,15	0,091	0,04	1,74	100,18
13	41-П	56,29	0,03	1,30	37,73	0,42	0,16	0,24	<0,15	0,102	0,12	3,47	100,03
14	41-П (1)	55,24	0,5	1,52	35,57	0,26	0,48	0,23	<0,15	н/о	0,12	4,58	99,51
15	41-П (2)	79,94	0,28	0,62	14,12	0,05	0,64	0,45	<0,15	н/о	0,09	1,66	99,67

Примечание: 1-11 Анализы выполнены в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Н.Г. Карманова; 12-14 Анализы выполнены в ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск, аналитик А. Айдарбаев. Автор проб О.Н. Кузьмина.

Таблица 2.5

Распределение халькофильных элементов в породах и рудах на рудопроявлении Байбура (г/т)

№ п/п	№ пробы	Характеристика пород	Cu	Zn	Pb	Sb	Ag	Au	Pt	Hg	Bi	Pd	Cd	Ba	Sc
1	Б 1/1	Бурый железняк	158,7	1528	90,08	7,58	0,808	0,0224	0,808	0,0796	0,58	0,324	4,83	64,6	5,45
2	Б 2/1	Джаспероид	455,3	2721	199,00	10,98	0,443	0,0228	0,443	0,1024	1,65	0,324	8,79	54,22	5,81
3	Б 3/1	Джаспероид	292,1	2075	118,70	11,15	0,907	0,0224	0,907	0,1137	0,99	0,204	6,53	74,16	5,89
4	Б 4/1	Джаспероид	264,6	2187	98,57	5,47	0,494	0,0228	0,494	0,0739	0,80	0,153	6,82	44,36	2,38
5	Б 5/1	Джаспероид окварцованный	148,0	1431	126,80	4,15	0,316	0,0395	0,316	0,1024	0,60	0,153	4,47	54,89	4,89
6	Б 6/1	Известняк измененный	140,4	1345	54,40	2,65	0,311	0,0175	0,311	0,0739	0,49	0,460	4,13	84,16	4,70
7	Б 7/1	Джаспероид	146,5	970	72,40	4,52	0,332	0,0329	0,332	0,0796	0,52	0,204	3,12	74,77	4,30
8	Б 8/1	Известняк	22,2	25	23,84	1,34	0,111	0,0272	0,111	0,0398	0,15	0,460	1,34	15,16	1,56
9	Б 9/1	Известняк	26,5	29	21,25	1,63	0,109	0,0219	0,109	0,0471	0,19	0,426	0,79	19,19	1,62
10	Б 10/1	Известняк	21,2	21	95,19	2,20	0,128	0,0180	0,128	0,0512	0,37	0,358	1,35	23,17	1,50

Примечание: Анализы выполнены на масс-спектрометре ICP-MS в лаборатории «IPGETAC» ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск, аналитик С.Н. Полежаев.

Таблица 2.6

Распределение сидерофильных элементов в породах и рудах на рудопроявлении Байбура (г/т)

№ п/п	№ пробы	Характеристика пород	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
1	Б 1/1	Бурый железняк	191,9	123,50	41,86	787	3,11	17,39
2	Б 2/1	Джаспероид	154,3	14,54	120,40	8542	3,67	17,52
3	Б 3/1	Джаспероид	148,6	44,68	88,74	2732	3,61	21,61
4	Б 4/1	Джаспероид	129,3	54,41	65,19	8468	3,39	14,40
5	Б 5/1	Джаспероид окварцованный	232,9	105,90	50,20	8346	3,21	16,79
6	Б 6/1	Известняк измененный	992,8	8,10	12,20	894	4,53	7,41
7	Б 7/1	Джаспероид	177,7	39,54	38,43	6826	3,02	11,10
8	Б 8/1	Известняк	121,6	1,06	16,10	15,90	2,27	4,20
9	Б 9/1	Известняк	146,8	0,76	38,12	21,00	2,62	11,40
10	Б 10/1	Известняк	152,0	1,14	7,34	14,41	2,84	3,90

Примечание: Анализы выполнены на масс-спектрометре ICP-MS в лаборатории «ИГЕТАС» ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск, аналитик С.Н. Полежаев.

Таблица 2.7

Распределение редких элементов в породах и рудах на рудопроявлении Байбура (г/т)

№ п/п	№ пробы	Характеристика породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Sn	W	Mo
1	Б 1/1	Бурый железняк	0,42	0,64	0,80	1,60	6,32	1,76	0,43	7,41
2	Б 2/1	Джаспероид	0,42	0,74	0,54	0,85	6,44	1,30	0,36	11,01
3	Б 3/1	Джаспероид	0,43	1,06	0,41	2,36	6,10	1,55	0,43	4,60
4	Б 4/1	Джаспероид	0,41	0,60	0,63	8,58	5,63	1,76	0,25	5,55
5	Б 5/1	Джаспероид окварцованный	0,44	0,50	0,59	10,37	6,57	1,80	0,23	7,08
6	Б 6/1	Известняк измененный	0,44	2,05	0,38	3,20	10,11	1,86	0,31	0,96
7	Б 7/1	Джаспероид	0,41	0,60	0,45	4,24	7,11	1,86	0,17	7,12
8	Б 8/1	Известняк	0,41	0,31	0,71	0,19	4,65	0,60	0,12	0,52
9	Б 9/1	Известняк	0,42	0,30	0,52	0,47	5,55	0,46	0,16	0,89
10	Б 10/1	Известняк	0,52	0,48	0,49	0,38	5,05	0,61	0,19	0,60

Примечание: Анализы выполнены на масс-спектрометре ICP-MS в лаборатории «ИРГЕТАС» ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск, аналитик С.Н. Полежаев.

Таблица 2.8

Распределение редкоземельных элементов в породах и рудах на рудопроявлении Байбура (г/т)

№ п/п	№ пробы	Характеристика породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
1	Б 1/1	Бурый железняк	3,29	6,68	1,21	4,07	0,48	0,19	0,64	0,10	1,24	0,43	0,67	0,21
2	Б 2/1	Джаспероид	2,04	5,72	0,97	2,86	0,13	0,13	0,10	0,02	0,69	0,31	0,11	0,15
3	Б 3/1	Джаспероид	1,96	5,79	0,96	2,71	0,11	0,11	0,09	0,01	0,59	0,31	0,03	0,15
4	Б 4/1	Джаспероид	1,75	5,50	0,90	2,71	0,05	0,12	0,05	0,01	0,57	0,30	0,01	0,15
5	Б 5/1	Джаспероид окварцованный	1,93	5,79	0,96	2,82	0,17	0,13	0,13	0,03	0,64	0,31	0,04	0,15
6	Б 6/1	Известняк измененный	6,17	12,24	1,86	7,35	1,35	0,44	1,69	0,27	1,88	0,48	0,76	0,22
7	Б 7/1	Джаспероид	2,87	6,34	1,17	3,85	0,36	0,13	0,26	0,04	0,67	0,32	0,14	0,15
8	Б 8/1	Известняк	3,21	5,98	1,18	3,77	0,26	0,14	0,31	0,07	0,91	0,35	0,21	0,17
9	Б 9/1	Известняк	3,07	6,39	1,12	3,38	0,21	0,13	0,26	0,03	0,72	0,33	0,11	0,16
10	Б 10/1	Известняк	2,51	5,79	1,07	3,08	0,22	0,12	0,29	0,04	0,74	0,32	0,13	0,16

Примечание: Анализы выполнены на масс-спектрометре ICP-MS в лаборатории «IPGETAC» ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск, аналитик С.Н. Полежаев.

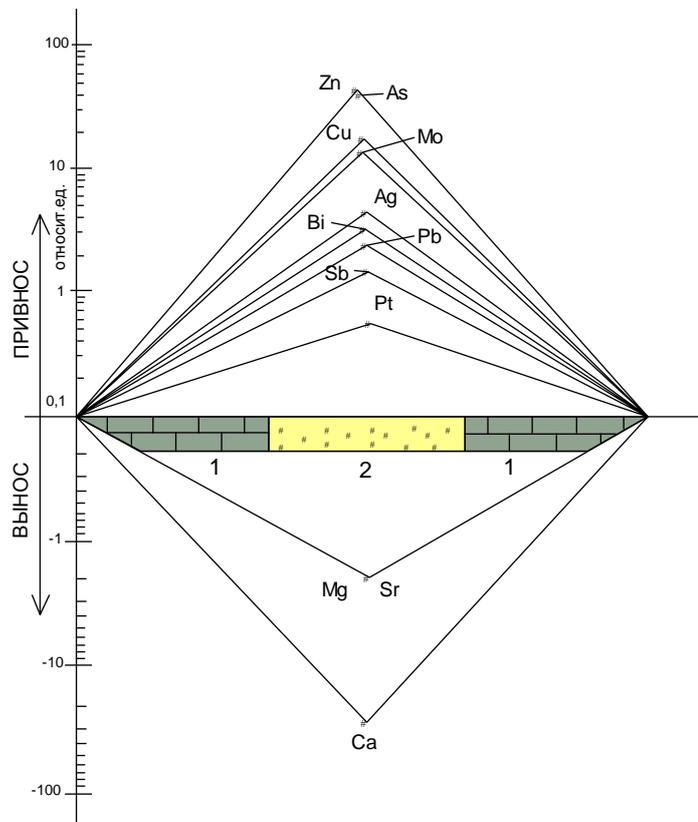


Рисунок 2.27. Изменение состава элементов в процессе образования джаспероидов на рудопроявлении Байбура.

1 – известняки аркалыкской свиты; 2 – золотоносные джаспероиды

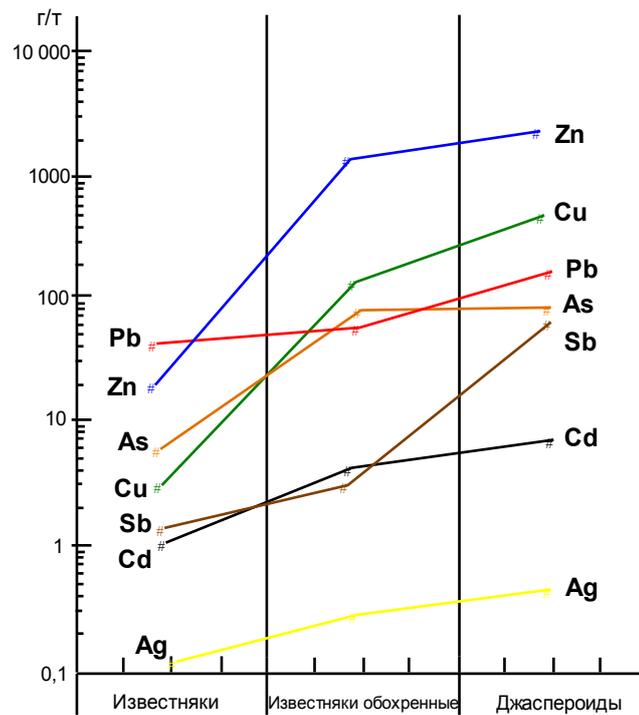


Рисунок 2.28. Распределение рудных элементов в процессе метасоматического изменения известняков.

В редкометалльной группе относительно известняков установлено некоторое повышение значений Nb, Li, Rb, Cs (таблица 2.7). Редкие щелочи в джаспероидах связаны, вероятно, со слюдистыми минералами. Повышение Sn и W объясняется наличием микровключений касситерита и шеелита в бурых железняках по данным растрового электронного анализа, а молибденит определен минералогическими исследованиями во ВНИИЦВЕТМЕТе.

Распределение редкоземельных элементов в известняках и джаспероидах практически одинаковое (рисунок 2.29, таблица 2.8). Среди них преобладают легкие лантаноиды (средняя сумма 13,2-13,7 г/т) над тяжелыми РЗЭ (2,92-3,02 г/т), характерны также отрицательные европиевая и тербиевая аномалии. Эти данные согласуются с распределением РЗЭ в карбонатах Воронцовского золоторудного месторождения Урала [Сазонов, Огородников, 1999].

В бурых железняках, джаспероидах и метасоматитах, обогащенных сульфидными минералами, отмечаются повышенные значения Ga (до 8,77-12,14 г/т), Ge (до 17,78-23,91 г/т), In (до 4,62-7,11 г/т) и U (до 3,0-4,55 г/т), таблица 2.8. Эти породы выделяются также аномальными содержаниями Ba (до 412,8-852,0 г/т). Другие элементы не имеют существенных значений.

Золотоносные джаспероиды по данным рентгенфазового анализа имеют простой петрохимический состав с резким преобладанием кремнезема и окислов железа (таблица 2.4). Второстепенные компоненты представлены в основном окислами Al, Mn, Mg, Ca, среди щелочей доминирует K_2O . В этих рудах по результатам атомно-абсорбционного анализа установлены весовые содержания Au (от 0,1 до 33,5 г/т) и Ag (от 0,06 до 2,66 г/т). Как видно, намечается положительная корреляция между высокими значениями золота и аномальными содержаниями Fe_2O_3 (31,34-42,29 %), рисунок 2.30.

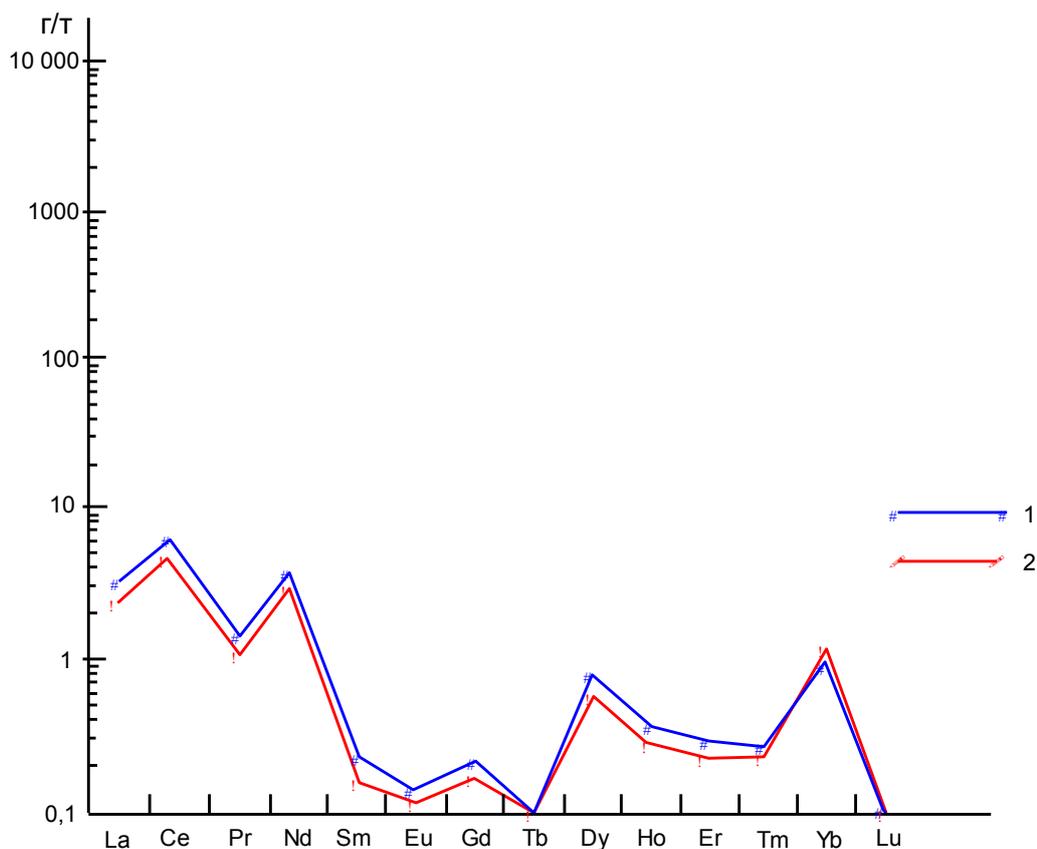


Рисунок 2.29. Содержание редких земель в известняках и золотоносных джаспероидах на участке Байбура. Анализы выполнены на масс-спектрметре ICP-MS.

1 – известняки, 2 – джаспероиды

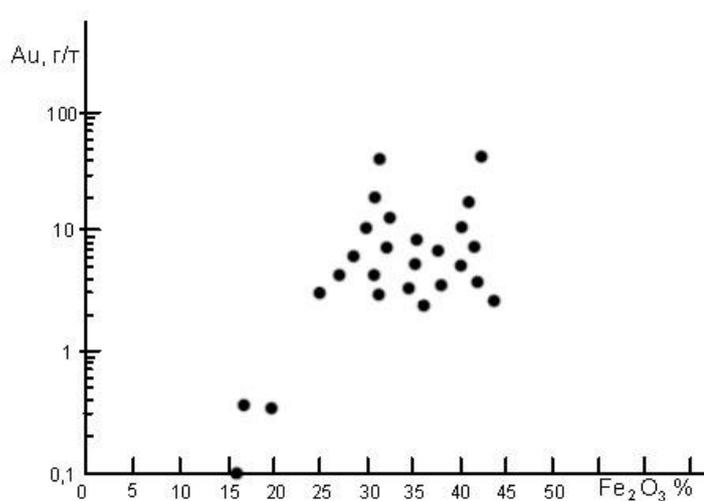


Рисунок 2.30 – Диаграмма распределения Fe₂O₃-Au в джаспероидах рудопроявления Байбура по результатам РФА (мас. %) и атомно-абсорбционного анализа (г/т).
Лаборатория Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск).

Монофракции самородного золота рудопроявления Байбура получены путем гравитационного обогащения материала усредненных протолок №№ 21 и 22 (бороздовое опробование), прошедших предварительную обработку на концентрационном столе. Всего выделено около 900 знаков самородного золота. Для описания его морфологии и гранулометрического состава использовались представительные выборки зерен ($n=50$) из каждой пробы, которые впоследствии были описаны по схеме Н.В. Петровской [Петровская, 1973], включающей характеристику размера, формы и цвета частиц самородного золота. Гранулометрический состав самородного золота определялся на основании замеров золотин по их максимальному размеру. За редким исключением самородное золото представлено весьма мелкой и тонкой фракциями по Л.А. Николаевой и С.В. Яблоковой [2007]. По гранулометрии выделяются три основные группы: $<0,05$ мм, $0,05-0,1$ мм, $0,1-0,25$ мм. Превалирующими морфологическими разновидностями являются: интерстиционные – жилковидно-пластинчатая и комковидная (от 60 до 90%) – и кристаллическая (от 5 до 25 %) (рисунок 2.31). Степень окатанности (механической измененности) золота крайне низкая. Скульптура поверхности кавернозная. По характеру преобладает шероховатая (50 %) и гладкая (30-40 %) поверхность, реже встречается шагреневая.

В виду низкой степени гипергенного изменения золота отпечатки других минералов встречаются практически на всех изученных золотилах, часто видны ступени индукционной поверхности; исключения составляют редкие хорошо ограненные кристаллы и очень мелкие зерна чешуйчатой морфологии.

При изучении зерен золота на сканирующем электронном микроскопе Jeol-100С с энергодисперсионной приставкой Kevex-Ray, позволяющей качественно оценить состав минералов, были обнаружены ажурные, губчатые, коралловидные и монокристаллические наросты гипергенного золота на массивных первичных зернах (см. рисунок 2.31 Б,В,Д). Эти новообразования характеризуются более чистым составом, чем золотая подложка, на которую они нарастают. Около 30 % зерен золота представлено в виде сростков с другими минералами, среди которых примерно в равных долях представлены кварц и гипергенные минералы (гидроксиды Fe) (см. рисунок 2.31 Д,Е). По цвету золото всех проб подразделяется на светло-желтое (~30-40), красноватое (10-30 %), темно-желтое («грязно»-желтое; 15-35 %) и зеленоватое (15-35 %). Красноватый оттенок золотин обусловлен пленочками гидроокислов железа.

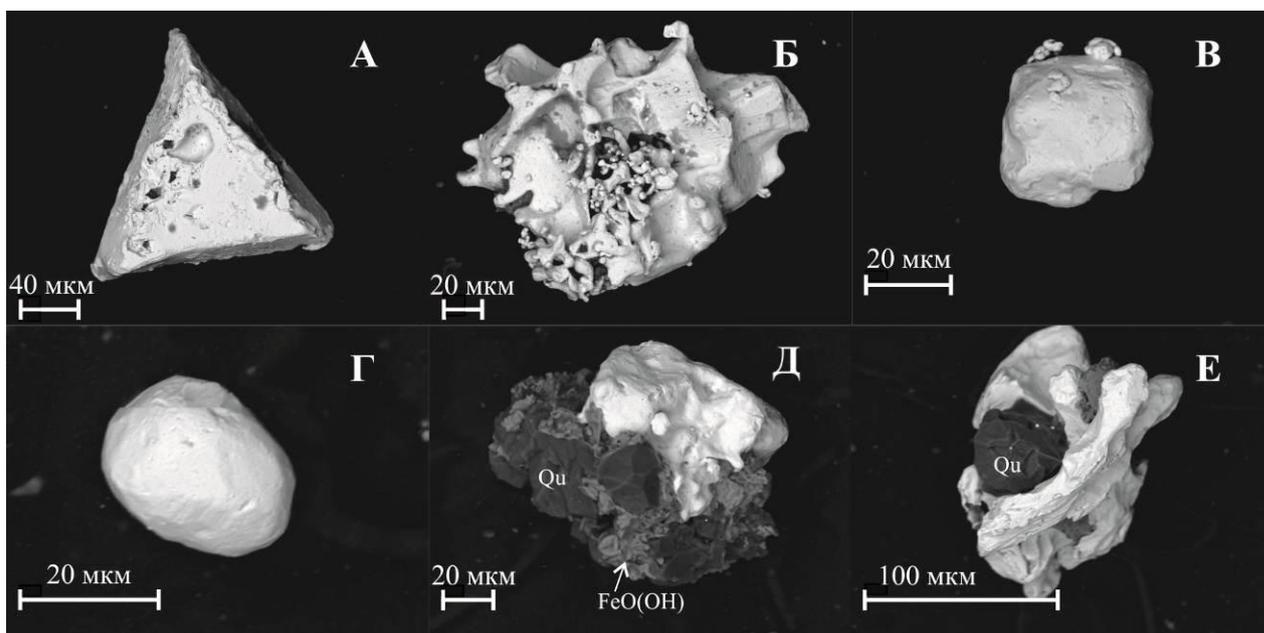
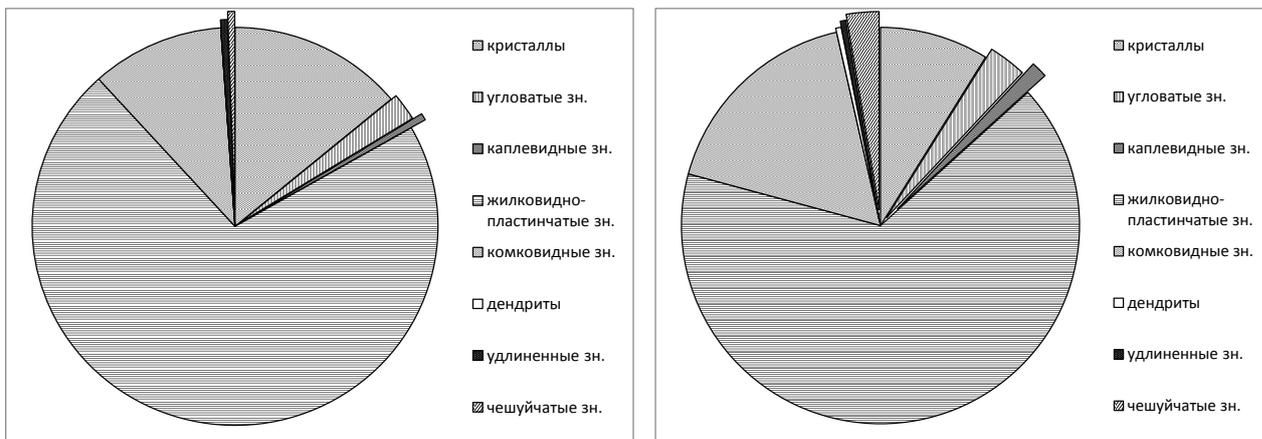


Рисунок 2.31. Морфологических разновидности зерен самородного золота

Процентное соотношение морфологических разновидностей зерен самородного золота из усредненных проб №21 (слева) и №22 (справа), полученных при бороздовом опробовании золотоносных джаспероидов рудопроявления Байбура. В нижней части рисунка приведены растровые изображения основных морфологических типов самородного золота, полученные на сканирующем электронном микроскопе Jeol-100С. Авторы: Титов А.Т., Кириллов М.В., Кузьмина О.Н.

Изучение состава самородного золота производилось в полированных шашках микрорентгеноспектральным анализом на микрозонде MS-46 "Cameca". Состав золота анализировался на 4 элемента: Au, Ag, Cu и Hg. Пределы обнаружения, масс. %: Cu – 0,08; Au – 0,082; Hg – 0,138; Ag – 0,075. Для дальнейшего рассмотрения принимались результаты замеров состава, в которых сумма содержаний этих элементов составляла $100 \pm 1,5$ %. Полученные значения пробности проанализированных золотин ложатся в достаточно узкий интервал 920-950 ‰, при средних значениях 934-935 ‰, что указывает на однотипность самородного золота в выборках, единство и монокронность его источника (рисунок 2.32). Из элементов-примесей в золоте установлена ртуть в количествах от 0,2 до 0,7 масс.%. Сравнительно низкие для рассматриваемого типа оруденения содержания ртути обусловлены карбонатной средой. Содержания меди не превышают предела обнаружения. Какой либо корреляции между содержаниями золота и ртути не выявлено, однако устанавливается четкая прямая корреляция между отношениями Au/Hg и Ag/Hg. По составу самородное золото рудопроявления Байбура максимально приближается к таковому Суздальского месторождения, для которого характерна пробность 930-980 ‰ и содержания ртути не превышающие 0,3 масс.% [Ковалев и др., 2012].

Таким образом, по морфометрическим характеристикам золото из двух протолочек (№№ 21, 22) практически идентично. Различие проб проявлено в том, что самородное золото из протопочки № 22 сравнительно более тонкое (мелкое), чаще характеризуется «грязным» тёмно-желтым цветом и большим морфологическим разнообразием. Отмеченные выше характеристики указывают на длительную историю пребывания самородного золота рудопроявления Байбура в гипергенных условиях зоны окисления. По размерности самородное золото попадает в классы весьма мелкого и тонкого; в его составе обнаруживается постоянная примесь ртути. В гидротермально измененных карбонатных породах (джаспероидах) при микроскопических исследованиях выявлены микровключения тонкого самородного золота и игольчатого арсенопирита, также в них широко представлены карбонатные минералы (сидерит, кальцит, доломит, магнезит).

Вышеприведенные минералого-геохимические особенности самородного золота характерны для золотоносных месторождений джаспероидного типа в других регионах мира [Хаусен, Керр, 1973; Ветлужских и др., 1988; Угрюмов, 1993; Бегетнев, 2000; Сазонов, 2000; Цой и др., 2011]

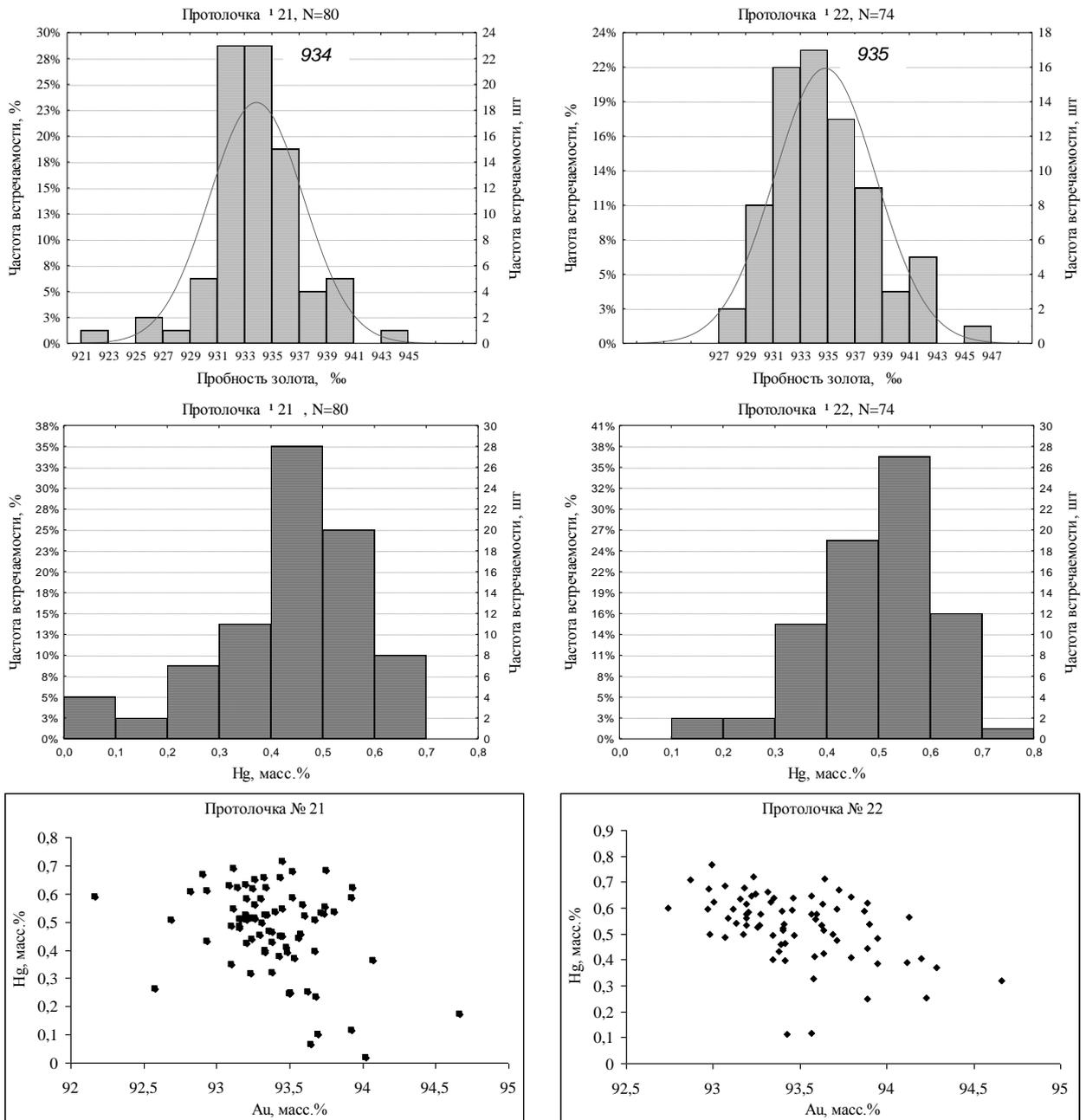


Рисунок 2.32. Гистограммы распределения пробыности самородного золота и содержаний ртути.

На нижних диаграммах показаны корреляционные соотношения содержаний золота и ртути в проанализированных зернах. Золотоносные джаспероиды рудопроявления Байбура, протоочки №№ 21 и 22. Цифрами на гистограммах показаны средние значения пробыности. Определения золота, серебра и ртути выполнено на микрозонде MS-46 “Самеса”, авторы: Хмельникова О.С., Кириллов М.В., Кузьмина О.Н.

В 1980 году в джаспероидах по результатам спектральных анализов штучных проб выявлены аномальные содержания As (0,05-0,15%), Cu (0,02%), Zn (0,01%), Sn (0,01%). По спектрозолотометрии в них обнаружено золото (1-1,5 г/т), которое подтверждено пробирным анализом (2,6-27,2 г/т). В 1995 году по химико-фотометрическому анализу штучных проб в джаспероидах содержание золота от 0,1 до 4,3 г/т. В бороздовых пробах максимальное значение золота – 12,5 г/т зафиксировано в пробе, взятой из центральной части зоны Родниковой. Данные опробования разных лет приведены в таблице 2.6.

В 1998 году были выполнены технологические исследования во ВНИИцветмете, в лаборатории гравитации (заведующий лабораторией Г.И. Иванов). Всего была проанализирована одна проба джаспероидов (весом 20 кг), отобранная из канавы по зоне Родниковой. При минералогическом анализе из рудных минералов обнаружены золото, пирит, магнетит, ильменит и молибденит. Золото свободное, четко фиксируется в гравитационном концентрате, содержание в руде представлено в таблице 2.7.

Испытания по гравитационному обогащению проведены на центробежном вибрационном сепарате при расходе воды 1,5 л/мин и производительности 4,4 кг/мин. Показатели обогащения приведены в таблице 2.8. Полученный черновой гравитационный концентрат подвергнут доводке на концентратном столе (560 об/мин, ход 3 мм, угол поперечного наклона 3°). Результаты доводки гравитационного концентрата отражены в таблице 2.9. Таким образом, основное количество золота может быть извлечено гравитационным методом. Содержание золота при обогащении достаточно высокое даже при однократной перемешке (183-356 г/т). Извлечение золота от операций доводки составляет 77,9-82,7 %, а от руды – 52,2-55,4 %. Практически извлечение золота будет выше (более 70 %) при дополнительном выделении его из промпродуктов как в основной гравитационной операции, так и при перемешке. Существенные потери золота наблюдаются в хвостах первичного гравитационного обогащения (содержание золота 1 г/т, потери извлечения 31,29 %). Были также проведены опыты по снижению потерь более бедных хвостов за счет работы на расклассифицированном материале и флотации шламов. В результате этих работ установлено, что содержание золота в хвостах гравитации снижается с 1 до 0,45-0,7 г/т и в хвостах флотации составляет 0,4 г/т.

Как видно, результаты технологического изучения золотоносной руды положительные: установлено нахождение золота в свободном состоянии и обоснована возможность получения гравитационного концентрата с содержанием золота 183-356 г/т при извлечении 70 %.

Результаты опробования на участке Байбура, (г/т)

№	Номера проб	Спектро- золотомет- рический (АО ИГН)	Химико- фотометри- ческий (УМЗ)	Пробирный анализ	Атомно- абсорбцион- ный анализ
1	2117	1,5		2,6	
2	2117-а	1,5		3,5	
3	3221	1,0		5,0	
4	3221-а	1,0		10,8	
5	41-П	1,5		11,6-27,2	
6	251		4,3	3,6	
7	252		4,3		
8	253		1,1 (0,7)	2,2	
9	253(1)		0,58 (0,5)	1,12	
10	255(2)		1,2	2,6	
11	256		0,2 (0,05)	0,06	
12	257		2,6		
13	258		0,5	1,4	
14	259		0,3		
15	260		0,27 (0,5)	0,96	
16	3061-3		0,1	0,24	
17	1		0,2	0,16	
18	2		0,65	1,34	
19	3		0,1	0,28	
20	4		0,2	0,24	
21	5		12,5	1,28	
22	Б-1				0,10
23	Б-2				0,35
24	Б-3				2,8
25	Б-4				33,5
26	Б-5				0,13
27	Б-7				33,5
28	20-ИСХ				8,3
29	21-СФР				2,2
30	21-ИСХ				3,2
31	22-СФР				3,3
32	Б-200				0,37

Примечание: Анализы выполнены 1-5 – спектрозолотометрический и пробирный анализ ЦХЛ ВКГУ, г. Усть-Каменогорск; 6-21 – пробирный анализ ИМГРЭ, г. Москва; 6-21 – химико-фотометрический (Ульбинский металлургический завод), г. Усть-Каменогорск; 22-32 – атомно-абсорбционный анализ выполнен в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Аналитик В.Г. Цимбалист.

Таблица 2.7

Содержание и распределение золота в гранулометрических классах

Классы, мм	Выход, %	Содержание золота, г/т	Распределение золота, %
- 0,315 + 0,16	18,3	3,9	30,6
- 0,16 + 0,1	9,3	4,4	17,6
- 0,1 + 0,044	15,1	2,7	17,5
- 0,44	57,3	1,4	34,3
Исходный	100,0	2,4	100,0

Таблица 2.8

Содержание золота в гравитационном концентрате

Продукты	Выход, %	Содержание Au, г/т	Извлечение от операции, %	Извлечение от руды, %
I гравитационный концентрат	4,5	356,0	77,9	52,2
II гравитационный концентрат	4,8	20,8	4,8	3,2
Общий гравитационный концентрат	9,3	183,0	82,7	55,4
Промпродукт	25,7	4,7	5,9	4,0
Хвосты	65,0	3,6	11,4	7,6
Исходный	100,0	27,0	100,0	67,0

Таблица 2.9

Содержание золота в продуктах гравитационного обогащения

Продукты	Выход, %	Содержание, г/т	Извлечение, %
Концентрат	6,8	29,0	67,0
Промпродукт	1,2	4,4	1,8
Хвосты	92,0	1,0	31,2
Исходный	100,0	3,0	100,0

Геолого-генетическая модель рудообразования определяется как гидротермально-метасоматическая, обусловленная формированием минерализованных зон золотого и марганцевого оруденения в тектонически нарушенных карбонатно-терригенных породах аркалыкской свиты (C_{1V2-3}) в результате процессов кремнисто-железистого и кремнисто-марганцевого метасоматоза (рисунок 2.33). Ведущими факторами, определяющими развитие золотоносных метасоматитов, является приуроченность их к зонам высокой тектонической активности и резкое изменение режима кислотности-щелочности растворов в карбонатной среде, обусловившее подвижность элементов (Si, Ca, Na, K, Au, As). При этом «базовой золотоматеринской» (по А.М. Мыснику) является карбонатно-вулканогенная формация (аркалыкская свита, C_{1V2-3}), а рудогенерирующей – плагиогранит-гранодиоритовая (кунушский комплекс, C_3). Метасоматоз осуществлялся под влиянием поступления газовых и газожидких эксгаляций углекислотно-калиевого и сероуглекислотно-натриевого состава.

Химический состав газожидких включений из кварца и бурых железняков зоны окисления соответствует калиево-натриево-гидрокарбонатному (с F^- и Cl^-) типу растворов (таблица 2.10). По величине pH это были умеренно кислые растворы. Осаждение золота происходило, вероятно, на углеродисто-железооксидно-кварцевом геохимическом барьере, широко распространенном на золоторудных месторождениях карлинского типа, представленных золотоносными железистыми кварцитами и джаспероидами [Фомичев, Жаутиков, 2005].

Наличие в растворах ионов Ca^{2+} и F^- способствовало образованию флюорита, залежи которого известны на месторождении Каражал и участке Койтас. Этот процесс по А.Ф. Кунцу [1987] представляется в следующем виде: $2HF + CaCO_3 = CaF_2 + CO_2 + H_2O$. По результатам термовысвечивания (по В.А. Кормушину) рудоносный кварц из джаспероидов образовался при $t=250-350^{\circ}C$ и характеризуется высокими значениями интенсивности высвечивания (900-1500 усл. ед.), что существенно отличает его от безрудного жильного кварца (25-100 усл. ед.), развитого в осадочных породах.

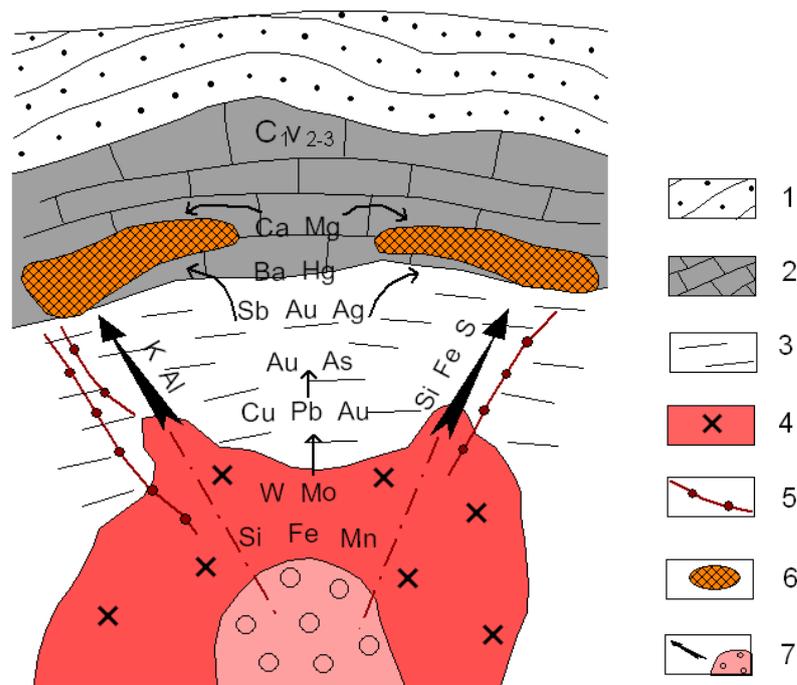


Рисунок 2.33. Геолого-генетическая модель золоторудных месторождений джаспероидного типа [Кузьмина, 2007].

1 – песчанки аганактинской свиты; 2-3 – аркалыкская свита (2 – известняки, мергели, углистые алевролиты; 3 – песчанки, кремнистые алевролиты); 4 – гранодиориты; 5 – дайки гранодиоритов; 6 – зоны золотосульфидной минерализации; 7 – флюидопоток.

Таблица 2.10

Результаты химического анализа газово-жидких включений (участок Байбура)

Компоненты	771	2173	39-П	40-П	41-П
	1	2	3	4	5
pH	6,3	6,1	7,0	4,7	6,6
Na ⁺	7,17	11,0	13,48	8,92	9,74
K ⁺	9,27	7,87	6,29	6,06	3,44
Ca ⁺⁺	3,50	2,97	1,97	13,46	3,68
Mg ⁺⁺	1,75	0,15	0,02	2,02	0,18
Σкатионов	21,69	21,99	21,76	30,46	23,34
HCO ₃ ⁻	63,99	72,51	66,34	20,54	67,28
Cl ⁻	2,62	2,23	3,94	8,42	3,68
F ⁻	10,66	2,82	7,68	2,53	4,60
SO ₄ ⁻	1,04	0,45	0,29	38,05	1,10
Σанионов	78,31	78,011	78,2	69,54	76,66
Σкатионов-анионов	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00

Примечание: 1-3 – кварцевые прожилки; 4-5 – джаспероиды. Анализы выполнены в лаборатории ИГН им. К.И. Сатпаева. Аналитик В.А. Кормушин.

2.3 Основные выводы

Новые геологические, минералогические и геохимические данные позволяют утверждать, что ведущим фактором, определяющим развитие золотоносных джаспероидов, являлась их приуроченность к зонам высокой тектонической активности и резкое изменение режима кислотности-щелочности в карбонатной среде, обусловившее подвижность элементов (Si, Ca, Na, K, Au, As и др.). При этом «базовой золотоматеринской» являлась вулcano-терригенная формация D₃-C_{1v} [Мысник, 2003ф], а рудогенерирующей – плагиогранит-гранодиоритовая формация (кунушский комплекс, C₃). Метасоматоз осуществлялся под влиянием эксгалиций углекислотно-калиевого и сероуглекислотно-натриевого состава.

Золото генетически связывается с гранитоидным магматизмом коллизионной стадии, то есть имеет в основном магматогенное происхождение. Однако следует учитывать работы В.А. Нарсеева [2002] о двойственной природе золота (седиментного и ювенильного) в Западной Калбе на объектах золото-мышьяково-углеродистой формации (бакырчикский тип). Этим автором предполагается эволюционная модель формирования золото-сульфидных месторождений, включающая сингенетичное накопление золота в нелигифицированных осадках с последующими его преобразованиями в процессе диагенеза, динамометаморфизма и магматической деятельности. Такая модель рудообразования, вероятнее всего, применима и для месторождений золота, ассоциирующих с вулcano-карбонатно-терригенной формацией (аркалыкская свита), в составе которой широко развиты пачки алевролитов повышенной углеродистости.

1. Разработана гидротермально-метасоматическая модель рудообразования золоторудных объектов джаспероидного типа, обусловленная формированием минерализованных зон золотого оруденения в тектонически нарушенных карбонатно-терригенных породах аркалыкской свиты (C_{1v2-3}) в результате процессов кремнисто-железистого и кремнисто-марганцевого метасоматоза. Карбонатные отложения, рассматриваются как благоприятная рудовмещающая среда (структурно-литологические и геохимические ловушки) для осаждения и концентрации золота из поступающих ювенильных рудоносных растворов, генетически связанных с магматическими образованиями кунушского комплекса (C₃).

2. На основе изучения вещественного состава рудного вещества на макро- и микроуровне с использованием электронной микроскопии и микрозонда установлены морфометрические характеристики самородного золота. Размеры золотин составляют:

от первых единиц мкм до 0,1 мм, редко больше. Зерна золота имеют преимущественно интерстиционные жилковидно-пластинчатые и идиоморфные кристаллические формы. На массивных первичных зернах установлены наросты гипергенного, более чистого по составу золота. В гидротермально измененных карбонатных породах (джаспероидах) при микроскопических исследованиях выявлены микровключения тонкого (первые единицы мкм) самородного золота и игольчатого арсенопирита.

3. Главными критериями поиска золотоносных джаспероидов являются: 1) развитие вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи островодужного типа (аркалыкская свита, C_{1v2-3}); 2) присутствие малых интрузий и даек плагиогранит-гранодиоритового состава кунушского комплекса C_3 и (или) отрицательные аномалии гравитационного поля и положительные аномалии магнитного поля, указывающие на невоскрытые гранитоидные тела; 3) повышенная трещиноватость и брекчирование вмещающих пород, связанная с гидротермально-метасоматическими изменениями, иногда с березитизацией; 4) повышенное содержание золота в бурых железняках из зоны окисления (до 1-27 г/т); 5) морфология и специфический состав свободного золота высокой пробыности (920-980 ‰), содержащего повышенные концентрации ртути (0,2 - 0,7 масс. %), что характерно для золото-сульфидных месторождений карлинского типа.

ГЛАВА 3

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО ВКРАПЛЕННО- ПРОЖИЛКОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЖАЙМИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Одним из представительных объектов золото-сульфидной минерализации являются рудные проявления Жайминского рудного поля, где золотоносная кора выветривания уже отработана, а первичные руды еще остаются слабо разведаны и, как следствие - общие перспективы остаются невыясненными.

Рудные участки были открыты при проведении геолого-геофизических работ в 1973-1976 гг. по вторичным ореолам рассеяния мышьяка, сурьмы, молибдена и серебра. Все они представляют промышленный интерес в плане золотоносной коры выветривания, к отработке которой приступали неоднократно. Вплоть до последнего десятилетия эту территорию изучали Б.В. Александров, Д.Я. Кудрявцев, А.Г. Клименко, В.И. Товченко, А.Е. Степанов, В.Н. Майоров, Т.А. Рогачев, Ю.А. Антонов и др. [Кудрявцев и др., 1981ф; Антонов и др., 2006ф].

3.1 Геологическое строение Жайминского рудного поля

Жайминское рудное поле располагается в северо-западной части Западно-Калбинского золоторудного пояса (рисунок 3.1). Основными элементами структуры на золотоносной площади листов М-44-78-А,В является Горностаевский горст-антиклинорий, в осевой части которого развиты вулканогенно-кремнистые отложения и рифовые известняки верхнего девона – нижнего карбона с офиолитовыми протрузиями. Крылья сложены терригенно-осадочными отложениями каменноугольного возраста [Большой Алтай, 2000; Антонов и др., 2006ф].

Геолого-структурная позиция Жайминского рудного поля определяется его приуроченностью к узлу пересечения Чарско-Горностаевского и Кызыловско-Серебрянского разломов, в пределах которых находится крупное месторождение Бакырчик [Нарсеев и др., 1986; 2001]. Жайминское рудное поле вытянуто в северо-западном направлении на 24 км, контролируется зонами измененных пород мощностью от 0,8 до 1,5 км и представлено 12 рудными участками общей площадью около 1000 км².

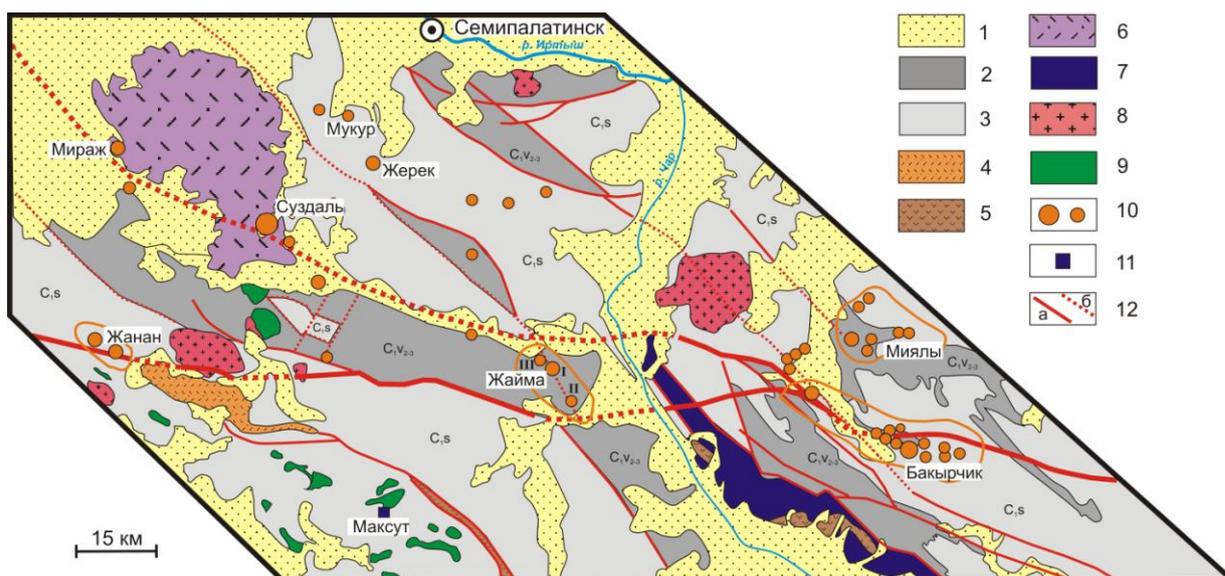


Рисунок 3.1. Золоторудные месторождения северо-западной части Западно-Калбинского золоторудного пояса. М-б 1:500000 (Геологическая карта... 1976)

[Ковалев и др., 2014]

1 – кайнозойские отложения; 2-3 – отложения карбона: 2 – визейский ярус ($C_{1V_{2-3}}$), 3 – серпуховский ярус (C_{1s}); отложения верхней перми-нижнего триаса (P_3-T_1); 5 – отложения верхнего девона (D_3); 6 – Семейтауская вулканоплутоническая структура; 7 – кембро-ордовикский ультрабазитовый комплекс и серпентинитовый меланж; 8 – граниты; 9 – габбро-диабазы и диабазы; 10 – золоторудные месторождения и проявления; 11 – медно-никелевые месторождения; 12 – разломы: а) прослеженные, б) - предполагаемые.

Фрагмент Жайминского рудного поля, где сосредоточены промышленно-значимые рудопроявления (Жайма-1, Жайма-2, Игл) показан на рисунке 3.2. В геологическом строении принимают участие отложения карабайской, аркалыкской, аганактинской и буконьской свит, а также отложения кайнозойской группы [Тихоненко, 1992].

Карабайская свита (D_3fm-C_{1t}) фрагментарно обнажена вдоль зоны Горностаевского разлома и слагает осевую часть Чарско-Горностаевского горст-антиклинория, а также отдельные олистолиты среды терригенных осадков серпухова. Представлена она тонкослоистыми яшмокварцитами, разномерными песчаниками и алевролитами, известняками, туфопесчаниками, туфами и базальтами. Мощность толщи оценивается в 400-500 м.

Аркалыкская свита (C_{1v2-3}) совместно с карабайскими отложениями слагает осевую часть Чарско-Горностаевского горст-антиклинория и протягивается неширокой (до 2 км) полосой в районе месторождения Жайма, слагая юго-восточную часть Аркалыкского хребта. Представлена толща мощными пакетами базальтовых, реже андезитовых лав в переслаивании с терригенными и карбонатными осадками. Мощность толщи – 300-400м. В составе этой толщи выделяются субвулканические образования, представленные чаще всего дайками или небольшими телами неправильной формы, сложенные зеленоватыми, зеленовато-серыми диабазами, диабазовыми порфиридами, габбро-диабазами, реже андезитами. Размер даек по длине не превышает 1-2 км, их мощность – от 1,0м до 10-15м. Размер субинтрузивных тел – до 0,5км в поперечнике.

Аганактинская свита (C_{1s}) выделена в юго-западной и северо-восточной части района. В составе свиты резко преобладают разномерные полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с подчиненными алевролитами и гравелитами. В целом для разреза свиты характерна однородность литологического состава, монотонные серо-зеленые тона окраски и фациальная выдержанность по латерали.

Буконьская свита (C_2) прослеживается в северной части района. Взаимоотношения свиты с подстилающими стратиграфическими образованиями повсеместно тектонические. Граница проходит по зоне Горностаевского и Аркалыкского разломов в субширотном направлении. Для нее характерно широкое развитие песчаников табачных, желтовато-серых и серых тонов окраски. Алевролиты и мергели составляют единичные прослои. В низах разреза картируются конгломераты полимиктового состава с хорошей окатанностью галек. Специфическими чертами отложений свиты является повышенная углистость. Мощность свиты – 500-660 м.

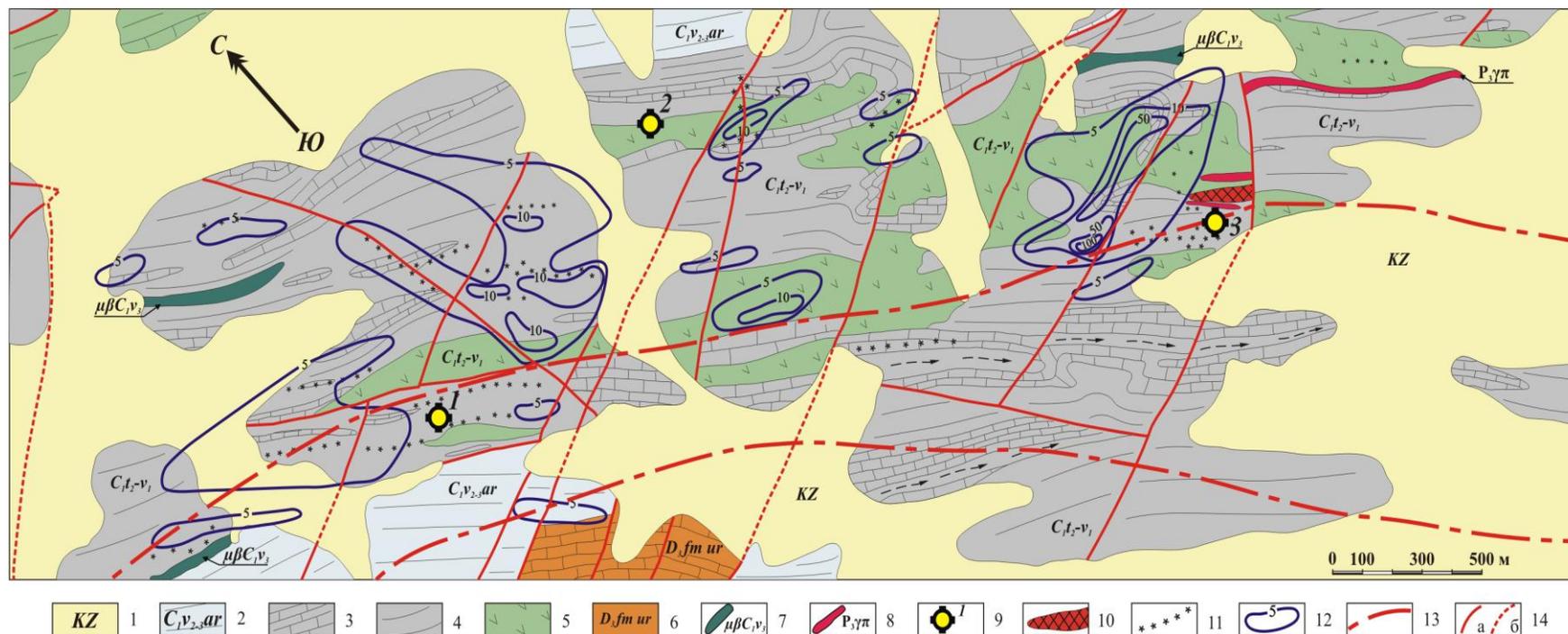


Рисунок 3.2. Фрагмент схематической геологической карты рудного поля Жайма. М-б 1:10000

(по данным В.Я. Кудрявцева [1981ф], с изменениями [Ковалев и др., 2014]).

1 – кайнозойские отложения; 2-5 – отложения карбона: 2- средний-верхний визе (аркалыкская свита: песчаники, алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы); 3-5 – турне-визейский ярус (карбонатно-вулканогенная толща): 3 – известняки, известняковые брекчии и песчаники, 4 – вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, углеродистые известковистые алевропелиты, 5 – лавы и туфолавы андезит-базальтовых порфиров; 6 – верхнедевонский отдел (карабайская свита): известняки, фтаниты, кремнистые сланцы, радиоляриты, туфогенные песчаники, туфы, базальты; 7 – диабазовые порфиры; 8 – кварцевые плагиопорфиры; 9 – карьеры: 1 – Жайма 1, 2 – Игл, 3 – Жайма 2; 10 – зоны интенсивной лимонитизации; 11 – зоны трещинно-пятнистой лимонитизации; 12 – вторичные ореолы рассеяния мышьяка ($n \cdot 10^{-3}\%$); 13 – главные разрывные нарушения; 14 – нарушения: а) второстепенные; б) предполагаемые.

Отложения кайнозойской группы пользуются широким распространением. Они слагают речные долины, межгорные депрессии, маломощным чехлом покрывают выположенные водоразделы, составляя более 50 % территории района. Мощность этих отложений достигает 40-75 м. В их составе выделяются осадки аральской, павлодарской свит и четвертичной системы.

Аральская свита (N_1^{1-2} ar) представлена зелеными и серовато-зелеными алевролитистыми глинами мощностью до 75 м, с линзами песка, реже – гравия мощностью до 15м.

Павлодарская свита (N_1^3 - N_2^1 pv) представлена красно-бурыми глинами с повышенной известковистостью, мощностью до 52 м, с примесью песчанистого материала. Они залегают на зеленоцветных отложениях аральской свиты или непосредственно на размытой поверхности палеозойского фундамента.

Отложения *четвертичной системы* представлены исключительно континентальными образованиями и характеризуются пестротой литологического состава. Это аллювиальные, делювиально-пролювиальные, пролювиальные супеси, суглинки, щебеночники и гравийно-галечники. Мощность отложений до 15м. В озерах накапливаются пески и илы мощностью до 3м.

Характерной особенностью изученной площади является отсутствие в ее пределах крупных интрузивных массивов, выходящих на современный эрозионный срез. Имеющиеся интрузивные образования представлены обычно небольшими, часто вытянутыми вдоль крупных тектонических нарушений телами дайкообразной формы. Дайки имеют четкие контакты с вмещающими их породами, хорошо выделяются в окружающем рельефе и поэтому легко картируются в маршрутах и четко дешифрируются на аэрофотоснимках. Дайковые тела представлено диабазовыми порфиритами и кварцевыми плагиопорфирами предположительно раннепермского возраста, между которыми прямых возрастных взаимоотношений не установлено.

Рудовмещающие породы в Жайминском рудном поле представляют собой в зоне окисления ярко-красную сыпучку или мелкощебенистую брекчию, практически без прожилкового окварцевания и с рассеянной сульфидной минерализацией в форме псевдоморфоз лимонита по пириту (рисунки 3.3, 3.4). Цвет рудной массы меняется от ярко-красного и до светло-желтого. Степень золотоносности не имеет прямой связи с интенсивностью вторичной окраски, однако характерные буровато-красные окраски являются важным благоприятным признаком и позволяют выделять зоны для последующего опробования. Высвобождение золота из сульфидных минералов связано с окислением последних в зоне выветривания.

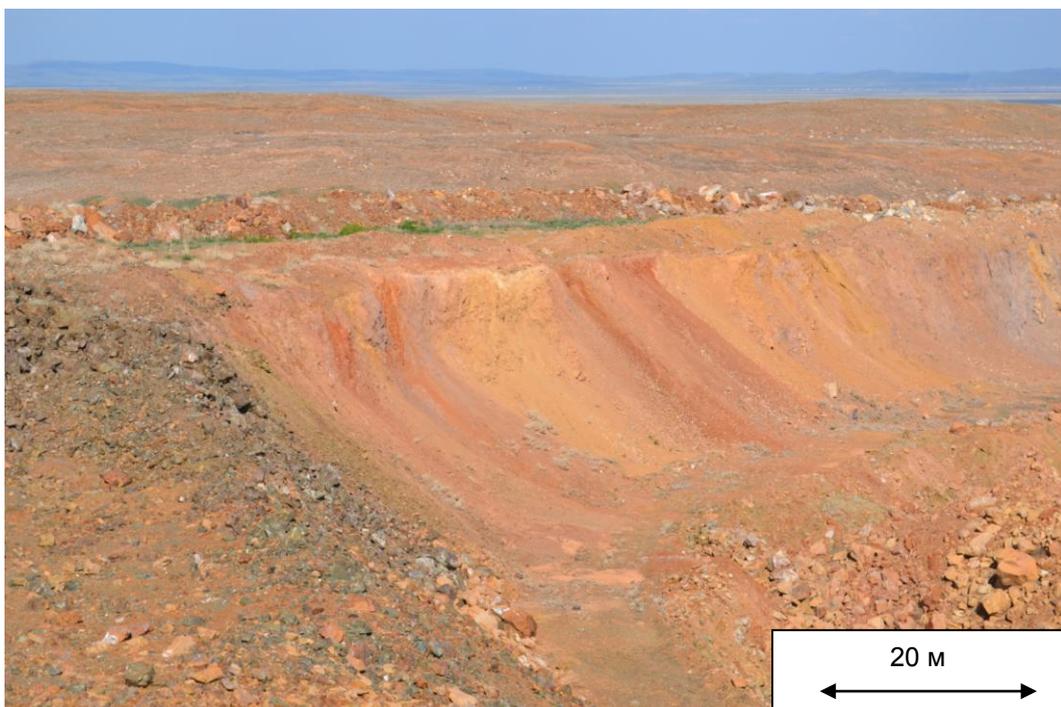


Рисунок 3.3. Карьер участка Жайма 2. Фото Кузьминой О.Н.

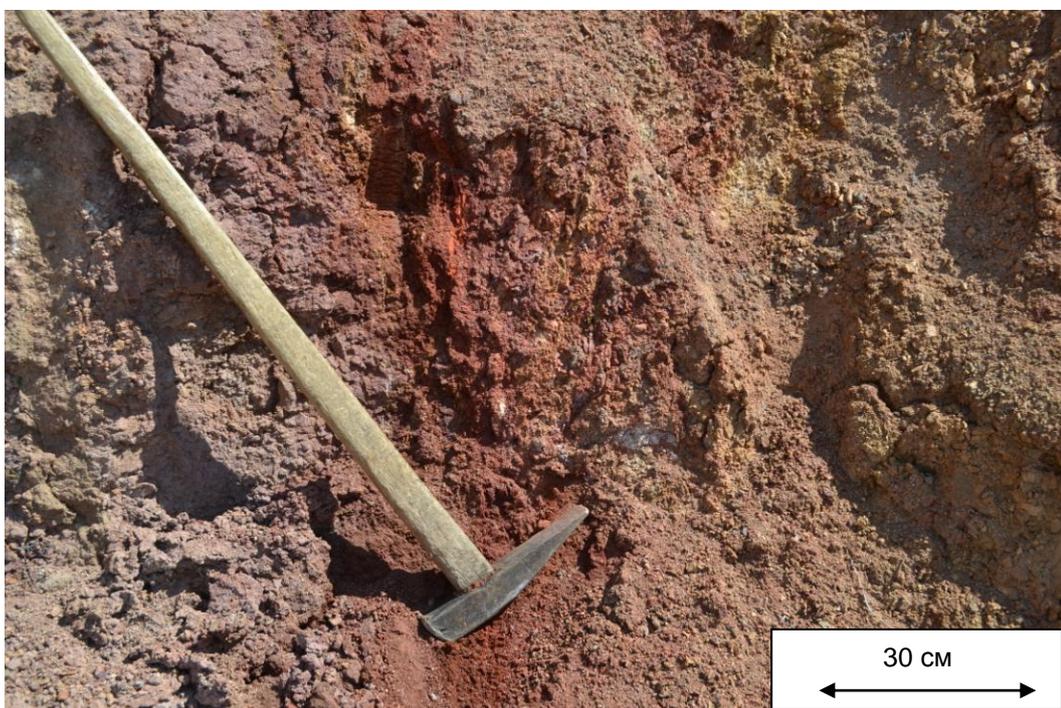


Рисунок 3.4. Кору выветривания участка Жайма 1. Фото Кузьминой О.Н.

При анализе детальных (масштаба 1:10000, 1:5000) геофизических карт и планов ΔT_{α} обнаруживается приуроченность проявлений золоторудной минерализации к краевым высокоградиентным зонам положительных магнитных аномалий линейной или вытянутой формы, отвечающих телам и горизонтам порфиритов основного состава.

Минерализованные зоны представляют собой участки тектонически нарушенных и гидротермально измененных терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Для них характерны линейно-вытянутые формы, значительные мощности и отсутствие четких геологических границ рудных тел, контуры которых, как правило, определяются по данным опробования.

В настоящее время коры и полуокисленные руды переходных зон отработаны карьерами глубиной 30-40 м до уровня вскрытия первичных золото-сульфидных руд. В 2013 г. экспедиционные отряды ВКГТУ (г. Усть-Каменогорск) и ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) провели детальные геолого-минералогические исследования, положенные в основу статьи «Золото-сульфидная вкраплено-прожилковая минерализация месторождения Жайма (Восточный Казахстан)» [Ковалев, Кузьмина, Дьячков и др., 2014, в печати].

В пределах Жайминского рудного поля изучались рудные участки Жайма 1, Жайма 2 и Игл, которые составляют основную часть запасов золота [Ковалев и др., 2014]. Их геологическая и минералогическая характеристика приводится на примере рудопроявления Жайма-2.

3.2 Рудопроявление Жайма-2

Рудопроявление **Жайма 2** расположено в Восточно-Казахстанской области в 60 км к юго-востоку от г. Семипалатинска, в 30 км к северо-западу от станции Чарск. Выявлено в 1978 году при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50000 (под руководством В.П. Кадача), позднее изучалось Д.Я. Кудрявцевым, В.И. Товченко, А.Е. Степановым, В.Н. Майоровым и др. [Сапаргалиев Е.М. и др., 2008ф]. Современные разработки рудопроявления Жайма-2 проведены ТОО «Чаралтын» [Антонов Ю.А. и др., 2006ф].

В геологическом строении принимают участие палеозойские отложения, представленные, в основном, вулканогенной карбонатно-терригенной ($C_{1v_{2-3}}$) и в меньшей степени (на юго-востоке) карабайской толщей верхнедевонского-нижнекарбонового возраста. В целом, в осадочном разрезе видна смена вулканогенно-карбонатно-кремнистых пород позднего девона карбонатно-вулканогенными отложениями раннего карбона (турне-визе) и выше – терригенными толщами серпухова и среднего карбона. Финальные этапы терригенного осадконакопления сопровождались образованием олистостром и, в общем, знаменуют кардинальную смену палеофациальной обстановки. В конце мезозоя – начале кайнозоя в районе сформировались коры выветривания, материал которых впоследствии был переотложен при образовании аральской и павлодарской свит (K_2-P).

Характерной особенностью изученной площади является отсутствие в ее пределах крупных интрузивных массивов, выходящих на современный эрозионный срез. Имеющиеся интрузивные образования представлены обычно небольшими, часто вытянутыми вдоль крупных тектонических нарушений телами дайкообразной формы. Интрузивные породы представлены: диабазовыми порфиритами, гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами возможного раннепермского возрастов [Ермолов и др., 1977; 1983]. Это согласуется с Ag/Ag возрастом серицита из золотосульфидных руд: $279 \pm 3,3 \div 272 \pm 2,9$ млн. лет [Ковалев и др., 2014, в печати].

В мезозойское время осадочно-вулканогенные толщи, интрузивные и рудные образования подвергались процессам глубокого химического выветривания с образованием мощных кор выветривания, перекрытыми в последующем неоген-кайнозойскими отложениями.

3.2.1 Структурно-вещественная характеристика рудовмещающих толщ и интрузивных образований

Геологическая схема рудопроявления Жайма-2 приведена на рисунке 4.5, здесь среди отложений аркалыкской свиты визейского возраста картируются тектонизированные останцы пород карабайской свиты верхнего девона. Породы карабайской свиты представлены известняками, фтанитами, радиоляритами, известковистыми и туфогенными песчаниками, красными и зелеными кремнистыми алевролитами.

Непосредственно рудовмещающей толщей являются карбонатно-терригенно-вулканогенные породы аркалыкской свиты. В подошве разреза свиты выделяется прерывистый горизонт туфоконгломератов, переходящих в грубозернистые туфогенные гравелиты и песчаники. На них залегают базальтовые, андезит-базальтовые и андезитовые порфириты, туфолавы и туфы. Средняя часть разреза представлена переслаиванием разноцветных кремнистых алевролитов, известковистых и туфогенных песчаников, известняков и линзами андезит-базальтовых порфиритов. Верхняя часть разреза характеризуется серыми и зелеными алевролитами, полимиктовыми песчаниками, углисто-глинистыми алевролитами, линзами известняков, седиментационных брекчий и гравелитов (рисунки 3.6, 3.7).

Рудовмещающие осадочно-вулканогенные толщи. Среди вулканогенных пород на рудопроявлении Жайма-2 распространены лавовые потоки базальтовых, андезитобазальтовых и андезитовых порфиритов мощностью до десятка метров. Верхние интервалы разрезов отдельных лавовых потоков представлены подушечными лавами - миндалекаменными или агломератовыми разностями. В них встречаются тонкие прослои кремнистых образований мощностью 5-20 см. Подушечные лавы обогащены карбонатным материалом в виде интерстициального матрикса, отмечены линзовидные тела известняков.

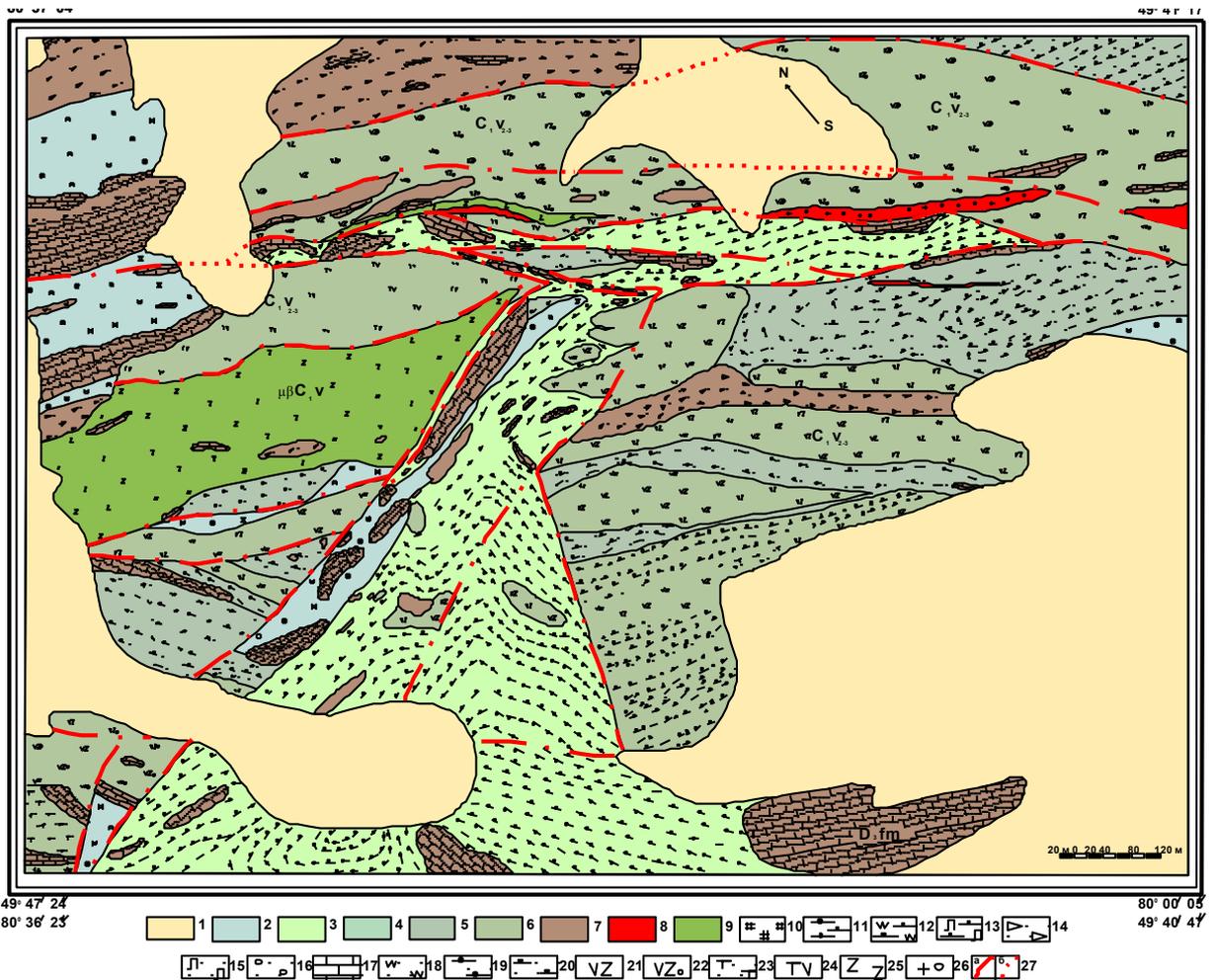


Рисунок 3.5. Схема геологического строения рудопоявления Жайма-2 (по материалам [Антонов и др., 2006])

1 – верхнечетвертичные отложения; 2 – коры выветривания предположительно мезозойского возраста; 3-6 – вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения (аркалыкская свита, C_{1V2-3}); 7 – известняки, известковистые песчаники, кремнистые алевролиты (карабайская свита, D_3fm); 8 – гранит-порфиры, P_2 ; 9 – диабазовые порфиры, C_1 ; 10 - коры выветривания; 11 – глинисто-кремнистые алевролиты; 12 – яшмоалевролиты, радиоляриты; 13 – лиловые алевролиты кремнистые; 14 – известковистые песчаники; 15 – лиловые известковисто-туфогенные песчаники; 16 – гравелиты; 17 – известняки; 18 – кварциты; 19 – переслаивание кремнистых алевролитов и песчаников; 20 – брекчированная толща кремнистых алевролитов и известковистых песчаников; 21 – андезито-базальтовые, базальтовые порфиры, диабазовые порфиры; 22 – миндалекаменные андезито-базальтовые порфиры; 23 – туфогенные песчаники; 24 – туфы порфиритов среднего и основного составов; 25 – субвулканические диабазовые порфиры; 26 – гранит-порфиры; 27 – разрывные нарушения установленные и предполагаемые.



Рисунок 3.6. Туфогенные песчаники. Фото Кузьминой О.Н.



Рисунок 3.7. Брекчированные породы кремнистых алевролитов и известковистых песчаников. Фото Кузьминой О.Н.

Базальты и андезитобазальты имеют порфировые и апоинтерсертальные, гиалопилитовые, пилотакситовые или миндалекаменные структуры. Сложены плагиоклазом, пироксенами, магнетитом, титаномагнетитом и девитрифицированным стекловатым базисом, представленным хлоритом, серицитом, кальцитом, эпидотом и рудной пылью. Плагиоклазы основного состава интенсивно пелитизированы и сосюритизированы. Миндалины заполнены кальцитом, кварцем и хлоритом. Непрозрачные изометричные выделения характеризуются сетчатым рисунком за счет разложения титаномагнетита.

Химический состав основных разновидностей вулканогенных пород месторождения приведен в таблице 3.1. По петрохимическим особенностям все они отвечают известково-щелочной серии островодужного типа. В средних и основных породах и их туфогенных разностях присутствуют элементы-примеси (мас. %): Ti 0.36-1.9; Mn 0.04-0.19; V 46-360; Cr 10-151; Ni 62-245; Cu 21-201; Zn 31.3-147; Zr 75-315; Sr 172-891(г/т).

Вулканомиктовые песчаники сложены в основном слабоокатанными обломками основных пород, зернами плагиоклаза и цементируются карбонатизированным и хлоритизированным цементом.

Карбонатно-терригенные породы характеризуются слабым развитием углеродистого материала. Основную группу представляют известняки хемогенные и органогенные, белые и темно-серые за счет присутствия органического материала, которые часто образуют самостоятельные пласты или выполняют интерстиции в подушечных лавах. Известняки относятся к пелитоморфным или обломочным разностям.

Обломочные терригенные породы в составе олистостром представлены седиментационными брекчиями, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками мономинерального или полимиктового состава. Эти породы содержат слабоокатанные обломки известняков, лав среднего-основного состава, черных и красных яшм. Песчаники имеют окраску от зеленовато-серой до коричневатой, часто они насыщены карбонатом и переходят в известковистые песчаники. Отмечены слоистые известковистые алевропелиты.

Палеогеодинамическая обстановка рассматриваемой территории определяется присутствием лав базальтового и андезитобазальтового составов, относимых к островодужному типу [Большой Алтай, 1998]. Широко развиты белые и углеродистые пелитоморфные и биогенные известняки, седиментационные известняковые и полимиктовые брекчии, гравелиты и песчаники, углеродистые и разноцветные

Таблица 3.1

Петрохимический состав андезит-базальтовых порфиритов и их измененных разностей рудопроявления Жайма-2 (по данным РФА, мас. %).

Оксиды	КК-1	Ж-23	Ж-5	Ж-22	КК-39	Ж-15	Ж-4	КК-22	КК-32
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42,75	46,88	47,36	48,05	48,29	62,03	37,97	44,95	44,67
TiO ₂	3,15	2,27	2,39	1,83	1,81	0,51	1,46	2,28	2,02
Al ₂ O ₃	14,13	14,27	13,53	15,25	14,65	12,36	13,51	11,43	13,39
ΣFe ₂ O ₃	13,67	13,32	13,06	11,46	11,86	4,47	9,01	13,93	10,33
MnO	0,17	0,18	0,22	0,15	0,18	0,06	0,12	0,14	0,12
MgO	4,62	6,19	4,54	5,80	6,05	3,68	4,54	1,62	2,08
CaO	7,09	7,62	7,53	5,43	8,03	4,55	14,01	12,33	10,54
Na ₂ O	4,01	2,99	3,2	3,68	3,05	3,6	4,6	4,08	0,33
K ₂ O	0,31	0,56	0,59	0,57	0,44	2,90	0,72	0,47	2,80
P ₂ O ₅	1,50	1,24	1,28	0,21	0,87	0,12	0,30	1,09	0,24
BaO	0,11	0,10	0,11	0,03	0,09	0,04	0,01	0,02	0,03
SO ₃	0,15	0,30	0,21	0,27	0,38	0,06	0,30	0,12	0,43
V ₂ O ₅	0,033	0,045	0,043	0,043	0,036	0,006	0,027	0,026	0,045
Cr ₂ O ₃	0,007	0,026	0,009	0,035	0,024	0,028	0,045	0,004	0,023
NiO	0,003	0,007	0,003	0,007	0,006	0,019	0,015	0,003	0,003
П.п.п.	8,25	3,23	5,74	7,65	3,93	5,15	13,15	7,33	12,88
Сумма	99,99	99,22	99,84	100,4 6	99,72	99,67	99,86	99,83	99,97

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГиМ СО РАН. Аналитики: Н.Г. Карманова и Н.М. Глухова. Авторы проб – Ковалев К.Р. и Кузьмина О.Н. (1-5 – базальты и андезитобазальты, 6 – андезит, 7-9 – карбонатизированные разности).

известковистые алевропелиты. Такое разнообразие вулканогенных и осадочных литофаций, скорее всего, указывает на существование островодужной обстановки в которой осадконакопление происходило в условиях резко расчлененного палеорельефа и высокой сейсмотектонической активности.

Интрузивные образования представлены дайковым комплексом в виде диабазовых порфиритов и кварцевых плагиопорфиров, между которыми прямых возрастных взаимоотношений не установлено. Характерной особенностью рассматриваемой площади является отсутствие крупных интрузивных массивов, выходящих на современный эрозионный срез.

Основную группу представляют дайки основного состава - диабазовые порфириты, которые прорывают толщу глинисто-кремнистых алевролитов и известковистых песчаников аркалыкской свиты и туфовые прослои андезитобазальтов. Мощность даек варьирует от первых до десятков метров, протяженность от 200 м до 1000 м, они хорошо фиксируются по узким протяженным аномалиям магнитного поля. Простираение даек субширотное, сменяющееся на северо-западное, а падение на юг и юго-запад под углами 65-80°. По петрохимическому составу они характеризуются повышенными содержаниями оксидов титана и фосфора. В эндоконтактных зонах даек отмечаются процессы хлоритизации, эпидотизации, окварцевания и сульфидизации.

Вторую группу на месторождении представляют дайки плагиогранит-порфиров и кварцевых порфиров мощностью до 10-25 м и протяженностью до 400 м. Они приурочены к зонам субширотного и северо-западного простираения и имеют крутые падения на юг и юго-запад. Породы имеет светло-розовую окраску, порфировый облик с вкрапленниками серого полупрозрачного кварца размером до 1 см. Микроскопически структура породы кристаллобластовая с вкрапленниками кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата. Основная масса аллотриоморфнозернистая. В породе присутствуют серицит-мусковит, хлорит, циркон, встречаются пирит и антимонит. На сканирующем электронном микроскопе в ней обнаружены Nb-содержащий рутил с субмикроскопической вкрапленностью касситерита и Gd-Dy-ксенотим. Химический состав кварцевого плагиопорфира: SiO₂ - 80.63; TiO₂ - 0.13; Al₂O₃ - 11.41; Fe₂O₃ - 0.57; MnO - 0.01; MgO - 0.06; CaO - 0.09; Na₂O - 4.82; K₂O - 0.86; P₂O₅ - 0.04; BaO - 0.01; SO₃ - 0.03; V₂O₅ - 0.004; Cr₂O₃ - 0.002; NiO - 0.006; п.п.п. - 0,73; сумма - 99.40 (масс.%). Характерными элементами-примесями являются: Ga - 52.7; Y - 165.0; Zr - 860.0; Nb - 77,0; Sn - 12.30; Pb - 29.4; Th - 16.1; U - 12.1 (г/т).

Тектоническое строение рудопроявления Жайма-2 блоковое. Весь комплекс

пород и руд сложно дислоцирован и характеризуется напряженной складчатостью, осложненной постскладчатыми разрывами. Простираение пород преимущественно северо-западное, падение на северо-восток под углами 50-80°. В отдельных тектонических блоках отмечается падение пород на юг. Основные рудо локализирующие структуры на месторождении представлены зонами дробления и трещиноватости субширотного, реже северо-западного и северо-восточного направлений. Более интенсивное оруденение проявляется в зонах, субсогласных с простираением вмещающих пород.

Наиболее значительными по количеству рудных тел и линз является рудопроявление Жайма 2, на котором сосредоточено 54% всех запасов золота. Характеризуется вулканогенно-осадочными отложениями (аркалыкская свита, C_{1V2-3}), возможно надвинутыми на более ранние терригенно-осадочные образования карабайской свиты (рисунок 3.5). В их составе преобладают андезито-базальтовые и диабазовые порфириты (с прослоями туфов андезитов и лиловых известковистотуфогенных песчаников) и кремнистые алевролиты, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками, известняками, известковистыми песчаниками и углистыми алевролитами. Породы толщи смяты в асимметричные складки с разноориентированными крыльями, падение пород на юг под углами 50-80°. Породы разбиты многочисленными разноориентированными разломами, растащены на блоки. К субширотным и северо-западным зонам разломов приурочены дайки и субвулканические тела диабазовых порфиритов и дайки гранит-порфиоров. Палеозойские породы интенсивно рассланцованы, брекчированы, передроблены, гидротермально переработаны до эпидот-серицит-кварцевых метасоматитов и вторичных кварцитов, местами выветрены до глинистого состояния.

Рудные тела локализуются в широтных структурах, зонах дробления и повышенной трещиноватости, образуя серию субпараллельных кулис. Золоторудная минерализация наложена на различные породы и отмечается в базальтах, кремнистых алевролитах, углеродистых алевролитах и песчаниках. Морфология рудных залежей сложная, часто подчинена поверхностям контактов базальтов, карбонатных пород и углистых алевролитов. Участками рудная минерализация конформна складчатой структуре вмещающих пород. На рудопроявлении Жайма 2 оконтурены 4 линейно вытянутых рудных тел линзовидной и лентовидной формы и 24 более мелкие линзы субширотного простираения. Золоторудные тела локализованы и выделяются по опробованию в метасоматитах кварц-карбонат-сульфидного состава.

3.2.2 Минералого-геохимические особенности золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд

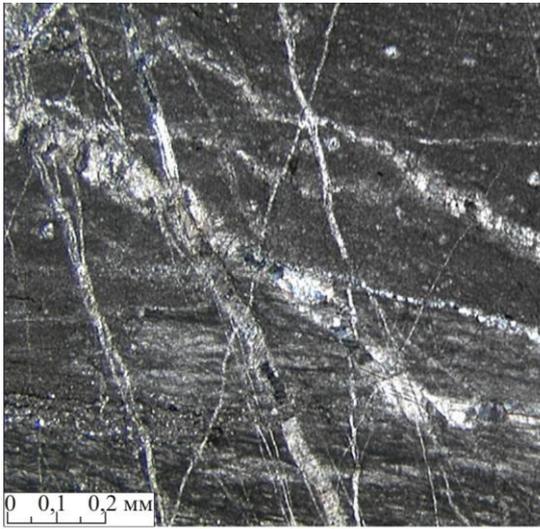
Минерализованные зоны представляют собой участки тектонически нарушенных и гидротермально измененных терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Для них характерны линейно-вытянутые формы, значительные мощности и отсутствие четких геологических границ рудных тел; их контуры, как правило, определяются по данным опробования.

Руды локализуются в андезитобазальтовых порфиритах, вулканомиктовых и полимиктовых песчаниках, известняках, известковистых песчаниках и алевропелитах, углистых и кремнистых алевролитах, кварцитах. Петрографическая характеристика вулканических пород приведена на рисунках 1.8-1.10 (см. глава 1). Здесь приведено петрографическое описание известняков, песчаников, туфов и метасоматических изменений пород приведены на рисунках 3.8-3.12. Химический состав интенсивно сульфидизированных разностей пород приведен в таблице 3.2. Руды месторождения характеризуются невысокими содержаниями кремнезема, постоянным присутствием калия, магния, кальция и титана. Для них характерна повышенная титанистость (TiO_2 до 2.61 мас.%) и высокие содержания фосфора (P_2O_5 до 0.4 мас. %). В таблице 3.3 приведены содержания золота, серебра, калия и титана в основных текстурно-минеральных типах руд. Содержание золота в них варьирует от десятых долей до первых десятков г/т, а серебра в пределах первых десятых г/т. Прямой корреляции золота и мышьяка в рудах не отмечается.

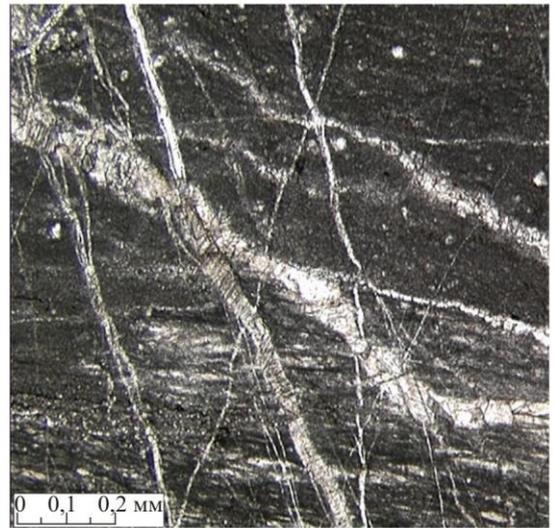
По данным анализа РФА-СИ в рудах присутствуют: Mn (0.59 мас. %), V (360 г/т), Ni (245 г/т), Cr (272 г/т), Cu (до 133 г/т) и Zn (до 248 г/т). В единичных пробах отмечается сурьма до 462 г/т.

Рудные тела имеют линзовидную и лентовидную формы, протяженность от десятков до первых сотен метров и мощность до первых десятков метров. По падению они прослежены пока до глубины около 100 м. Четких геологических границ рудных тел не устанавливается. Они тектонически нарушены и сложно увязываются между собой. Распределение золота в рудных зонах весьма неравномерное. Околорудные изменения, сопровождаются золото-сульфидной минерализацией, серицитизацией, доломитизацией, окварцеванием, хлоритизацией и альбитизацией. В рудах в целом слабо проявлена жильная кварцевая минерализация (рисунок 3.13).

На рудопроявлении представлено два минеральных типа золотого оруденения: золотоносная кора выветривания и первичные золотосодержащие сульфидные руды.



Николи скрещены



Николи параллельны

Образец Ж-19

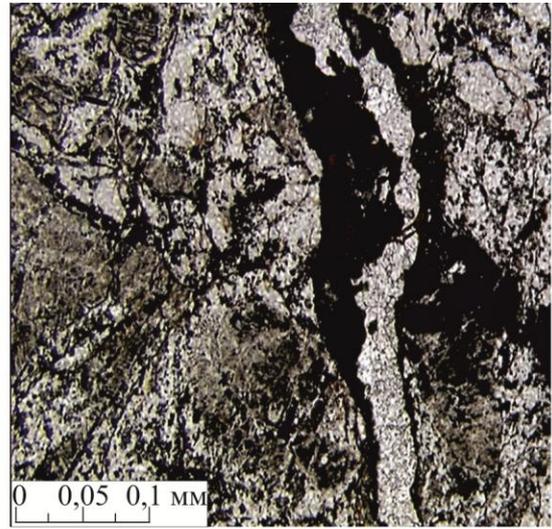
Известняк пелитоморфный

Микротекстуры тонкие слойчатые, участками комковатые. Седиментационная слойчатость частая субпараллельная, волнисто-линзовидная. Линзочки углеродистого состава (длиной до 0,25 мм, толщиной до 0,02 мм) подчёркивают плоскости наслоения. Зафиксирована псевдослойчатость в виде микростилолитовых швов с углеродистыми плёнками на стенках, ориентированных согласно первичному текстурному рисунку. Комковатость выражается в неравномерном распределении пелитоморфного и микрокристаллического известковистого материала. Отмечается редкая примесь обломочных зёрен кварца диаметром около 0,01-0,02 мм. Зафиксированы пятна и прожилки перекристаллизации, связанные с системой разнонаправленных трещин. Трещины в поле шлифа толщиной до 0,08-0,1 мм выполнены микро-мелкокристаллическим кальцитом, значительно реже углеродистым органическим веществом.

Рисунок 3.8. Микрофотографии и петрографическое описание известняка аркалыкской свиты C_{IV2-3} . Авторы: Кузьмина О.Н., Ковалев К.Р., Злобина О.Н.



Николи скрещены



Николи параллельны

Образец К-К-32

Метасоматит железисто-карбонатно-кремнистого состава

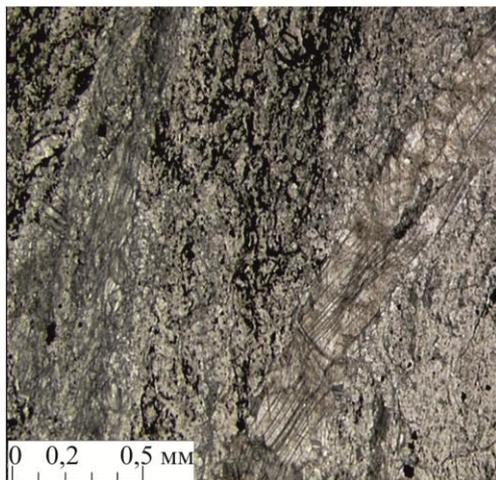
Микротекстура брекчевидная, диффузная? Порода трещиноватая. По трещинкам развивается рудная минерализация. Метасоматическим преобразованиям подверглись породы представленные разномасштабными полевошпатово-кварцевыми туфогенными песчаниками с глинисто-карбонатным цементом или брекчии, в состав которых входили фрагменты осадочных и изверженных пород. Терригенный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками пемзы? и/или силицитов?, сильно изменёнными эффузивными породами, чешуйками гидратированного мусковита. Цемент сложен кальцитом, доломитом, хлоритом, серицитом и низко двупреломляющей, почти изотропной массой с примесью гидроокислов железа (разложенная витрокластита?). Метасоматические преобразования туфогенного материала привели к образованию тонкозернистых агрегатов кварца, гидрослюда, монтмориллонита? и сульфидов.

Рисунок 3.9. Микрофотографии и петрографическое описание метасоматита железисто-карбонатно-кремнистого состава.

Авторы: Кузьмина О.Н., Ковалев К.Р., Злобина О.Н.



Николи скрещены



Николи параллельны

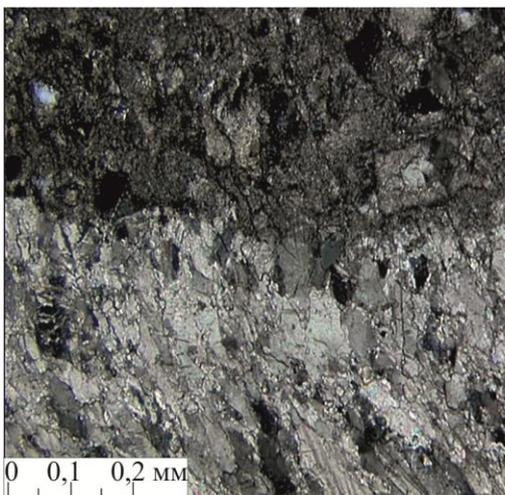
Образец Ж-16

Метаморфизованная углеродисто-кремнисто-карбонатная порода.

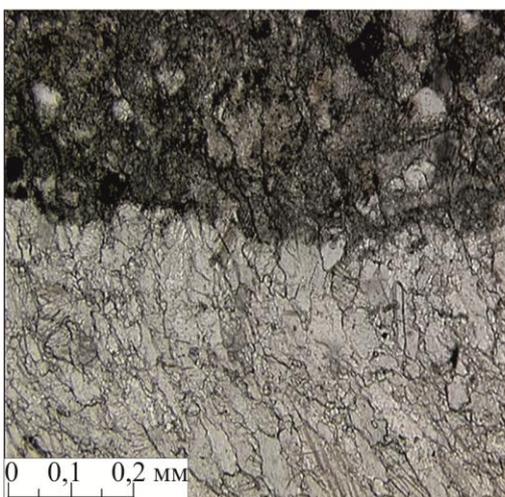
Микротекстура нечётко слойчатая, участками псевдобрекчиевая?. Слойчатость обусловлена субпараллельной ориентировкой тонких линзочек (парастилолитов?), выполненных углеродистым органическим веществом. Основная масса породы сложена тонкокристаллическим агрегатом, в котором определяются микролиты кремнезёма и сгустки карбоната диаметром не более 0,03 мм. Основные постседиментационные изменения связаны с мраморизацией, на некоторых участках окремнением - процессами дифференциации и перераспределения вещества первичного осадка под действием определённых p , T условий приконтактных зон. Зафиксированы редкие чешуйки мусковита изометричной формы (диаметром до 0,05 мм) и единичные частицы кварца рогульчатого облика, вероятно, пирокластического генезиса. Выделения рудных минералов хорошо окристаллизованы, часто образуют скопления.

Рисунок 3.10. Микрофотографии и петрографическое описание метаморфизованной углеродисто-кремнисто-карбонатной породы.

Авторы: Кузьмина О.Н., Ковалев К.Р., Злобина О.Н.



Николи скрещены



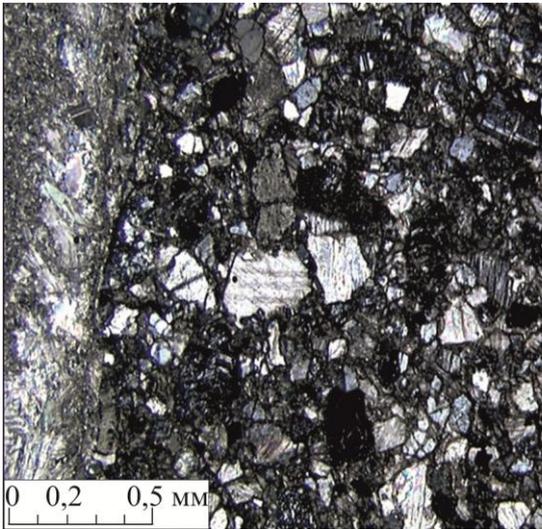
Николи параллельны

Образец Ж-12

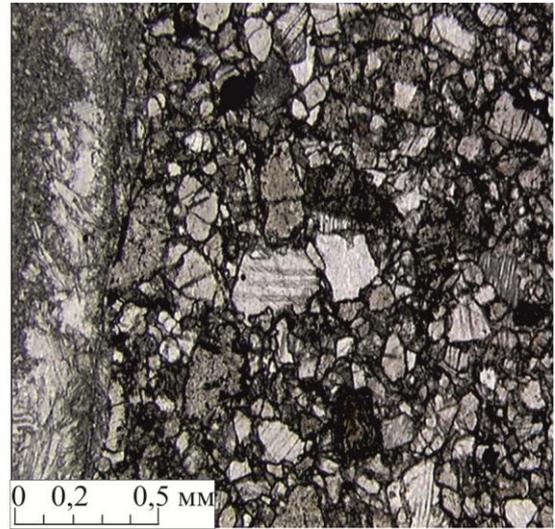
Песчаник мелкозернистый алевритистый, туфогенный? с известковым базальным цементом, участками до известняка замещения.

Микротекстура массивная. Порода трещиноватая. Терригенный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками пемзы и/или силицитов, редкими чешуйками мусковита. Цемент (50% и более) сложен пелитоморфным кальцитом. В первичном осадке количество обломочного материала составляло не менее 70%, в его составе присутствовали аргиллиты или сильно пелитизированные, хлоритизированные зёрна. В параллельных николях чётко фиксируются контуры обломков, которые полностью заместились карбонатом. Углеродистое органическое вещество выполняет редкие тонкие линзочки. Разнонаправленные трещинки выполнены микро-мелкокристаллическим кальцитом.

Рисунок 3.11. Микрофотографии и петрографическое описание мелкозернистого песчаника. Авторы: Кузьмина О.Н., Ковалев К.Р., Злобина О.Н.



Николи скрещены



Николи параллельны

Образец К-К-21

Туф известковый - песчаник известковый туфогенный

Первичный осадок (кристалло-литокластический туф) интенсивно карбонатизирован, около 36-42% зёрен полностью заместились яснокристаллическим, участками пелитоморфным кальцитом. Литокласты представлены эффузивами основного состава и кремнистыми породами, кристаллокласты - полевыми шпатами. Цемент базального типа карбонатного состава.

Рисунок 3.12. Микрофотографии и петрографическое описание известкового туфа.

Авторы: Кузьмина О.Н., Ковалев К.Р., Злобина О.Н.



Рисунок 3.13. Прожилковое окварцевание сульфидизированных известняков.
Фото Кузьминой О.Н.

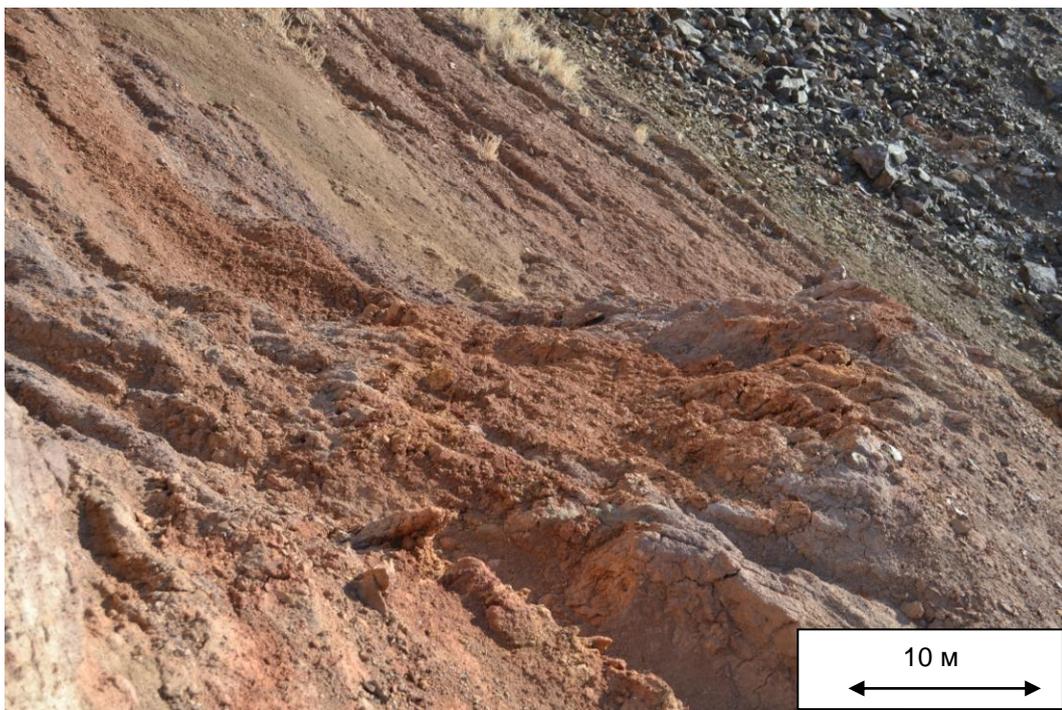


Рисунок 3.14. Кора выветривания на рудопроявлении Жайма-2. Фото Кузьминой О.Н.

Химический состав вкрапленно-прожилковых арсенопирит-пиритовых руд
месторождения Жайма по данным рентгено-флюоресцентного анализа

№ образца/ элементы (мас. %)	КК-2	КК-29	КК-33а	КК-336	КК-38	Ж-2
SiO ₂	18,75	37,17	41,99	39,81	41,21	11,94
TiO ₂	0,15	0,39	0,32	1,87	2,61	0,40
Al ₂ O ₃	1,65	8,56	8,03	9,68	9,90	3,09
Fe ₂ O ₃	1,31	3,28	3,41	11,25	14,14	2,42
MnO	0,13	0,09	0,10	0,16	0,14	0,17
MgO	1,54	0,59	2,53	5,21	3,91	2,30
CaO	41,05	24,83	20,41	9,44	7,32	42,40
Na ₂ O	0,1	1,30	0,1	0,22	0,16	0,1
K ₂ O	0,32	2,03	1,81	1,96	2,14	0,27
P ₂ O ₅	0,17	0,12	0,07	0,25	0,39	0,10
BaO	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
SO ₃	1,0	0,70	2,17	3,38	5,86	1,16
V ₂ O ₅	0,004	0,004	0,004	0,041	0,038	0,004
Cr ₂ O ₃	0,002	0,002	0,002	0,006	0,006	0,002
NiO	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
П.п.п.	33,45	20,67	18,95	14,74	9,13	35,12
Сумма	99,50	99,80	98,13	98,08	97,01	99,47
As, мас. %	0,027	0,18	0,15	1,73	1,22	0,04
Au, г/т	0,7	0,98	1,2	0,40	0,09	0,72

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГиМ СО РАН.
Мышьяк определялся методом РФА-СИ, золото - атомно-абсорбционным методом.
Аналитики: Н.Г. Карманова, Н.М. Глухова, Ю.П. Колмогоров, В.Н. Ильина.

Таблица 3.3

Содержания золота и серебра (атомно-абсорбционный анализ, г/т),
мышьяка, калия и титана (РФА-СИ метод, мас. %) в рудах месторождения Жайма

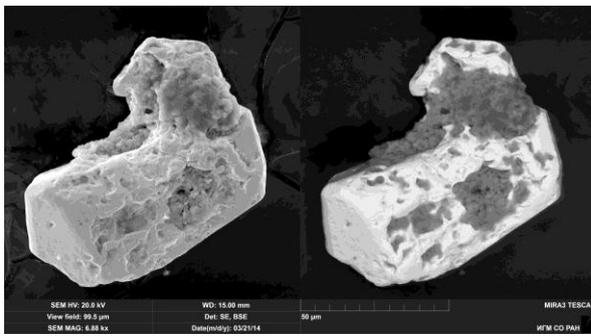
№ п/п	№ обр.	Описание	Au	Ag	As	K	Ti
1	КК-13	Кора выветривания	4,7	0,08	0,14	0,68	0,22
2	КК-20		3,8	0,12	0,18	1,51	0,93
3	КК-37		0,75	0,08	0,4	1,59	0,39
4	КК-34	Ожелезненный кварцит	0,32	0,23	0,15	1,47	0,38
5	КК-36	Ожелезненный известняк	0,4	0,27	0,54	1,24	0,52
6	Ж-1	Вкрапленно- прожилковая сульфидная руда	1,4	0,26	2,42	2,53	1,28
7	Ж-2		0,72	0,10	0,04	0,95	0,13
8	Ж-3а		1,3	0,03	0,16	1,14	0,11
9	Ж-3б		8,3	0,08	0,44	2,66	0,28
10	Ж-9		2,5	0,22	2,28	1,91	1,25
11	Ж-10		19	0,35	3,43	2,68	1,43
12	Ж-11		1,0	0,36	2,1	2,16	1,31
13	КК-33б		1,3	0,14	1,73	2,49	1,22
14	КК-38		0,09	0,15	1,22	1,68	1,27
15	КК-29	Сульфидизирован ный известняк	0,98	0,7	0,18	1,82	0,13
16	КК-33а		1,2	0,13	0,15	0,56	0,13

Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГиМ СО РАН. Аналитики: В.Н. Ильина, В.Г. Цимбалист, Ю.П. Колмогоров.

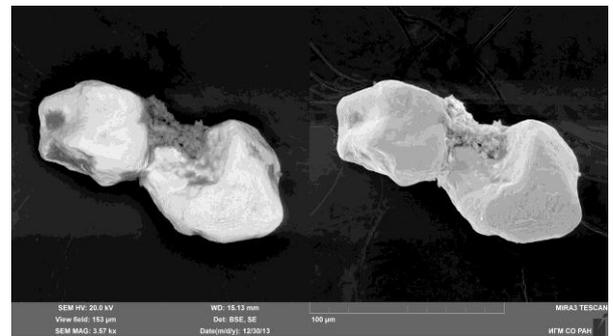
Золотоносная кора выветривания имеет площадной и линейный характер, представлена каолинит-гидролюдистым типом и сложена смесью обломочного и сыпучего материала буровато-красного и желтого цвета (рисунок 3.14). Мощность ее варьирует от 0 до 50-60 м в зависимости от состава и строения исходных пород и достигает максимума до 100 м в тектонических зонах. Элементы зональности не отмечаются. Обломочный материал коры представляют измененные базальтовые и андезитобазальтовые порфириды, известняки, известковистые песчаники и алевролиты кварциты. Этот материал сцементирован марганцовистыми лимонит-каолинитовыми пестроцветными сыпучками. Распределение золота в коре гнездово-неравномерное и составляет 0,1-5,6 г/т (среднее 1,5 г/т). В окисленных рудах присутствуют следующие основные элементы: As - 3600; Sb - 400; Cu - 110; Zn - 150; Ni - 10; Co – 30 (г/т). Золото в коре выветривания - свободное, мелкое, ярко-желтой окраски. Основная масса его относится к классу – 0,63 мм. Размеры зерен золота варьируют от первых микрон до 150 мкм. Форма золотинок комковатая.

На сканирующем электронном микроскопе выявляются разнообразное строение золотинок - от единичных кристаллов до их сложных сростаний: призматические и октаэдрические кристаллы, их сростки, плоские дендритовидные листоватые агрегаты (рисунок 3.15 а-г). На срезах золотинок выявляется чешуйчато-пористое строение (рисунок 3.15 д, е). По данным рентгеноспектрального анализа 60 зерен золото относится к высокопробной разности и не содержит серебра, меди и ртути.

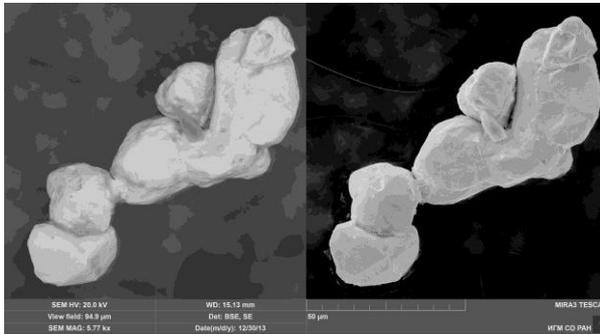
Первичные золото-сульфидные руды имеют вкрапленные, вкрапленно-полосчатые и прожилково-вкрапленные текстуры (рисунок 3.16). Встречаются массивные разновидности руд, сложенные преимущественно тонкозернистым пиритом (рисунок 3.16 г). Чаще всего последние образуются по базальтоидным породам, которые обогащены железистыми минералами - магнетитом и титаномагнетитом. Количество сульфидов в основных продуктивных рудах варьирует в пределах 3-15 об.%. Структурные особенности минерализации выражаются в неравномерном вкрапленном, петельчатом или густовкрапленном распределении сульфидов по массе породы (рисунок 3.17 а-ж). Часто пирит и арсенопирит замещают зерна титаномагнетита, что проявляется в реликтовых тетрагональных структурах этого минерала. При изучении вмещающих и минерализованных пород рудопроявления Жайма-2 на растровом электронном микроскопе выявлен широкий спектр элементов на микроуровне: Fe, As, Sb, Ag, РЭЭ и другие. Наиболее распространенными рудными минералами являются мышьяковистый пирит, арсенопирит и антимонит, отмечаются также апатит, шеелит, циркон, монацит и другие.



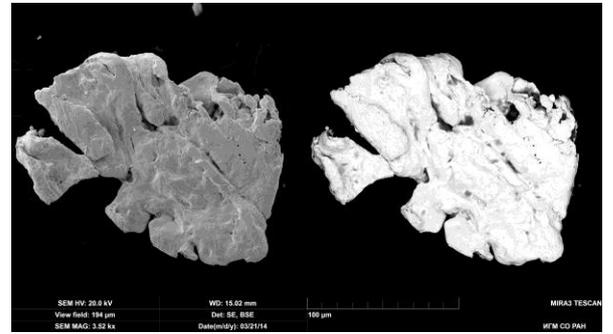
а



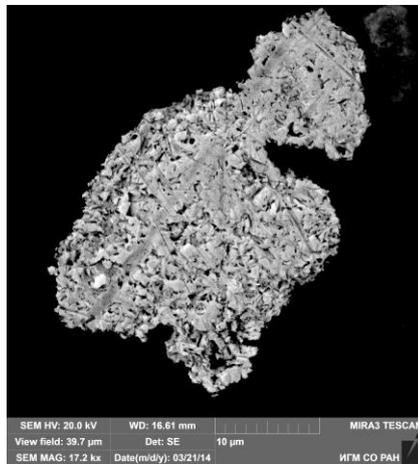
б



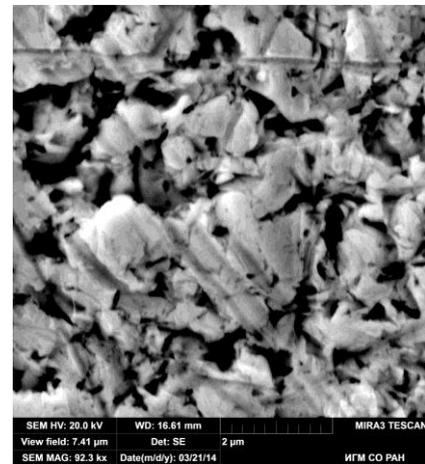
в



г



д



е

Рисунок 3.15. Микроморфология золота коры выветривания месторождения Жайма.

Снято на сканирующем электронном микроскопе в режимах BSE и SE.

а - призматический кристалл золота; б - октаэдрические кристаллы золота; в - сrostки октаэдрических кристаллов золота; в - плоский дендритовидный агрегат золота; г - шлифованное зерно золота чешуйчато-зернистого строения; е - увеличенный фрагмент.

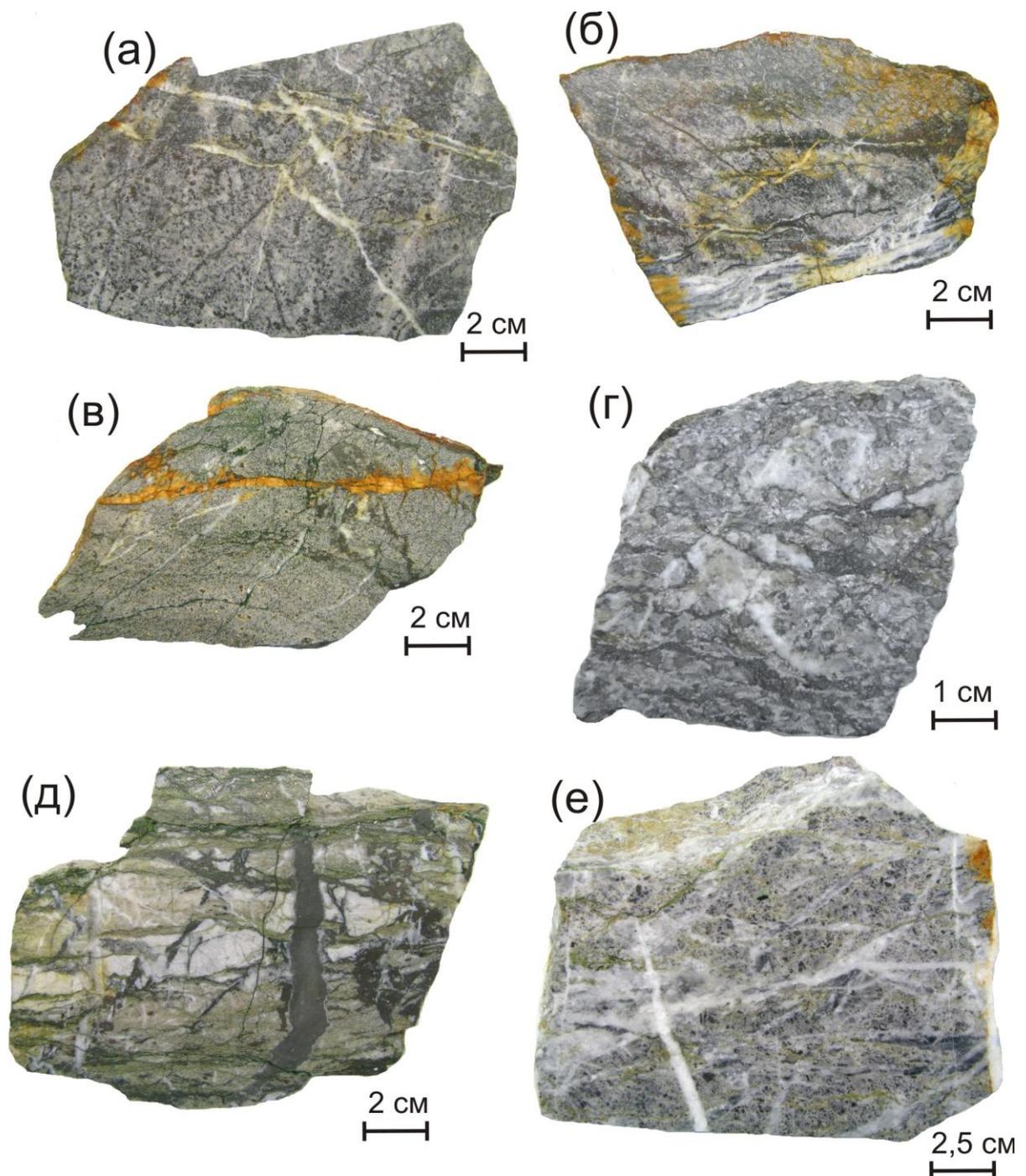


Рисунок 3.16. Текстуры руд месторождения Жайма.

а - вкрапленная арсенопирит-пиритовая минерализация в кварц-серицит-доломитовой породе (обр. Ж-11); б - вкрапленно-прожилковая арсенопирит-пиритовая руда (обр. Ж-10); в - массивно-полосчатая мелкозернистая пиритовая руда (обр. Ж-1); г - прожилковая арсенопирит-пирит-доломитовая руда (обр. КК-33б); д - вкрапленно-прожилковая арсенопирит-пирит-доломитовая руда (обр. Ж-9); е - редковкрапленная арсенопирит-пиритовая минерализация в карбонатизированном и серицитизированном известковистом полимиктовом песчанике (Ж-2).

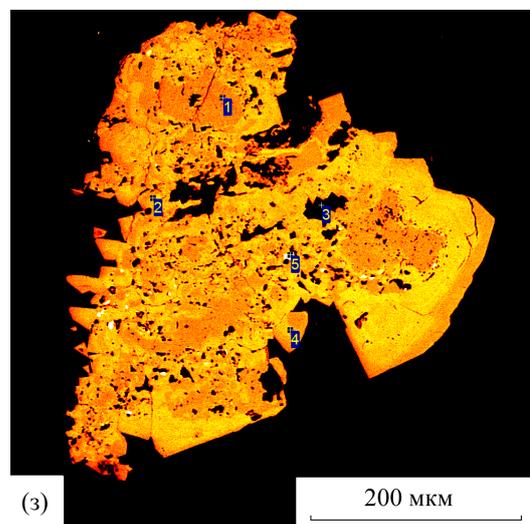
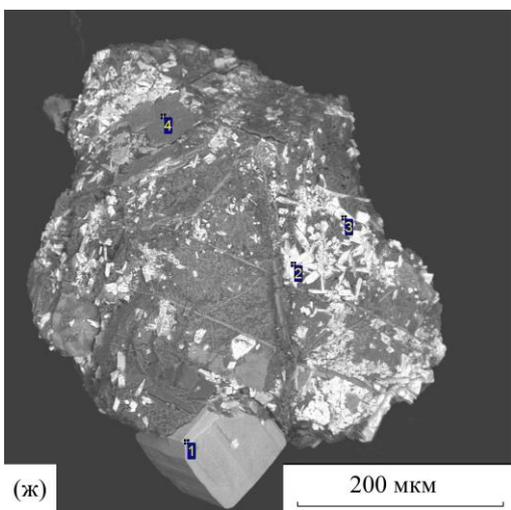
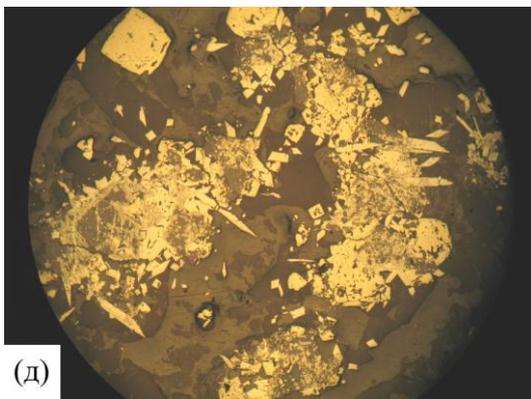
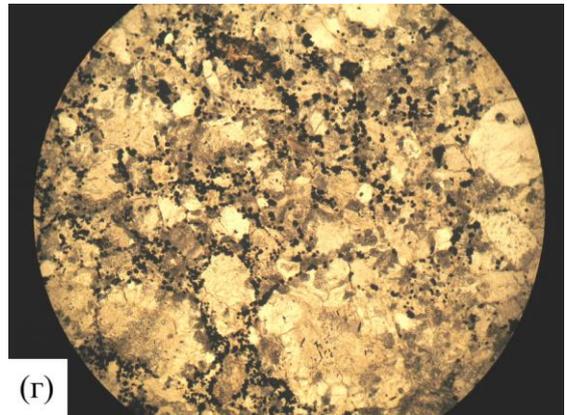
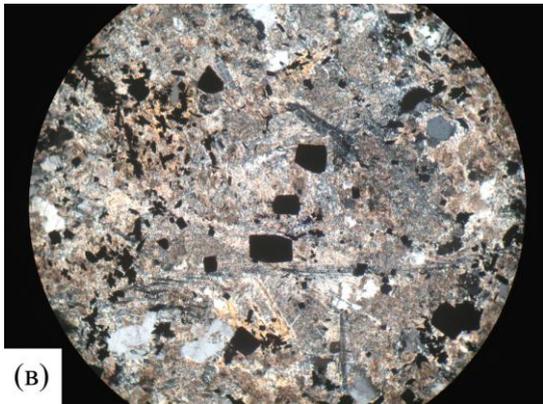
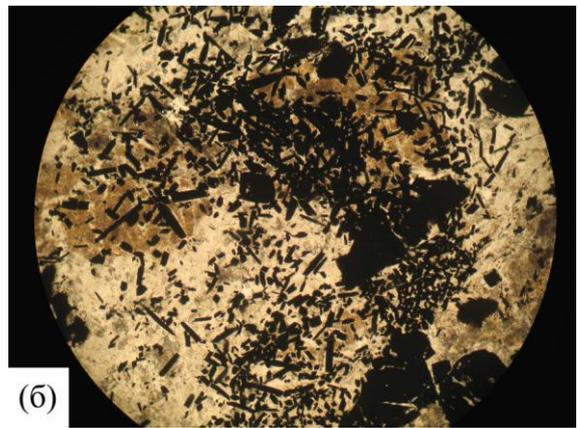
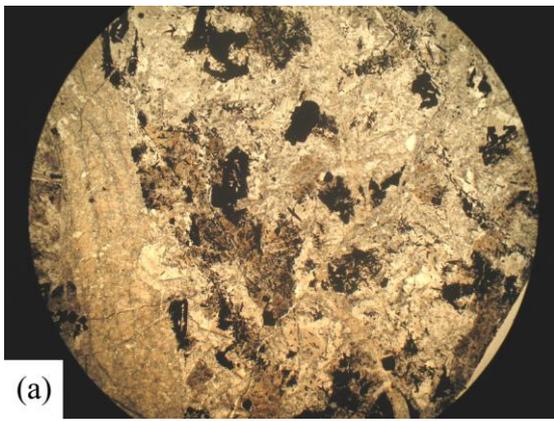


Рисунок 3.17. Структуры руд месторождения Жайма.

Подпись к рисунку 3.17. Структуры руд месторождения Жайма.

а - сгустковые выделения тонкоигльчатого арсенопирита в карбонатосерицитовом агрегате. Прозрачный шлиф. Николи II, Ø 2 мм (обр. Ж-11); б - игльчатый арсенопирит в сгустковом агрегате из минерализованного серицитизированного и карбонатизированного известковистого алевролита. Прозрачный шлиф. Николи II, Ø 2 мм (обр. Ж-10); в - вкрапления арсенопирита и пирита в серицит-кварц-карбонатной породе с тонкопризматическими кристаллами апатита. Прозрачный шлиф. Николи +, Ø 1,8 мм (обр. Ж-11); г - межзерновое выделение сульфидов в серицитизированном полимиктовом алевропесчанике. Прозрачный шлиф. Николи II, Ø 2 мм (обр. Ж-3б); д - замещение арсенопиритом и пиритом зерен титаномагнетита. Вторичные рутиловые иголки образуют тригональную сетку. Полированный шлиф Ø 2 мм (обр. Ж-11); е - замещение игльчатым арсенопиритом обломка андезитового порфирита в серицитизированном полимиктовом алевропесчанике. Прозрачный шлиф. Николи II, Ø 2,7 мм (обр. Ж-3б); ж - сульфидизированная порода с реликтами псевдоморфоз титаномагнетита: 1 - пирит, 2-3 - арсенопирит, 4 - рутил. Сканирующий электронный микроскоп. Режим BSE; з - характер распределения мышьяка в пирите: 1 - пирит без мышьяка, 2 - пирит (As -6,07 мас.%), 3- мусковит, 4 - пирит (As - 4,04 мас.%), 5 - арсенопирит. Сканирующий электронный микроскоп.

В измененных известняках с макроскопической сыпью мелкокристаллического пирита на РЭМ-изображении выявлено замещение пирита (размером более 200 мкм) призматическими кристаллами арсенопирита (рисунок 3.18). В метасоматически измененной окварцованной и лимонитизированной дайке плагиогранит-порфира выявлено самородное железо каплевидной формы (Fe 62,75%), тонкодисперсные микровключения галенита, ильменита, мышьяковистого пирита в виде мельчайших пылевидных включений. Отмечаются также сростки сульфидных минералов Cu, Pb, Zn (с примесью As) и другие минералы – циркон, пиролюзит, монацит и фтор-апатит.

В рудоносных кварцитоподобных метасоматитах обнаружены рудные минералы: пиролюзит (Mn – 49,10%), пирит (Fe – 45,78%), арсенопирит (As – 30,35%), антимонит (Sb – 35,64%), касситерит (Sn – 36,32%) и другие. В этих породах выявлено самородное серебро (Ag – 51,12%) размером около 10 мкм, приуроченное к границе пиролюзита (светлое) и кварца (темное), (рисунок 3.19). На увеличенном изображении четко видно замещение пиролюзита кварцем (рисунок 3.20). Отмечаются также микровключения ильменита и двойники арсенопирита короткостолбчатой формы. Редкие металлы представлены микровключениями касситерита, содержащими примеси Ta – 2,2% и In – 2,22%, шеелита (W – 45,61%) и впервые обнаруженного в рудах мanganотанталита (Ta – 31,95%). В породной матрице отмечаются кварц, карбонат и барит. В бурых железняках зоны окисления преобладают в основном окисленные разновидности первичных рудных минералов (Fe, As, Sb, Pb, Zn и Cu).

Изложенное показывает, что основной минеральный состав руд относительно прост. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом и арсенопиритом, нерудные - доломитом, серицитом, кварцем. Остальные минералы относятся к группе второстепенных и редких, диагностируются под оптическим микроскопом в виде мелких зерен или выявляются только на сканирующем электронном микроскопе (таблица 3.4).

Основным золотосодержащим минералом руд является арсенопирит. Он представлен пылевидными игольчатыми кристаллами размером в первые десятки мкм и мельче, иногда отмечаются более крупные кристаллы до 100 мкм. Характерно неравномерное распределение арсенопирита в виде редкой вкрапленности или сгустковых скоплений в пиритизированных и серицитизированных разностях пород (рисунок 3.17, а-в, д, ж). Арсенопирит часто обрастает выделения пирита, развивается по магнетиту и ильмениту вмещающих пород или избирательно замещает обломки базальтов в песчаниках (рисунок 3.17, е).

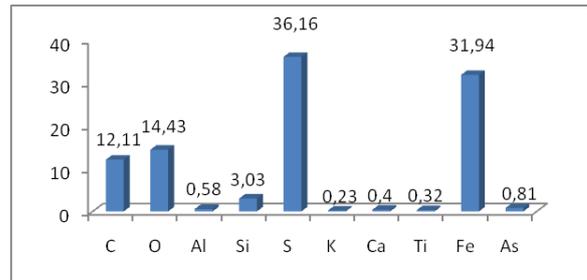
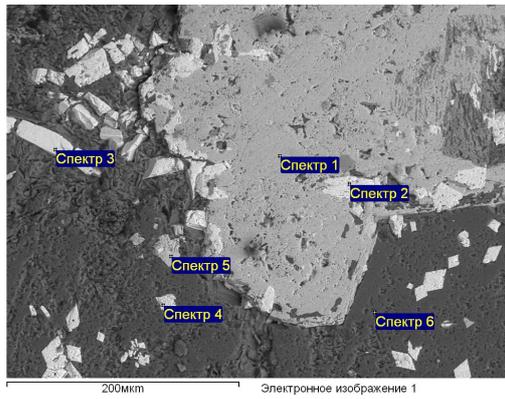


Рисунок 3.18. Замещение кристалла пирита (спектр 1) арсенипитом пластинчатой формы (спектры 2,3) в метасоматически-измененных известняках месторождения Жайма

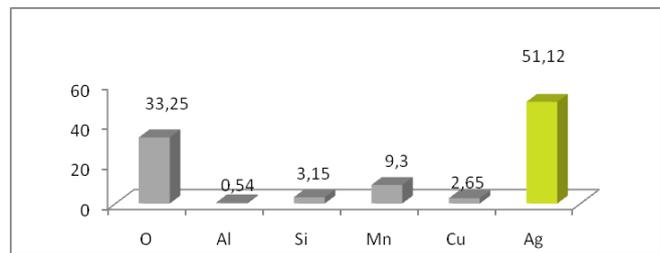
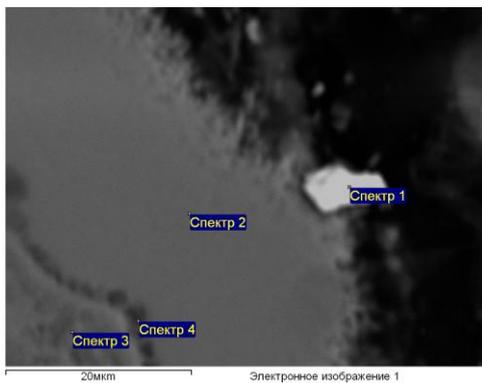


Рисунок 3.19. Микровключение серебра на границе зерен пирролизита и кварца. Месторождение Жайма

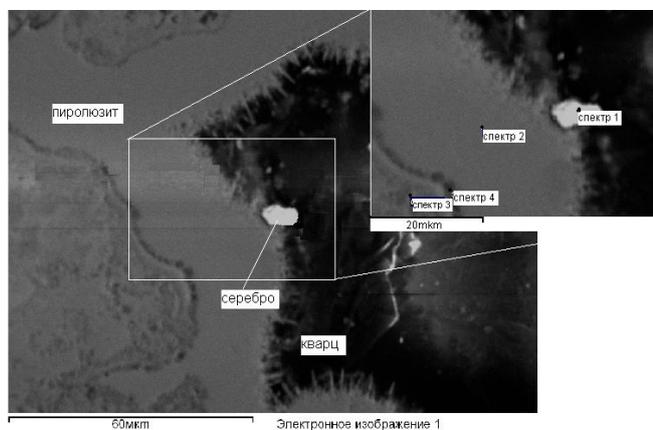


Рисунок 3.20. Увеличенный участок, показывающий замещение пирролизита метасоматическим кварцем

Минеральный состав руд месторождения Жайма

Рудные минералы	Нерудные минералы
<i>Главные:</i>	<i>Главные:</i>
- пирит	- серицит-мусковит
- арсенопирит	- доломит
<i>Второстепенные и редкие:</i>	-анкерит
- сфалерит	- кальцит
- антимонит	- кварц
- халькопирит	<i>Второстепенные и редкие:</i>
- блеклая руда	- альбит
- пентландит	- хлорит
- раммельсбергит	- серпентин
- касситерит	- F-апатит
- ильменит	- Gd-Dy-ксенотим
-Nb-рутил	- циркон
- V-рутил	- гранат
-хромит	- турмалин

По химическому составу арсенопирит характеризуется значительным преобладанием серы над мышьяком (рисунок 3.21). Отношение атомных количеств S/As в нем в среднем составляет 1,35, что отвечает нестехиометрическому составу. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание золота в арсенопирите составляет 35 г/т. Рентгеноспектральным анализом выявлено крайне неравномерное распределение золота как в отдельных зернах арсенопирита, так и по площади рудных образцов. Золото обнаружено в половине из 29 проанализированных зерен в количестве первых десятков г/т при максимальном значении 100 г/т. Из элементов-примесей в арсенопирите часто присутствуют (мас. %): сурьма (до 0,1), медь (до 0,1), кобальт (до 0,5) и никель (до 0,6). Пирит слагает основную массу рудных минералов месторождения. Наиболее характерны кристаллическая форма зерен кубического, реже пентагондодокаэдрического облика или агрегаты сложного строения. Часто пирит обрастает арсенопиритом или содержит субмикроскопические вкрапления этого минерала. Рентгеноспектральным анализом в пирите выявлено крайне неравномерное распределение мышьяка с максимальным содержанием до 7,28 мас. % (рисунок 3.17 з, 3.22).

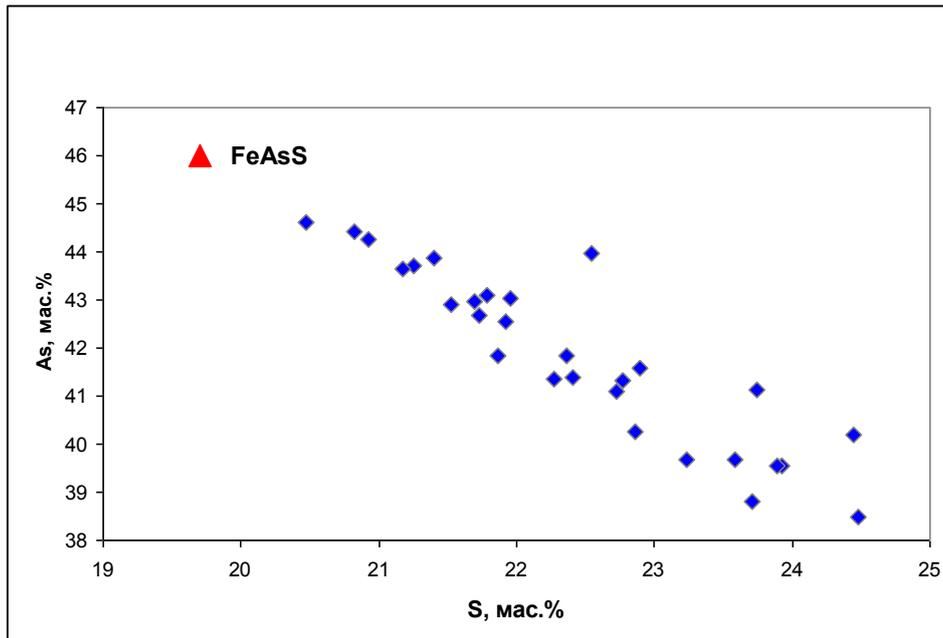


Рисунок 3.21. Диаграмма As-S в арсенопирите рудных образцов месторождения Жайма, иллюстрирующая вариации этих элементов относительно стандартного химического состава арсенопирита (FeAsS).

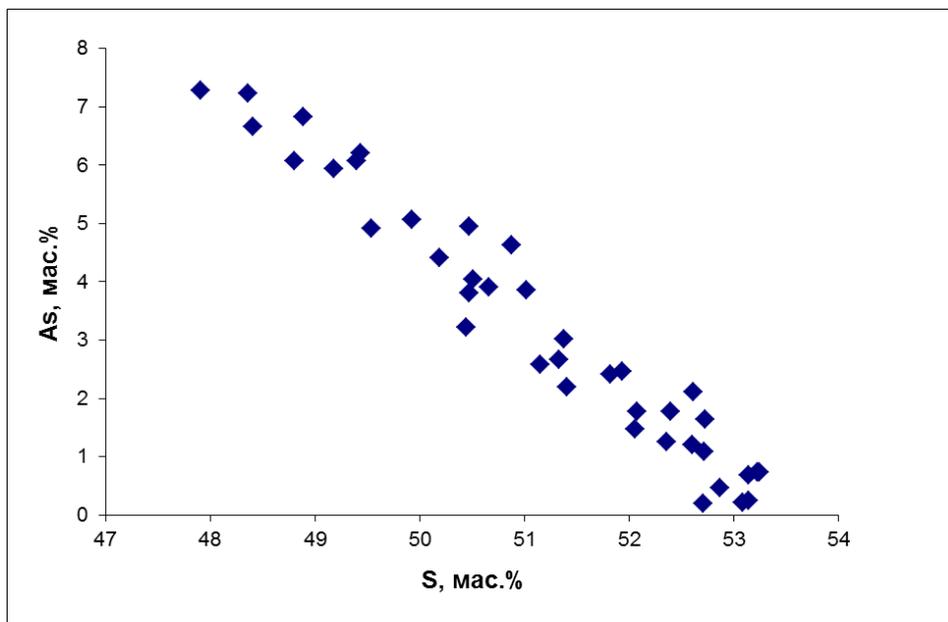


Рисунок 3.22. Диаграмма As-S в пирите рудных образцов месторождения Жайма, иллюстрирующая вариации мышьяка в этом минерале.

Концентрации этого элемента распределяются неравномерно в виде кластеров в центральной части зерен или в виде обогащенных зон в зернах зонального строения. Золотоносность мономинеральных проб пирита, по данным атомно-абсорбционного анализа, на порядок ниже золотоносности арсенопирита. Рентгеноспектральным анализом золото в пирите обнаружено не было (с пределом обнаружения 17 г/т). Из элементов-примесей в пирите постоянно присутствуют (мас. %): Sb (до 0,04), Cu (до 0,3), Co (до 0,33) и Ni (до 0,07). На сканирующем электронном микроскопе в пирите иногда диагностируются субмикроскопические выделения золота размером 2-0,5 мкм, содержащее серебро в количестве до 2,2-4,6 г/т.

Изотопный состав серы. Из наиболее обогащенных сульфидами разностей руд для определения изотопного состава серы сульфидов были отобраны три пробы мономинерального пирита и одна проба арсенопирита. Значения $\delta^{34}\text{S}$ для пирита составляют (‰): - 0,1; - 0,2 и - 0,1, а для арсенопирита 0,2, что указывает на ее ювенильное происхождение.

Изотопный возраст. Для возрастной характеристики процессов рудообразования на рудопроявлении Жайма-2 было отобрано три мономинеральные фракции серицита из вкрапленно-прожилковых арсенопирит-пиритовых руд. Серицит отбирался из гнезд и прожилков, тесно ассоциирующих с сульфидами. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование установило близкий возрастной интервал, отвечающий ранней перми: обр. Ж-1 (рисунок 3.23 в) - 279 ± 3.3 млн лет; обр. Ж-9 (рисунок 3.23 д) - 275.6 ± 2.9 млн лет; обр. Ж-11 (рисунок 3.23 а) - 272.2 ± 2.9 млн лет.

Вещественный состав и технологические свойства окисленных руд рудопроявления Жайма-2 изучались на лабораторной технологической пробе в лаборатории благородных металлов «Казмеханобр» (г. Алматы) и в процессе переработки технологической пробы с участка Игл на установке кучного выщелачивания.

В лабораторию «Казмеханобр» была направлена проба весом 200 кг, отобранная из бороздовых канав. Проба представляет собой кору выветривания по базальтовым порфирирам и сложена смесью обломочного и сыпучего материала. В ее составе отмечаются обломки первичных и измененных диабазовых порфиритов: аргиллитизированных, серицитизированных, окварцованных (25-30%). Сыпучая составляющая характеризуется дресвяно-песчано-алевритовым материалом желтовато-коричневого цвета.

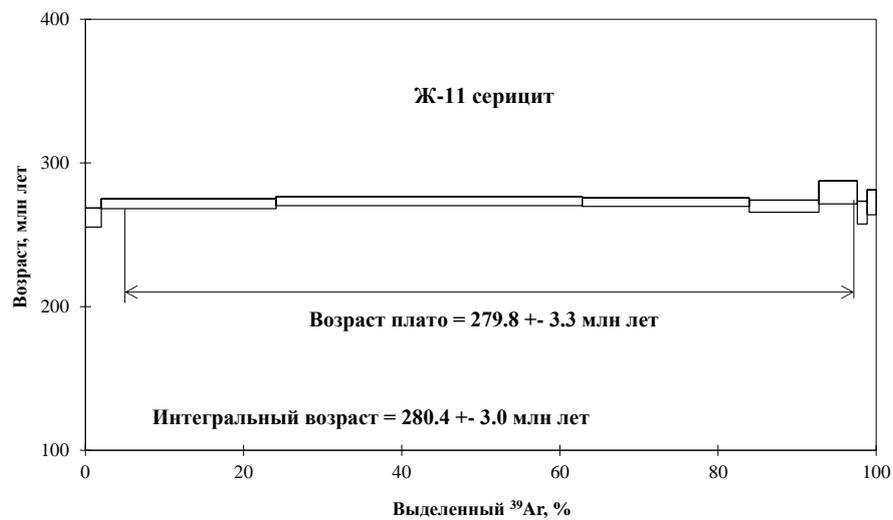
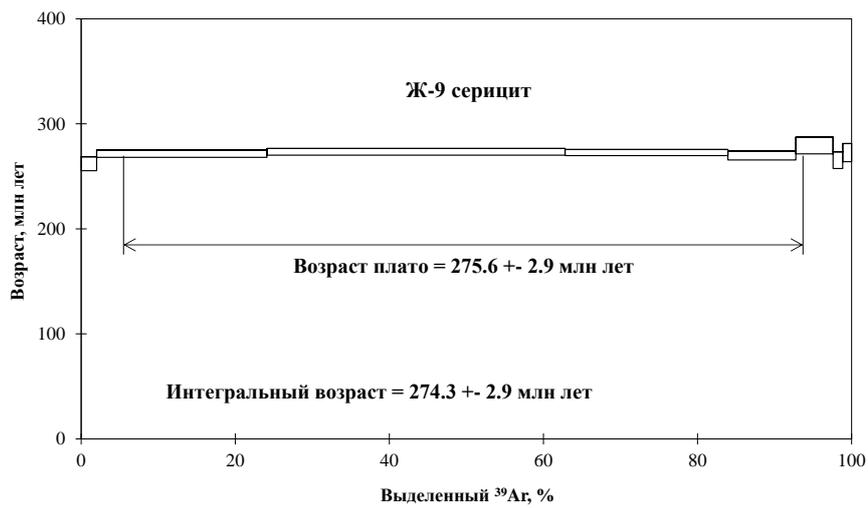


Рисунок 3.23. Спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста серицитов из руд месторождения Жайма. Анализы выполнены в лаборатории изотопно-геохронологических исследований ИГМ СО РАН. Аналитик А.В. Травин.

Сульфидные минералы окислены и представлены параморфозами оксидов и гидроксидов железа и марганца с частичным сохранением кристаллических форм первичных сульфидов. Наибольшим распространением пользуются оксиды железа, титана и марганца. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, пентландитом, раммельсбергитом, молибденитом и составляют в сумме менее 1 %.

Золото свободное. Размеры золотинок от 0,002мм до 0,009мм. Форма их комковатая, границы четкие, цвет желтый с красноватым оттенком. Содержание золота в пробе по данным пробирного анализа – 0,8 г/т.

Исследования по выщелачиванию золота позволили сделать следующие выводы: окисленная руда рудопроявления Жайма-2 пригодна для переработки методом кучного выщелачивания после окомкования; ожидаемое товарное извлечение золота из руды крупностью -40мм с гранулированной фракцией -20мм составит 66,75 % [Антонов и др, 2006ф].

3.3 Основные выводы

Первичные золото-сульфидные руды Жайминского рудного поля по своим структурным особенностям локализации, морфологии рудных залежей, вкрапленно-прожилковому типу оруденения, минеральному составу руд, процессам гидротермальных изменений вмещающих пород близки к минерализации ранних продуктивных ассоциаций большинства золото-сульфидных месторождений Западно-Калбинского золотоносного пояса. Вместе с тем, выявляются определенные отличия, обусловленные, вероятнее всего, спецификой литологии и геохимии рудовмещающего осадочно-вулканогенного разреза.

Руды месторождения Жайма локализуются в андезитобазальтовых и базальтовых порфиритах, вулканомиктовых и полимиктовых песчаниках и известняках аркалыкской свиты (C₁V₂₋₃). Рудовмещающая толща характеризуется низкой углеродистостью и отсутствием сингенетичной железосульфидной и железокarbonатной минерализации. Спектр текстурного рисунка руд представлен в большей степени вкрапленными и массивными текстурами. Характерны структуры замещения пиритом и арсенопиритом магнетита и титаномагнетита основных пород. Этим же объясняется геохимическая специализация руд, обогащенных титаном и присутствием в них значительного количества апатита. На рудопроявлении Жайма-2 широко проявился процесс доломитизации за счет повышенной магнезиальности замещаемых пород.

Характерной особенностью руд Жайминского рудного поля является их простой минеральный состав, представленный исключительно пиритом и (или) арсенопиритом, сформировавшимися в один этап. Здесь практически не проявлены золото-полисульфидная и кварц-антимонитовая минерализация, отмечаемая на крупномасштабных месторождениях Бакырчик и Суздальском [Нарсеев и др., 1986; Нарсеев, 2002; Рафаилович и др., 2011а; Ковалев и др., 2012].

Другой особенностью является низкая золотоносность арсенопирита и пирита. По основному химическому составу арсенопирит руд характеризуется преобладанием серы над мышьяком, относится к нестехиометрическим разностям и близок к составу высокозолотоносных (Au - сотни-тысячи г/т) арсенопиритов крупных золото-сульфидных месторождений [Генкин и др., 2002; Ковалев и др., 2011]. Вместе с тем, золотоносность арсенопирита руд месторождения Жайминского рудного поля значительно ниже золотоносности арсенопиритов вышеперечисленных месторождений. Другим возможным носителем золота на месторождениях этой генетической группы часто является пирит. Максимальные содержания так называемого "невидимого" золота обычно отмечаются в высокомышьяковистом пирите, в частности, на месторождениях карлин-типа [Wells, Mullens, 1973]. Обычно высокозолотоносными оказываются внешние обогащенные мышьяком каемки зональных пиритов. При анализе зерен As-содержащего пирита в рудах Жайминского рудного поля содержания золота в нем оказались невысокими. Высокой корреляции золота с мышьяком в основных арсенопирит-пиритовых рудах месторождения Жайма не выявляется. В ряде образцов при минимальных значениях мышьяка содержания золота достигали десятков г/т. Это указывает на возможное присутствие этого элемента в рудах не только в тесной ассоциации с сульфидами, но в свободной субмикроскопической форме. В окислительных условиях коры выветривания серебросодержащее золото сульфидов и самородное золото освобождается от примесей и переотлагается с укрупнением зерен, как это было показано на примере Суздальского месторождения [Калинин и др., 2009].

Одна из возможных причин низкой золотоносности арсенопирита и пирита в Жайминском рудном поле заключается в источнике золота. На ряде крупных золото-сульфидных месторождений с высокозолотоносными сульфидами рассматривается двойственная природа золота - сингенетичное золото (осадочно-диагенетическое и гидротермально-ремобилизационное) и эндогенное ювенильное золото. На других сложных многоэтапных месторождениях дополнительный источник золота связывается с процессами тектоно-магматической активизации [Нарсеев, 2002; Ковалев и др., 2012]. Сингенетичное накопление золота в сульфидизированных кремнистых и углеродисто-

кремнистых осадках и их повышенная относительно кларка золотоносность в Западно-Калбинском золотоносном поясе неоднократно отмечалось исследователями [Полянский и др., 1980; Шибко и др., 1982; Жаутиков, Мауленов, 1985; Нарсеев, 1996; Большой Алтай, 2000; Нарсеев и др., 2002; Ковалев и др., 2012; Кузьмина и др., 2013а,б; Kovalev et al., 2009]. Присутствие эксгальационно-седиментогенной золотоносной минерализации на локальных стратиграфических уровнях вмещающих и подстилающих углеродистых терригенно-карбонатных толщ характерна и для месторождений карлин-типа [Titley, 1991; Pchik, Barton, 1997; Emsbo et al., 1999; Emsbo et al., 2003; Nutt, Hofstra, 2007; Large et al., 2011]. В составе рудовмещающих толщ Жайминского рудного поля золотоносные образования подобного типа практически отсутствуют. Минерализация здесь обуславливается одноактным эндогенным ювенильным процессом, контролируемым зоной глубинного Кызыловско-Серебрянского разлома. Обогащенность руд и главных рудных минералов никелем, кобальтом, титаном, фосфором, хромом с одной стороны указывает на унаследованную геохимию замещаемых вулканогенных и вулканомиктовых пород основного состава. С другой стороны, как и на многих месторождениях, отмечается пространственная совмещенность золоторудной минерализации с дайковым комплексом средне-основных и кислых пород и геохимическое родство с ними [Дьячков и др., 2011]. Присутствие в рудах Жайминского рудного поля комплекса сульфоарсенидов и сульфосолей никеля, как и на других золото-сульфидных месторождениях района, а также изотопный состав серы, близкий к метеоритному стандарту, скорее всего, указывает на глубинный ювенильный источник минерализации на месторождении Жайма.

Возрастные характеристики формирования арсенопирит-пиритовых руд продуктивной ассоциации укладываются в интервал значений $279 \pm 3.3 \div 272.2 \pm 2.9$ млн лет. Они коррелируются с возрастным интервалом ($273,6 \pm 2,6 \div 287,9 \pm 2,8$ млн лет) формирования ранней продуктивной арсенопирит-пиритовой ассоциации на ряде золото-сульфидных месторождений Западно-Калбинского золотоносного пояса [Наумов и др., 2014; Naumov et al., 2011]. Эта минерализация близка ко времени формирования медно-никелевых руд месторождения Максут в габбро-базитовой интрузии с возрастом 280 млн. лет [Владимиров и др., 2008; Хромых и др., 2013]. В качестве глобального генерирующего механизма рудообразующих флюидов для такого типа месторождений, рассматриваются астеносферные мантийные потоки в нестабильной литосферной мантии, проникающие в верхние уровни коры по глубинным разломам, а возможным источником металлов - базальтоиды [Bierlein et al.,

2006]. Существование особых флюидно-магматических систем дайкового типа, продуцировавших золотое оруденение, рассматривалось на примере многих золоторудных месторождений Урала, Узбекистана, Северо-Востока России, Северного Казахстана и Австралии [Горячев, 2005; Волков, 2010; Мурзин и др., 2010; Цой, 2010; Горячев и др., 2014].

Для Зайсанской сутурной зоны, как было показано выше в разделе 1.2.4 настоящей диссертации, раннепермский возрастной рубеж связывается с активностью Таримского плюма, петрологическими индикаторами которого являются не только Cu-Ni-ЭПГ-габбропикритоидные массивы, но также кольцевые вулканические структуры центрального типа, рои и дайковые пояса субщелочных дацит-риолитов (граносиенит-гранит-порфиры) [Борисенко и др., 2006; Хромых и др., 2013].

По своему потенциалу Жайминское рудное поле, учитывая значительную площадь распространения сульфидной минерализации в вулканогенно-карбонатно-терригенных толщах нижнего карбона и слабую изученность на глубину, представляет несомненный промышленный интерес, как и вся площадь, скрытая под чехлом рыхлых отложений на северо-западном фланге Западно-Калбинского пояса, наиболее перспективная для прогнозирования и поиска новых золоторудных объектов.

ГЛАВА 4

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

4.1. Эволюция магматизма, стадийность и геодинамические обстановки формирования золото-сульфидного оруденения Зайсанской сутурной зоны

Зайсанская сутурная зона является ключевой в геологических структурах алтайских герцинид в юго-западной части Центрально–Азиатского складчатого пояса (рисунок 4.1). Эволюция алтайских герцинид сейчас интерпретируется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской плит при их проворачивании относительно друг друга по часовой стрелке и одновременном сокращении Чарского палеоокеанического бассейна. Чарский палеоокеанический бассейн в этот период взаимодействовал с Казахстанским и Сибирским континентами в виде двух субдукционных зон (Жарма-Саурская и Рудно-Алтайская островные дуги). К середине карбона океанический бассейн полностью закрылся и дальнейшая эволюция ЗСЗ протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций [Берзин, Кунгурцев, 1996; Большой Алтай, 1998; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2005].

Тектоническая схема Зайсанской сутурной зоны (ЗСЗ) и сопредельной Калба-Нарымской зоны приведена на рисунке 4.2. На эту же схему вынесены эталонотипные месторождения и рудопроявления золота, входящие в состав Западно-Калбинского золотоносного пояса [Большой Алтай, 1998; Нарсеев и др., 2001; Жаутиков, Фомичев, 2003; Дьячков и др., 2008б; Рафаилович, 2014].

Геодинамическая природа Зайсанской сутурной зоны. В основании ЗСЗ отсутствуют довендские структурно-вещественные комплексы, а обнаженные на современном эрозионном срезе венд-раннепалеозойские и среднепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи могут быть интерпретированы как фрагменты палеоокеанической коры [Добрецов и др., 1979; Ермолов, и др., 1983; Большой Алтай, 1998; Дьячков и др., 2011, Ермолов, 2013]. В осевой части этой зоны закартирован Чарский офиолитовый шов, маркирующий условную границу сочленения Казахстанской и Сибирской плит и содержащий реликты океанических метабазальтоидов, метаморфизованных в условиях повышенных давлений и низких температур. К-Ar и Ar-Ar изотопное датирование указывает на позднеордовикский возраст эксгумации высокобарических пород, включая эклогиты (450 – 430 млн лет) [Волкова и др., 2008, 2014]. Это свидетельствует о практически одновременном подъеме высокобарических метабазитов из зоны субдукции. Следует отметить, что U-Pb изотопные даты по циркону из метачерт в серпентинитовым меланже (466-456 млн лет), по-видимому, отражают пик субдукционного метаморфизма [Ермолов, 2010]. По геолого-геофизическим данным земная кора ЗСЗ имеет двухчленное строение:

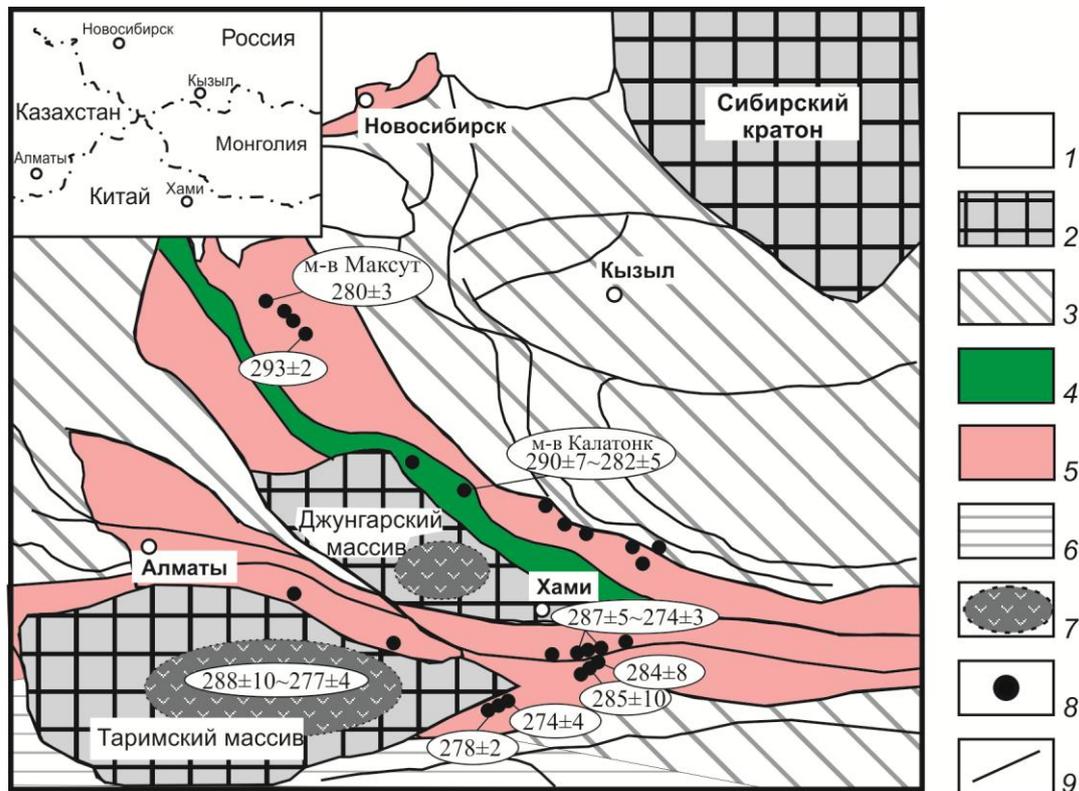


Рисунок 4.1. Обзорная схема размещения пермских пикрит-долеритовых интрузий в структурах юго-западной части Центрально–Азиатского складчатого пояса [Поляков и др., 2008].

1 – четвертичные отложения; 2 – Сибирский кратон, Таримский и Джунгарский микроконтиненты; 3–5 – фанерозойские структурно-формационные комплексы складчатых областей: 3 – ранне- и позднекаледонские, 4 – Жарма-Саурский островодужный пояс герцинского возраста, 5 – герцинская Зайсан–Гобийская зона и Тянь-Шаньская зоны герцинского возраста, нерасчлененные, 6 – мезозойско-кайнозойский ороген; 7 – пермские платобазальты (траппы) в пределах Таримского и Джунгарского микроконтинентов; 8 – пермские пикрит–долеритовые комплексы и связанные с ними Cu-Ni ± ЭПГ месторождения и рудопроявления; 9 – разломы. В овалах приведены данные о возрасте пикрит-долеритовых массивов, для территории Китая – по [Мао et. al., 2008].

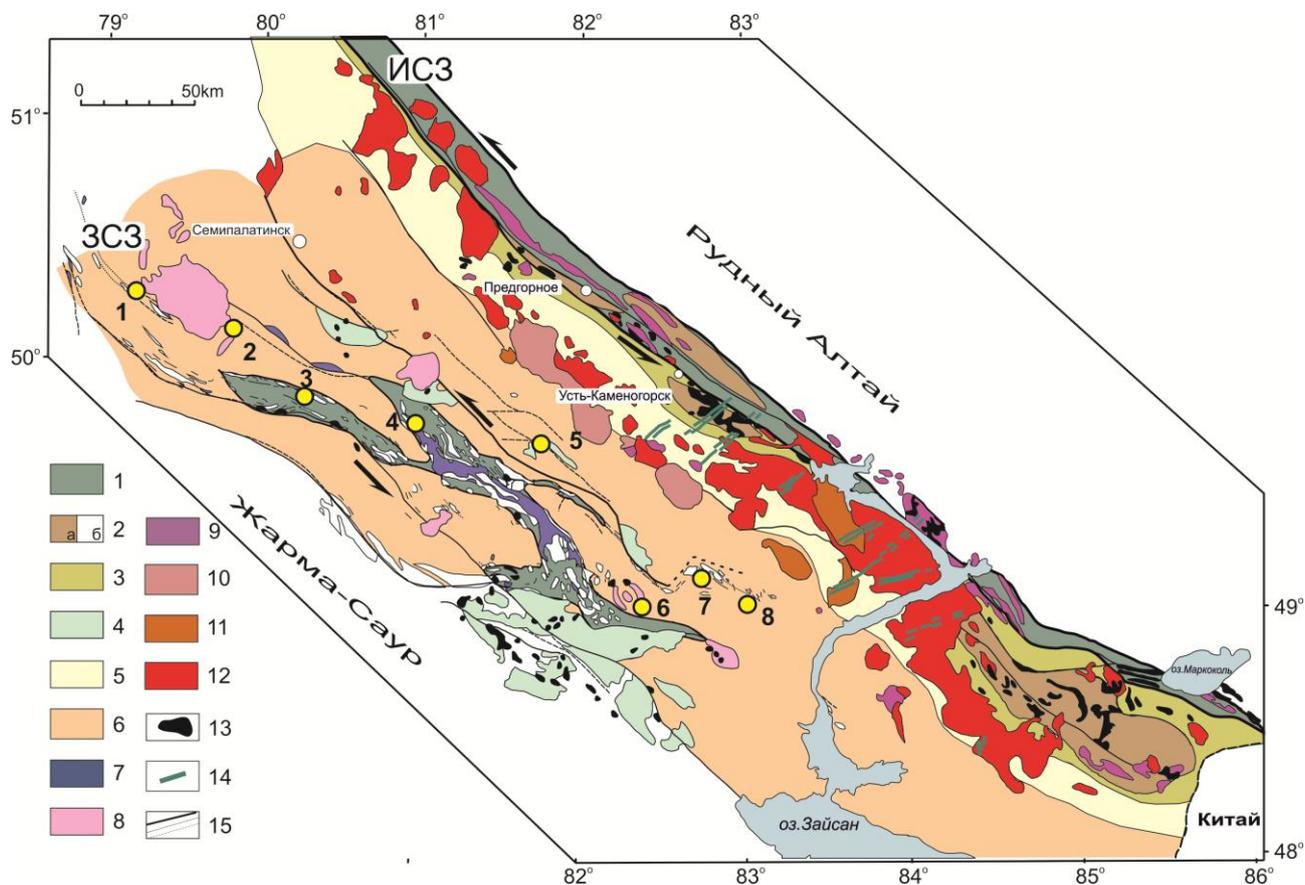


Рисунок 4.2. Тектоническая схема Зайсанской сутурной зоны и Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана с вынесенными возрастами U-Pb и Ar-Ar изотопными возрастами (пояснения в тексте). Составлено А.К. [Дьячков и др., 2002; 2005а; Владимиров и др. 2005б].

1 – бластомилониты Иртышской зоны смятия (ИСЗ) и Зайсанской сутурной зоны (ЗСЗ); 2 – тектонические блоки: глубокометаморфизованных пород ИСЗ (а), алохтонных стратиграфических образований ЗСЗ (б); 3 – зеленосланцевое обрамление ИСЗ и Курчумского выступа, нерасчлененное; 4 – синсдвиговые бассейны strike-slip типа; 5 – Калба-Нарымская зона; 6 – Западно-Калбинская зона; 7 – серпентинитовый меланж и офиолиты; 8 – гранитоиды А-типа и вулканиты Семейтауской вулканоплутонической ассоциации; 9 – гранитоиды I-типа; 10 – гранитоиды монастырского комплекса; 11 – гранитоиды позднекалбинского комплекса; 12 – гранитоиды раннекалбинского комплекса; 13 – габброиды аргимбайского и максутского комплекса; 14 – дайки основных пород и ласпрофиров; 15 – разломы различного порядка.

Месторождения и рудопроявления золота в Зайсанской сутурной зоне: 1 – Мираж, 2 – Суздальское, 3 – Жайма, 4 – Веро-Чар, 5 – Бакырчик, 6 – Баладжал, 7 – Байбура, 8 – Кулуджун.

нижнюю часть слагают океанические породы, связанные с каледонской субдукцией, верхнюю часть – терригенно-карбонатно-вулканогенные толщи раннекаменноугольного возраста, отвечающие герцинской субдукции и коллизии под Алтайскую активную окраину Сибирского палеоконтинента. Литостратиграфические колонки, отражающие внутреннее строение Зайсанской сутурной зоны приведены на рисунке 4.3. Необходимо подчеркнуть, что все магматические комплексы, включая тесно связанные с ними в пространстве и времени золотоносные объекты ЗКЗП, имеют сквозное распространение и по отношению к общей линейности ЗСЗ субкордантны [Дьячков и др., 2011; Рафаилович и др., 2014].

Аккреционно-коллизионный этап тектогенеза (C₂₋₃). Аккреционные процессы герцинского возраста фиксируются в виде островодужного магматизма в Жарма-Саурской зоне (саурская вулканоплутоническая серия, C_{1t}) [Ермолов и др., 1977] и карбонатно-терригенно-вулканогенного осадконакопления в Зайсанской сутурной зоне (аркалыкская свита, C_{1v-2}) [Ермолов и др., 1977, 1983; Большой Алтай, 1998].

Особое место занимают золотоносные малые интрузии и дайки среднего и кислого состава, представленные практически на всех рудных золотоносных полях (Баладжал, Кулуджун, Бакырчик, Байбура и др.). Интрузивно-дайковые образования отмечаются в виде небольших интрузивных тел (размером 1-4 км²) и приразломных дайковых поясов, которые контролируются системой глубинных разломов (массивы Бижан, Саратовский, Филиповский, Зеленовский, Скак, Жерек, Сенташ-Буконьский интрузивный пояс и др.). По формационной принадлежности они выделены в габбро-диоритовую формацию (бижанский комплекс C₂₋₃) и плагиогранит-гранодиоритовую формацию (кунушский C₃), (рисунок 4.3).

Кунушский комплекс образован преимущественно небольшими массивами плагиогранитов и гранодиоритов, а также их жильными дериватами нескольких генераций (гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и альбитофиры). Отмечаются переходы апофиз гранодиорит-плагиогранитовых массивов в дайки гранит-порфиров, что подчеркивает генетическое родство малых интрузий и дайковых образований (развернутая характеристика приведена в главе 1). Следует обратить особое внимание на тот факт, что плагиогранитоиды кунушского комплекса имеют сквозное распространение, «запечатывая» структуры Зайсанской сутурной зоны и Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. Несмотря на принципиально различный состав вмещающих толщ, которые в Зайсанской сутурной зоне имеют островодужный существенно мафитовый профиль (аркалыкская свита, C_{1v2-3}), а в Калба-Нарымской зоне отвечают турбидитовому бассейну (черносланцевая формация, такырская свита, D₃-C₁), с дайковыми поясами и гипабиссальными массивами плагиогранитов кунушского комплекса повсеместно ассоциируют рудопоявления и месторождения золото-кварцево-жильного типа и

золотоносные джаспероиды [Дьячков и др., 2011, 2013; Кузьмина и др., 2013]. Возраст плагиогранитоидов кунушского комплекса определен U-Pb изотопным датированием в петротипических массивах (массив Жиланды 307 ± 9 U-Pb; массив Точка 299 ± 2 U-Pb цирконы) [Куйбида и др., 2009].

Постколлизийный этап тектогенеза (P₁). Петрологические индикаторы активности Таримского плюма. В настоящей диссертационной работе принята схема расчленения пермско-триасовых вулканических и интрузивных образований Зайсанской сутурной зоны, основанная на монографических описаниях [Ермолов и др., 1977, 1983; Большой Алтай, 1998, 2000; Дьячков и др., 2011]. Эта схема включает в себя следующие магматические серии и ассоциации (от ранних к поздним): аргимбайская субщелочная трахибазальт-трахиандезит-трахитовая (габбро-диабазовая) вулканоплутоническая серия, $S_3 \div P_1$ (293 ± 3 млн лет); максутский пикродолеритовый комплекс, P_1 (280 ± 3 млн лет); салдырминская (тастауская) субщелочная дацит-риолитовая (монцонит-граносиенит-гранитная) ассоциация, P_1 (280 ± 3 млн лет); щелочные граниты дельбегетейского комплекса, $P_2?$; семейтауская субщелочная трахибазальт-трахиандезит-К-риолитовая (монцонит-граносиенит-гранитная) вулканоплутоническая ассоциация, T_1 (248 ± 3 млн лет).

Представленная схема расчленения постколлизийных магматических комплексов Зайсанской сутурной зоны (ранняя пермь) в настоящее время интерпретируется с позиции воздействия Таримского плюма на континентальную литосферу [Борисенко и др., 2006; Цзян и др. 2006; Владимиров и др., 2008; Добрецов, 2008; Мао et al., 2008; Добрецов и др., 2010; Chen et al., 2010; Хромых и др., 2011, 2013; Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Все вышеперечисленные магматические комплексы имеют сквозное распространение в Чарско-Зимунайской и Западно-Калбинской подзонах Зайсанской сутурной зоны (рисунок 4.3).

В качестве достоверного петрологического индикатора плюмовой активности, наряду с траппами, предлагаются Cu-Ni-ЭПГ-расслоенные габбро-пикритовые интрузивы [Поляков и др., 2008; Добрецов, 2008; Хромых и др., 2013]. В юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, охватывающей территорию Западной Монголии, Северо-Западного Китая, Восточного Казахстана и Российского Алтая, развито значительное число позднепалеозойских базит-пикритоидных интрузий с Cu-Ni-ЭПГ оруденением, а также проявлены базальты трапповой формации в пределах Таримского и Джунгарского континентальных блоков (см. рисунок 4.1). Базит-пикритоидный магматизм ранее здесь связывался с аккреционно-коллизийными процессами, а именно – с посторогеническим растяжением, однако детальное петролого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования последних лет позволяют рассматривать этот магматизм в качестве петрологического индикатора для крупной магматической провинции, связанной с

активностью Таримского мантийного плюма раннепермского возраста [Борисенко и др., 2006; Цзян и др., 2006; Mao et. al., 2008, Поляков и др., 2008; Qin et. al., 2011; Хромых и др., 2011, 2013].

Северная часть ареала базит-пикритоидного магматизма находится в пределах Зайсанской сутурной зоны (рисунок 4.2), сформированной в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов [Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003; Дьячков и др., 2011; Коробкин, Буслов, 2011; Кай и др., 2011]. Базит-пикритоидный магматизм проявился здесь на завершающих стадиях эволюции коллизионной системы и представлен субщелочными габброидами с Ti оруденением и субщелочными пикритоидами с Cu-Ni оруденением [Ермолов и др., 1976; Владимиров и др., 1979б; Поляков и др., 2008; Хромых и др., 2011, 2013].

Наряду с ними на территории Зайсанской сутурной зоны в это же время фиксируются разнообразные габбро-сиенит-гранитные (дацит-риолитовые) и редкометалльно-гранитные магматические ассоциации, которые объединяются в салдырминскую и тастаускую вулканоплутонические серии [Ермолов и др., 1977; 1983]. Характерной чертой этих вулканоплутонических серий является их принадлежность к глубокоэродированным срезам палеовулканических структур центрального типа. Для Тастауской и Сиректасской вулканических структур определен возраст габброидов максутского типа (Ar-Ar метод, 280 ± 3 млн лет) и возраст гранитов (U-Pb метод, $289 \pm 7,1$ млн лет).

Появление Cu-Ni-ЭПГ габбро-пикритоидов и субщелочных магматических комплексов контрастного бимодального состава в сравнительно узком возрастном интервале (см. таблицу 4.1) позволили в свое время поставить вопрос о необходимости привлечения независимого от тектонических процессов в литосфере теплового мантийного источника (в данном случае – Таримского плюма). Это предположение было подтверждено с помощью трехмерного математического моделирования верхнемантийной конвекции под литосферой коллизионной зоны [Владимиров и др., 2008]. Как видно из таблицы 4.1, возраст габброидов и пикритоидов Зайсанской сутурной зоны согласуется с возрастом раннепермских трапповых формаций Таримского Джунгарского блоков, а также с датировками Cu-Ni-ЭПГ базит-пикритоидных комплексов в Северо-Западном Китае, Тянь-Шане и Западной Монголии, то есть отвечает формированию крупной магматической провинции в результате активности Таримского мантийного плюма. Геодинамический сценарий развития Алтайской аккреционно-коллизионной системы в позднем палеозое отражен на рисунке 4.4 [Владимиров и др., 2014].

Возраст Cu-Ni-ЭПГ габбро-пикритоидных массивов, вулканических структур и гранитоидных батолитов, связанных с активностью Таримского плюма

Название	Расположение	Метод датировки	Возраст (Ma)	Первоисточник
Северо-Западный Китай, Алтайский орогенический пояс				
Kalatongke deposit	Altay orogenic belt	Re-Os isochron	282.5	Zhang et al., 2005
Kalatongke No. 1 intrusion	Altay orogenic belt	SHRIMP, U-Pb	287±5	Han et al., 2004
Huangshandong deposit	Jueluotage orogenic belt	Re-Os isochron	282±20	Mao et al., 2002
Xiangshan deposit	Jueluotage orogenic belt	Re-Os isochron	298±7.1	Li et al., 2006
Xiangshan intrusion	Jueluotage orogenic belt	SHRIMP, U-Pb	285±1	Qin et al., 2003
Huangshandong complex	Jueluotage orogenic belt	SHRIMP, U-Pb	274±3	Han et al., 2004
Huangshan intrusion	Jueluotage orogenic belt	SHRIMP, U-Pb	269±2	Zhou et al., 2004
Baishiquan complex	Central Tianshan	SHRIMP, U-Pb	285±10	Wu et al., 2005
Poyi complex	Beishan Paleozoic rift	SHRIMP, U-Pb	278±2	Li et al., 2006
Poshi complex	Beishan Paleozoic rift	SHRIMP, U-Pb	274±4	Jiang et al., 2006
Восточный Казахстан, Зайсанская сутурная зона и Калба-Нарымский гранитоидный пояс*				
Аргимбайский комплекс	ЗСЗ	SHRIMP, U-Pb	293±2	Хромых и др., 2013
Максутский комплекс	ЗСЗ	Ar-Ar	280±3	Хромых и др., 2013
Максутский массив	ЗСЗ	Ar-Ar, Bi, Hbl	279±4	Хромых и др., 2011, 2013
Сиректасская структура	ЗСЗ	SHRIMP, U-Pb	289±7	Владимиров и др., 2014, в печати
Преображенский массив	ЗСЗ	SHRIMP, U-Pb	284±5	Владимиров и др., 2014, в печати
Калба-Нарымский гранитоидный пояс	Калба-Нарымская зона	SHRIMP, U-Pb	284±4	Котлер и др., 2014, в печати
Калба-Нарымский гранитоидный пояс	Калба-Нарымская зона	Ar-Ar, Bi, Msk	290-275	Травин и др., 2013; Котлер и др., 2014, в печати

* – использованы геохронологические обзоры [Mao et al., 2008; Поляков, 2008].

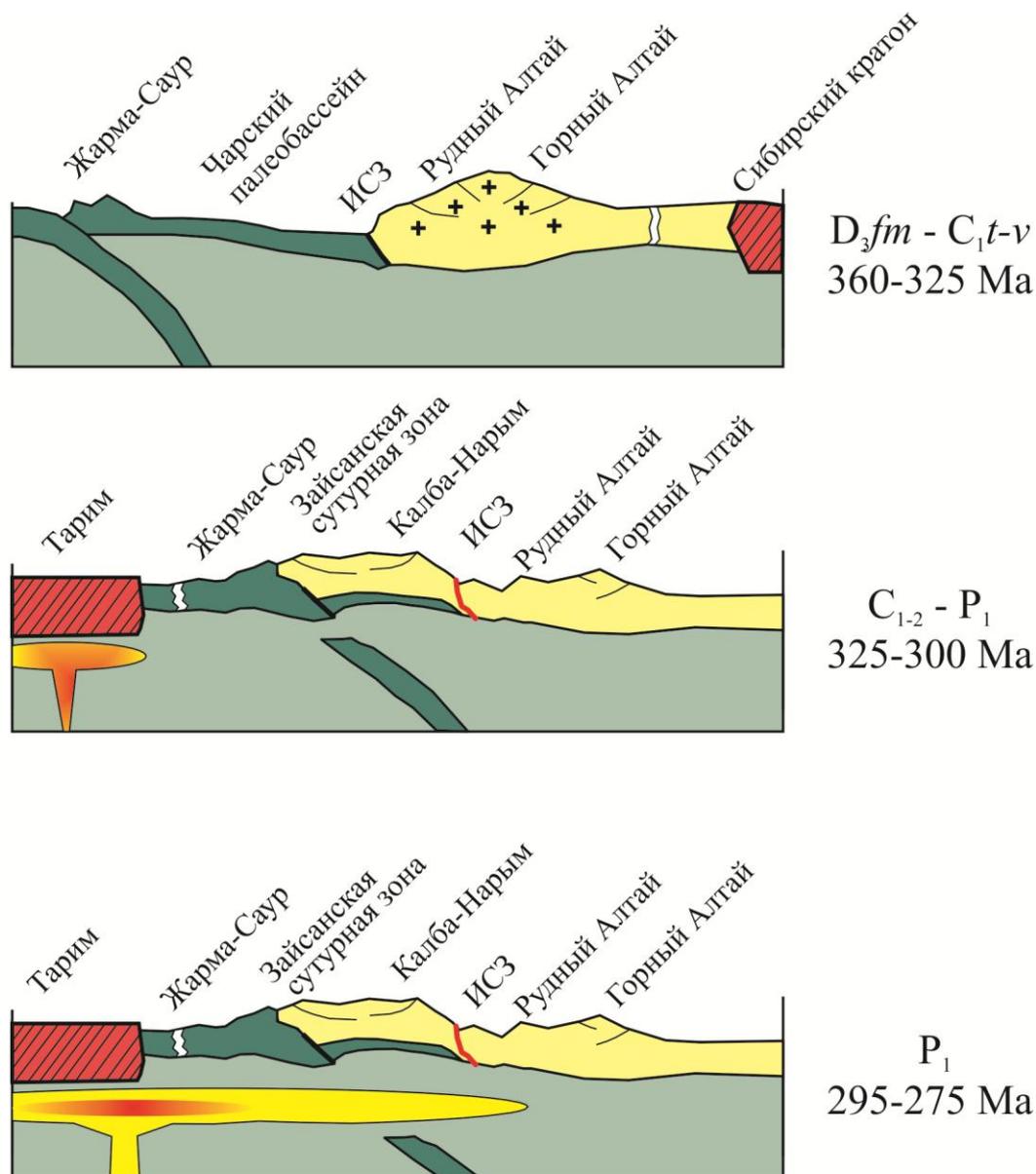


Рисунок 4.4. Палеогеодинамические реконструкции Алтайской аккреционно-коллизийной системы (поздний палеозой) [Владимиров и др., 2014, в печати].

Геодинамический сценарий включает следующие этапы:

- окраинноморско-островодужный этап (375-320 Ма) отвечал перескоку субдукции с отмиранием Рудно-Алтайской и заложением Жарма-Саурской островных дуг. В этот период времени Зайсанский палеоокеанический бассейн следует рассматривать как окраинное море.

- коллизионный этап (320-300 Ма) привел к формированию орогенных моласс ($C_{2,3}$), контрастных бимодальных трахибазальт–трахиандезит–К-риолитовой серий и плагиогранитов высокоглиноземистого типа (кунушский комплекс, C_3).

- постколлизионный этап (300-260 Ма) отвечал внутриконтинентальному трансформному орогену с активными сдвиговыми перемещениями в региональных сдвиговых зонах (Иртышская, Чарская и др.) и антидромному базит-пикритовому магматизму. В этот период времени были сформированы Калба-Нарымский и Жарма-Саурский батолитовые пояса (P_1), щелочные граниты А-типа (керегетас-эспинский и дельбегетейский комплексы, P_2).

Стадия инверсии (285 ± 5 Ма) коррелируется с тектономагматической активностью Таримского плюма (P_1).

Субплатформенный этап тектогенеза, связанный с влиянием Сибирского суперплюма (P_1), представлен Семейтауской вулканической структурой [Ермолов и др., 1983]. Эта структура приурочена к юго-восточному окончанию Горностаевского офиолитового пояса (см. главу 1). Ее протяженность 60 км при ширине в центральной части до 30 км (см. рисунок 4.2). В строении представлены породы двух гомодромных ритмов (от ранних к поздним). Первый ритм – вулканический: 1-я фаза – гиалобазальты; 2-я фаза – трахиты, кварцевые трахиты, латиты; 3-я фаза – липариты, игнимбриты, витрофиры и, вероятно, гранит-порфиры. Второй ритм – интрузивный: 1-я фаза – монцониты, монцонит-порфиры; 2-я фаза – сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры; 3-я фаза – гранит-порфиры; 4-я фаза – порфировидные лейкократовые граниты. Завершается магматизм дайками диабазов. По петрогеохимическому составу семейтауская вулканоплутоническая серия относится к субщелочной повышенной калиевости. Учитывая тектоническую позицию вулканической постройки, субщелочной и одновременно контрастный (бимодальный) состав вулканоплутонической серии, а также субсинхронное формирование с Сибирскими траппами и однотипными магматическими ассоциациями в юго-западном обрамлении Сибирской платформы, можно предполагать взаимосвязь Семейтауской структуры с Сибирским плюмом [Lyons et al., 2002; Добрецов и др., 2005; Добрецов, 2008; Ермолов, 2013].

4.2. Главные этапы формирования золото-сульфидного оруденения карлин-типа в Восточном Казахстане

Прежде чем перейти к анализу стадийности формирования золото-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения карлин-типа в пределах Зайсанской сутурной зоны, необходимо дать краткую геолого-минералогическую характеристику Суздальского промышленного месторождения, являющегося крупнейшим золотоносным объектом Восточного Казахстана.

Суздальское месторождение расположено в Зайсанской сутурной зоне, на юго-восточном экзоконтакте Семейтауской вулканоплутонической постройки (T_1). Детальные сведения о его геологическом строении приводятся в ряде работ [Бегаев, Степаненко, 1995; Малыгин и др., 1995; Большой Алтай, 1998, 2000; Зейлик, 2001; Нарсеев, 2002; Калинин и др., 2006, 2009; Рафаилович, 2009; Ковалев и др., 2011; Рафаилович, Дьячков, 2011; Kovalev et al., 2009; Ковалев и др., 2012; Рафаилович и др., 2014].

Согласно детальным исследованиям [Ковалев и др., 2012], эти полигенные и полихронные месторождения относятся к генетическому типу минерализованных зон прожилково-вкрапленных руд в черносланцевых вулканогенно-карбонатно-терригенных толщах нижнего карбона. Оруденение контролируется Суздальским разломом северо-восточного простирания, на севере граничит с Семейтауской вулканоплутонической структурой раннетриасового возраста. На месторождении проявлен позднепалеозойский дайковый комплекс метадолеритов и риолитов (кварцевых порфиров), на который наложено богатое золотосульфидное оруденение.

Рудовмещающими являются углеродсодержащие вулканогенно-терригенно-карбонатные породы аркалыкской свиты (C_{1V2-3}) и существенно терригенные породы серпуховского яруса (C_{1S}). На северо-восточном фланге месторождения присутствуют породы молассового комплекса, относимые к верхнему карбону, на которые по Горностаевскому разлому надвинуты породы нижнего карбона. Все породы претерпели слабый региональный метаморфизм на уровне нижней ступени зеленосланцевой фации. На месторождении широко представлен комплекс даек и малых тел основного и кислого состава, контролируемых зоной Суздальского разлома. Дайки метадолеритов и кварцевых порфиров в различной степени окварцованы, серицитизированы, карбонатизированы, хлоритизированы и сульфидизированы. В тоже время дайки граносиенит-порфиров и интрузивных тел гранит-порфиров практически не содержат признаков гидротермальных изменений, и вероятнее всего относятся к Семейтаусской субщелочной вулканоплутонической ассоциации раннетриасового возраста.

На месторождении выделяются следующие типы золотосодержащих минерализованных вмещающих пород [Ковалев и др., 2012].:

1. Углеродистые алевропелиты и песчаники с пиритовой стратифицированной и тонковкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализацией встречаются на месторождении повсеместно. Рудные тела сложены интенсивно кливажированными серыми песчаниками углеродистыми алевропелитами флишоидного строения. Некоторые песчанистые или углеродистые алевропелитовые прослои избирательно обогащены пиритом, другие содержат визуально слабо различимую тонкодисперсную вкрапленность пирита и арсенопирита. Углеродисто-терригенные породы относятся к слабоизвестковистым разностям (CaO 0.28–4.97 мас. %) с содержанием SiO_2 от 47.89 до 75.88 мас. %.

2. Брекчированные карбонатные породы с гнездово-прожилковой пирит-арсенопиритовой минерализацией развиты преимущественно в восточной части месторождения (рудные тела 1–3). Здесь встречаются конседиментационные

известняковые брекчии, сложены обычно обломками (1–10 см) органогенных известняков, сцементированными того же состава более мелкообломочными разностями. По цементу брекчированных пород развивается кварц-серицитовая минерализация с тонкоигольчатым золотоносным арсенопиритом или полисульфидная минерализация со свободным Au. Тектонические брекчии представлены остроугольными обломками разных размеров минерализованных терригенных пород, сцементированных кварц-карбонатным материалом. Меланжевые брекчии представлены мраморизованными известняками, кремнистыми сланцами, сульфидизированными породами, сцементированными углеродистым кварц-карбонат-хлорит-слюдистым агрегатом. Содержание Au в различных типах минерализованных брекчий варьирует от первых г/т до первых десятков г/т.

3. Прокварцованные и брекчированные карбонатно-терригенные породы с гнездово-прожилково-штокверковой золото-полисульфидной минерализацией представляют морфологический тип золотоносного кварц-карбонатного штокверка. Это плотные интенсивно прокварцованные породы по брекчированным известнякам (джаспероиды) и углеродистым сульфидизированным алевропесчаникам и алевропелитам.

Содержание SiO₂ в них достигает 90 мас. % и более. В кварцевой массе встречаются вкрапления, гнезда и прожилки среднезернистых сульфидов и видимого самородного Au размером до 100 мкм. Содержания Au в штуфных образцах достигают сотни г/т.

4. Минерализованные метабазалты, метадолериты и кварцевые порфиры с вкрапленной и прожилковой сульфидной минерализацией, характеризуются различной степенью гидротермальной проработки, различным минеральным составом и интенсивностью сульфидизации. Минерализация в метабазалтах и метадолеритах проявлена крайне неравномерно, интенсивность которой обусловлена степенью тектонической проработки и имеет прожилковый и гнездовый характер). Содержание Au в этих породах варьирует от десятых долей до нескольких г/т. Минерализованные дайки кварцевых порфиров осветлены, содержат реликтовые порфировые вкрапленники кварца и равномерно рассеянную сульфидную минерализацию. Сульфиды в основном представлены арсенопиритом, пиритом и марказитом.

Главные этапы формирования золото-сульфидного оруденения приведены в обобщающей таблице 4.2, где дана сравнительная характеристика Байбуринского и Жайминского рудных полей и Суздальского месторождения.

По структурно-морфологическим, минералого-геохимическим особенностям и возрастным характеристикам рудных залежей золото-сульфидные месторождения

формировались в обстановке неоднократных тектонических подвижек, периодов сжатия и растяжения, что проявилось в расланцевании и брекчировании различных типов минерализованных пород. Выделяется четыре этапа рудообразующей золотоносной системы [Ковалев и др., 2012].

Рудоподготовительный этап является сквозным для приведенных объектов. В рудовмещающем разрезе выявляются признаки сингенетичного накопления сульфидов в углеродисто-терригенно-карбонатных породах раннекарбонового времени, преимущественно пирита с повышенной золотоносностью. Проявление этой минерализации, скорее всего, обусловлено процессами поствулканической гидротермальной активности, связанной с базальтоидным вулканизмом раннекарбонового времени. Рудные компоненты поступали вдоль разломов, ограничивающих эту депрессию, и накапливались в углеродистых пачках с застойным режимом седиментации в ассоциации с железосодержащими карбонатами и кремнеземом. Для них характерны повышенные концентрации Ti, P и Mn, которые коррелируются с геохимической специализацией metabазальтов рудовмещающего разреза.

Сингенетичный характер накопления пиритизированных осадков и преобразование их на стадиях диагенеза и эпигенеза наиболее ярко проявляются в текстурах минерализованных пород. Возможно также синхронное осаждение ряда других рудных компонентов, что фиксируется повышенными концентрациями Se, Tl, Sb, Pd и As в пирите. Высокие концентрации мышьяка в метаосадках характерны для ряда золоторудных месторождений в черносланцевых толщах – Джиант в Канаде и Хоумстейк в США [Hees *et al.*, 1999]. Изотопный состав серы сингенетичного пирита Суздальского месторождения и рудопроявления Жайма указывает на ее ювенильное происхождение.

Важная роль первичного гидротермально-седиментационного накопления рудного вещества в углеродисто-терригенных толщах – как источника, рассматривается исследователями при формировании месторождений золота карлин-типа и других золоторудных месторождений орогенных областей [Emsbo *et al.*, 1999, 2003; Peters *et al.*, 2007; Wood, Large, 2007; Large *et al.*, 2011].

Таблица 4.2.

Сравнительная структурно-геологическая и минералого-геохимическая характеристика рудных полей Байбура, Жайма и Суздальского месторождения (Восточный Казахстан)

Характеристика	Рудное поле Байбура	Рудной поле Жайма	Суздальское месторождение
Геодинамическая позиция рудовмещающих толщ	Островодужный этап тектогенеза – аркалыкская базальт-андезитовая, известняково-терригенная формация (C ₁ V ₂₋₃), предколлизийный этап – аганактинская граувакковая олистостромовая формация (C ₁ s)		
Геодинамические обстановки первичной рудно-магматической системы	Коллизийный этап тектогенеза (C ₃)	Тектоническая активность, связанная с Таримским плюмом (P ₁)	
Геодинамическая обстановка переотложения золота	–	–	Семейтауский вулканоплутонический комплекс (T ₁)
Структурная геология	Многочисленные тектонические подвижки, расщепление и брекчирование минерализованных вулканогенно-карбонатно-терригенных пород		
Протолиты	Мраморизованные известняки	Углеродистые вулканогенно-карбонатно-терригенные породы	
Рудоподготовительный этап	Сингенетичная золото-сульфидная минерализация в вулканогенно-карбонатно-терригенных отложениях – C ₁ (345-325 млн лет)		
Этапы формирования золотого оруденения	I этап – золотоносные джаспероиды, 310-300 млн лет (U-Pb, циркон из плагиогранитов кунушского комплекса) [Куйбида и др., 2009]	–	–
	–	I этап – 279±3.3 ÷ 272±2.9 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar, серицит) [Ковалев и др., 2014]	I этап – 281±3,3 млн лет (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar, серицит), II этап – 248,3±3,4 млн лет (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar, серицит), III этап – 241,9±2,7 млн лет (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar, серицит) [Ковалев и др., 2012]
Минеральный состав золото-сульфидных руд	Золото, арсенопирит, пирит, ± галенит; шеелит, рутил	Золото, пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, рутил	Золото, арсенопирит, пирит, пирротин; киноварь, шеелит, блеклые руды, галенит, рутил
Содержания золота и серебра в рудах	Au – 0,1-33,5 г/т Ag – 0,05-2,5 г/т	Au – 0,4-19 г/т Ag – 0,08-0,36 г/т	Au – 1,5-23,0 г/т; среднее – 6,4 г/т (до 106 г/т в рудной зоне №3) Ag – 0,5-3,0 г/т; среднее – 1,69 г/т
Морфология самородного золота	Интерстиционные формы: жилковидно-пластинчатая и комковидная (от 60 до 90%) и кристаллическая (от 5 до 25 %)	Преимущественно кристаллические формы, дендритовые, листоватые	Преимущественно кристаллические формы, интерстиционные жилковидно-пластинчатые и комковидные
Состав зерен самородного золота	Пробность золота 920-950%, содержание ртути 0,2-0,7 мас.%, меди – ниже предела обнаружения	Пробность золота 930-980%, содержание ртути 0,1-0,6 мас. %, меди – ниже предела обнаружения	Пробность золота 930-980%, содержание ртути 0,0-0,7 мас. %, меди – ниже предела обнаружения

Второй этап рудообразования связан с постороженным развитием региона, скорее всего, с процессами крупноамплитудных левосдвиговых вязко- и хрупкопластичных деформаций, в зоне сочленения Сибирской и Казахстанской литосферных плит в период 285–270 млн лет [Владимиров и др., 2003, 2005, 2008]. В это время в зоне расланцевания углеродисто-карбонатно-терригенных пород сформировалась основная продуктивная тонковкрапленная пирит-арсенопиритовая минерализация с так называемым "invisible gold". Возраст ее, по данным датирования серицита, определяется в 281.9 ± 3.3 млн лет, что значительно моложе постколлизийных гранитоидов кунушского комплекса, возраст которых оценивается в 306.7 ± 8.7 млн лет [Владимиров и др., 2008] или 309 ± 3.5 млн лет [Наумов и др., 2009]. Таким образом, возраст раннего золотопродуктивного этапа минерализации на месторождениях во всех рудных районах Западно-Калбинского золотоносного пояса определяется достаточно узким интервалом времени – $287.9 \pm 2.8 \div 278 \pm 3.6$ млн лет. Формирование минерализации в этом возрастном интервале близко к внедрению гранитоидов раннекалбинского комплекса с возрастом 295–274 млн лет (U-Pb метод), с которым связана Li-Ta-Nb и Sn-W минерализация, и становлению поздних пикритоидных Cu-Ni-Pt-носных массивов (максутский комплекс) аргимбайского габброидного пояса, которые, по данным Ag/Ag датирования, имеют возраст $278 \pm 3 \div 280 \pm 3$ млн лет [Владимиров и др., 2008].

3. *Третий этап рудообразования* фиксируется проявлением второй продуктивной золото-полисульфидной штокверковой минерализации, сопровождаемой процессами окварцевания брекчированных карбонатных брекчий, сульфидизированных углеродистых алевропелитов, и наложенной также на metabазальты дайки метадолеритов и кварцевых порфиров. В локальных зонах проявляются процессы скарнирования и мраморизации известняков с развитием тремолита, граната и магнетита. Полисульфидная ассоциация представлена слабозолотоносным таблитчатым арсенопиритом, высокожелезистым сфалеритом и халькопиритом. Этот этап сопровождается пирротинизацией и отложением свободного золота, связанного в большей степени с процессами ремобилизации. Возраст второго продуктивного этапа – 248.3 ± 3.4 млн лет. Время этого этапа минерализации наиболее близко ко времени формирования Семейтауской вулcano-плутонической структуры. Возраст становления ее, по данным Ag/Ag метода в санидиновых кристаллах из двух интрузивных тел, составляют 248.2 ± 0.5 и 248.8 ± 0.5 млн лет [Lyons *et al.*, 2002].

4. *Четвертый этап* на Суздальском месторождении связан с проявлением жильной кварц-антимонитовой минерализации, которая накладывается на все типы

ранее минерализованных пород. Наличие повышенных содержаний Au в некоторых мономинеральных пробах антимонита объясняется процессами наложения антимонита на ранние золотосодержащие ассоциации. Завершается гидротермальный процесс минерализации формированием поздних безрудных кварц-карбонат-слюдистых прожилков. Возраст их составляет 241.9 ± 2.7 млн. лет.

Учитывая длительную и сложную историю формирования золото-сульфидных руд Зайсанской сутурной зоны, следует ожидать, что морфологические типы свободного золота здесь значительно более разнообразны. Это подтверждается морфометрическими характеристиками золота [Kovalev et al., 2009; Ковалев и др., 2012; Кузьмина и др., 2013а].

При сравнительной характеристике установлено, что пробность золота практически идентична (920-980%, см. табл. 4.2). Сквозным геохимическим признаком, прямо указывающим на генетическое родство золото-сульфидных руд Суздальского месторождения и рудного поля Байбура, является отсутствие меди и повышенные содержания ртути в самородном золоте: суздальский тип – до 0,7 масс. %, байбури́нский тип – 0,2 - 0,7 масс. %..

Вместе с тем, петрогеохимические тренды в золотоносных джаспероидах байбури́нского типа и рудных метасоматитах суздальского типа резко различаются, тем самым подчеркивая, что процессы рудообразования на Суздальском месторождении в существенной мере зависели от внешних наложенных тектономагматических факторов. В качестве последних, предполагается влияние Таримского и Сибирского плюмов, воздействие которых на Алтайскую аккреционно-коллизонную систему, включая Зайсанскую сутурную зону, сейчас подтверждено детальными петролого-геохронологическими и структурно-геологическими исследованиями [Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003, 2005б, 2008; Добрецов и др., 2005; Борисенко и др., 2006; Дьячков и др., 2009, 2011]. В генерализованном виде эволюционная направленность концентрирования золота в пределах Зайсанской сутурной зоны Восточного Казахстана показана на рисунке 4.5.

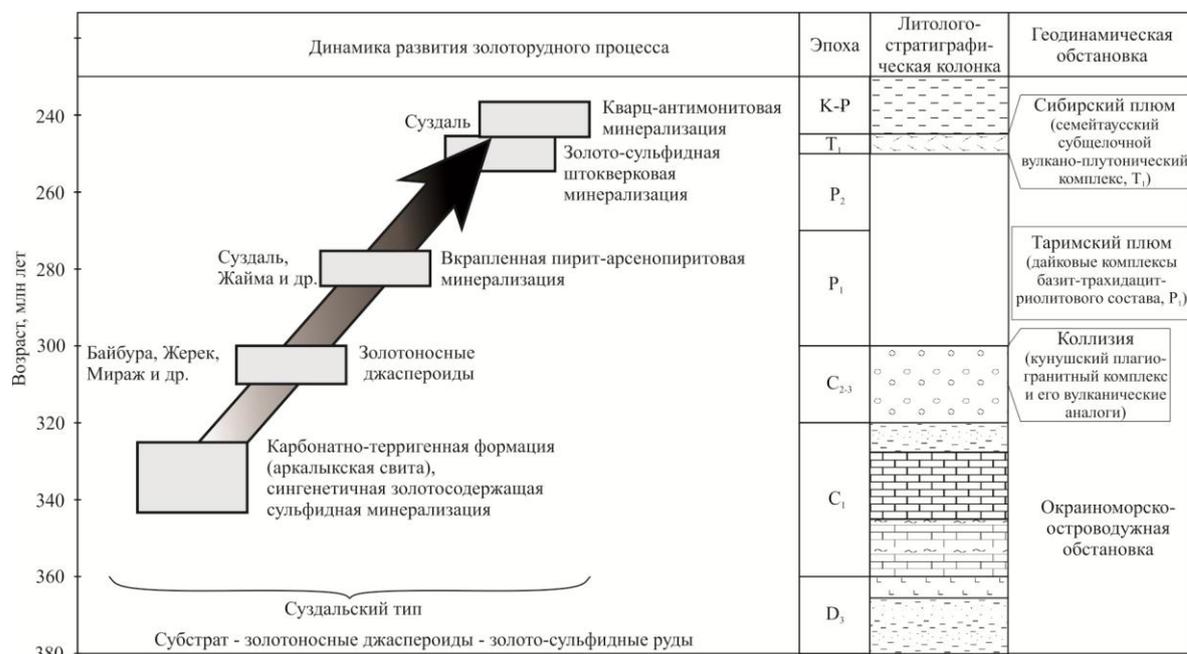


Рисунок 4.5. Динамика концентрирования золота, геодинамические обстановки формирования золотоносных джаспероидов (байбури́нский тип) и золото-сульфидных (суздальский тип) месторождений Восточного Казахстана

Анализ всех полученных геологических, геохимических и минералогических данных позволяет рассматривать золото-сульфидное оруденение в Зайсанской сутурной зоне, как многостадийное и полигенное, при этом байбури́нский формационный тип отвечает ранним стадиям рудообразующего процесса, создавая исходные предпосылки для промышленных месторождений.

Принципиальным отличием Суздальского месторождения от золотоносных джаспероидов рудного поля Байбура является многократная тектономагматическая переработка золото-сульфидных руд с последовательным концентрированием золота.

Литологический состав рудовмещающих толщ играет важную роль в формировании текстурно-минерального облика руд. Месторождения Бакырчик, Жерек, Жанан, Центральный и Восточный Мукур северо-западной части Западно-Калбинского золотоносного пояса залегают в существенно углеродистых породах песчано-алевролитового состава.

Золото-сульфидная минерализация на месторождении Суздаль проявлена в углеродистых вулканогенно-терригенно-карбонатных породах аркалыкской свиты и терригенных породах серпуховской свиты. На всех этих месторождениях в рудовмещающих толщах в той или иной степени представлена сингенетичная золотосодержащая пиритовая и сидеритовая минерализация. Она играла важную роль в локализации вкрапленно-прожилкового золото-сульфидного оруденения, что отразилось на строении руд и их геохимической специализации. Рудные тела здесь

представлены стратиформными и линзовидными субсогласными с вмещающими породами залежами. Гидротермально-метасоматические руды чаще имеют ритмично-слоистое и полосчатое строение, наследуя текстурный рисунок замещаемых ритмично-слоистых пачек флишоидного и турбидитового строения. Важную роль при этом играет присутствие в рудовмещающих толщах сингенетичных пирита, сидерита и железосодержащих минералов. Рудолокализирующий фактор этих образований на золото-сульфидных месторождениях отмечался многими исследователями (Жаутиков, Мауленов, 1985; Нусипов и др., 1997; Новожилов, Гаврилов, 1999; Большой Алтай, 2000; Ковалев и др., 2011; Hofstra et al., 1991).

Одна из возможных причин низкой золотоносности арсенопирита и пирита на месторождении Жайма заключается в источнике золота. На ряде крупных золото-сульфидных месторождений с высокзолотоносными сульфидами рассматривается двойственная природа золота - сингенетичное золото (осадочно-диагенетическое и гидротермально-ремобилизационное) и эндогенное ювенильное золото. На ряде сложных многоэтапных месторождениях дополнительный источник золота связывается с процессами тектоно-магматической активизации (Нарсеев, 2002; Ковалев и др., 2012). Сингенетичное накопление золота в сульфидизированных кремнистых и углеродисто-кремнистых осадках и их повышенная кларковая золотоносность в Западно-Калбинском золотоносном поясе неоднократно отмечалось исследователями [Полянский и др., 1980; Шибко и др., 1982; Жаутиков, Мауленов, 1985; Нарсеев, 1996; Большой Алтай, 2000; Нарсеев и др., 2001; Ковалев и др., 2012; Кузьмина и др., 2013а,б; Kovalev et al., 2009]. Присутствие эксгаляционно-седиментогенной золотоносной минерализации на локальных стратиграфических уровнях вмещающих и подстилающих углеродистых терригенно-карбонатных толщ характерна и для месторождений карлин-типа [Titley, 1991; Ilchik, Barton, 1997; Emsbo, 1999; Emsbo et al., 2003; Nutt, Hofstra, 2007; Large et al., 2011]. В составе рудовмещающих толщ месторождения Жайма золотоносные образования подобного типа практически отсутствуют. Минерализация здесь обуславливается одноактным эндогенным ювенильным процессом, контролируемым зоной глубинного Кызыловско-Серебрянского разлома. Обогащенность руд и главных рудных минералов никелем, кобальтом, титаном, фосфором, хромом с одной стороны указывает на унаследованную геохимию замещаемых вулканогенных и вулканомиктовых пород основного состава. С другой стороны, как и на многих месторождениях, отмечается пространственная совмещенность золоторудной минерализации с дайковым комплексом основных пород и геохимическое родство с ними. Присутствие в рудах месторождения Жайма

комплекса сульфоарсенидов и сульфосолей никеля, как и на других золото-сульфидных месторождениях района, а также изотопный состав серы, близкий к метеоритному стандарту, скорее всего, указывает на глубинный ювенильный источник минерализации на месторождении Жайма.

Возрастные характеристики формирования арсенопирит-пиритовых руд продуктивной ассоциации на месторождении Жайма укладываются в интервал значений $279 \pm 3.3 \div 272.2 \pm 2.9$ млн. лет. Они коррелируются с возрастным интервалом ($273,6 \pm 2,6 \div 287,9 \pm 2,8$ млн. лет) формирования ранней продуктивной арсенопирит-пиритовой ассоциации на ряде золото-сульфидных месторождений Западно-Калбинского золотоносного пояса (Наумов и др., 2014; Naumov et al., 2011). Эта минерализация близка ко времени формирования медно-никелевых руд месторождения Максут в габбро-базитовой интрузии с возрастом 280 млн. лет (Владимиров и др., 2008; Хромых и др., 2013). В качестве глобального генерирующего механизма рудообразующих флюидов для такого типа месторождений, рассматриваются астеносферные мантийные потоки в нестабильной литосферной мантии, проникающие в верхние уровни коры по глубинным разломам, а возможным источником металлов - базальтоиды (Bierlein et al., 2006). Существование особых флюидно-магматических систем дайкового типа, продуцировавших золотое оруденение, рассматривалось на примере многих золоторудных месторождений Урала, Северо-Востока России, Северного Казахстана и Австралии (Горячев, 2005; Горячев и др., 2014).

4.3. Геолого-генетические условия формирования и критерии поиска золотоносных джаспероидов на месторождениях карлин-типа (обзор)

Джаспероиды – гидротермально-метасоматические тела существенно кварцевого состава (нередко с примесью кальцита, доломита, анкерита), образующие апокарбонатную фацию пород в составе нескольких метасоматических формаций щелочной стадии и стадии кислотного выщелачивания: скарновой, калишпатитовой, березит-лиственитовой, кварц-серицитолитовой и аргиллизитовой. Джаспероидный кварц формируется в изменчивом интервале глубин, температур и давлений путем метаморфизма и замещения исходных минералов карбонатных пород. Большинство исследователей определяют джаспероиды как конвергентную, межформационную категорию гидротермалитов (В.Ф. Федорчук, Ю.В. Казицын, И.П. Щербань, С.Д. Шер и др.). Наиболее полное и глубокое обоснование межформационной природы джаспероидов приведено в работах [Сазонов, 2000; Сазонов, Коротеев, 2009]. В ряде публикаций джаспероиды рассматриваются в качестве независимой метасоматической

формации и самостоятельного геолого-промышленного типа руд, что также вполне оправдано, особенно при решении задач прикладного плана [Угрюмов, 1993].

Джаспероиды формируются в широком возрастном диапазоне – от среднего докембрия до позднего мезозоя и кайнозоя. Провинции и крупные области с джаспероидной формацией: позднепротерозойская Трансваальская, палеозойские Уральская, Средне-Азиатская (Восточный Казахстан, Узбекистан), Алтае-Саянская, палеозойско-мезозойская Северо-Американская, позднемезозойские Алданская, Южно-Китайская, Охотская, Омолонская, кайнозойские Кордильерская, Мексиканская, Перуанская, Калимантанская [Угрюмов, 1993; Константинов, 2006; Сазонов, Коротеев, 2009; Дьячков и др., 2008в, 2009б, 2011; Рафаилович, Дьячков, 2011; Цой и др., 2011]. По масштабности джаспероиды подразделяются на площадные (региональные) и локальные; первые обычно характеризуются аллотриоморфнозернистой структурой, редкими проявлениями рудных минералов, малоконтрастными геохимическими полями, вторые отличаются раскристаллизацией пород, многоступенчатым метасоматозом, наличием неоднократно переотложенного, реакционного кварца и разнопрофильной полисульфидной, в т.ч. промышленной минерализации (золотой, полиметаллической, сурьмяно-ртутной и др.). Источник флюидообразующих растворов, кремнезема и золота неоднородный, гетерогенный.

Тренд Карлин – субмеридионально ориентированный рудный пояс протяженностью 960 км, включающий более двух десятков месторождений с тонкодисперсным золотом в джаспероидах и аргиллизитах. Пояс приурочен к палеозойскому геоантиклинальному поднятию, разделяющему эвгеосинклиналию и миогеосинклиналию структуры (активную и пассивную континентальные окраины). Показательна закономерная связь карлин-тренда с дислокациями глубокой проницаемости, отдаленное участие в рудообразовании глубинных флюидно-магматических очагов, активная роль сводово-глыбовых структур [Ye Z. et al., 2003; Radtke et al., 1985].

Месторождение Карлин находится в штате Невада. Здесь золотое оруденение приурочено к карбонатным породам раннего силура, которые несогласно перекрыты известняками девонского возраста (рисунок 4.6). Рудовмещающая толща разбита разломами и прорвана дайками кварцевых порфиров. Главное рудное тело представлено в виде пологозалегающей пластообразной залежи, сложенной осветленными окварцованными карбонатными породами с «пятнами» глинистых минералов. В них проявлены процессы декарбонатизации, окварцевания, аргиллитизации и кальцитизации.

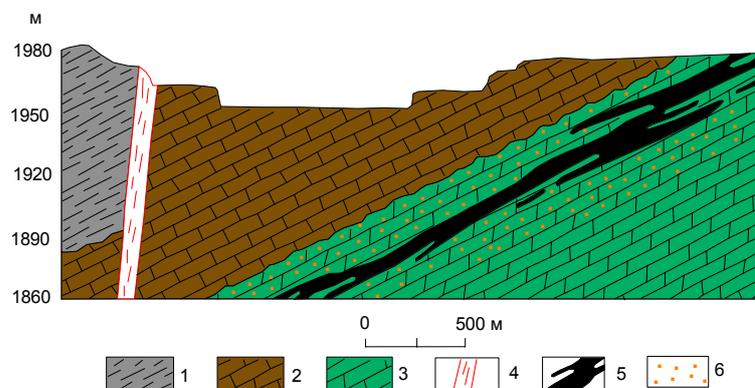


Рисунок 4.6. Геологический разрез через месторождение Карлин [Radtke et al., 1985].

1 – формация венини (C), сланцы и кварциты; 2 – формация поповича (D), серые известняки, локально доломитовые и глинистые; 3 – формация Роберт маунтинс (S₁), тонкослоистые доломитистые и глинистые алевролиты; 4 – разрывное нарушение; 5 – рудная зона; 6 – измененные (осветленные) породы

Новообразованные минералы аргиллизитов – иллит, монтмориллонит, каолинит. Количество глинистых минералов 20-60 %. Джаспероиды – окварцованные пористые отложения, пронизанные прожилками халцедона, слагают эллипсоидные тела, подчиненные слоистости карбонатных осадков. Кальцит образует тонкие прожилки, пересекающие аргиллизированные и окварцованные породы. Основные жильные минералы – кварц (халцедон, опал), барит, флюорит, кальцит – располагаются во фронтальной зоне. Золоторудные тела и все джаспероиды на Карлине размещаются в контуре аргиллизации. Значительная часть промышленного оруденения совмещена с интенсивно минерализованными джаспероидами. Золотому оруденению сопутствуют средне-низкотемпературный кварц, пирит, теннантит, реальгар, аурипигмент, антимонит, киноварь, барит, сфалерит и галенит. Количество сульфидов до 5-10 %. Золото неравномерно рассеяно по пластам в различной степени окварцованных карбонатных пород, представлено самородным металлом, и, возможно, элементоорганическими соединениями Среднее содержание золота 1,6-3,2 г/т, максимальное 10-30 г/т.

Карлин характеризуется мощной зоной окисления, прослеженной по падению рудного тела до глубин 300-350 м. Верхняя ярко-красная выщелоченная часть зоны содержит вторичные минералы Fe, каолинит, монтмориллонит, самородное Au, реликты карбонатных пород. Ниже располагаются окисленные руды пестрой окраски (серая, светлозеленая до бурой), в которых золото ассоциирует с окислами и гидроокислами Fe, слюдистыми и глинистыми минералами. Из зоны гипергенеза добыто более 150 тонн золота.

Золото-серебро-барит-полиметаллический район Тинтик, расположенный на восточной окраине провинции Бассейнов и Хребтов (Юта, США), разрабатывается со второй половины XIX века. Типовые месторождения (Восточный Тинтик, Тинтик-Стандарт, Норт-Лили, Еерджин и другие) сосредоточены в крупном прогибе, сложенном известняками, доломитами, кварцитами, глинистыми сланцами и аргиллитами нижнего и среднего палеозоя [Моррис, 1972; Шеппард и др., 1972]. В основании палеозойского разреза залегает нижнекембрийская толща кварцитов Тинтик. Расположенные выше осадки так называемой офировой формации – известняки, известковистые глинистые сланцы и песчаники с горизонтами известняков – являются основными рудовмещающими образованиями. Породы прорваны телами кварцевых монзонитов, монзонит-порфиров и диабазов, смяты в складки субмеридионального простирания, рассечены многочисленными разломами.

Основной объем руд в районе Тинтик сконцентрирован в джаспероидах – крупных апокарбонатных метасоматических залежах лентовидной формы, а также в трубообразных телах и линзовидных образованиях типа манто. Протяженность горизонтальных залежей джаспероидов в пологих межпластовых нарушениях среди брекчированных известняков и доломитов достигает 1,5 км, иногда более. Широко распространены линзы, вытянутые вдоль плоскостей напластования пород, разломов, крупных трещин. На месторождении Тинтик-Стандарт метасоматические руды связаны с одноименным пологим надвигом, осложняющим западное крыло антиклинали. Здесь известняковая толща офировой формации залегает на кварцитах. Крупные тела джаспероидов локализованы в трещинах, пересекающих кварциты и известняки. Кварциты прилегают к лежащему боку некоторых рудных тел. Центральное рудное тело представляет собой практически нацело замещенные массивной рудой известняки офировой формации. Помимо серебряно-свинцовых руд в местах пологого залегания известняков развиты кварц-серебряные руды. На глубоких горизонтах разрабатывались отдельные интервалы более мощных трещинных жил с золото-медно-серебряным оруденением.

Месторождение Куранах – полигенный объект с признаками первично-осадочного, метасоматического, гидротермально-метасоматического, флюидно-магматогенного, эпигенетического карстового типов рудной минерализации, предмет многолетних дискуссий. Одни исследователи рассматривают его как плутоническое образование вулканогенного класса, другие – как продукт гидротермальной аргиллизации и джаспероидизации, третьи – как древние коры выветривания. Характеристика месторождения приводится по материалам [Казаринов, 1967;

Ветлужских и др., 1988, Константинов, 2006; Дворник, 2012].

Месторождение Куранах находится на юге Якутии в Алданском горно-промышленном районе. Оно расположено на северном склоне Алданского щита в области погружения архейского кристаллического фундамента под образования платформенного чехла. Платформенный чехол (Куранахский прогиб близширотного простирания) сложен существенно карбонатными породами кембрия (известняки, доломитизированные известняки, доломиты, мергели), полого залегающими на кристаллических породах фундамента. Известняки кавернозные, пористые, повсеместно пиритизированные, содержат рассеянное углеродистое вещество. Максимальная мощность карбонатной толщи 650-700 м.

Породы фундамента и чехла прорваны малоуглубинными мезозойскими интрузивами преимущественно щелочного состава (керсантиты, ортофиры, бостониты, минетты, роговообманковые сиенит-порфиры, авгит-биотитовые порфиры). В контактовой зоне кембрийские и юрские образования подвержены джаспероидизации – интенсивному окремнению и окварцеванию, а также низкотемпературной калишпатизации, пиритизации и ожелезнению. Интрузивные породы калишпатизированы, лиственитизированы (хлорит, фуксит, карбонат), окремнены.

Крупные рудные залежи содержат основные запасы руды и золота. Рудные тела представляют собой минерализованные джаспероиды – кварцевые метасоматиты, развитые по карбонатным породам, содержащие переменчивое количество сульфидов, главным образом, пирита, нередко окисленного. Кварцевые метасоматиты развиты по карбонатным породам, меньше по кремнистым образованиям, кварц-полевошпатовым песчаникам и карстовым брекчиям.

Зона окисления распространена до глубины 40-60 м, по отдельным тектоническим зонам до 200 м. Главные минералы окисленных руд – кварц, гидрослюда, каолинит, галлуазит; второстепенные – монтмориллонит, барит, гипс, кальцит. Рудные минералы – гидрогетит, гетит, гематит, гидрогематит, псиломелан, пирролюзит и др. Доля вторичного золота в рудах 40-70 %. Гипергенное золото имеет высокую пробность 963-983‰ (средняя 973‰), содержит примеси Cu до 0,1 %, иногда Te до 0,02 %.

Куранах – продукт длительного и многогранного процесса, включавшего дорудные геологические и физико-химические преобразования, само рудоотложение с джаспероидизацией, адуляризацией и аргиллизацией карбонатных и кремнистых пород, отложение показательных для многих месторождений Au минеральных ассоциаций (пирит-игольчатый арсенопирит, золото-теллуриды), формирование продуктивного

карста и др. Поэтому можно утверждать, что Куранах – это, прежде всего, объект золотоносной джаспероидной формации.

Воронцовское месторождение золота расположено на восточном склоне Северного Урала в Ауэрбаховском андезитоидном поясе (Турьинско-Ауэрбаховский район). Объект приурочен к зоне сочленения субмеридионального разлома с тектоническим надвигом туфов андезитов на известняки палеозойского возраста. Месторождение, находящееся в экзоконтактной зоне Ауэрбаховского диоритового плутона (средний девон), контролируется скарнами, пропилитами, березитами-лиственитами, кварц-серицитовыми породами, джаспероидами, аргиллизитами. В кварц-серицитовых и аргиллизитовых метасоматитах сконцентрированы богатые золото-пирит-арсенопирит-реальгаровые руды. Геохимический спектр оруденения: Au, As, Sb, Hg, Tl, Ag, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Ba и др. [Сазонов, 2000].

Джаспероиды развивались в двух позициях: на контакте известняков с породами среднего-основного состава и в самих известняках. Протяженность их первые десятки метров, мощность до 1,0 м. Минерализованные тела джаспероидов, наложенные на кварц-серицитовые метасоматиты, локализованы в контуре промышленного оруденения. С джаспероидами, по [Сазонов, Коротеев, 2009], сопряжена золото-сульфосольно-полиметаллическая минерализация (халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды ряда теннантит-тетраэдрит, буланжерит, джемсонит, бурнонит и самородное золото). Самородное золото мелкое (преобладают частицы менее 20-50 мкм); выделяются две разновидности: с высокой пробностью 940-950‰ (парагенезис с полиметаллическими сульфидами) и пониженной 690-890‰ (парагенезис с сульфосолями Cu, Pb, Sb).

Джаспероиды Узбекистана рассмотрены в монографии [Цой и др., 2011]. По фактору глубинности они в большинстве случаев относятся к кварцевым и кварц-карбонатным метасоматитам гипабиссальных и умеренных глубин. Наиболее часто джаспероиды с весовыми содержаниями золота ассоциируют с проявлениями позднепалеозойского магматизма, находясь в околоскарновой позиции. Они образуют согласные и субсогласные апокарбонатные залежи с золото-пиритовой, золото-пирит-арсенопиритовой, золото-халькопирит-висмутиновой, золото-полиметаллической минерализацией на флангах скарновых тел и/или в непосредственной близости к скарнам. Примеры скарновых месторождений и перспективных проявлений – Акташ, Новый Камарсай, Янгикан, Серая Скала, Карасай в Алмалыкском районе, Булуткан в Центральных Кызылкумах и др. На месторождении Кошар (Северо-Нуратинский район) джаспероиды, развитые в дислоцированных терригенно-карбонатных породах,

содержат метасоматический ортоклаз и серицит (от первых % до 25-32 %) и золото-арсенопиритовую минерализацию. Самородное золото округлое, интерстициальное, проволочковидное, размер золотинок до 0,03 мм, пробность 990-1000‰. Перспективные проявления апокарбонатных пород отмечаются в разрезах Мурунтауского и Кокпатасского районов (золото, шеелит, сурьмяная минерализация). Обоснованно подчеркивается значение джаспероидов как нетрадиционного источника благородных металлов в недрах Узбекистана [Цой и др., 2011].

В этой работе В.Д. Цой подчеркивает, что многие золоторудные месторождения Западного Узбекистана (Мурунтау, Даугызтау, Турбай и др.) размещаются в литологически контрастных толщах, включающих карбонатные породы. Последние, при воздействии гидротермальных растворов приобретают кварцитоподобный, кремневидный облик и являются рудовмещающими породами, содержащими сульфидную минерализацию и золото.

Построенная модель формирования апокарбонатного золотого оруденения отражает привнос вдоль рудоподводящего разлома рудоносных растворов $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3(\text{Au}, \text{WO}_3)$, наложение их на доломиты с образованием кварца, шеелита и золота (рисунок 4.7).

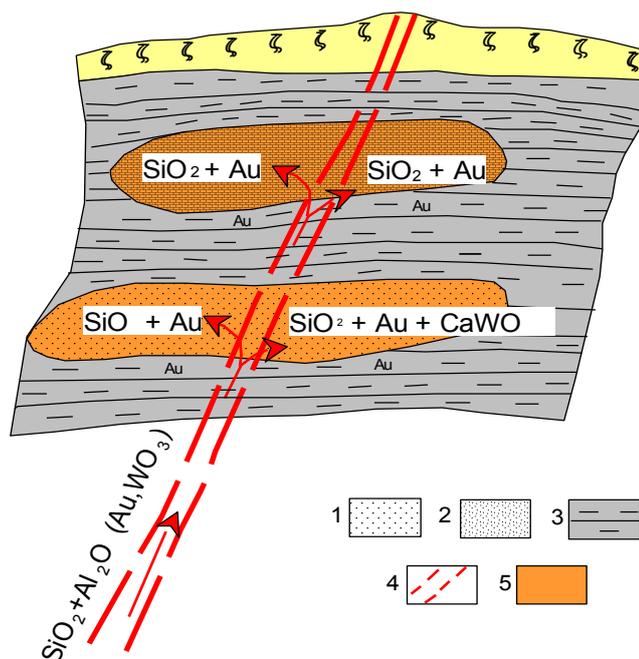


Рисунок 4.7. Апокарбонатная модель формирования золотого оруденения Узбекистана по [Цой и др., 2011]

1 – доломиты; 2 – кварциты; 3 – терегенные породы; 4 – рудоподводящий разлом; 5 – рудные тела.

При нейтрализации кислых алюмосиликатных растворов выделяется самородное золото и образуется шеелит (CaWO_4) за счет избытка CaO и поступающего из растворов аниона WO_3 . Золото обычно тонкое (0,001-0,015 мм), содержание его варьирует от десятых долей до 13-26 г/т, составляя в среднем на отдельных объектах 2,87 г/т. В рудах отмечаются кальцит, доломит, кварц, серицит, гетит, пирит, магнетит, самородное золото и другие минералы. Слабо измененные карбонатные породы без сульфидной минерализации являются практически безрудными.

Представленная модель в общем виде отражает направленность рудного процесса при образовании золотоносных джаспероидов и должна учитываться при проведении поисковых работ в Восточно-Казахстанском регионе.

В Казахстане на необходимость специального изучения золотоносности карбонатсодержащих формаций впервые обратили внимание В. А. Глоба и В.А. Нарсеев, выделяя их в качестве индикаторного признака при прогнозировании и поисках месторождений золота в областях активизации [Глоба, 1988; Нарсеев, 2002]. По статистике в карбонатсодержащих комплексах пород размещается более 500 рудных объектов, а в рудогенерирующих интрузивных комплексах их гораздо меньше. При прогнозно-металлогенических работах эти авторы рекомендуют ориентироваться на обнаружение золоторудных объектов куранахского и карлинского апокарбонатного типов. По этим поисковым признакам подобные месторождения могут быть обнаружены и в Восточно-Казахстанском регионе.

Потенциал территории Восточного Казахстана на открытия новых месторождений апокарбонатного типа с тонкодисперсным и свободным золотом значительный. Такие месторождения представляют промышленное значение и могут рентабельно отрабатываться методами кучного выщелачивания. Площади, перспективные для выявления подобных рудных объектов, – Семипалатинское Прииртышье, Чарская зона, Кулуджунский район, Северное Призайсанье, где имеются многие нецененные проявления, точки минерализации, ореолы Au, As, Sb и других элементов [Дьячков и др., 2011; Рафаилович, Дьячков, 2011].

Таким образом, джаспероиды – глобально широко распространенные межформационные рудно-метасоматические образования, формирующиеся в карбонатной среде на регрессивном и прогрессивном этапах развития термальных систем [Шер, 1972; Угрюмов, 1993; Константинов и др., 2000; Сазонов, 2000; Сазонов, Коротеев, 2009; Дьячков и др., 2011; Radtke и др., 1985; Williams et al., 2000; Ye Z. et al., 2003]. Регрессивная схема реализуется в условиях высоких температур и больших глубин на площадях интрузивного магматизма диорит-монцонитов (диапазон

температур метасоматических пород от 600-650 °С до 400-250 °С), джаспероиды завершают формирование скарнов, гумбеитов, кварц-серицитолитов и березитов-лиственитов. Эталон развития джаспероидов по прогрессивной модели – месторождения карлин-тренда (открытая система, малые глубины, смешение ювенильных и метеорных растворов при преобладании вадозных вод, относительно низкие температуры от 150 до 305 °С, парагенезис джаспероидов с аргиллизитами). Карбонатные горизонты – важнейший физико-химический, структурный и рудообразующий фактор (дробленные и высокопористые декальцитизированные породы – среда для широкого спектра метасоматитов, источник серы и, возможно, рудных компонентов; область развития карбонатных осадков – полигон для локализации потенциальных рудных районов и месторождений). Источник метасоматического кремнезема гетерогенный, чаще глубинный; малая доля его связана с зоной транзита и поверхностными водами. В модели джаспероидов кварц по количественной роли занимает промежуточное положение между глинистыми минералами апикальной части системы и карбонатами тыловой зоны.

В классе золотоносных метасоматических формаций джаспероиды занимают особое место, обладая выраженным своеобразием по многим позициям – геологическому строению, минеральным парагенезисам, геохимической специализации, промышленной продуктивности. Они представляют большой интерес для познания ряда фундаментальных причин метасоматоза и механизма концентрированного рудообразования. Джаспероиды особенно привлекательны как вместилища гигантских и крупных скоплений руд золота в стратифицированных карбонатных и углеродисто-терригенно-карбонатных образованиях – в современной золотодобыче это один из важнейших приоритетов.

Критерии поиска золоторудных месторождений джаспероидного типа. В результате научно-исследовательских работ, анализа и обобщения большого фактического материала прошлых лет, с учетом новых научных представлений по геологии и металлогении Большого Алтая и других регионов [Большой Алтай, 1998], наметились определенные прогнозно-поисковые критерии для выявления нового джаспероидного типа золотого оруденения в геологических структурах изучаемого региона [Дьячков и др., 2011; Кузьмина и др., 2013б].

Региональные геотектонические критерии. Рассматриваемая Зайсанская сутурная зона сформировалась при коллизионном воздействии двух литосферных плит континентального типа, характеризуется спецификой глубинного строения (приподнятостью астеносферного слоя и верхней мантии, утоненная субокеаническая

земная кора – 32 км, сокращенные мощности глубинных слоев, прогибы фундамента, локализация пояса офиолитов). В рифтогенно-островодужной обстановке здесь сформировались вулканические дуги базальт-андезитового состава (D_1-C_1) и обрамляющие их флишоидные карбонатно-терригенные отложения ($D_3fm-C_1v_{2-3}$). Последние при активизации тектонических движений в стадию герцинской коллизии (C_1-C_3) (по механизму сжатие-растяжение) подверглись гидротермально-метасоматическим преобразованиям в складчато-меланжевых, покровно-надвиговых и разрывных структурах, а также в контактах с золотоносными малыми интрузиями и дайками (C_3). Рудоконтролирующие системы глубинных разломов сопровождалась привнесением рудоносных флюид-потоков и образованием золоторудных месторождений в локальных структурах. Таким образом, в Зайсанской сутурной зоне региональной ранговости сконцентрированы главные гидротермальные месторождения золота Большого Алтая, которые образовали Восточно-Казахстанский золоторудный пояс [Любецкий, 1991; Дьячков и др., 2009а], а также Западно-Калбинский пояс по работе Ю.А. Калинина и др. [Калинин и др., 2009]. Перспективы данного пояса еще не исчерпаны.

С этих позиций целесообразно продолжить более углубленное изучение Зайсанской сутурной зоны на глубину и по флангам, закрытых чехлом рыхлых отложений Кулундинской и Зайсанской впадин (Семипалатинское Прииртышье, Северное Призайсанье). Здесь, наряду с выявлением скрытых и погребенных золоторудных объектов, предполагается выделение новых перспективных площадей на Cr, Ni, Co, Hg, (Pt) в пределах Чарско-Горностаевского офиолитового шва. Такое перспективное направление работ согласуется с представлениями других ученых по изучению Центральной Евразии и Урала, отмечающих высокую продуктивность внутриплитных шовных зон на различные виды полезных ископаемых [Огородников и др., 2007; Ужкенов и др., 2008а, 2008б].

Структурный контроль. В контроле золотого оруденения важное значение придается системе диагональных глубинных разломов (дугообразной формы), активно проявленных в ЗСЗ в стадию герцинской коллизии. Именно эта система разломов, сформированная на стыке континентальных окраин (с элементами вращения), контролировала размещение молассовых формаций в наложенных мульдах (таубинская, буконьская, майтубинская свиты C_2 и C_{2-3}), золотоносных малых интрузий и даек средне-основного и кислого (C_3) составов и главных золоторудных зон Восточного Казахстана (Западно-Калбинской, Жанан-Бобо-Зайсанской, Южноалтайской и др.). На региональных картах и схемах они вписываются в единый

Восточно-Казахстанский золоторудный пояс регионального масштаба, проникающий на юго-востоке в структуры Китая [Малыгин, Дьячков, 2000; Беспаяев, Любецкая, 2010].

В размещении золоторудных месторождений большое значение имели продольные северо-западные, поперечные северо-восточные и субширотные разломы древнего заложения и их оперяющие нарушения, практически проявленные на всех рудных полях и объектах (Западно-Калбинский, Лениногорско-Семипалатинский, Кызыловский и др.). Так, в Бакырчикском рудном районе главные промышленные золоторудные месторождения (Бакырчик, Большевик, Глубокий Лог и др.) четко контролируются Кызыловской зоной смятия широтного простирания. Непосредственно на месторождениях рудные тела локализуются в зонах брекчирования, рассланцевания и надвиговых структурах. На Суздальском месторождении рудные тела контролируются разломами северо-восточного простирания и имеют секущие и субсогласные линзовидные формы с раздувами и пережимами. На рудопроявлении Байбура зоны минерализации приурочены к разломам северо-восточного простирания; рудовмещающими здесь являются отторженцы рифовых известняков среди брекчированных кремнистых алевролитов аркалыкской свиты, C_{1v2-3} . Как видно, разрывные структуры оказали решающую роль в контроле и размещении золоторудного оруденения, и этот фактор является одним из ведущих при прогнозно-поисковых работах.

Геофизические данные. По геолого-геофизическому разрезу литосферы Большого Алтая через Алейский геотраверс, составленному В.Н. Любецким, М.Ш. Омирсериковым и др. [Большой Алтай, 1998], Зайсанская сутурная зона расположена на сочленении континентальных окраин, имеет форму шатрового типа с падением крыльев в сторону Рудного Алтая (на северо-востоке) и под Жарма-Саур (на юго-западе).

В глубинном строении ЗСЗ характеризуется приподнятостью астеносферного слоя, верхней мантии (поверхность М) и metabазальтового слоя. Наиболее крупное Семипалатинско-Зайсанское поднятие астеносферного слоя северо-западного направления приурочено к области коллизии Казахстанской и Горноалтайской континентальных окраин. Также устанавливается приподнятость верхней мантии (М) и metabазальтового слоя.

Геофизические методы (магниторазведка, ВП и др.) также эффективно используются для выявления и прослеживания скрытых золотоносных структур. По геолого-геофизическим данным в Западно-Калбинской зоне выделяется Сенташ-Байбураинский пояс скрытых гранитоидных массивов, в надинтрузивной зоне которых размещаются золоторудные объекты (Байбура, Сенташ, Кулуджун и др.).

Роль вмещающей среды. При описании зарубежных эндогенных месторождений золота Е.М. Некрасов рассматривает объекты золотоносных джаспероидов в пространственной связи с углеродсодержащими карбонатными и терригенно-(вулканогенно)-карбонатными толщами [Некрасов, 1988]. В Чарской и Западно-Калбинской зонах для золотопроявлений апокарбонатного типа рудовмещающими являются близкие по составу вулканогенно-терригенные отложения карабайской, аркалыкской и бурабайской свит [Большой Алтай, 1998].

Для формирования месторождений джаспероидного типа благоприятной рудовмещающей средой оказались вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения аркалыкской свиты (C_{1V2-3}) повышенной карбонатности и углеродистости. В Западно-Калбинской зоне они представлены преимущественно черными углисто-глинистыми алевролитами, глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, рифовыми и пелитоморфными известняками при подчиненном значении полимиктовых песчаников и туфопесчаников. В Чарско-Зимунайской зоне в составе аркалыкской свиты значительная доля принадлежит вулканитам базальт-андезитового состава.

Благоприятным фактором представляется формирование в рифтогенно-островодужной обстановке вулканических дуг базальт-андезитового состава (D_1-C_1) и обрамляющих их карбонатно-терригенных отложений (D_3fm-C_{1V2-3}), которые при активизации тектонических движений подверглись гидротермально-метасоматическим преобразованиям в складчато-меланжевых, покровно-надвиговых и разрывных структурах, а также в контактах с золотоносными малыми интрузиями и дайками кунушского комплекса (C_3).

Анализ материалов показывает, что на ряде объектов (Мираж, Байбура) рудные тела пространственно приурочены к тектонически нарушенным брекчированным, окварцованным и окремненным известнякам, содержащим золото-сульфидную минерализацию. Поэтому карбонатные отложения рассматриваются в качестве благоприятной тектонически подготовленной средой (в виде структурно-литологических и геохимических ловушек) для проникновения гидротермальных растворов, осаждения и концентрации золота, что подтверждается фактическими материалами по Восточному Казахстану, России, Узбекистану, США, Китаю и другим странам.

Ведущим фактором рудоотложения является тектоническая нарушенность карбонатных пород (брекчирование, рассланцевание, смятие) и проявление в них гидротермально-метасоматических процессов. Осадителями золота из рудоносных растворов могут также быть углерод и глинистые минералы. В этих условиях при

рудообразовании проявились процессы скарнирования, джаспероидного окремнения и окварцевания, образовались кварцитоподобные метасоматиты и в конечном итоге сформировались золоторудные месторождения и рудопроявления золотосульфидно-кварцевой формации. В этой связи целесообразно произвести геологическое обследование всех выходов карбонатно-терригенных отложений аркалыкской свиты на листах М-44-ХIV, ХХII, обратив особое внимание на тектонически нарушенные и гидротермально-измененные блоки известняков, включая и олистостромовые образования.

Геолого-генетическое моделирование. Геолого-генетическая модель рудообразования определяется как гидротермально-метасоматическая, обусловленная формированием минерализованных зон золотого и марганцевого оруденения в тектонически нарушенных карбонатно-терригенных породах аркалыкской свиты (С_{1V2-3}) в результате процессов кремнисто-железистого и кремнисто-марганцевого метасоматоза.

Ведущим фактором, определяющим развитие золотоносных метасоматитов, является приуроченность их к зонам высокой тектонической активности и резкое изменение режима кислотности-щелочности в карбонатной среде, обусловившее подвижность элементов (Si, Ca, Na, K, Au, As и др.). При этом «базовой золотоматеринской» является вулкано-терригенная формация D₃-C_{1V} (по А.М. Мыснику), а рудогенерирующей – плагиогранит-гранодиоритовая С₃. Метасоматоз осуществлялся под влиянием поступающих газовых и газовой-жидких эксгаляций углекислотно-калиевого и сероуглекислотно-натриевого состава.

Химический состав газовой-жидких включений из кварца и бурых железняков соответствует калиево-натриево-гидрокарбонатному (с F⁻ и Cl⁻) типу растворов. По величине рН это были умеренно кислые растворы. По результатам термовысвечивания рудоносный кварц из джаспероидов образовался при t=250-350⁰С и характеризуется высокими значениями интенсивности высвечивания (900-1500 усл. ед.), что существенно отличает его от безрудного жильного кварца (25-100 усл. ед.), развитого в осадочных породах. Вертикальная зональность в рудной колонне (снизу вверх) проявляется в смене рудных элементов: W, Mo → Au, As → Sb, Au, Ag → Ba, Hg .

Золото генетически связывается с гранитоидным магматизмом коллизионной стадии, то есть имеет в основном ювенильное происхождение. Однако следует учитывать работы Е.А. Алекторовой, Н.А. Фогельман, Л.Г. Марченко, В.А. Нарсеева, Т.М. Жаутикова и других исследователей о двойственной природе золота (седиментного и ювенильного) в Западной Калбе на объектах золото-мышьяково-

углеродистой формации (бакырчикский тип). Т.М. Жаутиковым [2010] обосновывается эволюционная модель формирования месторождений, определяющая сингенетическое накопление золота в нелитифицированных осадках с последующими его преобразованиями в процессе диагенеза, динамометаморфизма и магматической деятельности. Такая модель рудообразования возможно будет применима и для месторождений золота апокарбонатного типа, ассоциирующих с вулcano-карбонатно-терригенной формацией (аркалыкская свита), в составе которой широко развиты пачки алевролитов повышенной углеродистости.

Выполненные автором генетические построения по Калбинскому региону близки к апокарбонатной модели формирования золоторудных месторождений Узбекистана [Цой, 2010]. Многие месторождения Западного Узбекистана (Мурунтау, Даугызтау, Турбай и др.) размещаются в литологически контрастных толщах, включающих карбонатные породы. Последние при воздействии гидротермальных растворов приобретают кварцитоподобный, кремневидный облик и обогащаются сульфидной минерализацией и золотом. Построенная модель отражает привнос вдоль рудоподводящего разлома рудоносных растворов $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (Au, WO_3), наложение их на доломиты с образованием кварца, шеелита и золота. При нейтрализации кислых алюмосиликатных растворов выделяется самородное золото и образуется шеелит (CaWO_4) за счет избытка CaO и поступающего из растворов аниона WO_3 . Золото обычно тонкое (0,001-0,015 мм), среднее содержание на отдельных объектах 2,87 г/т. В рудах отмечаются кальцит, доломит, кварц, гетит, пирит, магнетит, самородное золото и другие минералы.

Геохимические аномалии. На ряде объектов зоны минерализации по результатам коренного опробования сопровождаются ореолами рассеяния Au, As, Sb, Cu, Pb, Zn и др. На участке Байбура отмечаются геохимические аномалии (%): Zn (0,015), Pb (0,3), Ni (0,006), а также – Mo (0,002-0,02), Be (0,02), W (0,005), Nb (0,004), Ce (0,05-0,1). Зоны золото-сульфидной минерализации также фиксируются вторичными ореолами рассеяния элементов. Наиболее информативны аномалии Zn (0,03-0,04%) и Cu (0,008-0,02%) линейно вытянутой формы, совпадающие в основном с простиранием минерализованных зон. Последние подчёркиваются ореолами Pb (0,003%), Mn (0,03-0,07%), Ba (0,03-0,05%) и Ag (0,1 г/т). Элементы редкометалльной и редкоземельной групп (Sn, Be, Mo, W, V, Y, Yb), образующие комплексные ореолы вблизи максимумов магнитного поля, очевидно, отражают надинтрузивную зону скрытого гранитоидного массива.

Особенности вещественного состава руд. На известных объектах Западной

Калбы золотосульфидно-кварцевого типа рудные тела представлены раздробленными, брекчированными и трещиноватыми углистыми и известковистыми алевролитами, известняками, туфопесчаниками и порфиритами с кварцевыми и карбонатными прожилками.

Сопоставление с мировыми аналогами. Выявлено определенное сходство апокарбонатных типов месторождений Восточного Казахстана (Суздальское, Жайма, Байбура и др.) с «карлинским типом» золотого оруденения по ряду основных признаков: а) тесная пространственная приуроченность руд к карбонатным породам; б) генетическая связь золота с малыми интрузиями и дайками; в) однотипный характер изменений рудовмещающих пород (железисто-кремнистый метасоматоз, джаспероидное окварцевание, аргиллитизация и др.); г) контроль оруденения разрывными структурами (зоны дробления и смятия, надвиги); д) однотипный вещественный состав руд с вкрапленностью пирита, арсенопирита и золота, наличием низкотемпературных минералов (киноварь, антимонит, реальгар, барит, карбонат и др.; е) близкие средние содержания золота в первичных и остаточных коровых рудах (8-10 г/т), крупные запасы металла в месторождениях и другие данные. Намечается и ряд отличий указанных месторождений, касающийся их возраста, геодинамических обстановок, размерности золота и других характеристик. Эти выводы согласуются с другими работами по характеристике нетрадиционных типов золотого оруденения [Глоба, Нарсеев, 1975; Рафаилович, 2004; Цой и др., 2002].

Нетрадиционные типы месторождений могут представлять интерес в ближайшем будущем, поэтому необходимы научные исследования по их изучению и практической оценке. В первую очередь это месторождения в корах выветривания (Au, Cu, Sn), целенаправленное изучение которых практически не проводилось. Золотоносные коры выветривания развиты в Восточном Казахстане, в пределах Зайсанской сутурной зоны (месторождения Суздальское, Мукур, Жанан и др.), которые рентабельно отрабатываются по методу кучного выщелачивания и биотехнологии.

Полученные результаты указывают на возможность обнаружения в изучаемом регионе новых месторождений «карлинского» типа. Выявленные поисковые признаки и критерии рекомендуется учитывать при проведении дальнейших прогнозно-поисковых работ в Зайсанской сутурной зоне и на ее обрамлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа основана на комплексном изучении золото-сульфидных рудопроявлений и месторождений (геологическое строение и минералогическая геохимическая характеристика, петролого-геохронологические исследования рудоконтролирующих магматических комплексов), развитых в пределах Зайсанской сутурной зоны Восточного Казахстана. На примере Байбуринского и Жайминского рудных полей получены новые данные о возрасте и составе рудовмещающих толщ, рудоконтролирующих дайковых комплексов и интрузивных тел, золото-сульфидных руд и рудных минералов (арсенопирит, пирит, свободное золото). Установлено ювенильное происхождение золото-сульфидных руд, что подтверждается изотопным составом серы в арсенопирите (0.2 ‰), а также тесной пространственно-временной связью с магматизмом. Сделан вывод, что тектономагматический контроль золото-сульфидного оруденения имеет полистадийный характер: выделено три главных возрастных рубежа, связанных с коллизионными процессами (310-300 млн лет), активностью Таримского плюма и реактивацией Иртышской сдвиговой зоны (285-275 млн лет), отдаленным влиянием Сибирского суперплюма, Семейтауская вулканическая постройка (250 млн лет).

Для Восточного Казахстана - впервые диагностированы и выделены как новый апокарбонатный формационный тип золотоносные джаспероиды. На примере Байбуринского рудного поля изучены структурно-геологические особенности рудных тел золотоносных джаспероидов, их петрогеохимический состав, а также содержания золота и серебра. Проведено детальное изучение морфотипов и состава свободного золота, для которого установлена высокая пробность 935 ‰ и повышенное содержание ртути. Впервые для данного региона разработана гидротермально-метасоматическая модель золоторудных объектов джаспероидного типа, сделан вывод, что карбонатные отложения являются благоприятной рудовмещающей среде (структурно-литологические и геохимические ловушки) для осаждения и концентрации золота из поступающих ювенильных (магматогенных) рудоносных растворов. Разработаны основные критерии и предпосылки для прогнозирования и поиска нетрадиционного (апокарбонатного) типа золотого оруденения (геотектонические, структурные, геофизические, роль вмещающей среды, геолого-генетическая модель, геохимические данные, специфика вещественного состава руд и их технологические свойства). На этой основе проведена прогнозная оценка перспектив и подготовлены с участием автора разномасштабные карты Зайсанской сутурной зоны (1:500 000 – 1:200 000) (приложение 1) и карты-врезки для ряда золотоносных площадей (1:25 000 – 1:5 000).

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахманов К. А. Магматизм, геодинамика и рудообразование // Геология Казахстана. – Алматы, 2008. – С. 7-22.

Абдулин А.А., Шлыгин А.Е. Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1983. – 312 с.

Азимбаев Е.Е., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С. Геологическое строение и петрогенезис медно-никелевого габброидного массива Максут (Восточный Казахстан) // Материалы Российско-Казахстанского научного совещания. Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование): Вып. 1. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2012. С. 4-6.

Акылбеков С. А., Ужкенов Б. С., Щелчков Е. М. Резервы развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых // Геология Казахстана. – Алматы, 2008. – С. 121-125.

Антонов Ю.А., Нарсеев В.А. Особенности локализации золотого оруденения в Кызыловской зоне смятия и ее прогнозные ресурсы // Геология и охрана недр. 2011 №4. С. 29-45.

Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А., Уваров А.Н., Дубский В.С., Черных А.И., Щигрев А.Ф., Чусовитина Г.Д., Кораблева Т.В., Косякова Л.Н., Ляпунов И.А., Митрохин Д.В., Бычков А.И., Некипелый В.Л., Савина Ж.Н., Егоров А.С., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-45 (Новокузнецк). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 665 с. 8 л. Граф. Прил.

Бегаев И.В., Степаненко Н.И. Золотоносные коры выветривания Северного Казахстана и Семипалатинского Прииртышья // Геология и разведка недр Казахстана. – 1995, № 5, – С. 29-34.

Бегетнев С.В. Золотоносные джаспероиды Ауэрбаховского рудного узла и их поисковое значение./ Автореф. На соискание уч. ст. канд. геол.-минерал. наук. Уральская государственная горно-геологическая академия, Екатеринбург, 2000. 21 с.

Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1985, 117 с.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. №7-8. – С. 8-29.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. С. 63–81.

Беспаяев Х.А., Жаутиков Т.М. Закономерности размещения и промышленно-генетические типы месторождений золота Казахстана // Геология и полезные ископаемые Казахстана: Доклады казахстанских геологов. – Алматы, 1996. – С. 133-143.

Беспаяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. и др. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая), Ин-т геол. наук им. К.И. Сатпаева. – Алматы : Ғылым, 1997. – 288 с.

Беспаяев Х.А., Любецкая Л.Д. Золоторудные пояса Казахстана // Мат. Всероссийской конф. Посвященной 100-летию Н.В. Петровской «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождения, задачи прикладных исследований». – Москва, 2010. – С. 68-69.

Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн 1. Геологическое строение / Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. – Алматы: Ғылым, 1998. – 304 с.

Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн 2. Металлогения / Щерба Г.Н., Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. – Алматы: РИО ВАК РК, 2000. – 400 с.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма

//Геология и геофизика. 2006. Т.47. №1. С. 166-182.

Борцов В.Д., Рафаилович М.С., Услугин М.О, Мизерная М.А., Филатов А.С., Титов Д.В., Сухорукова Е.И. Некоторые особенности онтогении золото-сульфидных месторождений Западной Калбы // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых.Томск, 2005. С. 373–382.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49-75.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. - 2013. - Т. 54. - № 10. - С. 1600-1627.

Ветлужских В.Г., Абрамов В.А., Кочетков А.И., Николаев С.И., Игумнов И.С. Куранахское рудное поле // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ, 1988. С. 56-67.

Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузубный В.С. О расчленении позднепалеозойских габброидов Юго-Западной Калбы // Геология и геофизика, 1979. - № 9. - С. 43-52.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Яковлева Н.А. Пикритовые порфириды Зайсанской складчатой системы и их генезис // Доклады АН СССР, 1979. - Т. 247. - № 5. - С. 1236-1240.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П.и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1157–1178.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н, Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, С. 1321-1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимир В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). М.: ГИН РАН. 2005. С. 182-215.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П. и др. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС. – 2005. – С. 277–308.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимир В.Г. Травин А.В. Бабин Г.А. Куйбида М.Л. Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и аннтии // Геология и геофизика – 2008. – Т. 49. - № 7. – С. 621-636.

Владимиров А.Г., Травин А.В., Хромых С.В., Салихов Д.Н., Осипова Т.А., Анникова И.Ю., Владимир В.Г., Кармышева И.В., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Рахимов И.Р. Петрологические и термохронологические критерии выделения «slab windows» в аккреционно-коллизионных структурах алтаид и уралид // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания (Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 15-18 октября 2013 г.). Вып. 11. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. – С. 62-64.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Дьячков Б.А., Гаськов И.В., Гусев Н.И., Мартынов Ю.А., Осипова Т.А., Анникова И.Ю. «Корреляция среднепозднепалеозойского магматизма и оруденения Юного Урала и Алтая как отражение зон

скольжения литосферных плит при становлении Евразийского континента» // Вторая Всероссийская научная конференция «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» 17 – 20 сентября 2014 г., Владивосток, С. 303-304.

Волков А.В. Вкрапленные золотосульфидные месторождения Северо Востока России: особенности поисковой и геолого-генетической модели // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 37–59.

Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д. // Высокобарические породы в серпентитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. – № 2. – С. 1–16.

Волкова Н.И., Симонов В.А., Травин А.В., Ступаков С.И., Юдин Д.С. Геохимия и Ag-Ag возраст эклогитов Чарской зоны, СВ Казахстан // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания (Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 15-18 октября 2014 г.). Вып. 12. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. - С. 53-56.

Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Л., Цепин А.И. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский кряж, Сибирь) // Геология руд. Месторождений. 2002. т.44. № 1. С. 59-76.

Генкин Ю.Б. О закономерностях размещения ртутной минерализации в Чарской структурно-фациальной зоне – В сб: Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. – Алма-Ата, 1971. – С. 152-157.

Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Восточноказахстанская серия. Объяснительная записка. – Алма-Ата, 1979, – 184 с.

Геологическая карта Казахской ССР, Восточно-Казахстанская серия, 1976. М-б 1:500000. Гл. ред. С.Е. Чакабаев

Геологические формации и металлогения Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы. – Л., 1981. – 224 с.

Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии / отв. Ред. В.А. Нарсеев. – М.: ЦНИГРИ, 1986

Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория. – Алма-Ата, 1977. – 160 с.

Геология и металлогения Юго-Западного Алтая: (в пределах территории Казахстана и Китая) / Беспаяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. и др. – Алматы: Фылым, 1997. – 288 с.

Геология СССР. М., 1957, 1974. Т. 41. Восточный Казахстан. Ч. 1. и 2. 467 и 396 с.

Глоба В.А., Нарсеев В.А. Золотое оруденение карбонатных толщ областей активизации Казахстана // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Выпуск 1. – Алма-Ата, 1975. С.44-48.

Глоба В.А. Золоторудные и индикаторные (на золото) рудные формации в карбонатсодержащих формациях Казахстан // Сборник научных трудов «Критерии поисков и оценки золоторудных месторождений Казахстана». – Алма-Ата, 1988. – С. 4-12.

Глоба В.А. Особенности формирования и проблемы освоения суперкрупного месторождения Бакырчик. // Геология Казахстана. – Алма-Ата, 2008. – С. 191-198.

Горячев Н.А. Дайки и золотое оруденение // Проблемы геологической и минерагенетической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии. Труды VI междунар. Симп и чтений памяти акад. С.С.Смирнова, Чита, 11-15 октября 2005 г. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2005. С.76-79.

Горячев Н.А., Спиридонов А.М., Вах А.С., Гвоздев В.И., Будяк А.Е. Монголо-Охотский орогенный пояс: структурный каркас, эндогенные события, специфика магматизма и металлогении // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование (Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания).

Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014 С. 35-36.

Дворник Г.П., Балахонов В.С., Угрюмов А.Н. Морфологические особенности и состав самородного золота из окисленных руд золотоджаспероидных месторождений в контактовых зонах // Сборник научных трудов «Современные технологии освоения минеральных ресурсов». – Красноярск, СФУ, 2007. – С. 29-35.

Дворник Г.П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера. 2012. №. 2. С. 90-105.

Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири.– Новосибирск: Наука, 1979. – С. 196–219 (Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, Вып. 441).

Добрецов Н.Л., Колман Р.Г., Берзин Н.А. (ред). Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – 269 С.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1-2). – С. 5-27.

Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Доклады РАН. 2005. – Т. 400, № 4. – С. 505-509.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. т. 49. № 7. с. 587–604.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 12. с. 1911–1926.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермтриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и про-гноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Докукина К.А., Владимиров В.Г. Тектоническая фрагментация базальтового расплава // Доклады Академии наук, 2005, том 400, №5, С. 1-6

Докукина К.А., Владимиров В.Г. Тектонический контроль формирования базитовых интрузий тастауской вулканоплутонической структуры (Восточный Казахстан) Геология и геофизика, 2008, т. 49, № 8, С. 769-783

Дьячков Б.А., Борцов В.Д., Усыпенко О.Н. Новый перспективный тип золотого оруденения в Западно-Калбинском поясе // I Международная научно-техническая конференция «Проблемы комплексного освоения рудных и нерудных месторождений Восточно-Казахстанского региона». – Усть-Каменогорск, 2001. – С. 148-150.

Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Майорова Н.П., Усыпенко О.Н. Металлогения и прогнозная оценка сутурной зоны Большого Алтая // Современные проблемы металлогении. Материалы научной конференции. – Ташкент, Фан, 2002. – С. 138-139.

Дьячков Б.А., Усыпенко О.Н. Золотоносность метасоматически измененных известняков Западной Калбы. // Международная научно-техническая конференция «Индустриально-инновационная политика – новый этап развития Казахстана. – Ч.І. ВКГТУ – Усть-Каменогорск, 2003б. – С. 255-257.

Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Кузьмина О.Н. Рудные формации и минерогения Зайсанской сутурной зоны // Материалы геологической конференции «Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых», посвященной 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». Томск: Изд-во ТПУ, 2005а. – С. 44-45.

Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Кузьмина О.Н., Бочкова О.И., Кравченко М.М. Типы месторождений кор выветривания Восточного Казахстана // Вестник ВКГТУ им. Д. Серикбаева. № 4. 2005б. – С. 6-12.

Дьячков Б.А., Полянский Н. В., Сапаргалиев Е. М., Майорова Н.П., Никитина Т.М.

Глубинное строение и металлогения Восточного Казахстана // Геология Казахстана. – Алма-Ата, 2008а. – С. 199-211.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Никитина Т.М., Полянский Н. В. Золоторудные и редкометалльные месторождения Калбы / Рудные провинции Центральной Азии. – Алматы: КазГЕО, 2008б. – С. 230-242.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Черненко З.И., Кузьмина О.Н. Основные закономерности формирования и размещения золоторудных месторождений, ассоциирующих с карбонатно-терригенными формациями Восточного Казахстана // Науки о Земле в Казахстане. – Алматы: КазГЕО, 2008в. – С. 159-167.

Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений, 2009а, том 51, №3. – С.222-238.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Черненко З.И., Кузьмина О.Н. К проблеме поиска и оценки нового нетрадиционного типа золотого оруденения в карбонатных формациях Восточного Казахстана // Руды и металлы, 2009б. №3. – С. 11-21.

Дьячков Б.А., Мизерная М.А., Майорова Н.П. Металлогения геологических структур Восточного Казахстана в системе Центрально-Азиатского подвижного пояса // Вестник ВКГТУ, 2009в, №2. – С. 31-38.

Дьячков Б.А., Черненко З.И., Кузьмина О.Н., Майорова Н.П. Геология и металлогения сутурных зон Большого Алтая и оценка их перспектив // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Материалы межд. Конф. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2010а. С. 30-31.

Дьячков Б.А., Черненко З.И., Майорова Н.П., Кузьмина О.Н., Рахимбаева Б.Б. К проблеме золотоносности Зайсанской сутурной зоны Восточного Казахстана /Вестник ВКГТУ, №2. 2010б. С. 14-19.

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, 2011. 136 с.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Кузьмина О.Н. Критерии прогнозирования и поиска золоторудных месторождений апокарбонатного типа (Восточный Казахстан) //Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование): Материалы Российско-Казахстанского совещания (Усть-Каменогорск 13–20 июня 2012 г., Новосибирск 27–28 августа 2012 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. С. 22–24.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. Петрология рудоносного габбрового массива Максут // Геология и геофизика, 1976. - № 8. - С. 57-66.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 1977. – 245 с.

Ермолов П.В., Кузубный В.С., Владимиров А.Г. Гастауская вулканоплутоническая базит-гранитоидная серия Зайсанской складчатой системы. - Изв. АН Каз. ССР, Сер. геол., 1978. - № 2. - С. 2-14.

Ермолов П.В., Кузубный В.С., Владимиров А.Г., Королюк В.Н. Реликтовые минеральные парагенезисы чарнокитоподобных гранитоидов и их петрологическое значение // Геология и геофизика, 1979. - № 3. - С. 78-87.

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.

Ермолов П.В. Геодинамическая модель Чарского меланжа // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Материалы межд. Конф. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2010. С. 116-117.

Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана: Монография. – Караганда: Издательско-полиграфический центр

Казахстанско-Российского университета, 2013 – 206 с.

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

Жаутиков Т.М. Металлогения и эволюционная направленность рудного процесса на месторождениях золота Казахстана // Мат. Всероссийской конф. Посвященной 100-летию Н.В. Петровской «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождения, задачи прикладных исследований», Москва, 2010. – С. 193-195.

Жаутиков Т.М., Фомичев В.И. Особенности формирования углеродисто-золото-сульфидных месторождений Бакырчикского рудного поля (Восточный Казахстан) // Проблемы рудных месторождений и повышение эффективности геологоразведочных работ. Ташкент, 2003. С. 167–168.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 276 с.

Казаринов А.И. Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки. М.: Тр. ЦНИГРИ, 1967. Вып. 18. С. 5-30.

Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006. – 399 с.

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.

Кай К., Сун М., Ян Ч., Лонг Х., Хиао В. Обзор геологического строения Китайского Алтая (Северо-Западный Китай) и его тектонической эволюции в палеозое // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 12. с. 2056–2074.

Каюпов А. К. и др. О геотектоническом районировании Алтае-Чингизского региона // Вопросы геологии и металлогенеза Зайсанской складчатой области. – Алма-Ата: Наука, 1973. – С. 10-29.

Келеманов С.И., Титов Д.В., Давыдов Ф.Г. Состояние и перспективы золотодобычи в Семипалатинском Прииртышье // Геология и охрана недр. 2001. № 1. С. 46-47.

Ковалев А.А., Карякин Ю.В. Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиции концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении. – В сб.: крапления и новая глобальная тектоника. Л., 1973. С. 81-85

Ковалев А.А., Карякин Ю.В. Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития) // Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. С. 75–85.

Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Колпаков В.В., Баулина М.В. Этапность формирования и минералого-геохимические особенности золоторудной минерализации на Суздальском месторождении в углеродисто-терригенно-карбонатных толщах Западной Калбы (Казахстан) // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. – Новосибирск, Академ. Изд-во «Гео», 2006. – С. 101-102.

Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А. и др. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, №2. С. 225-242.

Ковалев К.Р., Калинин Ю. А., Полюнов В. И. и др. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах Восточного Казахстана. // Геология рудных месторождений, №4, 2012 г. С. 305-328.

Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Кириллов М.В., Анникова И.Ю. Золото-сульфидная вкрапленная минерализация месторождения Жайма (Восточный Казахстан)//Геология рудных месторождений, 2015, в печати.

Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир, 2006.

Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.

Коржинский Д.С. Режим кислотности при постмагматических процессах // Проблемы генезиса руд. М.: Наука, 1964. С. 9-18.

Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. – Новосибирск, 1987. – 175 с.

Коробейников А.Ф., Маслеников В. В. Закономерности формирования месторождений благородных металлов Северо-Восточного Казахстана. – Томск, 1994. – 337 с.

Коробейников А.Ф., Гусев А.И. Факторы мантийно-корового взаимодействия в магматогенных флюидах рудогенерирующих систем // Известия Томского политехнического университета, 2009, т. 315, № 1. С. 11-18.

Коробейников А.Ф. Научные основы прогнозно-минерагенических и поисковых исследований на благороднометалльное оруденение. Региональная геология. №1. 2011 г. С. 14-22

Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Западной части Центрально-Азиатского Складчатого Пояса (Палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 12. с. 2032–2055.

Котлер П.Д., Хромых С.В., Навозов О.В., Травин А.В., Владимиров А.Г. Возраст, состав и геодинамическая интерпретация Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность: Тезисы докладов Научная конференция (Киев, 27 мая-1 июня 2013 г.). - Киев, 2013. - С. 76-77.

Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Гусев Н.И., Шокальский С.П., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Куйбида Я.В. Эволюция Алтайской активной окраины в позднем девоне: магматизм, деформации, особенности осадконакопления // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование (Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014 С. 96-98.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Бибилова Е.В., Травин А.В., Пресняков С.Л. Коллизионные плагиограниты Рудного Алтая // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск. 2007. с. 135–136.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Падерин И.П. Плагиогранитный магматизм Рудного Алтая // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ; БНЦ СО РАН, 2008. С. 210-211

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 РАН. – 2009. – Т. 424. - № 1. – С. 84-88.

Кузбный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. – Алма-Ата: Наука, 1975. – 342 с.

Кузбный В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Марьин А.М. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой системы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. - Новосибирск: Наука, 1979. - С. 166-196.

Кузнецов В. А. Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. – Новосибирск: Наука, 1988. – 244 с.

Кузьмина О.Н. Золото-ртутная минерализация Чарско-Горностаевского ультрабазитового пояса // Вестник ВКГТУ им. Д. Серикбаева, 2003 г., № 1. – С. 6-13.

Кузьмина О.Н. Золотоносность Сенташ-Байбуринской рудоносной зоны Западной Калбы // Труды Респ. Научн. конф. «Молодые ученые – будущее науки». – Алматы: КазНТУ, 2004. – С. 518-521.

Кузьмина О.Н. К оценке нетрадиционного апокарбонатного типа золотого оруденения в геологических структурах Восточного Казахстана // Инновационное развитие и востребованность науки в современном Казахстане. Труды респ. Научн. конф.

Молодых ученых, Совет молодых ученых Фонда Первого Президента Республики Казахстан. – Алматы, 2007. – С. 60-64

Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г. Кириллов М.В., Редин Ю.О. Геология и минералогия золотоносных джаспероидов Восточного Казахстана (на примере рудного поля Байбура) // Геология и геофизика. 2013а. т.54. № 12. С. 1889-1904.

Кузьмина О.Н., Дьячков Б. А. Владимиров А.Г. Основные критерии и предпосылки для поиска золоторудных месторождений джаспероидного типа (Восточный Казахстан) // Литосфера, 2013б. № 6. С. 54-64.

Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Ойцева Т.А. Рудоносные уровни Западной Калбы // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование (Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014а С. 99-100.

Кузьмина О.Н. Геологические и минералого-геохимические факторы формирования золото-сульфидной минерализации Западной Калбы (Восточный Казахстан) // Вторая Всероссийская научная конференция «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», Владивосток, 2014. С. 336-338.

Кунц А. Ф. Гидротермально-метасоматическое минералообразование в карбонатных породах (экспериментальные модели). – Л.: Наука, 1987. – 161 с.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 204-224.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения (перевод с английского под. Ред. Б.П. Некрасова). – Москва-Ленинград, 1935. – 392 с.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука. – 1982. – 246 с.

Лось В.Л. и др. Комплексная переработка минерального сырья Казахстана. Состояние, проблемы, решения. В 10-ти т., 2-е издание, дополненное. Том 1а: Прогноз, поиски и моделирование рудных объектов. Алматы, 2008. 466 с.

Любецкий В. Н. Глубинное строение Калбы. По геолого-геофизическим данным // Известия АН Каз.ССР». Сер. Геол. 1991г. №5. – С. 66-72.

Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д. Глубинное строение золоторудных поясов, вмещающих суперкрупные месторождения (Западно-Калбински пояс, Казахстан) // Мат. Межд. конф. «Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирования месторождений полезных ископаемых». – Ташкент, 2006. – С. 69-75.

Майорова Н.П. Чингиз-Тарбагатайская металлогеническая система // Известия НАН РК. Серия геол. 2007. №5. – С.37-52.

Майорова Н.П. Фации метаморфизма Большого Алтая и сопредельных регионов // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Материалы межд. Конф. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2010. С. 120-121.

Майоров В.Н. К вопросу прогнозирования золотого оруденения на Жайминском рудном поле // Проблемы комплексного освоения рудных и нерудных месторождений Восточно-Казахстанского региона: Материалы I Международной НТК. – Усть-Каменогорск. 2001. – С. 86-87.

Майоров В.Н., Майорова Н.П. Некоторые аспекты Чарского офиолитового пояса. Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика // Материалы международной конференции XII чтения памяти А.Н. Заварицкого. – Екатеринбург, 2006. – С.48-50.

Малыгин А.А., Нахтигаль Г.П., Бегаев И.В. Золотоносность Семейтауской вулканноплутонической структуры Прииртышья // Геология и разведка недр Казахстана.

1995. № 2. С. 20–24.

Малыгин А. А., Дьячков Б. А. Золоторудные пояса Восточного Казахстана и их прогнозная оценка // Вестник Восточно-Казахстанского государственного технического университета». – Усть-Каменогорск: Изд-во ВКГТУ, 2000. №3. – С. 6-10.

Марченко Л.Г. Рудоносность углеродистых формаций // Условия формирования и закономерности размещения месторождений золота Казахстана. Алматы: КазИМС. 1980. С. 82-94

Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд золота. – Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1980. – 224 с.

Моррис Х.Т. Рудный район, Центральный Тинтик, штат Юта // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. Т. 1. С. 176-207.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. – № 6. – С. 3–33.

Мочалкина Л.Н. Жарма-Саурский террейн (магматизм и рудоносность) / Изд-во ВКГТУ. – Усть-Каменогорск, 2005. – 80 с.

Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю.Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы. // Литосфера, 2010, № 6. С. 66–73.

Мысник А.М. Типы кор выветривания Восточного Казахстана: возрастные рубежи формирования, типы, полезные ископаемые // Геология и охрана недр. №4. – Алматы, 2003. – С. 30-37.

Навозов О.В., Караваева Г.С. Некоторые нерешенные вопросы очередности внедрения магматических комплексов Калба-Нарымской зоны // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование (Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014 С. 114

Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. М.: Научный мир, 1996.

Нарсеев В.А. Фогельман Н.А., Яновский В.М., Старова М.М. Бакырчикское рудное поле //Золоторудные месторождения СССР. Том II. Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М., 1986. С. 96-116.

Нарсеев В.А., Гостев Ю.В., Захаров А.В. и др. Бакырчик (Геология, геохимия, оруденение). М.: ЦНИГРИ, 2001. – 174 с.

Нарсеев В.А. К дискуссии о генезисе руд карлинского типа // Руды и металлы. 2002. № 1. – С. 67-70.

Нарсеев В.А., Рафаилович М.С., Дьячков Б.А.. Золоторудный потенциал Казахстана // Гигантские месторождения золота Центральной Азии. Укрепление золоторудного потенциала Казастана (Материалы Международного Симпозиума). – Алматы, 2014. С. 10-22.

Наумов Е.А., Борисенко А.С., Ковалев К.Р. и др. Возрастные рубежи формирования золотого оруденения Восточного Казахстана и Западной Сибири // Мат. Междунар. Научно-практической конф. «Сатпаевские чтения». Алматы, 2009. С. 224–228.

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 (Материалы Международного Симпозиума). Алматы, 2014. С. 123-126.

Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М: Недра, 1988. – 286 с.

Некрасов Е.М. Крупные эндогенные золоторудные месторождения поддерживают высокий уровень добычи золота в мире // Геология рудных месторождений, 2005, т.47, №3. – С. 203-210.

- Нехорошев В.П. Геология Алтая. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 262 с.
- Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. – М.: Недра, 1966. – 307 с.
- Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы, 2007, № 6. С. 41-57.
- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ, 1999.
- Нусипов Е., Нарсеев В.А., Шиганов А.А., Козлянинов Д.М. Крупномасштабное золотосульфидное оруденение Бакырчикского типа в углеродисто-терригенных образованиях Западной Калбы // Геология и разведка недр Казахстана. 1997. №4, С. 31-40.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 1. Кочкарский рудный район (Южный Урал): Научное издание / Под ред. Акад. РАН В.А. Коротеева. – Екатеринбург: Ид-во УГГГА, 2004. – 216 с.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Паленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Научное издание / Отв. Ред. Коротеев В. А. – Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН-УГГУ, 2007. – 187 с.
- Офиолиты (Итмурунды-Казыкская и Чарская зоны). – Алма-Ата: «Наука» КазССР, 1981. – 180 с.
- Павлова В.Е. Структурные условия локализации вкрапленного золото-сульфидного оруденения на месторождениях Западной Калбы как основа их оценки // Вопросы типизации золоторудных месторождений и районови принципы прогнозирования золотого оруденения. М.: ЦНИГРИ, 1981. С. 49–54.
- Паталаха Е.А., Белый В.А. Офиолиты и тектоника Казахстана // Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980. – С.42–53.
- Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973. – 328 с.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика, 2008.- 49.- 7.- 605-620.
- Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузевный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика, 1979 (5), – С. 66-78.
- Полянский Н.В., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Некоторые особенности металлогении Чарской зоны // Известия АН КазССР. Серия геологическая. 1980. № 3. С. 51-57.
- Полянский О.П., Ревердатто В.В., Фомин А.Н. Модельные реконструкции погружения в Кузнецком осадочном бассейне // Геология и геофизика. – 2004. –Т. 45, № 6. – С. 678–687.
- Рафаилович М.С. Нетрадиционные месторождения золота Казахстана. Геонауки в Казахстане: (Доклады казахстанских геологов). – Алматы: «КазГЕО», 2004. – С. 159-176.
- Рафаилович М.С., Нусипов Е., Ракишев Б.М. Золото недр Казахстана: настоящее и будущее (некоторые геологические аспекты) // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. № 1. С. 2–9.
- Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. – Алматы, 2009. – 304 с.
- Рафаилович М. С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы: Изд-во «Luxe media Group» 2011а. – 272с.
- Рафаилович М.С., Дьячков Б.А. Геолого-структурная позиция, прогнозно-поисковая модель месторождения золота Суздальское (Восточный Казахстан) // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2011б. № 6. С. 45-61.
- Рафаилович М.С. Некоторые черты геологии и минерагении крупных и суперкрупных месторождений Центрально-Азиатского орогенического пояса //

Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование (Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 125-127.

Рафаилович М.С., Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Владимиров А.Г. Золотоносная джаспероидная метасоматическая формация Казахстана и соседних регионов Азии // Науки и Земле в Казахстане. – Алматы: Казахстанское геологическое общество «КазГео», 2015, в печати. Материалы подготовлены к Интернациональному геологическому конгрессу – IGK-35. Доклады казахстанских геологов.

Росляков Н.А. Поведение золота в зоне гипергенеза золоторудных полей // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1983, с. 124—161.

Ротараш И.А., Гредюшко Е.А. История формирования и строения серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области // Геотектоника. – 1974. – №4. – С.73–39.

Сазонов А.М. Геохимия золота в метаморфических толщах. Томск: ТПУ, 1998, 166 с.

Сазонов В.Н. Джаспероиды, их пространственная и генетическая связь с другими метасоматитами стадии кислотного выщелачивания // Магматические, метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург, 2000. С.269-285.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала. Научное издание – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. – 161 с.

Сафонова И.Ю. Геодинамические обстановки формирования венд-палеозойских базальтов Палео-Азиатского океана из складчатых областей Горного Алтая и Восточного Казахстана. Автореф. Канд. Дисс., НИИ АИ «Гео», 2005, 20 с.

Сейтмуратова Э.Ю. Позднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Жонгаро-Балхашской складчатой области: (стратиграфия, геолого-петрологические особенности). – Алматы, 2002. – 254 с.

Сеитов Н. С. Геодинамическая модель формирования палеозойских офиолитовых зон Казахстана // Науки о Земле в Казахстане. – Алматы: «КазГЕО». 2004. – С. 65-72.

Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В. Петрогенезис островодужных комплексов Чарской зоны, Восточный Казахстан // Петрология, 2010, том 18, № 6, с. 59–72

Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных: учебное пособие/ Е.В. Скляр и др.; под ред. Е.В. Склярова. – М.: Интернет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров Актюбинской вулканической структуры (Казахстан): Оценка условий генерации и состава первичных расплавов// Докл. РАН, 2001, 377, № 1, с. 86-90.

Тихоненко В.И. Геология и условия образования осадочных формаций позднего девона и карбона Западной Калбы (Восточный Казахстан)./ Диссертация на соискание уч. Ст. канд. геол.-минерал. Наук. Томск, 1992. 340 с.

Тычков С.А., Владимиров А.Г. Модель отрыва субдуцированной океанической литосферы в зоне Индо-Евразийской коллизии// Доклады РАН, 1997, т. 354, № 2, С. 238-241.

Угрюмов А.Н. Золоторудные месторождения джаспероидного типа как индикаторы процесса тектоно-магматической активизации // Тектоника Сибири. Т.12. Иркутск, 1985. С. 144-149.

Угрюмов А.Н. Джаспероидные месторождения золота (геология, условия

размещения и формирования). Т. 1 – текст, 620 с. Т.2 – рисунки, Т.3 – таблицы, Екатеринбург, 1993 г. (Библиотека Уральского горного университета). 154 с.

Ужкенов Б. С., Любецкий В. Н., Беспаяев Х. А., К., Любецкая Л. Д. Глубинные факторы локализаций золоторудных поясов Казахстана // Геология Казахстана. – Алматы, 2008а. – С. 300-314.

Ужкенов Б.С., Федоренко О.А., Смирнов А.В. и др. Сутурные зоны и крупные месторождения Центральной Евразии: геологическая позиция, металлогеническая специализация, критерии прогноза и поисков / Рудные провинции Центральной Азии. – Алматы: «КазГЕО», 2008б. – С. 34-47.

Усыпенко О.Н., Дьячков Б.А. Закономерности формирования и оценка перспектив золотого оруденения нетрадиционного типа в карбонатных формациях Восточного Казахстана // Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ. Ташкент, Изд-во ИМР, 2003, С. 119—122.

Флеров Е.А. К вопросу о геологической позиции и времени формирования ультраосновных и основных интрузий Чарского пояса в Западной Калбе. – «Изв. АН КазССР, сер. Геол.», №6, 1969. – С. 23-33.

Фогельман Н.А., Абдулкабирова М.А. и др. Металлогения орогенных структур на примере Казахстано-Северо-Тяньшанского сводово-глыбового сооружения // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIII. Орогенная металлогения. М., 1981. С. 40-50.

Фомичев В.И., Жаутиков Т.М. Поведение и формы миграции золота в процессах рудообразования. – Алматы, 2005. – 172 с.

Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдущированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. т. 37, № 1. с. 5–16.

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. Дальнаука. 2011. с. 45–49.

Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада // Рудные месторождения США. – М. 1973. Ч2. – С. 590-625.

Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 207 с.

Хромых С.В., Куйбида М.Л., Крук Н.Н. Петрогенезис высокотемпературных кремнекислых расплавов в вулканических структурах Алтайской коллизионной системы герцинид, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 4. с. 529–540.

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 герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 10, С. 1648-1667.

Цзян Ч., Ли Ю., Чжан П., Шуфен Е. Петрогенезис пермских базальтов западной окраины Таримской впадины (Китай) // Геология и геофизика. 2006. т. 47. № 2. с. 232–241.

Цой В. Д., Королева И. В., Сваровская В. В., Шнырев Д. В. О роли карбонатных пород в формировании различных рудно-формационных типов месторождений Средней Азии // Материалы научной конференции, посвященной 90-летию академика Х. М. осumented. – Ташкент: Фан, 2002. – С. 57-59.

Цой В.Д. Апокарбонатная модель формирования золотого оруденения Узбекистана / Матер. Всерос. Конф. «Самородное золото, типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М. ИГЕМ РАН. 2010. Том II. С. 289-291.

Цой В.Д., Королева И.В., Мундузова М.А., Захидов А.Р. Нетрадиционный

апокарбонатный тип золотого оруденения Узбекистана/ Отв. Ред. Исоков М.У.; Госком Руз по геологии и минеральным ресурсам, Госпредприятие «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов». – Т.: ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов», 2011. 174 с.

Черненко З.И. Карбонатные формации Восточного Казахстана / ВКГТУ. – Усть-Каменогорск, 2005. – 74 с.

Черных А.И. Перспективы Федоровско-Пезасского золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) // Вестник Томского государственного университета. Сер. «Науки о Земле» (геология, география, метеорология, геодезия). Приложение 3(III). Томск, 2003. С. 308-310.

Шеппард У.М., Моррис Х.Т., Кук Д.Р. Геология и рудные месторождения района Восточный Тинтик, штат Юта // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. Т. 1. С. 208-231.

Шер С.Д. Металлогения золота. (Северная Америка, Австралия и Океания). – Москва: «Недра», 1972. – 296 с.

Шибко В.С., Старова М.М., Зенкова В.И. Золото-углеродисто-сульфидная формация //Сводово-глыбовые структуры и металлогения золота Казахстана. КазИМС: Алма-Ата, 1982. С. 131-148.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. – Алма-Ата, НаукаКазССР, 1976. – 198 с.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. – Алма-Ата: «Наука», 1984. – 240 с.

Щерба Г. Н. Геотектоника и металлогения (некоторые аспекты). Алматы: Наука, 1988. – 176 с.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Полянский Н.В., Мысник А.М. Основные проблемы геологии и металлогении Большого Алтая // Сб. трудов обл. науч.-практ. конф. – Усть-Каменогорск, 1999. С.28-36.

Щерба Г. Н., Беспяев Х. А., Дьячков Б. А. и др. Развитие структур Большого Алтая на основе геодинамических реконструкций // Геодинамика и минерагения Казахстана. – Алматы: РИО ВАК РК, 2000. Ч. 1. – С. 73-81.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. т. 11. № 6., с. 556–586.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. т. 54. № 5. с. 375–399.

Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos. 2010. v. 115. p. 137–152.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.

Bierlein F.P., Groves D.I., Goldfarb R.J., Dube' B. Lithospheric control of formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits // Mineralium Deposita. 2006. V. 40. P. 874-886.

Blow A.A. Trans. Am. Inst. Min. End. 18, 1890, pp. 145-181

Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T. Et al. Evolution of the Paleo Asian ocean (Altay-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gonwana derived terranes // J. Geosci. 2001. V. 5. P. 203–224.

Dobretsov N.L., Vladimirov A.G., Jahn Bor-ming (Eds). Geology, Magmatism and Metamorphism of the Western Part of Altai-Sayan Fold Region: The field excursion guide for

geological of the Third International Workshop of the IGCP-420 Project “Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. Novosibirsk, 2001. – 140 p.

Emsbo P., Hutchinson R.W., Hofstra A.H., Volk J.A. et al. Bettles K.H., Baschuk G.J., Jonson C.A., 1999. Syngenetic Au on the Carlin trend: Implications for Carlin-type deposits. // *Geology*. 1999. V.27. P. 59-62.

Emsbo P., Hofstra A.H., Lauha E.A. et al. Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid components, and genesis of the Meikle and Neighboring Carlin-type deposits, Northern Carlin trend, Nevada // *Econ. Geol.* 2003. V.98. P.1069-1105.

Hofstra A.N., Levental J.S., Northrop H.R. et al. Genesis of sediment-hosted disseminated-gold deposits by fluid mixing and sulfidization: Chemical-reaction-path document of ore-depositional processes documented in the Jerrit Canyon district, Nevada // *Geology*. 1991. V. 19. P. 36-40.

Ilchik R.P., Barton M.D. An amagmatic origin of Carlin-type gold deposits // *Econ. Geol.* 1997. V. 92. P. 269-288.

Kovalev K.P., Kalinin Y. A., Naumov E.A., Pirajno F. Borisenko A.S. A mineralogical study of the Suzdal sediment-hosted gold deposit, Eastern Kazakhstan: Implications for ore genesis // *Ore Geology Reviews*. 35(2009). P.p.186-205.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P, Serov P.A., Volkova N.I. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V.42 (5). P. 928-948.

Kurganskaya E.V., Safonova I.Yu., Simonov V.A. Geochemistry and petrogenesis of suprasubduction volcanic complexes of the Char shear zone, eastern Kazakhstan // *Russian Geology and Geophysics* 55 (2014) 69–84

Kuzmina O.N., Dyachkov B.A., Vladimirov A.G., Kirillov M.V., Kolpakov V.V., Mizernaya M.A., Mayorova N.P. Gold-sulfide jasperoids of East Kazakhstan // *Special issue of Mineralogical Magazine. Goldschmidt abstracts, 2013 (in press)*.

Large R.R., Bull S.W., Maslenikov V.V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits // *Econ. Geol.* 2011. V.106. P. 331-358.

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 – art. No. 2139 // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2002. – Vol. 107. – N B7. – P. 2139-2139.

Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H., Chai F.M., Wu H., Chen Sh.P., Cheng L.S., Yang J.M., Zhang Ch.Q. A review of the Cu–Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2008. vol. 32. p. 184–203

Naumov E., Borisenko A., Kovalev K., Kalinin Y., Fedoseev G., Seltmann R. Gold deposits of Western Siberia and Eastern Kazakhstan: types and ages of mineralization, correlation with magmatic events. Proceedings of 11 th SGA Biennial Meeting “Let’s Talk Ore Deposits”, Antofagasta, Chile, 26-29th September 2011, p. 82-84.

Nutt C.J., Hofstra A.H. Bald Mountain Gold Mining District, Nevada: A Jurassic Reduced Intrusion-Related Gold System // *Econ. Geol.* 2007. V.102. P.1129-1155.

Padtke A. S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada/ Professional Paper 1267. U. S. Geological Survey, 1985. – 124 p.

Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // *Ore Geol. Rev.*, 2009, v. 35, № 2, p. 114–136.

Pirajno F. Intracontinental strike-slip faults, associated magmatism, mineral systems and mantle dynamics: examples from NW China and Altay-Sayan (Siberia) // *J. Geodyn.*, 2010, v. 50, p. 325–346.

Pirajno F. Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore

systems // Episodes, 2007, v. 30 (1), p. 6—19.

Qin K-z., Su B-x., Sakyi P.A., Tang D-m., Li X-h., Sun H., Xiao Q-h., Liu P-p. SIMS zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of Ni-Cu-bearing mafic ultramafic intrusions in Eastern Tianshan and Beishan in correlation with flood basalts in Tarim basin (NW China): constraints on a ca. 280 Ma mantle plume // Amer. J. Sci., 2011, v. 311, № 3, p. 237—260.

Safonova I.Yu., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A.. Fragments of Vendian Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. 2004. № 7. P. 771–790.

Safonova I.Yu., Utsunomiya A., Kojima S. Et al. Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan // Gondwana Research. 2009. № 16. P. 587–608.

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 49 (2012) 20–39

Safonova I.Yu. The Russian-Kazakh Altai orogen: An overview and main debatable issues // Geoscience Frontiers 5 (2014) 537-552

Sazonov A.M., Vrublevsky V.V., Gertner I.F., Fedorova A.V., Gavrilenko V.V., Zvyagina E.A., Leont'ev S.I. Transangara Alkaline Pluton, Enisei Range: Rb-Sr and Sm-Nd Isotope Ages and Sources of Feldspathoid Magmas in Late Precambrian // ISSN 1028-334X, Doklady Earth Sciences, 2007, Vol. 413A, No. 3, pp. 469-473.

Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. – 1993. – V. 364. – P. 299–307.

Titley S.R. Phanerozoic ocean cycles and sedimentary-rock-hosted gold ores // Geology. 1991. V.19. P. 645-648.

Wells J.D., Mullens T.E. Gold-bearing arsenian pyrite determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold mines, Nevada // Econ. Geol. 1973. V.68. P. 187-201.

Weed W.H. and Pirsson L.V. Geology and mineral resources of the Judith Mountains of Montana. Eighteenth Ann. Rept., U.S. Geol. Survey, pt, 3, 1998, pp, 437-616

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // J. Geol. Soc., London, 2007, v. 164, p. 31—47.

Xiao W.J., Windley B.F., Huang B.C., Han C.M., Yuan C., Chen H.L., Sun M., Sun S., Li L. End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia // Int. J. Earth Sci., 2009, v. 98, p. 1189—1217.

Yakubchuk A. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 761—779.

Ye Z., Kesler S.E., Essene E.J., Zonar P.B., Borhauer J.I. Relation of Karlin-type gold mineralization to lithology, structure and alteration: screamer zone, Betze-Post deposit, Nevada // Mineralium Deposita, 33, 2003. P. 22-38.

Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos. 2010. v. 115. p. 137–152.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.

ФОНДОВЫЕ

Антонов Ю.А., Телешев А. А. Информационный отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на месторождении Жайма в 2004-2005 г.г. // Семипалатинск, 2006. – 150 с.

Беспяев Х.А., Мысник А.М. и др. Оценка прогнозных ресурсов благородных металлов РК (золото, серебро, платина). Восточный Казахстан. Фонды «Востказнедра».

2002. – 315 с.

Дьячков Б. А., Воронцов И. Н., Майорова Н. П., Бочкова О. И. Отчет: Обобщение и анализ материалов по редкометальному оруденению Калбы и пограничной части Жарма-Саурской зоны для уточнения направления работ // Усть-Каменогорск. 1981. – 299 с.

Дьячков Б.А., Никитина Т.М., Хохлов П.И. и др. Отчет: Перспективы золотоносности Калбы и Северного Призайсая с целью разработки рекомендаций по ускоренной оценке и вовлечению в эксплуатацию коренных и россыпных проявлений золота // Усть-Каменогорск, 1997 г.-153 с. Фонды Алтайского отдела ИГН МН-АН.

Дьячков Б.А., Сапаргалиев Е.М., Стучевский Н.И. и др. Отчет: Металлогения и перспективные оценки минеральных ресурсов Большого Алтая в свете геолого-генетических моделей // Усть-Каменогорск – Алматы. 2002. – 552 с.

Дьячков Б.А., Полянский Н.В., Сапаргалиев Е.М. и др. Отчет заключительный: Металлогенический анализ рудоносных структур и перспективная оценка минеральных ресурсов Восточного Казахстана // Ч I, II. Алматы. 2005. С. 245

Дьячков Б.А. и др. Отчет заключительный: Оценка перспектив нетрадиционного типа золотого оруденения в карбонатных формациях Восточного Казахстана // Алматы, 2008. – 144 с.

Дьячков Б.А. и др. Отчет: Провести научное обоснование региональных и локальных критериев прогноза и поиска новых золоторудных месторождений апокарбонатного типа в рудоносных структурах Западной Калбы и Чарской зоны // Алматы, 2009. – 69 с.

Дьячков Б.А. и др. Отчет: Закономерности формирования, металлогения, прогнозно-поисковые критерии оценки перспектив Зайсанской сутурной зоны (Восточный Казахстан) // Алматы, 2014. – 222 с.

Кудрявцев Д.Я., Клименко А.Г. и др. Отчет по поисково-оценочным работам на участке Жайма, проведенным Горностаевской и Кулуджунской партиями в 1978-1981г.г. // Усть-Каменогорск, 1981 г.

Мысник А.М., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Майорова Н.П. и др. Отчет: Металлогенические системы Казахстана: предпосылки образования, пространственная структура, процессы формирования и закономерности размещения рудных объектов // Алматы. 2003. – 378 с.

Мысник А.М., Бочкова О.И., Кравченко М.М., Евтушенко О.П. Отчет: Составление сводной карты кор выветривания Восточного Казахстана с проявлениями полезных ископаемых в них м-ба 1:200000 (Восточно-Казахстанская область) // Усть-Каменогорск. 2003. – 225 с.

Нахтигаль Г.П. (гл. ред.) Геологическое строение Сенташ-Курчумского поднятия и оценка его золотоносности (Кокпектинский район Восточно-Казахстанской области) //Отчет о геолого-геофизических работах в Кокпектинском районе Восточно-Казахстанской области. Геологические фонды ВКГУ, г. Усть-Каменогорск, Т. 1. 1984. 340 с.

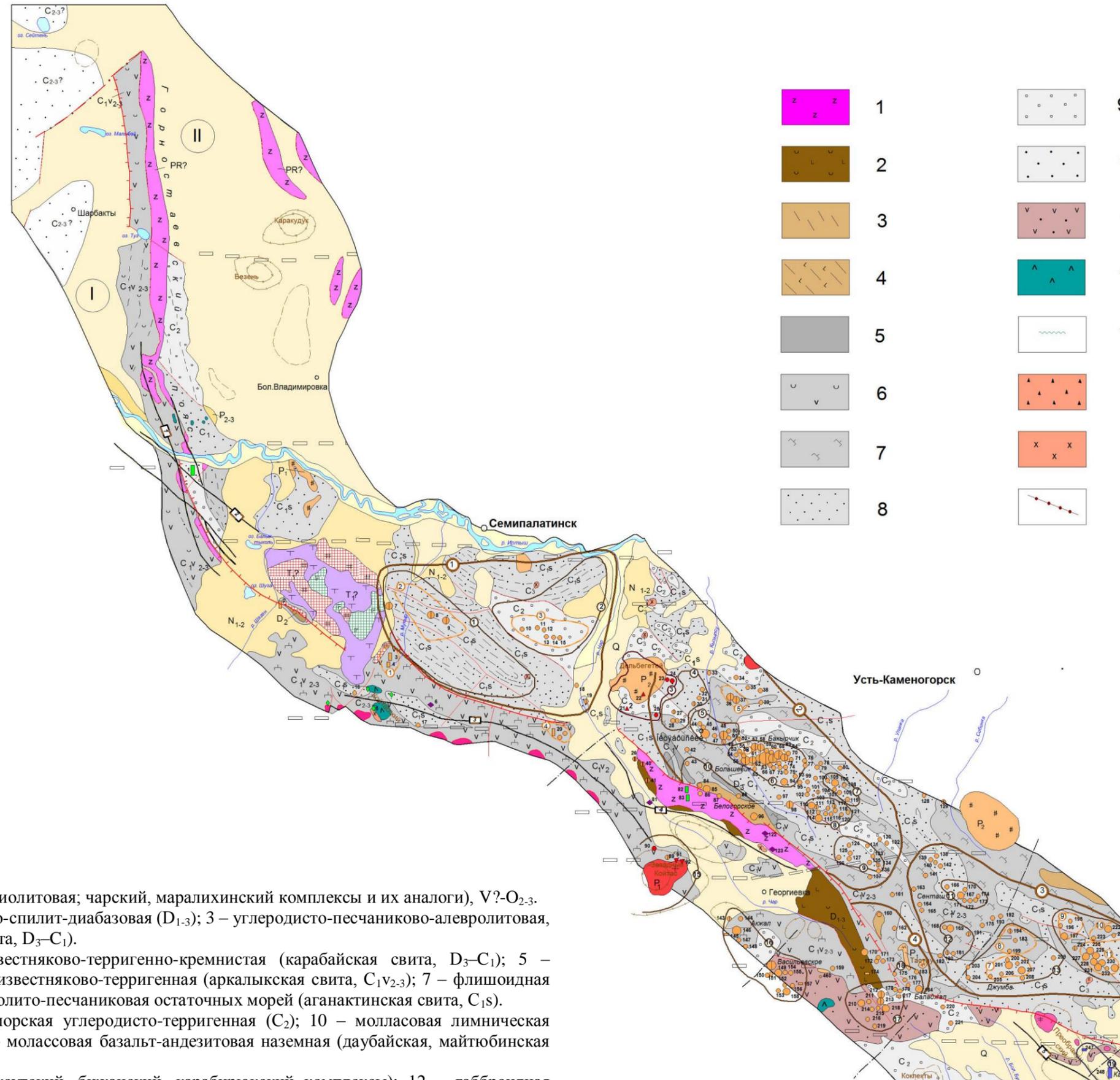
Сапаргалиев Е.М., Дьячков Б.А., Полянский Н.В. Отчет заключительный: Выявление закономерностей рудообразования в рудных поясах Восточного Казахстана с выделением продуктивных минерагенических уровней и структур, перспективных на обнаружение месторождений цветных, благородных, редких металлов и нерудных полезных ископаемых // Алматы, 2008. Книга 1 – 184 с, книга 2 – 280 с.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А. и др. Отчет: Геологическое строение и металлогения Жарма-Саурского геотектоногена // Том I, II. Усть-Каменогорск-Алма-Ата, 1977. – 428 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАЙСАНСКОЙ СУТУРНОЙ ЗОНЫ

Составлено Б.А. Дьячковым, О.Н. Кузьминой по материалам ВостКазнедр



Геологические формации (1-25)

Формации раннекаледонского цикла: 1 – гипербазитовая (метаофиолитовая; чарский, маралихинский комплексы и их аналоги), V[?]-O₂₋₃.

Формации герцинского цикла: 2 – морская кремнисто-карбонатно-спилит-диабазовая (D₁₋₃); 3 – углеродисто-песчаниково-алевролитовая, аспидная, глубоководных желобов и рифтогенных прогибов (такырская свита, D₃-C₁).

Группа формаций задуговых бассейнов: 4 – базальтовая, известняково-терригенно-кремнистая (карабайская свита, D₃-C₁); 5 – известняково-песчаниково-алевролитовая (C₁V₁); 6 – базальт-андезитовая, известняково-терригенная (аркалыкская свита, C₁V₂₋₃); 7 – флишиодная карбонатно-терригенная (аркалыкская свита, C₁V₂₋₃); 8 – граувакковая алевролитопесчаниковая остаточных морей (аганактинская свита, C₁S).

Группа коллизионных формаций: 9 – молассовая прибрежно-морская углеродисто-терригенная (C₂); 10 – молассовая лимническая угленосная (буконьская, кокпетинская C₂; бакырчикская свиты, C₂₋₃); 11 – молассовая базальт-андезитовая наземная (даубайская, майтубинская свиты, C₂₋₃).

Группа раннегерцинских формаций (сакунбайский, мандынский, буконьский, карабинский комплексы): 12 – базальтовая