



МИНОБРНАУКИ РОССИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
**«Российский государственный геологоразведочный университет имени
Серго Орджоникидзе»
(МГРИ)**

На правах рукописи

ЧАН ВАН ТИЕН

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РАЙОНЕ ФЫОКТХАНЬ-ФЫОКШОН
ПРОВИНЦИИ КУАНГНАМ-КУАНГНГАЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ВЬЕТНАМА**

Специальность 1.6.10 – Геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор Игнатов П. А.

Москва, 2023

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	4
1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА КУАНГНАМ-КУАНГНАЙ	9
1.1 Краткая характеристика геологической изученности района Куангнам-Куангнай.....	9
1.2 Геологическая характеристика Куангнам-Куангнайского района	11
1.2.1 Положение Куангнам-Куангнайского района в Индокитае	11
1.2.2 Геологическое строение района Куангнам-Куангнай.....	13
1.3 Тектонические структуры района Фьюктхань-Фьюкшон	23
1.3.1 Этапы тектонических деформаций района и позиция золотого оруденения	23
1.3.2 Структурный контроль золоторудной минерализации.....	37
2 РУДОВМЕЩАЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ФЬОКШОН.....	40
3 ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ РАЙОНА ФЬОКТХАНЬ – ФЬОКШОН.....	53
4 ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТЫХ РУД ПОЛЕЙ ФЬОКТХАНЬ-ФЬОКШОН И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ	61
4.1 Минеральный состав руд	61
4.2 Текстуры и структуры руд	64
4.3 Последовательность формирования руд	65
4.4 Геохимические характеристики руд	69
4.5 Геохимические характеристики интрузивных комплексов гранитов	71
4.5.1 Геохимическая характеристика пород комплекса Бенжанг–Куешон .	71
4.5.2 Геохимическая характеристика пород комплекса Чулай	74
4.5.3 Геохимическая характеристика пород комплекса Чабонг	78

4.5.4	Геохимическая характеристика пород комплекса Бана.....	84
4.6	Вопросы генезиса оруденения.....	88
4.6.1	<i>Температура рудообразования</i>	92
4.6.2	<i>Изотопный состав серы сульфидов рудоносных зон</i>	101
4.6.3	<i>Изотопный состав кислорода $\delta^{18}O$ кварца</i>	103
5	ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ	105
5.1	Геолого-генетическая модель формирования и прогнозно - поисковые критерии золотого оруденения.	105
5.2	Прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения рудных полей Фьюктхань–Фьюкшон.....	111
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	114
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	116

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Золото является одним из наиболее ценных и востребованных драгоценных металлов в мире, играя важную роль в экономике и культуре многих народов. Его привлекательность и стабильность цены сделали его привлекательным активом для инвестиций и торговли. В последние десятилетия увеличение глобального спроса на золото привело к усилению разработки его месторождений и добычи в различных странах.

Район Фьюктхань–Фьюкшон Центрального Вьетнама обладает значительными запасами золота, что привлекает внимание как местных, так и иностранных исследователей, инвесторов и горнодобывающих компаний. Богатые природные ресурсы этого региона, включая золото, являются важным источником экономического развития и процветания местного населения.

Однако, несмотря на потенциал развития золотодобычи в центральном регионе Вьетнама, существует необходимость в детальном исследовании различных аспектов этой отрасли. В данной кандидатской диссертации автор предлагает всестороннее исследование по геологии золоторудных месторождений.

Ожидается, что результаты данного исследования станут важным вкладом в понимание потенциала золотодобывающей промышленности в регионе Фьюктхань–Фьюкшон. Предоставление всесторонней информации и рекомендаций поможет заинтересованным сторонам, включая региональные власти, инвесторов и горнодобывающие компании, принимать более обоснованные решения, способствующие устойчивому развитию этой отрасли в регионе.

Целью диссертационной работы является типизация золоторудных объектов и выявление структурных предпосылок локализации потенциальных золоторудных месторождений в Фьюктхань–Фьюкшон Центрального Вьетнама.

Задачи исследований: включали следующее.

- Изучение геологического строения района и истории его развития, включая выделение стадий региональных тектонических деформаций.
- Выделение структур ранга рудных тел, полей и месторождений, известных и потенциальных золоторудных объектов.
- Установление закономерностей распределения концентраций Au в золоторудном поле Фьюкшон на основе анализа структурных факторов, контролирующих рудную минерализацию, обоснование моделей рудообразования.
- Диагностика вещественного состава золотых руд, установление последовательности минералообразования и представление концепции происхождения.

Фактический материал и личный вклад автора

Исследовательская работа основана на материалах, полученных в результате проведения геологоразведочных работ на площади Фьюктхань–Фьюкшон, в которых автор участвовал в полевых и камеральных условиях, описывая обнажения и керн поисковых скважин и создавая геологические и структурные карты. Отбор проб произведен автором по рудным интервалам и вмещающим породам из 27280 пог. м керна 94 наклонных скважин, меньше, из естественных обнажений. Из них автор задокументировал всего 21541 погонных метров керна, включая 128,95 м диаметром 90 мм, 13482,78 м диаметром 64 мм, 7929,72 м диаметром 47,6 мм, и собрал 201 образец керна из кварцевых жил.

В статистической обработке использованы Microsoft office и 630 анализов, выполненных в лаборатории Вьетнамского института геологии и минералов.

Автором использованы и проанализированы геологические карты масштабов от 1: 100 000, 1: 50 000, 1: 10 000 до 1 : 2000; геологические профили по 127 наклонным скважинам оценочного бурения глубиной от 100 м до 500 м.

В работе также использованы опубликованные и фондовые материалы по району Фьюктхань–Фьюкшон и прилегающим площадям Центрального Вьетнама.

Материалы по геологии и полезным ископаемым района Фьюктхань–Фьюкшон привлечены автором с разрешения и согласия Главного управления геологии и полезных ископаемых Вьетнама

Методической основой исследования стали следующее виды анализов

– Для определения геологических структур района, ключевых факторов и стадий тектонических деформации, рудоконтролирующих структур, автор использовал: данные геологических карт, которые анализировал в геоинформационной среде в созданном автором проекте в программе Quantum GIS (QGIS 3.9);

– Полевые исследования проводились в рудниках Байдат и Байго и прилегающих площадях для описания геологического строения и тектонических деформаций, изучения распределения золотой минерализации и отбора проб.

– Для определения возраста руд использованы данные масс-спектрометрии Ar-Ar методом по биотиту, отобранному из керна золоторудных кварцевых жил. Анализы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ выполнены во Вьетнамском Центре геологического и экспериментального анализа г. Ханой, аналитик Н.В. Нам. Эксперимент проводился на многоколлекторном масс-спектрометре «Thermo Fisher Scientific ARGUSVI», соединенным с линией извлечения/очистки газа из нержавеющей стали и лазерной системой «Photon Machines Fusion 10.6 CO₂». Масс-спектрометр ARGUSVI имеет радиус 13 см, расширенную геометрию на 90°, статический вакуум, магнитный сектор, в котором размещен источник типа Нира и фиксированная матрица из пяти фарадеев (с малошумящими резисторами 1 x

1012 Ω) и один компактный дискретный диод (CDD) детекторы. Детекторы с высокой (H) и низкой (L) массой обозначаются как H2, H1, AX, L1, L2 и CDD (AX = аксиальный). Масс-спектрометр ARGUSVI имеет объем 700 см³ и номинальное разрешение по массе 200. Чувствительность для аргона составляет 3,55 x 10⁻¹⁷ моль/фА (1 x 10⁻³ А/Торр) при токе ловушки 200 мкА, как определено по измеренным аликвотам биотита GA1550 [9].

– Минеральный состав руд диагностирован по более чем 400 образцам аншлифов и шлифов и рентгеноструктурных анализов **399** проб. Распределение золота и сопутствующих элементов в рудах определено по **201** атомно-адсорбционным анализам, выполненным во Вьетнамском Центре геологического и экспериментального анализа г. Ханой. Геохимическая связь рудных компонентов установлена методом многофакторной статистической корреляции.

– Для изотопных анализов серы сульфидов использованы: **30** образцов из руд, содержащих вкрапленные сульфиды, подготовлены полированные тонкие срезы толщиной 150 мкм, которые были проанализированы с использованием масс-спектрометра VG Micromass SIRA Series II во Вьетнамском Центре геологического и экспериментального анализа г. Ханой, аналитик Н. В. Нам.

– Для изотопных составов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ кварца: **10** проб из Фьюктхань–Фьюкшон были использованы для изотопного анализа Н-О в Аналитической лаборатории Ханойского университета горного дела и геологии. Сначала образцы кварцевых включений размером 40–60 меш взвешивают по 5–10 мг, запекают в печи с постоянной температурой 105 °С в течение более 4 часов, а затем заворачивают в чистую и сухую жестяную чашку для использования. Во-вторых, воздух внутри анализатора элементов Flash EA был промыт гелием высокой чистоты для снижения фона Н₂. Образец испытывают при повышении температуры до 1400°С и снижении фона ниже 50 мв. Один образец взорвался в керамической трубке, содержащей стекловидный углерод, выделив Н₂О, Н₂ и другие Н-содержащие газы. Н₂О и другие возможные органические вещества могут быть восстановлены с помощью стекло углерода при высокой температуре, чтобы восстановить газ, содержащий Н, до Н₂. Наконец, Н₂ подавался потоком гелия высокой чистоты в газовый масс-спектрометр MAT-253 для анализа. Результаты представлены в виде значений $\delta\text{DV-SMOW}$ со стандартной средней океанской водой (SMOW) в качестве стандарта, а точность анализа $\pm 1\%$.

– Для анализа распределения редких, редкоземельных, рассеянных и радиоактивных элементов (Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Tm, Y, Yb, Ba, Rb, Co, Cr, Ga, Li, Nb, Ni, Sr, Ta, V, Hf, Zr, U, Th, Ti) использовалось программное обеспечение набора инструментов Geochemical Data (GCDkit 4.1).

Научная новизна. Впервые предложена типизация золоторудных месторождений и

рудопроявлений района Фьюктхань–Фьюкшон. Разработана новая модель структурного контроля золоторудной минерализации, приведены новые комплексные минералого-изотопно-геохимические данные золоторудных полей в Центральном Вьетнаме.

Практическая значимость. Обоснованы прогнозные критерии на золотое оруденение. Полученные новые материалы по месторождениям золота, сравнительная характеристика запасов и ресурсов могут быть полезными для развития горнодобывающей промышленности в регионе.

Защищаемые положения:

1. В районе Фьюктхань-Фьюкшон геологическими наблюдениями и интерпретацией массовых замеров осевых плоскостей складок и тектонических трещин подтверждено 5 этапов деформаций (D₁-D₅). Со вторым этапом D₂ регионального тектонического сжатия связано формирование сдвигов, контролирующих золоторудную минерализацию.

2. В пределах золоторудного поля Фьюкшон рудоносные зоны рудников Байдат и Байго, локализованы в зоне окончания взбросо-сдвига. Золото-кварцевые жилы располагаются субпараллельно сланцеватости пород. Рудовмещающими являются послонные зоны тектонических нарушений, которые образовались на участке окончания взбросо-сдвига и осложняли западные крылья и замки антиклиналей. Важное значение в рудоконтроле имеют горизонты углеродистых кварц-серицитовых сланцев.

3. Золоторудные месторождения представлены золото-кварцевой с низким содержанием сульфидов (3–5% суммы сульфидов) и золото-сульфидно-кварцевой (5–50% суммы сульфидов) типами. Оба типа имеют близкие геохимические характеристики, что указывает на их образование в едином гидротермальном процессе.

4. Минеральный состав руд рудных полей Фьюктхань и Фьюкшон сформирован в 4 стадии, разделенных тектоническими подвижками: в первую стадию возникли гидротермально-метасоматические породы типа березитов, во вторую - кварц-золото-малосульфидная минерализация; в третью - золото-сульфидная и в четвертую - карбонатные прожилки с переотложенными сульфидами. По геохимическим данным, изотопии серы сульфидов и газово-жидким включениям в рудном кварце руды образовались в среднетемпературных условиях при участии глубинных флюидов.

Апробация работы и публикации.

Основные положения диссертации опубликованы в 8 работах, в том числе 4 статьях и 4 тезисов докладов, сделанных на научных конференциях. «XV Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле», МГРИ-РГГРУ, 2021; XXVI Международный научный симпозиум имени академика М. А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр», ТПУ, 2022; XI Российской молодежной научно-практической школы «Новое в

познании процессов рудообразования», ИГЕМ РАН, 2022. XVI Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле», МГРИ-РГГРУ, 2023.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы из 96 наименований. Объем работы составляет 122 страниц, в том числе 17 таблиц и 57 рисунков. Первое защищаемое положение раскрыто в главе 1, второе – в главе 2, третье – в главе 3, и четыре – в главе 4.

В первой главе, излагающей историю геологического изучения района, обобщены сведения о предшествующих работах, дается общая характеристика геологических исследований, строения изучаемого района и выделяется 5 этапов тектонических деформаций (D₁-D₅).

Во второй главе показаны закономерности распределения золотого оруденения и рудоконтролирующие факторы рассмотрено геологическое строение золоторудных полей Фьюктхань и Фьюкшон.

В третьей главе раскрыты детали геологического строения золоторудного поля Фьюкшон.

В четвертой главе рассмотрен минеральный и элементный состав, текстуры и структуры руд в районе Фьюктхань–Фьюкшон, обоснована схема последовательности рудообразования. Приведены данные по термобарогеохимии включений в кварце из золото-сульфидных руд. Проанализирован изотопный анализ серы сульфидов рудного поля Фьюкшон в сравнении с изотопией серы сульфидов известных месторождений золота.

В пятой главе построена геолого-генетическая модель формирования и выделены прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения месторождения.

В заключении сформулированы основные выводы по результатам исследования.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному руководителю, проф. Игнатову Петру Алексеевичу, который поддерживал автора на протяжении всего процесса работы над диссертацией. Правильная ориентация и полезные идеи научного руководителя помогли автору сформулировать научные взгляды, выбрать соответствующее направление исследований, разработать методологию для решения поставленных задач и предложить направления будущих исследований. Без ценных советов и всесторонней помощи профессора П.А. Игнатова было трудно написать эту работу.

Кроме того, автор хотел бы поблагодарить весь профессорско-преподавательский состав кафедры геологии месторождений полезных ископаемых МГРИ за их ценные замечания при завершении этой работы.

Автор выражает благодарность Главному управлению геологии и полезных ископаемых Вьетнама и особую хочу выразить проф. Май Чонг Ту за поддержку и помощь в получении исходных данных и создание благоприятных условий для выполнения автором данной диссертации.

1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА КУАНГНАМ-КУАНГНАЙ

В данной главе рассмотрены доказательства первого защищаемого положения «В районе Фьюктхань-Фьюкшон геологическими наблюдениями и интерпретацией массовых замеров осевых плоскостей складок и тектонических трещин подтверждено 5 этапов деформаций (D₁-D₅). Со вторым этапом D₂ регионального тектонического сжатия связано формирование сдвигов, контролирующих золоторудную минерализацию».

1.1 Краткая характеристика геологической изученности района Куангнам-Куангнай

Район Куангнам-Куангнай расположен на северном краю сложного метаморфического массива Контум, являющегося частью террейна Нам-Най, с породами глубокого метаморфизма протерозойского-раннепалеозойского возраста, принадлежащими структурному блоку Хамдык. Район по меридиану распространен на порядка 60 км и по широте 120 км. Его границы определяются географическими координатами угловых точек следующим образом: 15°08'15" - 15°40'15"; 107°34'50" - 108°42'30" (Рисунок 1.1).



Рисунок 1.1 – Схема положения района проявления Au оруденение Куангнам-Куангнай [Данные из Google Earth]

Горный район Куангнам-Куангнай ограничен региональным уступом, маркирующим глубинный разлом Поко на западе, и равниной на востоке. На севере его границы определяются разломами Тамки-Фьюкшон с ориентацией север-юг, а на юге – разломами Чабонг, Тави-

Хунгнгьонг, также выраженными в рельефе.

В пределах этой площади с начала 1945 года, а затем французы начали добычу золота, серебра и других полезных ископаемых в рудниках Бонгмьеу и Фьюкшон. После 1975 года государство проявило огромный интерес к геологическим и горнодобывающим работам, и началась систематическая геологоразведка. В этот период было запущено множество исследовательских проектов разных масштабов. С 1976 по 1983 годы была создана геологическая карта масштаба 1:500 000 Вьетнама, под руководством Трана Дука Луонга и Нгуен Суан Бао. Этот проект раскрыл многие проблемы, связанные с геологическими формациями, структурами, магматизмом и связанными с ними полезными ископаемыми. Авторы сгруппировали изучаемую область в Контумскую поднятую зону, которая соответствует метаморфической формации протерозойского возраста [27].

С 1979 по 1986 годы разработан проект по составлению карт геологических формаций и полезных ископаемых листов Хуэ-Куангнгай масштаба 1:200 000, под руководством Нгуен Ван Чанга. В этом проекте дополнены и уточнены результаты составления геологической карты масштаба 1:500 000[40], разделены структурные зоны и зоны минерализации. В том числе, было подтверждено, что зона золотой минерализации Тамки-Фьюкшон обладает самым высоким потенциалом. Исследования проводились на территории листа Хойан и группы листов Куангкгай, где ранее было зарегистрировано несколько различных месторождений полезных ископаемых, в основном золота, графита, олова, пирита, кирпичной глины и т. д. В отчете о поиске золота в районе Тамки-Тьенфьюк от геологической группы 505 оценены обнаруженные 5 месторождений золота и несколько перспективных месторождений полезных ископаемых.

С 1990 по 1999 годы был разработан проект по составлению геологической карты и исследованию полезных ископаемых масштаба 1:50 000 в районе листов ТамКи-Хьепдык, под руководством Кат Нгуен Хунга. Этот проект помог прояснить характеристики геологических формаций и структуры в этом районе, а также выявить потенциал золотой минерализации.

Относительно специализированных исследований, имеются следующие работы: "Карта минеральных ресурсов Вьетнама" в масштабе 1:200 000 Нгуен Нгием Минха (1990); "Карта минеральных ресурсов для диагностики зоны Куангнам-Дананг в масштабе 1:200 000 и детальная характеристика некоторых важных территорий" Дуонг Дук Киема (1994); работы Ву Нгок Хайя (1980, 1982), Динь Ван Дьена (1982), Нгуен Ван Де (1987); "Изучение генезиса и минералогии Северной Центральной части" Ле Ван Тана (1998). Исследования геофизических свойств отражены в отчете по аэромагнитной съемке на территории от Куангнам-Дананга до Куиньона от Чан Нхо Ляма (1987); отчет о результатах гамма-спектрометрии в масштабе 1:50 000 Нгуен Куан Сона (1996); отчет о результатах измерения и построения карты гравитации в масштабе 1:50 000 Ле Тхан Хай (1995) и множество работ, связанных с исследованием различных

геофизических аномалий на разных уровнях. Все эти работы являлись важными геологическими предпосылками для прогнозирования и поиска минеральных ресурсов в последующие периоды.

С 1987 по 1991 год в районе исследования был выполнен проект «Поиск и оценка золотых руд в районе Чадыонг-Чами, провинция Куангнам-Дананг», под руководством инженера Май Тат. В результате работ по поиску и оценке автором были выявлены особенности геологических формаций, магматизма и месторождений, в том числе морфологии рудных тел и характеристик золотоносности. В районе существуют четыре небольших золотых рудных тела, распределенных на площади, масштаб которых небольшой; с общим ресурсом C_2+P_1 в 558,18 (кг), в том числе C_2 - 467 (кг). Был выполнен синтез геологической структуры и характеристик рудоносности в исследуемом районе (геологическая карта; синтез данных по тяжелым минералам); сбор данных авиационными методами: магнитным, радиометрическим и гамма-спектрометрическим; анализ структуры рудного поля с использованием дистанционного зондирования; данные исследований по структурной тектонике и факторам, контролирующим рудообразование, представлены Во Куан Бином и соавторами (2018).

Результаты геологических исследований минеральных ресурсов за многие периоды определили, что рудный пояс в районах Куангнам-Куангнай является одним из лидирующих потенциальных районов золотодобычи во Вьетнаме. Золотая минерализация в исследуемом районе в геологических картах масштаба 1:500 000 до 1:50 000, многие рудные точки были обследованы, оценены и введены в эксплуатацию. Основная золотая минерализация в районе следует за системой разломов с направлением северо-запад - юго-восток и системой разломов, пересекающих экваториальную плоскость в районе. Основные типы золотых рудных тел — это линзы, жилы и минерализованные зоны, содержащие золото в кварцево-сульфидных жилах и прожилках с двумя характерными типами руд: золото-кварц-пиритовым и золото-кварц-сульфидным. Руда имеет тонковкрапленную структуру. Основные рудные минералы - пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и арсенопирит. Золото находится в виде самородного золота и электрума.

Несмотря на значительную изученность золоторудных образований в исследуемом районе, ряд вопросов по структурной позиции рудных тел, последовательности минералообразования, элементному и минеральному составу руд и типизации рудных объектов не были детально разработаны.

1.2 Геологическая характеристика Куангнам-Куангнайского района

1.2.1 Положение Куангнам-Куангнайского района в Индокитае

Несколько недавних исследований показали, что существует тесная связь между тектоническими событиями в юго-восточной части материковой Азии и крупными

месторождениями руд в этом регионе [47, 54, 58, 69]. Лучшие и более геохронологические определения (например, LA-ICPMS, Ar-Ar), а также легкий доступ к этой области) позволили этим исследованиям предоставить комплексную региональную и металлогенную основу для этой области.

Куангнам-Куангнай часто упоминаются в литературе [55, 61, 62, 74-76]. Расположенный в центре Вьетнама, он находится в зоне влияния глубинных разломов, горообразующих поясов и региональных внутренних структур (Рисунок 1.2).

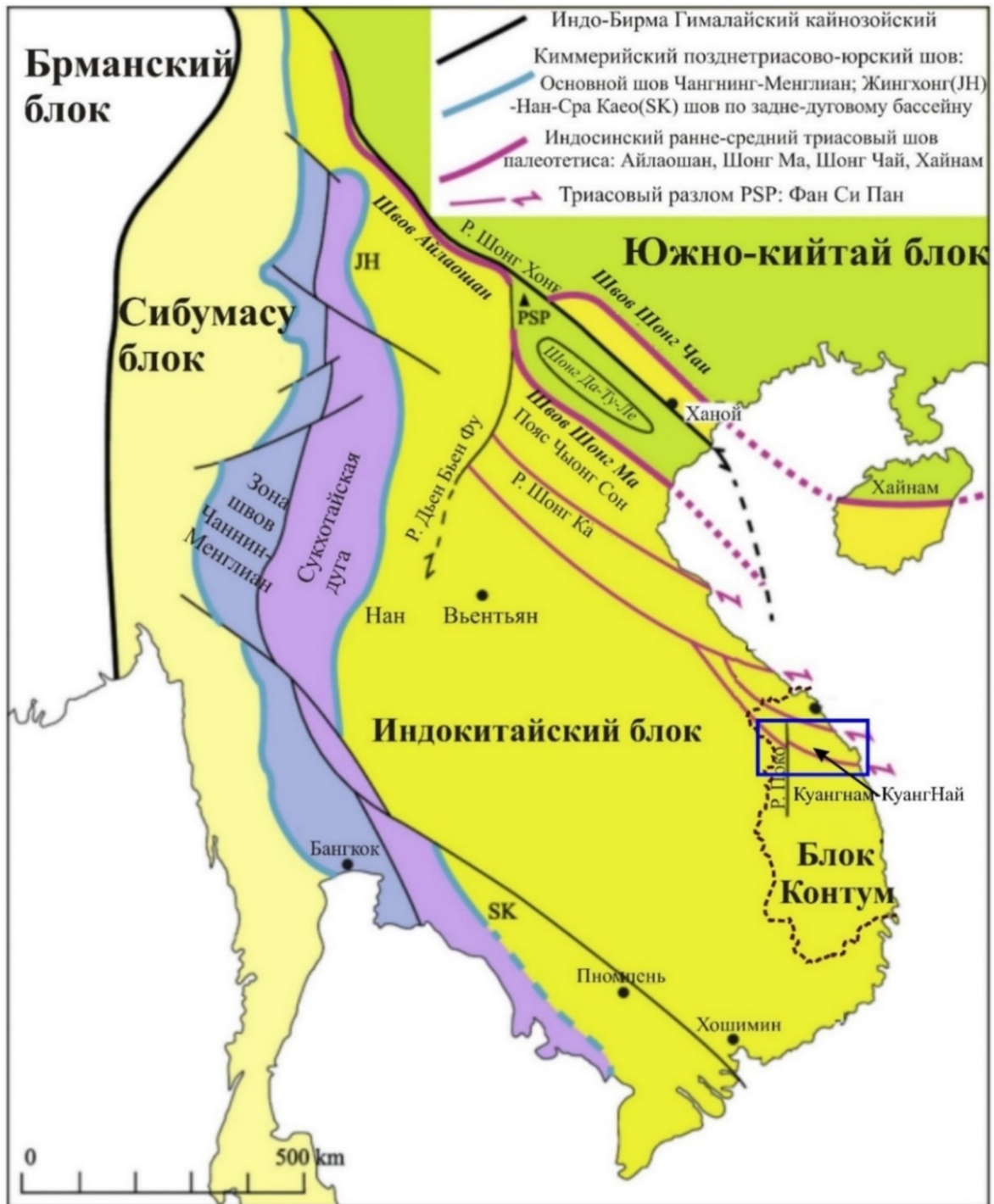


Рисунок 1.2 – Расположение района Куангнам – Куангнай в блоке Контум на границе с Индокитайским блоком на современной структурной карте Юго-Восточной Азии

Юго-восточная часть материковой Азии включает несколько террейнов (или микроконтинентов), в том числе Индокитай, Южный Китай, Сибумасу (Сиам, Бирма, Малайзия и Суматра, также известный как Шан-Тай) и Западная Мьянма (Западная Бирма) террейнов, которые являются аллохтонными террейнами, отделившимися от Гондваны в палеозое и мезозое [73]. Их тектоническая эволюция объясняется четырьмя основными геологическими процессами, включающими расщепление, дрейф, слияние и пост-слияние [72]. Эта тектоническая основа была изначально установлена на основе палеонтологических и седиментологических данных (например, Ridd, 1971; Burrett, 1974), и она была в целом принята с начала 1970-х годов.

Террейн Индокитай ограничен зонами сшивания Нан-Уттарадит, Сра-Каео и восточной зоной сшивания восточного Малайского полуострова, сочетанием зон сшивания Шонгма, горным поясом Чыонгсон, зоной сшивания Тамки - Фьюкшон [Чан Ван Чи, Чан Тхань Хай и др., 1976; Меткалф, 2013; Меткалф, 2017] на территории Вьетнама и в зоне сшивания Луангпхабанга на северной территории Лаоса и восточной границей служат субмеридиональные разломы на 110 меридиане на Восточно-Вьетнамском море и юго-западная зона сшивания Борнео [75].

Индокитайский террейн обычно интерпретируется как оторвавшийся от Гондваны в раннем или среднем палеозое вместе с террейном Южного Китая. Террейн Сибумасу считается оторвавшимся в середине или конце палеозоя. Это подтверждается палеомагнитными и палеофаунистическими данными [72] [Sengor и Hsu, 1984. Однако, время отрыва от Гондваны все еще широко обсуждается. Metcalfe (1999) указывает, что отрыв Индокитайского и Южно-Китайского террейнов от Гондваны произошел в девоне, а Сибумасу террейн оторвался в карбоне-ранней перми. Было предложено несколько других сценариев, особенно для Южно-Китайского и Индокитайского террейнов, и некоторые исследования предлагают, что их отрыв начался уже в ордовике или силуре [51, 66].

Разломы Тамки-Фьюкшон является одной из наиболее ярких коровых структур в Центральном Вьетнаме. По нему сочленяются сложные по метаморфизму породы массива Контум и относительно простые и менее метаморфизованные породы складчатого пояса Чыонгшон. Внутренняя зона включает в себя сильно деформированные породы, включая ультрамафические-мафические тектонисты, ограниченные милонитовыми зонами, которые простираются на десятки до сотен километров. Внешняя зона включает в себя в основном высокоградиентные метаморфические комплексы (южный фланг) и слабо метаморфизованные кремнистые и карбонатные породы с подчиненными зеленокаменными поясами (северный фланг).

1.2.2 Геологическое строение района Куангнам-Куангнай

Район Куангнам – Куангнай находится на севере Контумского террейна, который

расположен в пределах докембрийских континентов и был сильно преобразован в фанерозое. На севере террейн примыкает к горному поясу среднепалеозойского возраста Дананг-Секонг, на юго-западе - к горному поясу Срепок-Тэйнамбо, а на юго-востоке – к активной позднемезозойской континентальной окраине Далат. На вершине террейна расположена внутриконтинентальная рифтовая система, образованная после мезозойского столкновения Шонгбунг-Анкхе.

Контумский террейн состоит из четырех структурных ярусов, в которых участвуют протерозой-кембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские породы. Геотектонические факторы сильно повлияли на развитие террейна, что привело к разрушению и повторному преобразованию докембрийских метаморфических толщ. В то же время, на территории Контума существуют базальтовые ореолы Тэйnguен, а также кайнозойские впадины, перекрывающие разнородный фундамент.

В зависимости от возраста континентальной коры и особенностей ее покрова, исследуемая территория может быть разделена на блоки, ограниченные зонами сшивания или сдвигами (Рисунок 1.3).

Террейн Каннак (III.1) представляет собой центральную часть Контумского террейна, где обнаружены метаморфические породы архейского возраста гранулитной фации, мощность которых превышает 5000 метров. В комплексе Каннак включены толщи Конкот и Саламко, состоящие из двухпироксеновых плагиогнейсов, двухпироксеновых плагиоклазовых сланцев, амфиболитов, биотит-гранат-силлиманитовых сланцев, кварц-биотитовых сланцев и прослоев кварцита, силлиманита и мрамора. Эти породы метаморфизованы до гранулитовой фации при температурах 850-860°C.

Террейн Нгоклинь (III.2) состоит из высокометаморфических образований амфиболит-пироксеновой фации комплекса Нгоклинь. Разрез зоны соответствует толще Такпо, которая состоит из биотитовых гнейсов, биотитовых плагиогнейсов, чередующихся с биотитовыми кварцевыми сланцами, биотит-графит-силлиманитовыми кварцевыми сланцами, линзами или тонкими слоями амфиболита в нижней части, и слоев глинистых сланцев с высоким содержанием алюминия, таких как биотит-силлиманит-кордиеритовый кварцевый сланец с тонкими слоями и небольшим количеством биотитового гнейса в верхней части. Образования толщи Такпо обычно смяты в пологие складки.

Формирование гранито-гнейсовых сводов комплекса Туморонг в области распространения пород комплекса Нгоклинь считается последней стадией метаморфических и гранитизационных процессов. Эти процессы превращают весь мобильный пояс Нгоклинь в регион с древней континентальной корой палеопротерозойского возраста.

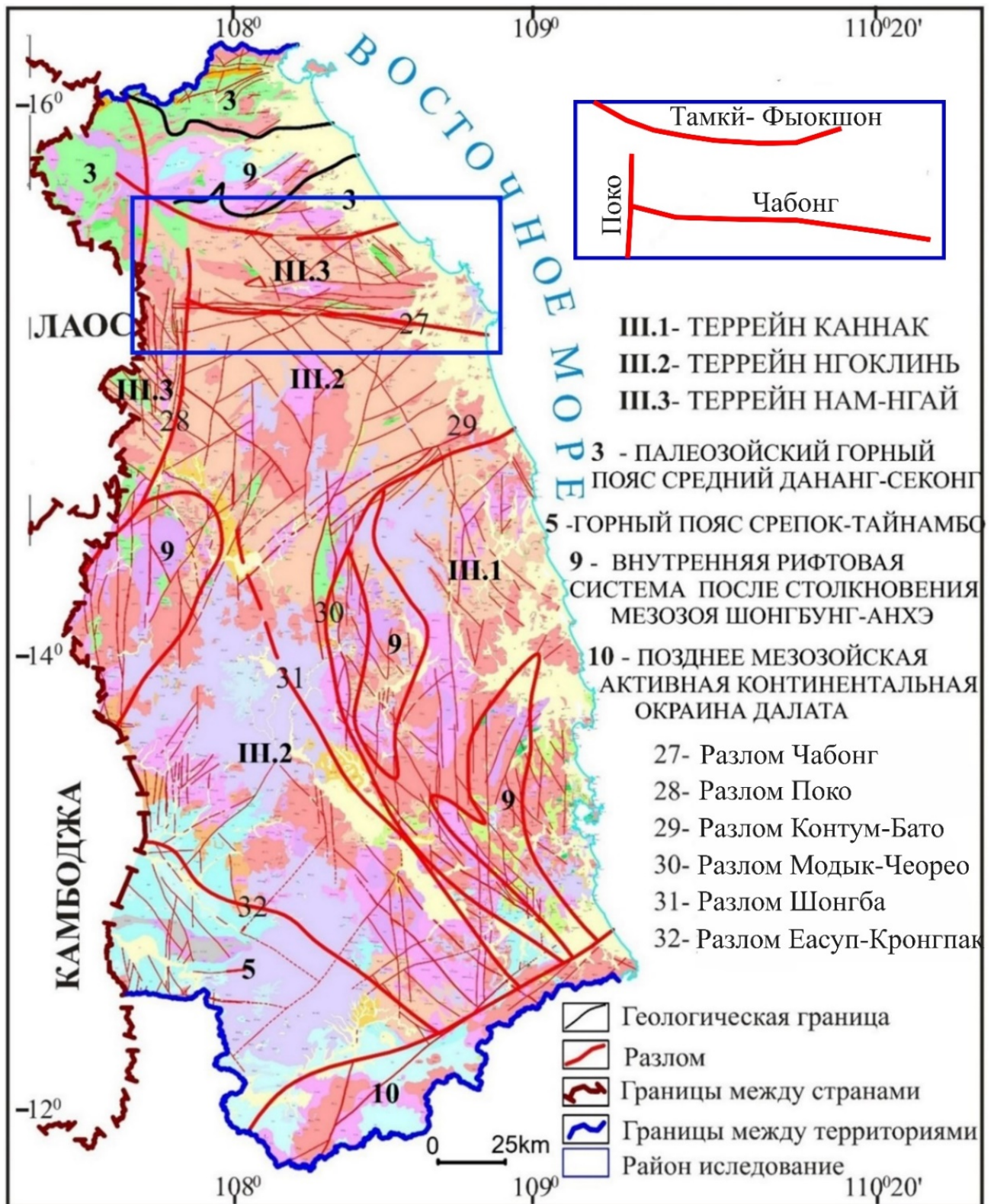


Рисунок 1.3 – Расположение района исследования на тектонической карте Вьетнама.

Масштаба 1:500000 (по Чан Дык Лыонг, Нгуен Суан Бао, 1981)[40]

Террейн Нам-Нгай (III.3) имеет широтную северную границу и меридиональную западную границу с террейном Нгоклинью, включая глубинный разлом Поко. Состав террейна включает континентальные и континентально-морские отложения, в том числе вулканиты

основного состава, которые впоследствии метаморфизованы до эпидот-амфиболовой фации. Эти образования классифицируются как формации Хамдык и считаются комплексом пассивного континентального бассейна в атлантическом стиле [40, 62]. В более поздние периоды тектоно-магматической активизации структуры зоны разрушаются, создавая термические своды, такие как Бонгмьеу, Чулай, Хамдык и другие. Формирование гранитных сводов Чулайского комплекса в этой зоне считается завершающей стадией развития пояса континентальной коры.

В мезозое произошло столкновение, которое привело к образованию внутриконтинентальной рифтовой системы. В фанерозое на этой территории было много магматической активности и разломов. Докембрийские кристаллические породы и нижнепалеозойский осадочный покров встречаются редко внутри интрузивных и эффузивных пород позднего палеозоя - раннего мезозоя. Внутри зоны находятся риолитовые купола Мангянг, которые всегда сопровождаются гипабиссальными интрузивными породами комплекса Ванкань. Толща Мангянг состоит из вулканогенной формации, включающей дациты и липариты, которые появляются в вулканических кальдерах вдоль крупных длительно действующих разломов, большинство из которых являются сбросами.

1.2.2.1 Стратиграфия

Район, который включает фрагменты геологических карт Тамки-Хиепдык, Дакгле-Хамдык, Чами-Такпо и Куангнай (BD194, BD242, BD281 и BD265)[8-10, 12], содержит докембрийские метаморфические породы, которые были подвержены тектоно-магматической активизации и сильно преобразованы в позднем палеозое, раннем мезозое и раннем кайнозое (Рисунок 1.4).

Основные геологические формации включают метаморфические и магматические породы, включая интрузии меловых гранитов, связанных с палеотихоокеанской субдукцией. Геологическое строение района определяется метаморфическими, магматическими и осадочными образованиями, которые охватывают период от протерозоя до неогена-четвертичного периода. В районе присутствуют стратифицированные комплексы, которые состоят из метаморфических, осадочных пород и вулканических образований. Согласно геологическим картам, составленным вьетнамскими авторами, эти комплексы были образованы в течение четырех геологических эпох и включают четыре толщи: протерозойскую (PRdm, PR-Єkd); палеозойскую (PR-Єnv, Є-Oav, O-Ssc); мезозойскую (T2sb, T3ns); и кайнозойскую (βN2dn, Q) (Рисунок 1.5).

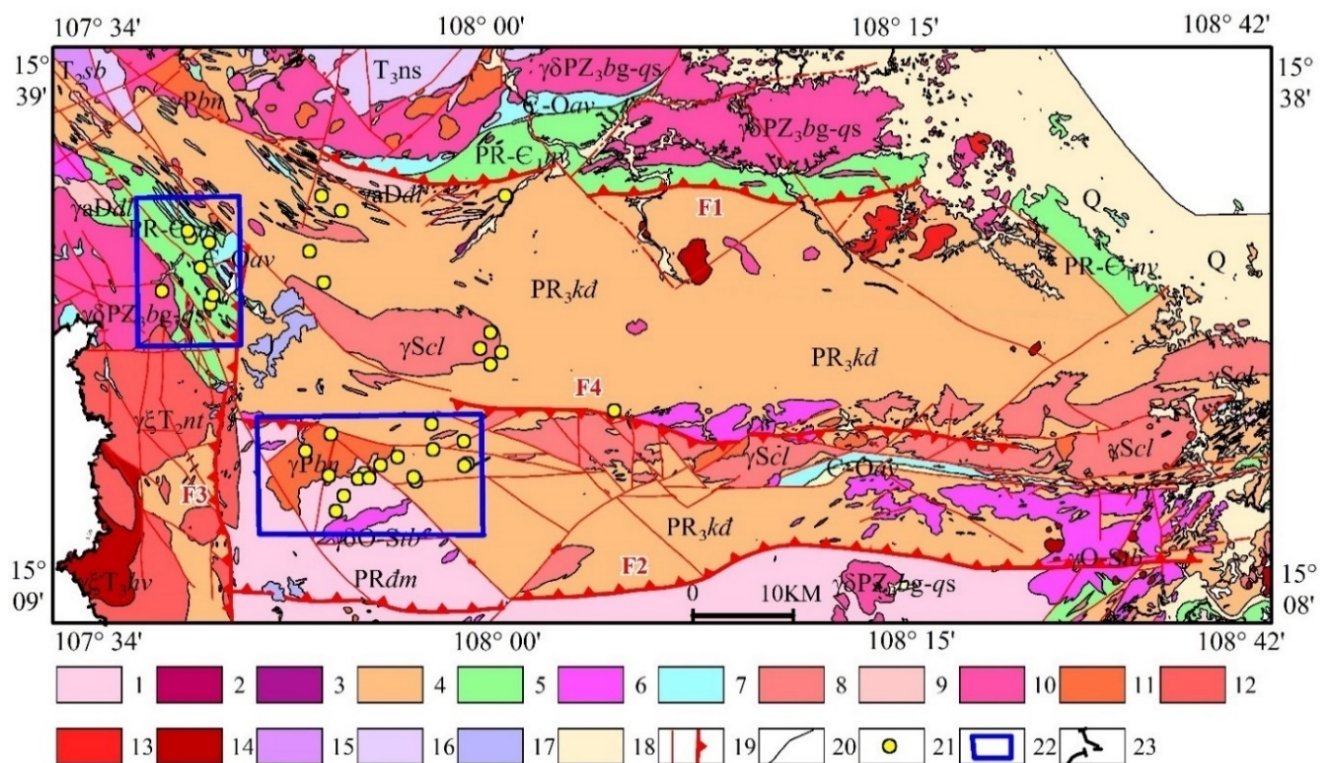


Рисунок 1.4 - Геологическая карта центральной части района Куангнам-Куангнай. Масштаба 1: 200 000 (по Нгуен Суан Бао (1995) [27])

1 – толща Дакми ($PR\dot{d}m$); 2 – комплекс Тави ($vPR3tv$); 3 – комплекс Хуепдык ($\sigma PZ1h\dot{d}$); 4 – толща Хамдык ($PR3k\dot{d}$); 5 – толща Нуйву ($PR-\epsilon 1nv$); 6 – комплекс Чабонг ($O-S\dot{t}b$); 7 – толща Авыонг ($\epsilon-O1av$); 8 – комплекс Чулай; 9 – комплекс Дайлок; 10 – комплекс Бенжанг-Куешон ($PZ3bg-qs$); 11 – Бана (γPbn); 12 – Нгокпенгток ($\delta T2nt$); 13 – Мангшим ($\gamma\zeta T2m\dot{x}$); 14 – Хайван ($\gamma T3hv$); 15 – Шонгбунг ($T2sb$); 16 – Нонгшон ($T3ns$); 17 – Дайнга ($\beta N2\dot{d}n$); 18 – четвертичные отложение q ; 19 – разлом; 20 – геологические границы; 21 – золото (Au); 22 – контуры золоторудных полей Фыокхшон и Фыоктхань; 23 – границы страны

Протерозойская толща Дакми ($PR\dot{d}m$)

Протерозойская толща Дакми расположена на площади около 487 км² на юге района исследования. Толща Дакми характеризуется сланцами кварц-биотитовыми, биотит-плагиогнейсами, высокоалюминиевыми сланцами, немного амфиболового гнейса и диопсидового сланца. Расположение слоев толщи в основном меняется вдоль СВ-ЮЗ, падая под углами 10–35° в юго-восточном и северо-западном направлениях, за исключением зон контактного метаморфизма. Степень мигматитового превращения уменьшается от периферии к центру толщи. Мощность толщи составляет от 1000 до 1300 м.

Эрагема	Период	Индекс	Мощность (м)	Толщи, интрузивные комплексы
Кайнозойская	Q		200	Галечники, гравий, пески, глины, алевролиты.
	N		200	Оливиновая базальтовая формация
Мезозойская	Триасовый	T_{jns}	500-900	Пестроцветная грубозернистая песчаниковая и алевролитно-песчаниковая угленосная толща: угленосные глины и песчаники с пластами каменного угля
		T_{sfb}	700-1300	Смешанная толща: дациты, риолиты, туфы, конгломераты, песчаники, гравий, гальки.
Палеозойская	Силурийский			→ Интрузивный комплекс Хайван (T_{jlv})
				→ Интрузивный комплекс Мангшим (T_{jmx})
			→ Интрузивный комплекс Нгокпенгток (δT_{jnt})	
			→ Интрузивный комплекс Бана (γPbn)	
			→ Интрузивный комплекс Бенжанг-Куешон (Pz_{jbg-qs})	
			→ Интрузивный комплекс Дайлок (γDdl)	
Ордовикский	O-Ssc	700	Зеленых сланцев: кварц-серицитовые, хлоритовые алиолитовые, фельзиты, метавулканиты срвднего состава.	
Кембрийский	Є-Ouv		1200-1300	Кварц серицитовые, кремнистые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы
			1200-1300	→ Интрузивный комплекс Чулай (γScI)
Протерозойская	PR-Єlv		1200-1300	Плагинклаз-амфиболовые и плагинклаз-эпидотовые сланцы
			1000-1500	→ Интрузивный комплекс Чабонг (O-Stb)
			1000-1500	Метаультрамафиты, габбро-амфиболиты, плагингранито-гнейсы, амфиболиты, биотитовые гнейсы, кварциты, доломиты, плагингнейсы, метакарбонатные породы
	PR ₃ kd		1000-1300	→ Интрузивный комплекс Хиепдык (σPZ_{jhd})
	PR ₄ dm		1000-1300	Биотит-кварцевые сланцы, амфиболовые гнейсы
				→ Интрузивный комплекс ТаВи (vPR_{jlv})

Рисунок 1.5 – Схематические колонки района Куангнам–Куанггай

Верхний протерозой толща Хамдык (PR₃kd)

Протерозойская толща Хамдык широко распространена в районе, с выходами, простирающимися вдоль направления восток-запад и занимающими большую часть площади, но наиболее концентрированными в центральной части с площадью около 2620 км². Состав этой формации характеризуется кварц-биотитовыми сланцами, биотит-амфиболитными гнейсами, биотитовыми гнейсами, двухслюдистыми сланцами и иногда с тонкими линзами амфиболита. Формация Хамдык подвергалась сильному воздействию мигматизации и гранитизации, что привело к широкому развитию мигматитных полей. Ориентация пород формации в основном

вдоль направления северо-восток с углами наклона образований 60–80°. Мощность формации варьируется от 1000 до 1500 метров. Метаморфическая зональность формации Хамдык крайне сложна и полиморфна, варьируя от филлитов до эпидот-амфиболитных фаций.

Протерозой - ранний кембрий толща Нуйву (PR-Є1nv)

Протерозойско-кембрийские породы толщи Нуйву в исследуемом районе образуют две узкие полосы шириной от 2 до 4 км на северо-востоке и другие на северо-западе и относятся к метаморфическому массиву Дакса. Общая площадь толщи Нуйву составляет около 260 км². Основными компонентами толщи являются сланцы плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-эпидотовые, кварц-биотитовые, кварц-полевошпат-биотитовые и в, меньшей степени, кремнистые. Мощность толщи Нуйву составляет примерно от 1200 до 1300 м [9].

Кембрий – ранний ордовик толща Авьонг (Є-O1av)

Толща Авьонг обнажена в верховьях бассейна реки Тхубон, на север от Дакса и выше по течению от реки Чабонг, простирается с северо-запада на юго-восток. Она занимает площадь около 100 км². Она состоит из кварц-серицитовых сланцев, кремнистых, кварц-хлорит-серицитовых и известковых сланцев, кварцитов, которые чередуются между собой. Толща смята на складки с осями в южном направлении. Падения пачек под углами 60–70° на юг. Толща Авьонг имеет исходный состав терригенных отложений и метаморфизована в зеленосланцевой фации при средних температурах и давлении. Мощность толщи составляет 1200–1300 метров. Ранее ее относили к нижнему кембрию – ордовику [10].

Ордовик -силур толща Суойкат (O-S? sc)

В районе исследования толща распространена узкой дугообразной полосой. Общая площадь около 25–30 км². включает светло-серый, серицит - кварцевый сланец, содержащий углистое вещество. Суойкатская толща метаморфизована в зеленосланцевой фации достаточно равномерно, состав вполне типичен для пород терригенно-осадочного происхождения. Мощность толщи достигает 700 м [8].

Средний - поздний триас (T₂₋₃)

Данные отложения расположены в северо-западной части района. Они залегают в нижних частях депрессионной структуры, называемой бассейной Нонгшон. Породы триасового возраста подразделяется на две толщи: Шонгбунг и Нонгшон [12].

Толща Шонгбунг (T_{2sb})

Толща Шонгбунг (T_{2 sb}) занимает примерно 15 кв. км и расположена в центре и западной части исследуемой площади. Породы представлены потоками дацитов, дациториолитов и их

туфов, а также кремнистых глин, чередующихся с серовато-фиолетовыми, тёмно-серыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Мощность ее составляет 700 - 1300м[9].

Толща Нонгшон (T_{3ns})

Занимает небольшой ареал на северо-западе изучаемой территории. Породы часто залегают с углом падения 10-20°. Мощность толщи около 500–900 м. В ее состав входят красно-бурые или светло-лиловые песчаники, алевролиты, углистые алевролиты и глины, и прослойки угля. По мнению предшествующих геологов, возраст толщи Нонг Шон относили к верхнему триасу [8].

Плиоценовая толща Дайнга (βN_{2dn})

Толща однородная и состоит из базальтовых пачек, выветрившихся до красной почвы. Базальтовые пачки состоят из двупироксеновых и оливин-авгит-плагиоклазовых базальтов и плагиобазальтов. Мало встречается оливин-авгитовых и оливиновых базальтов. Базальтовые покровы расположены на денудационных поверхностях палеогенового возраста. Основываясь на геологических связях, толщу отнесли к плиоценовому возрасту. Мощность ее достигает 200 м [10].

Голоцен- Плейстоцен (Q)

Четвертичные отложения широко развиты на территории района, особенно вдоль морского берега и занимают почти одну пятую часть от общей площади исследуемого района. Они представлены валунами, галечниками, гравием, дресвой, песками, алевритами, глинами и торфяниками различного происхождения. Мощность отложений достигает 200 м в приморской части. С ними связывают месторождения торфяников, остаточных кор выветривания в виде железных шляп и др., а также россыпного золота, ильменита как аллювиального, так и прибрежно-морского типа [10].

1.2.2.2 Интрузивный магматизм

Интрузивная активность в регионе проходила в три эпохи с образованием 10 магматических комплексов: протерозойская (vPR_{3tv}); палеозойская (σPZ_{1hd}, γδO-Stb, γScl, γaDdl, PZ_{3bg}-qs, γPbn); мезозойская (T_{2nt}, γξT_{2mx}, γT_{3hv}).

Комплекс Тави (vPR_{3tv})

По авторам Чан Дык Лыонг и Нгуен Суан Бао (1981) [40] комплекс состоит из небольших линзовидных блоков, обнаженных в районе Тави в толще Хамдык. Основной состав представлен амфиболовым и пироксенитовым габбро. Породы неравномерно гранитизированы. Породы комплекса относятся к позднепротерозойскому возрасту.

Комплекс Хиендык (σPZ_{1hd})

По авторам Хуйн Чунг и Нгуен Суан Бао (1979) [36] интрузивные тела комплекса Хиендык имеют форму линз, распределены цепочками вдоль разломов Тамки-Хиендык. Они включают дуниты, гарцбургиты и пироксениты. Породы оталькованы, серпентинизированы и карбонатизированы.

В районе наблюдаются зоны перемешивания серпентинитов с обломками метагаббро и пироксенита, а также диоритов, кварц-тоналитов и плагиогранитов, сильно деформированных и метаморфизованных. Комплекс относится к раннему палеозою.

Комплекс Чабонг ($\gamma\delta O-Stb$)

Гранитоидные образования комплекса Чабонг (O–Stb) прорывают, деформируют и содержат линзы пород толщи Дакми в центре района исследований, также породы комплекса Хамдык на северо-востоке и имеют тектоническую связь с комплексом Чулай. Общая площадь составляет около 56 км². Основными компонентами пород 2-й фазы являются тоналиты, биотит-роговообманковые гнейсы, гранодиориты, биотит-роговообманковые плагиогнейсы (гнейсы с интрузивной остаточной структурой). Породы фазы 3 слагают небольшой блок на северной окраине блока, состоящий из плагиогранит-гнейса и гранито-гнейса.

Изотопный возраст циркона из гранодиоритов (образцы ТВ1, ТВ2, ТВ3) по U–Pb методу оказался 444,3±6,1 млн лет [10, 37].

Комплекс Чулай (γScl)

По авторам Хуинь Чунг, Нгуен Суан Бао (1979) [36] петрографический состав комплекса включает: гранитогнейс, плагиогранит, мигматитовый гранит, слюдяной гранит и пегматит. Они залегают согласно с метаморфическими породами комплекса Хамдык и их границы в окружающие породы не ясны. Гранитоидные породы нарушены различными разломами, представленными зонами милонитизации. Породы пронизаны магматическими образованиями и дайками пермского комплекса Бана, которые сопровождаются грейзенизацией и серицитизацией. Граниты Чулайского комплекса в районе исследования относятся к средне- и высокоалюминиевому типу, высокой щелочности, преобладанию калия над натрием, низкокальциевые, эти характеристики типичны для S-гранита.

Комплекс Дайлок (γaD_{1dl})

Граниты Дайлок обнажаются на поверхности в виде небольших в первые сотни квадратных метров блоков, которые частично изменяют и деформируют метаморфические породы комплекса Хамдык в виде мелких складок. Основными компонентами комплекса являются биотитовые гранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы и мигматитовые граниты. По U–Pb

методу по циркону определены изотопные возраста 406–418 млн. лет [9, 37].

Комплекс Бенжанг–Куешон ($\gamma\delta P_{2-3}bq$)

По авторам Хуинь Чунг и др. (1979) [36] комплекс широко распространен и часто представляет собой штоки или батолиты, распространенные вдоль глубинных разломов на северной и южной окраинах массива Контум. На исследуемой территории комплекс состоит из двух фаз и жильной фазы.

Ранняя фаза: роговообманково-биотитовый гранодиорит, роговообманково-биотитовый тоналит. *Поздняя фаза:* биотитовый гранит, роговообманково-биотитовый граносиенит. *Жильная фаза:* аплит, порфиновый диорит, спессартит.

Комплекс известковой щелочной серии, нормального петрохимического ряда, щелочного типа Na-K. Порода комплекса I-гранитного типа. Комплекс относится к позднему палеозою.

Комплекс Бана (γPbn)

Пермские гранитоидные породы комплекса Бана (γPbn) состоит из двух фаз, из которых первая фаза является основной интрузивной, которой приходится большая часть массы блока, представляющая собой биотитовый гранит, и средне-крупнозернистый слюдяной гранит. Породы 2-й фазы представлены биотитовым гранитом, светлоокрашенным мелкозернистым бислюдяным гранитом и распределены в основном по окраинам блоков. Породы 2-й фазы прорваны жилами фельзита и вызывают сильную грейзенизацию. Предполагается, что они в контакте с метаморфическими породами комплекса Хамдык и толщи Дакми служили источником материала для создания золотого оруденения в зоне экзоконтакта комплекса Хамдык и толщи Дакми.

В блоке также обнаружены жилы с оловянными, кварц-сульфидными и вольфрамит-молибденитовыми кварцевыми жилами. На участке этого блока расположены проявления касситерита, вольфрамита и геохимические аномалии вольфрама и олова. Изотопный возраст циркона из гранита (образец BN01) по U–Pb методу оказался $248,7 \pm 3,2$ млн лет [37]. Данные по составу пород, изотопному возрасту и геологической позиции комплекса Бана относят его к пермскому периоду.

Вероятно, золото, молибден и вольфрам в районе связаны с гранитными образованиями комплекса Бана

Комплекс Нзюкпенгток (T_{2nt})

По авторам Нгуен Суан Бао (1979) [36] комплекс распространены на западе исследуемого района, основными компонентами комплекса являются монцодиорит, диорит, граносиенит и биотитовый гранит, которые прорывают и содержат линзы пород комплекса Хамдык на юго-западе района исследований, а также породы комплекса Бенжанг–Куешон на северо-западе.

комплекс относится к среднему триапу [12].

Комплекс Мангшим (γT₂тх)

По авторам Хуинь Чунг и Нгуен Суан Бао (1979) [36] петрографический состав пород включает: порфиновый граносиенит, сиенит, щелочной кварц-полевошпатовый сиенит. Полученные изотопные соотношения К/Аг и Аг/Аг показали около 225–226 миллионов лет, что соответствует среднему триасу.

Комплекс Хайван (γT₃hν)

По авторам Хуинь Чунг и Нгуен Суан Бао (1979) [36] петрографический состав пород включает: биотитовый меланократовый гранит, биотитовый гранит, порфиرويدный двухслюдяной гранит. Породы комплекса перенасыщены кремнием, с высоким содержанием алюминия, щелочной серии К-Na, породы S-гранитного типа и гранит-ильменитовой серии. Возраст комплекса поздне триасовый [13, 36].

По геологическому строению района исследований можно сделать следующие выводы

– **Территория находится в зоне влияния глубинных разломов внутриконтинентальных структур.**

– **Центральная часть Вьетнама разделена на четыре террейна с границами сшивания или сдвигами: Каннак, Нгоклинь, Нам-Нгай, внутриконтинентальная рифтовая система Шонгбунг-Анкхе, которые сформировались после столкновения в мезозое.**

– **Геологическое строение района определяется метаморфическими, магматическими и осадочными образованиями, которые охватывают период от протерозоя до неогена-четвертичного периода. В районе присутствуют стратифицированные комплексы, которые состоят из метаморфических, осадочных пород и вулканических образований.**

1.3 Тектонические структуры района Фьюктхань-Фьюкшон

1.3.1 Этапы тектонических деформаций района и позиция золотого оруденения

Для орогенных золоторудных месторождений одним из ключевых факторов, определяющих локализацию оруденения, является структурно-тектонический [59]. Исследования деформационных структур проводились на основе известных методик [4-7, 11, 29, 31, 33, 43, 84]. В геологической среде нельзя искусственно вычленить какой-либо один структурный элемент, вырвать его из общего контекста и рассматривать отдельно. Как правило, структурные элементы образуют сочетания (ассоциации, ансамбли, ряды) структур, отражающие

эволюцию данного сегмента земной коры. Обоснованное выделение таких сочетаний, или структурных парагенезов, и комплексная интерпретация стадийности и этапности их формирования, их пространственной латеральной и вертикальной изменчивости проводятся в рамках структурного парагенетического анализа [16]. Структурный анализ и его морфологическая, кинематическая и динамическая составляющие, уточняя и углубляя знание о морфологии геологических структур, позволяют реконструировать и охарактеризовать (качественно, а в ряде случаев и количественно) процессы структурообразования.

Месторождения размещаются в трансоровых разломах и связанных с ними структурах второго/третьего порядка, являющихся путями транзита рудоносных флюидов. Структура Куангнам-Куангнгай была изучена многими геологами Вьетнама и других стран. Согласно работе Хай и соавторов [62], в Тамки-Фьюкшонском поясе было 5 этапов тектонической активизации. Самый ранний этап (D1) представлял собой фазу пластической деформации, связанную с коллизией плит, которая произошла около 430 млн лет назад. Во второй этап (D2) деформации примерно 260-245 млн лет назад. Третий этап деформации (D3) отражал образование крупных синклиналей, которые отмечены в некоторых местах с ориентировкой осей на северо-восток. В последующие этапы D4 и D5 регионального горообразования формировались меридиональные разломы.

С целью изучения структур месторождений, их эволюции, определения условий локализации оруденения автор проводилась полевая документация и картирование деформационных структур месторождений и рудопроявлений района Куангнам – Куангнгай. В рассматриваемом районе в естественных обнажениях и в горных выработках автором выполнены замеры азимутов простирания и углов падения тектонических трещин и осевых плоскостей складок. Изучена морфология рудных жил и их взаимоотношения со слоистостью и разрывными нарушениями. Замеры выполнены автором в 2017–2018 г.. Всего было выполнено 293 замера (Таблица 1.1).

Таблица 1.1 – Азимуты простирания и углы падения тектонических трещин и осевых плоскостей складок в районе Фьюктхань–Фьюкшон(выполненных автором в периоде 2017–2018 г.)

№	Азимут простирания	Угол падения	№	Азимут простирания	Угол падения	№	Азимут простирания	Угол падения
1	100	65	98	270	75	196	225	70
2	135	70	99	140	80	197	135	40
3	275	60	100	230	28	198	240	70
4	270	60	101	200	30	199	220	60
5	270	60	102	225	50	200	260	60
6	260	50	103	110	30	201	260	50

Продолжение Таблицы 1.1

№	Азимут простираия	Угол падения	№	Азимут простираия	Угол падения	№	Азимут простираия	Угол падения
7	290	50	104	110	60	202	240	45
8	280	50	105	135	45	203	230	70
9	350	70	106	225	60	204	200	45
10	190	30	107	250	50	205	200	60
11	225	40	108	225	60	206	135	75
12	280	45	109	140	80	207	250	60
13	315	70	110	120	30	208	270	40
14	270	50	111	140	30	209	260	70
15	280	40	112	260	50	210	240	60
16	270	60	113	200	70	211	250	60
17	280	70	114	225	50	212	250	85
18	280	80	115	200	50	213	230	65
19	270	80	116	225	60	214	240	70
20	260	80	117	210	40	215	270	75
21	180	40	118	230	60	216	270	50
22	135	40	119	210	70	217	110	30
23	270	50	120	210	40	218	228	66
24	120	40	121	225	70	219	241	65
25	120	70	122	140	50	220	242	52
26	280	60	123	200	20	221	245	25
27	280	40	124	190	60	222	250	25
28	305	50	125	225	40	223	255	45
29	260	60	126	240	60	224	255	40
30	140	30	127	260	60	225	255	48
31	140	50	128	140	50	226	256	45
32	260	50	129	265	70	227	256	50
33	280	80	130	250	30	228	257	58
34	270	70	131	260	70	229	258	36
35	270	70	132	120	60	230	262	54
36	260	40	133	135	40	231	263	33
37	260	50	134	140	70	232	264	44
38	260	70	135	270	80	233	264	35
39	260	60	136	260	50	234	265	28
40	270	50	137	225	50	235	267	36
41	260	50	138	230	70	236	268	32
42	260	80	139	220	40	237	268	38
43	240	70	140	270	60	238	270	44
44	230	50	141	190	80	239	271	44
45	135	30	142	135	50	240	272	60

Продолжение Таблицы 1.1

№	Азимут простираня	Угол падения	№	Азимут простираня	Угол падения	№	Азимут простираня	Угол падения
46	270	70	143	135	40	241	273	40
47	260	65	144	135	40	242	274	45
48	225	65	145	140	55	243	274	24
49	225	60	146	270	50	244	275	37
50	210	60	147	150	55	245	276	10
51	120	70	148	120	50	246	276	44
52	225	60	149	140	50	247	277	48
53	110	60	150	150	70	248	280	54
54	230	60	151	150	60	249	280	30
55	260	60	152	135	80	250	282	52
56	140	75	153	135	70	251	282	62
57	225	70	154	130	70	252	282	28
58	225	60	155	120	50	253	282	55
59	250	70	156	150	70	254	283	44
60	245	70	157	270	70	255	283	18
61	200	50	158	135	60	256	284	45
62	260	50	159	140	40	257	285	57
63	280	60	160	140	80	258	286	38
64	240	60	161	135	70	259	286	24
65	135	50	162	230	70	260	290	30
66	190	70	163	250	30	261	290	42
67	270	70	164	150	30	262	290	54
68	120	70	165	120	70	263	293	42
69	190	60	166	210	50	264	293	60
70	120	50	167	230	60	265	294	38
71	260	70	168	120	50	266	294	37
72	230	50	169	185	80	267	295	24
73	280	70	170	110	70	268	296	40
74	270	60	171	110	50	269	296	38
75	190	30	172	110	80	270	298	42
76	230	50	173	230	50	271	298	45
77	270	40	174	270	60	272	300	45
78	210	70	175	270	70	273	304	34
79	230	40	176	225	60	274	304	42
80	250	80	177	240	60	275	308	36
81	135	80	178	230	50	276	308	32
82	110	60	179	230	50	277	312	36
83	120	60	180	230	60	278	312	40
84	135	30	181	270	60	279	312	35

Окончание Таблицы 1.1

№	Азимут простирання	Угол падения	№	Азимут простирання	Угол падения	№	Азимут простирання	Угол падения
85	140	60	182	260	20	280	315	32
86	250	60	183	135	70	281	315	28
87	225	20	184	145	60	282	324	25
88	140	40	185	150	30	283	325	33
89	135	30	186	260	70	284	325	30
90	225	80	187	230	60	285	330	40
91	270	30	188	135	35	286	330	35
92	120	50	189	135	30	287	332	38
93	270	80	190	150	30	288	335	50
94	270	60	191	225	70	289	335	20
95	260	80	192	270	70	290	335	30
96	270	80	193	150	70	291	345	33
97	260	70	194	270	70	292	345	46
			195	210	70	293	346	32

Примечание: синий цвет – осевые плоскости складок; черный – тектонические трещины.

Кинематика основных деформационных этапов и палеоориентировка стресса восстанавливалась относительно главных структур северо-западного простирання. Результаты структурно-статистических наблюдений наносились на верхнюю полусферу равноугольной стереограммы (сетка Вульфа) с последующим анализом на планисфере А.В. Пронина [32].

Этап деформирования D₁

По данным [62] самом раннем этапе D₁ формировались изоклиальные складки и взбросы в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации.

Деформации D₁ затронули все блоки осадочных и широкий спектр интрузивных пород, включая ультрамафические и мафические тела комплекса Хиепдык, крупные интрузивные массивы (например, комплексов Дайлок, Чабонг и Чулай). Первичные слоистые осадочные образования или магматические образования были сплющены и повернуты параллельно региональной плоскости напряжений S₁ (Рисунок 1.6 А), которая локально является осевой плоскостью для одновременных изоклиальных складок F₁. Изоклиальные складки F₁ не имеют корней и наблюдаются в разных масштабах (Рисунок 1.6 Б). Расланцевание более интенсивное у контакта с окружающими супракристаллическими породами. Локально проявлены милониты (Рисунок 1.6 В, Г).

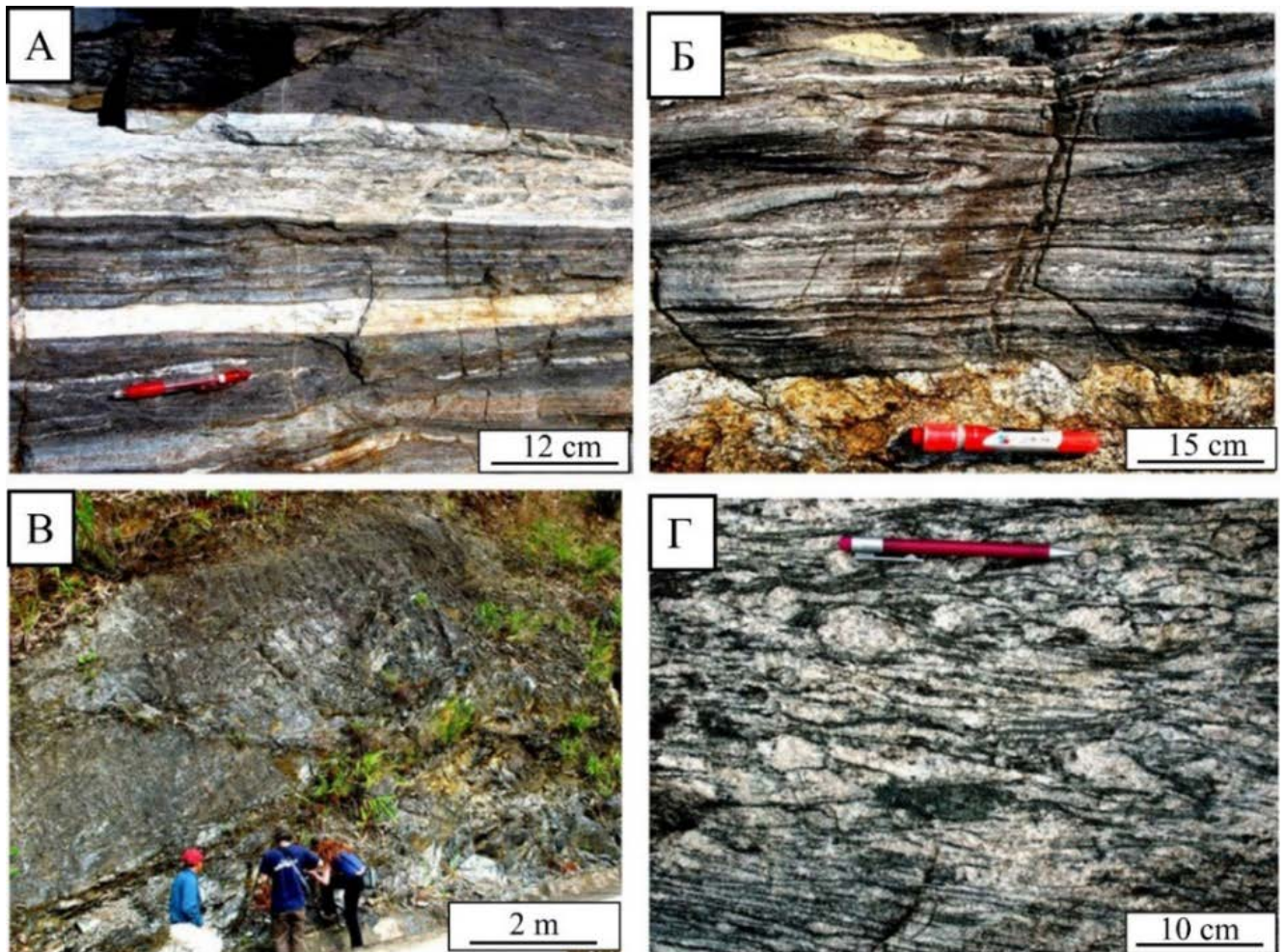


Рисунок 1.6 – Деформационные структуры этапа D_1 в районе Куангнам – Куангнгай (фото А-Г).

а – сплюснутые интрузивные тела в пластовых метаосадочных породах (направление сжатия сверху), обнажение на северо-восток 2 км от города Хамдык; *б* – фрагмент бескорневых изоклиальных складок метаосадочных пород, обнажение на север 1 км от города Хамдык; *в* – фрагмент ультрабазитов, интерпретируемый как часть офиолитового комплекса, обнажение вдоль дороги на север 5 км от города Хамдык; *г* – интенсивно деформированные до милонитов ортогнейсы, обнажение на юг 3 км от города Хамдык

Такая связь между этими интрузивными комплексами и окружающими супракристалльными породами свидетельствует о том, что первые представляют собой аллохтоны, которые были встроены в отдельные зоны сдвига. Множество небольших жил и прожилков кислых пород также были деформированы и повернуты параллельно плоскости S_1 .

Амфиболиты в комплексе Хиепдык включают кианит/силлиманит-гранат-биотит-калишпатовые агрегаты, которые располагаются субпараллельно и частично рассланцованы (Рисунок 1.7 Д, Е). Местами зерна граната и калиевого полевого шпата повернуты согласно плоскости S_1 , образуя асимметричные "крылатые" порфирокласты (Рисунок 1.7 Ж, З).

Гнейсовидность в таких породах субпараллельна сланцевым и милониовым структурам в окружающих метаосадочных породах и главной плоскости регионального сжатия S_1 . Отмеченные тектонические ассоциации указывают на высокотемпературные метаморфические условия на этапе D_1 .

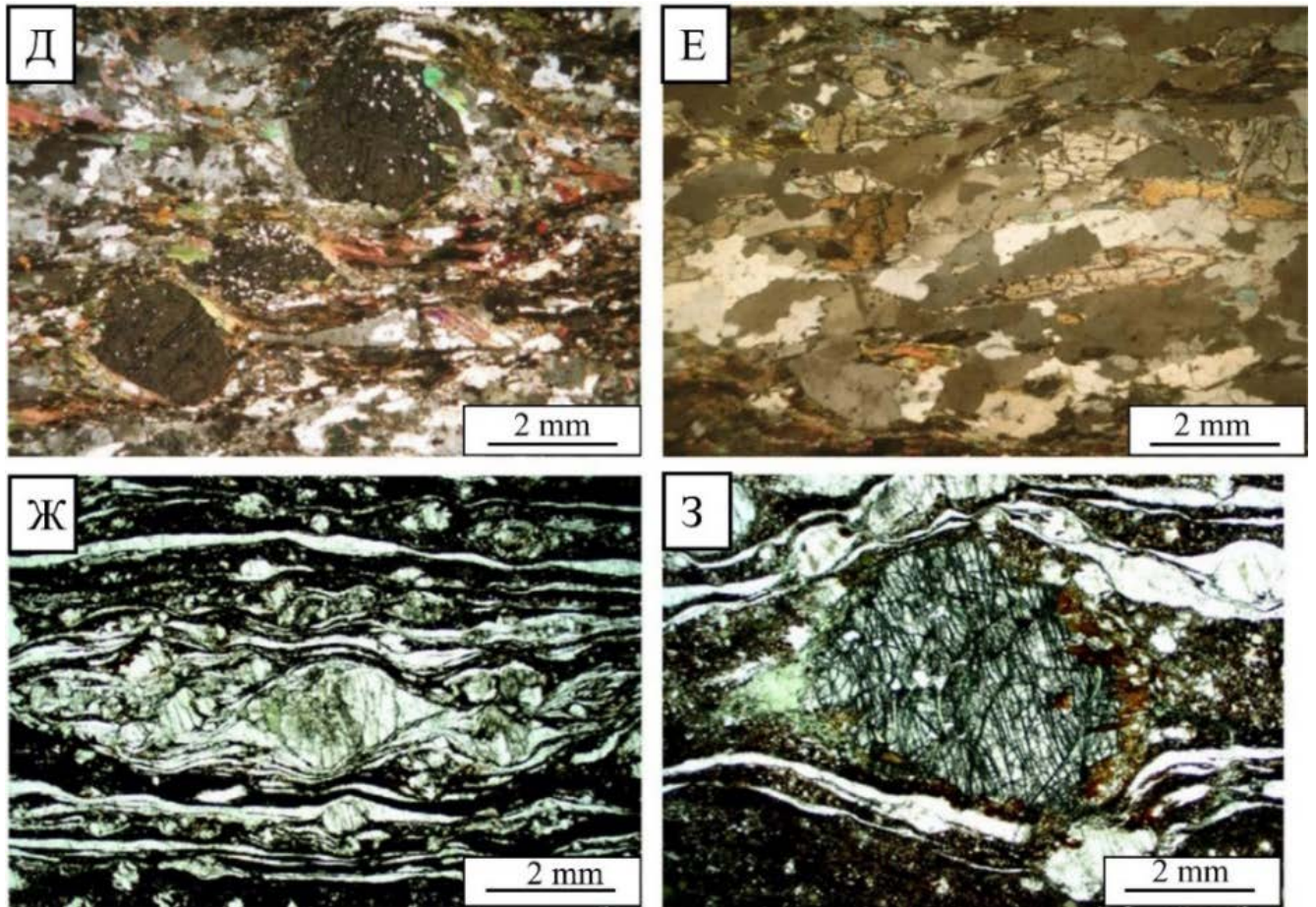


Рисунок 1.7 – Деформационные структуры этапа D_1 в районе Куангнам – Куангнгай (фото Д-Е).

д – микрофотография деформированного сланца с гранатом и силлиманитом комплекса Хамдык [данные Хай и др., 2014]; е – микрофотография кианитового сланца комплекса Хамдык [данные Хай и др., 2014]; ж – микрофотография частично повернутого гранатового порфирокласта, параллельного S_1 , в Хо Рэй (HR 223), золоторудное месторождение Бонгмьеу. Мелкозернистый хлорит (слева) и биотит (справа) частично заменили крылья типа дельта» порфирокласта [данные Хай и др., 2014]; з – микрофотография растянутых и частично повернутых порфирокласта калиевого полевого шпата с «крыльями», параллельными S_1 , в милонитизированном гранато-биотитовом гнейсе (комплекс Хамдык) [данные Хай и др., 2014][62]

На диаграмме проекции тектонических структур в районе исследования видно, что характерной чертой данного этапа является преобладающее северо-западные направления (Рисунок 1.8).

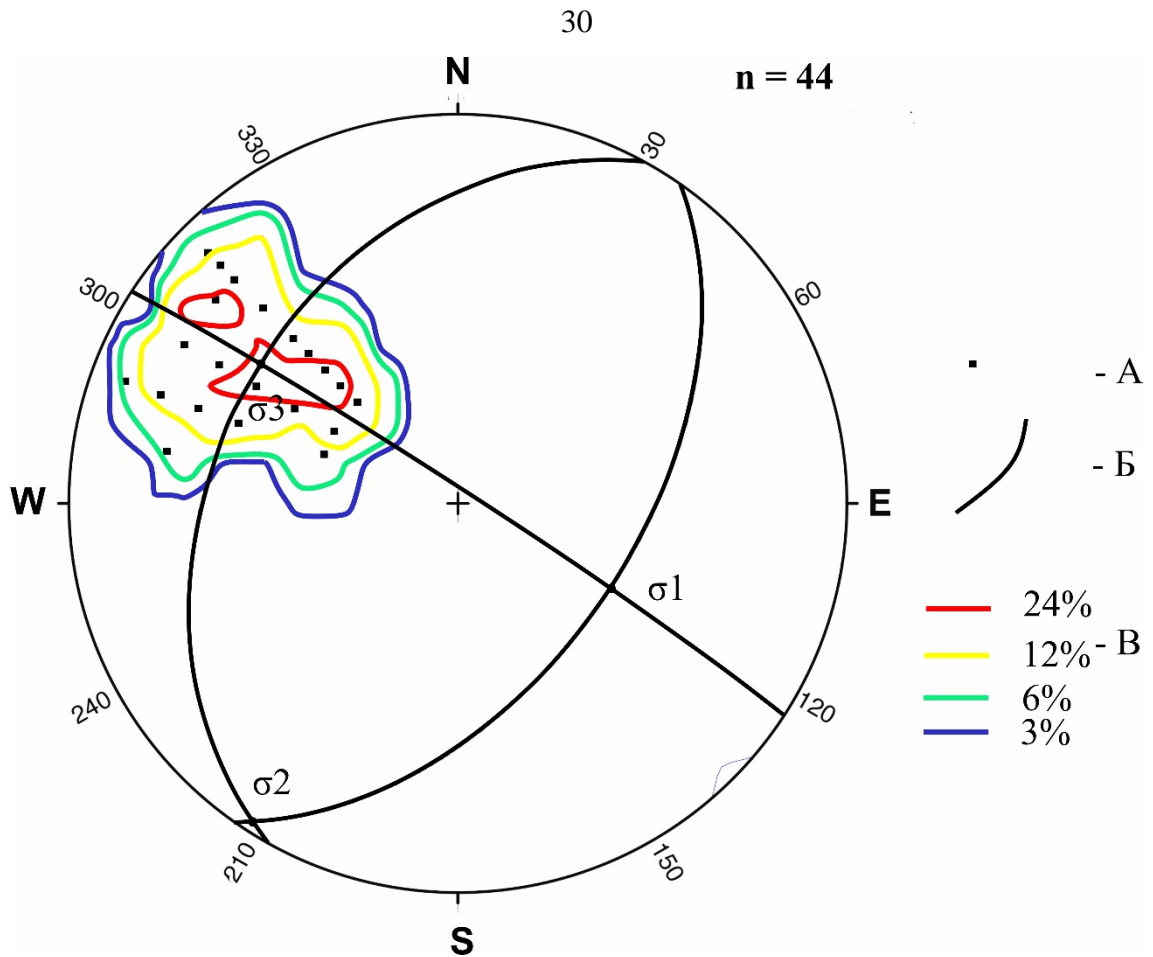
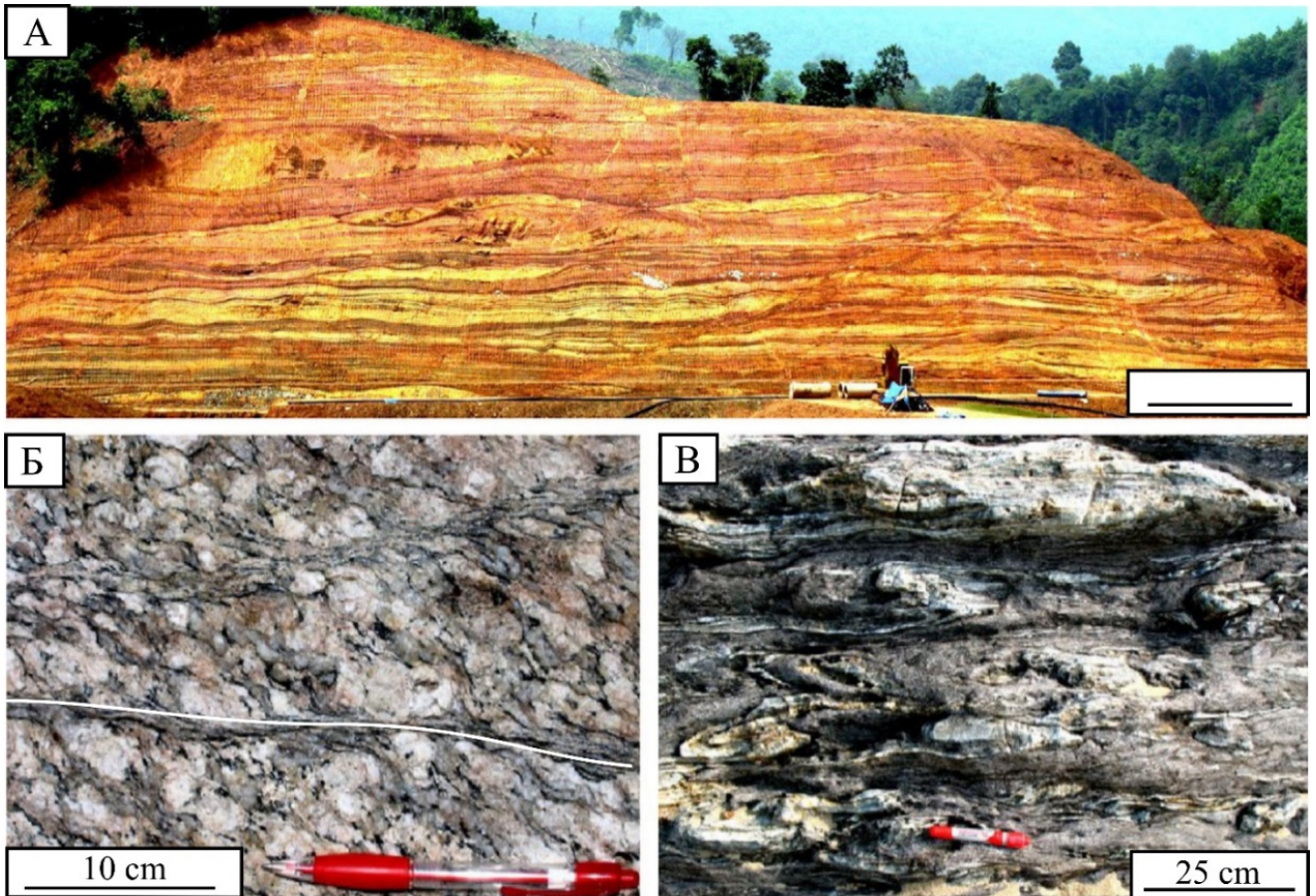


Рисунок 1.8 – Модель статистической системы деформации S_1 первого этапа (D_1):
 А – полюсы 44 трещин; Б – проекция дуги плоскостей $\sigma_1 - 299/38$, $\sigma_2 - 33/87$, $\sigma_3 - 125/53$; В –
 максимума трещин; n - количество замеров. (автор сделал замеры и построения, См. Таблицу
 1.1)

Плоскость S_1 объединяет проекции линий пересечения плоскостей S_1 Северо-Восток, под углом примерно 40-60 градусов рассчитанные значения полей тектонических напряжений, следующие: $\sigma_1 - 299/38$, $\sigma_2 - 33/87$, $\sigma_3 - 125/53$. Однако, воздействие последующих этапов структурных изменений делает некоторые изменения в этом положении. Плоскость S_1 на этапе деформации D_1 создает изгибы с осями, идущими вдоль направления северо-запад с углом наклона основных изгибов на северо-восток. Эта структура, представленная на структурной проекции, соответствует наблюдениям на местности, особенно в зонах изгибов, ориентированных в направлении скольжения.

Зоны сдвига этапа D_1 имеют обширное пространственное распространение, и их мощность варьирует от нескольких десятков сантиметров до сотен метров (Рисунок 1.9 А-В)



*Рисунок 1.9 – Структуры сдвига D_1 , района Куангнам - Куангнгай
 а – D_1 развитая в мета осадочных породах, обнажение на северо-западном берегу
 хвостохранилища на предприятии по обработке золотых руд Бонгмьеу; б –
 катаклазированный крупнозернистый гранит, подвергнутый сдвигу, обнажение на север от
 города Хамдык; стрелки указывают на относительное направление движения; в –
 изоклинальные складки в сильно деформированных метаморфических породах, обнажение на
 север от города Хамдык. [данные Хай и др., 2014][62]*

Структуры второго этапа деформаций (D_2)

Все породы и структуры D_1 на исследованной территории были охвачены вторым региональным деформационным событием. Структуры, образованные этой фазой деформации (D_2), включают в себя вертикальные до наклонных крупные складки (F_2) с региональным распространением. Эта складчатость привела к формированию широких широтноориентированных антиклиналей и синклиналей. Эта складчатость определяется регионально систематическим изменением направления наклона существующих ранних структур первого этапа и развитием плоскости деформации S_2 .

F_2 складки местами наблюдаются на поверхности (Рисунок 1.10 А) и фрагментами в керне (Рисунок 1.10 Б, В). Они согласуются с основными зонами сдвига D_2 .

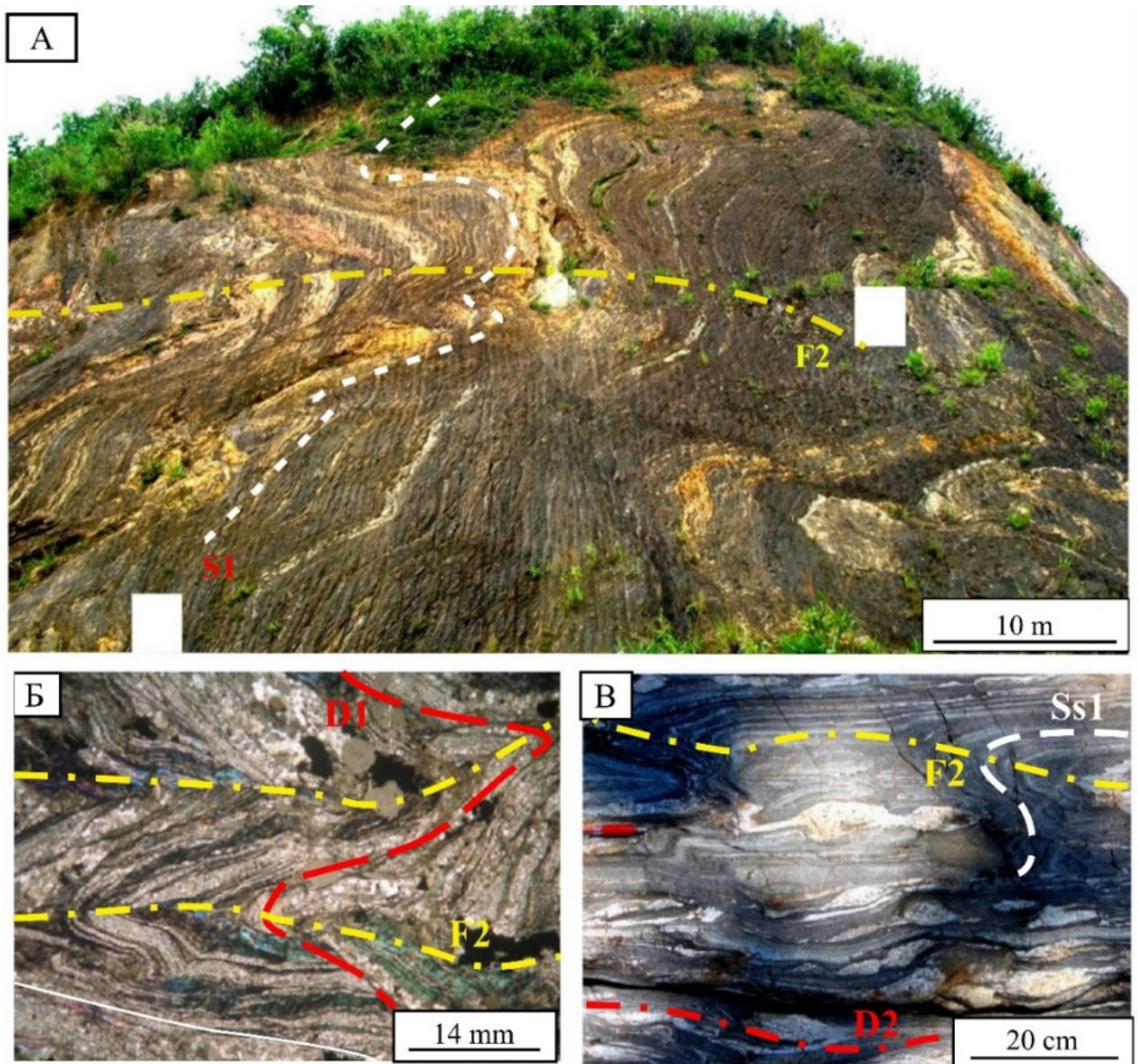


Рисунок 1.10 – Представительные структуры D_2 , в Куангнам - Куангнгай

A – обнажение складок F_2 с протяженной с северо-запада на юго-восток с осью, показанной пунктиром, параллельной плоскости S_2 ; *Б* – микрофотография присдвиговой складки волочения D_1 (красная пунктирная линия) и плоскости S_2 (желтые пунктирные линии), сложенной складками (F_2) в районе Байдат, золотодобывающий район Дакса, на запад от города Хамдык в 13 км; *В* – F_2 складки ($Ss1$ (верхняя часть фото), на север от города Хамдык в 7 км. (данные Хай и др., 2014), [62]

На диаграмме структуры подтверждается, что ориентация плоскости деформации фазы D_2 в основном направлена на юг под углом $60-40^\circ$, иногда вертикально. Вторая фаза структурных изменений менее распространена и имеет ориентацию на север с большим углами отклонения, около $75-30$ градусов. Обе эти структурные ориентации формируют острые сводчатые изгибы, с преобладанием оси изгиба, идущей в восточно-западном направлении и слегка наклоненной на

юг. Рассчитанные значения полей тектонических напряжений, следующие: σ_1 – 50/52, σ_2 – 163/64, σ_3 – 278/49. Основная ориентация фазы плоскостей параллельна структурной ориентации, обусловленной фазой деформации D_2 , что свидетельствует о ее сильном региональном воздействии, приводящем к структурной перестройке всей области исследования (Рисунок 1.11). Разнообразие и широкое распределение полюсов отражений свидетельствуют о значительных изменениях угла наклона плоскостей деформаций фазы структурных изменений во втором этапе.

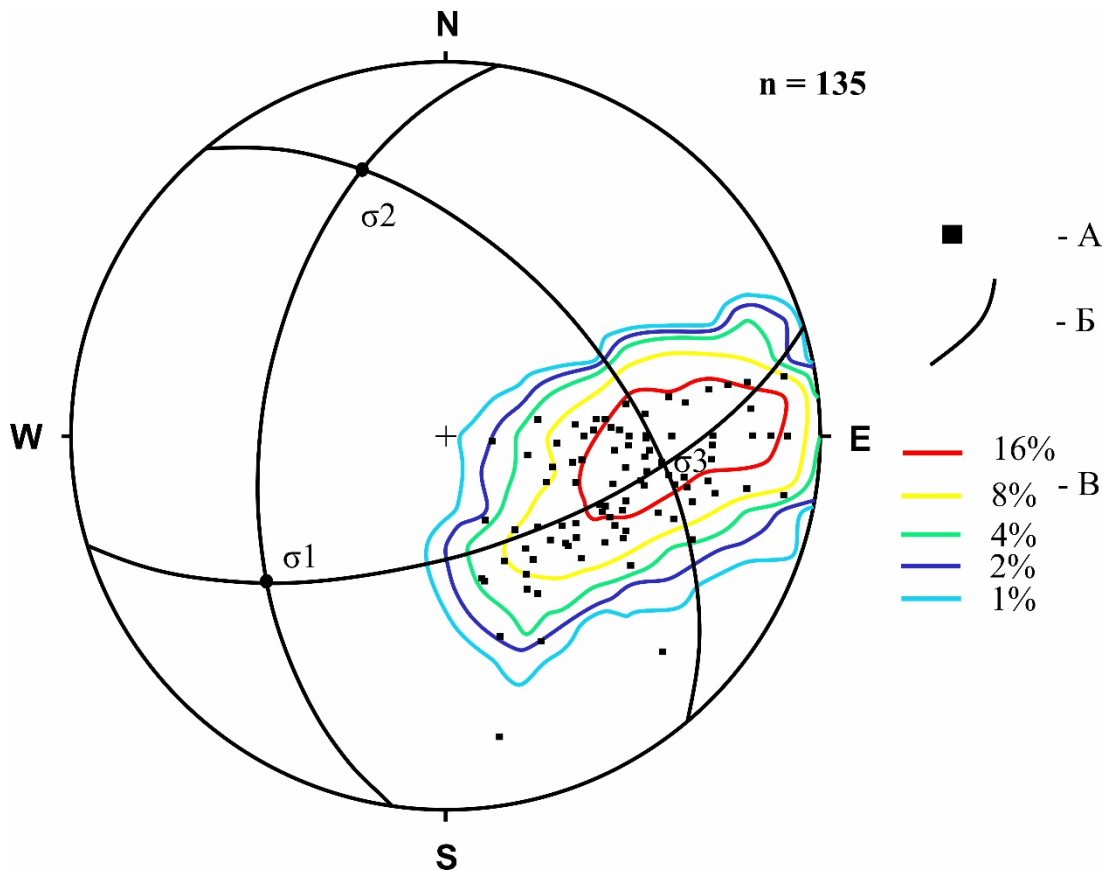


Рисунок 1.11 – Модель статистической системы деформации S_2 второго этапа (D_2):

A – полюсы 135 трещин; B – проекция дуги плоскостей σ_1 – 50/52, σ_2 – 163/64, σ_3 – 278/49; B – максимума трещин; n – количество замеров, выполненных автором [См. Таблицу 1.1].

Некоторые исследователи полагают, что зоны сдвига этапа D_2 представляют собой крупные, в основном правосторонние нарушения, которые произошли в условиях высокотемпературного метаморфизма примерно 240 млн лет назад [70, 92]. Второе деформационное событие также совпало с формированием интрузивных тел разных размеров и состава по всей территории, часть которых отнесена к пермо-триасовому возрасту [62]. Интрузивные тела, связанные с фазой деформации D_2 , в свою очередь, частично деформировались в последующем.

В районе Бонгмьеу с интрузивными телами этого возраста связаны молибденовая и золотая минерализация [62].

Структуры третьего этапа (D3)

Структуры, образованные в результате деформации третьей фазы (D₃), включают простирающиеся в северо-восточном направлении субвертикальные и круто падающие складки (F₃), которые локально присутствуют в исследуемой области (Рисунок 1.12 А-Г).

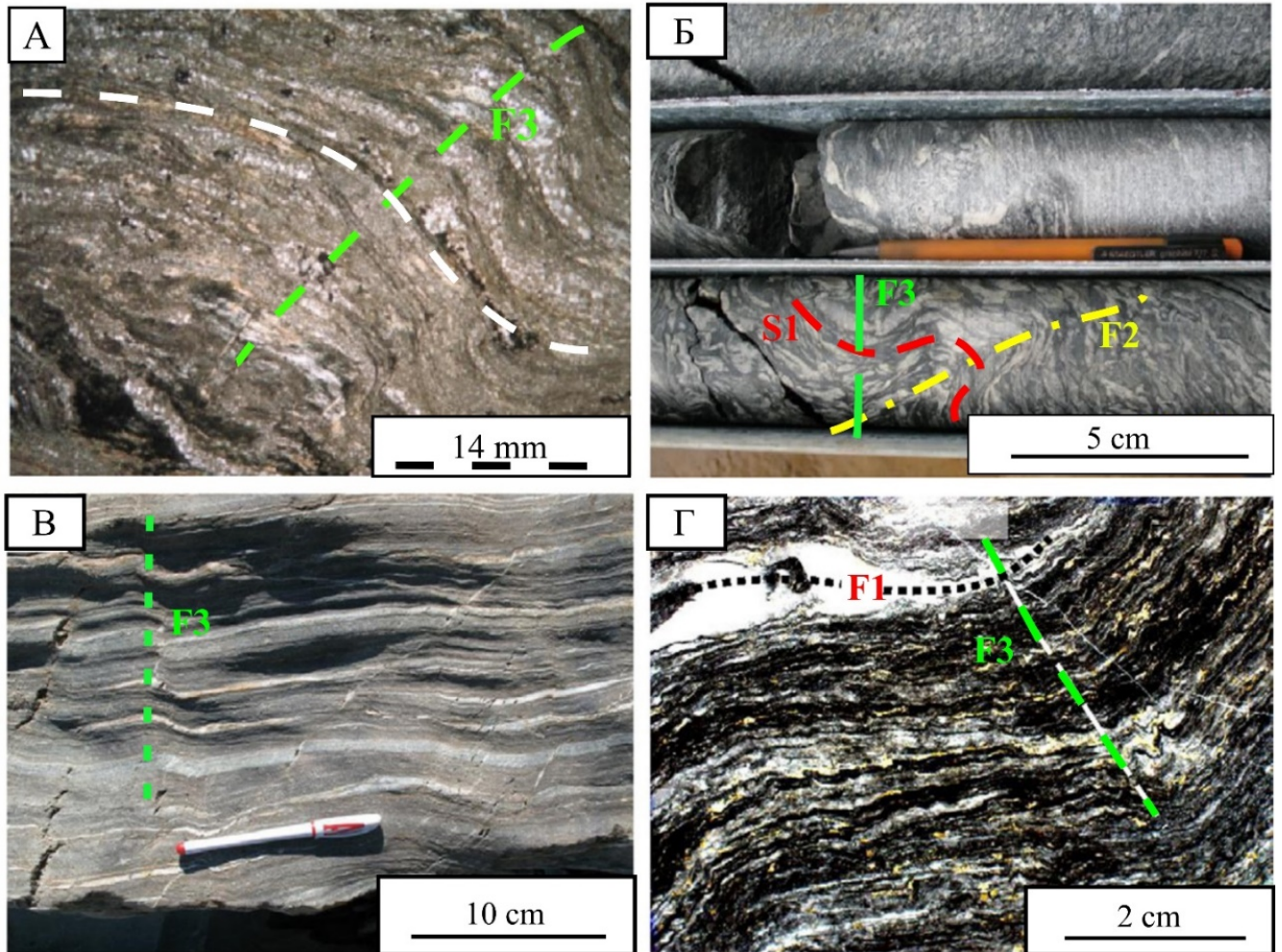


Рисунок 1.12 – Структуры D₃ в Куангнам – Куангнгай

А – микрофотография ультрамилонита D₁, складок (F₃) в скважине (DSDH16@118.5 м) на золотодобывающем месторождении Дакса, на западе от города Хамдык; Б – структура, образованная складками F₃ и F₂ на милоните D₁ в ультрамафитовых породах, наблюдаемая в керне в районе Дакса, самой западной части района Куангнам - Куангнгай; В – милонитизированные породы деформации D₁, слагающие асимметричные, складки F₃ со структурами кинкбанд, ориентированными к северо-востоку; Г – керн с золотодобывающего месторождения Дакса, западнее города Хамдык [данные Хай и др., 2014][62]

Однако, складки F_3 обычно слабо развиты и прерывистые и как таковые не оказывают существенного влияния на региональный структурный тренд, вызванный более ранними деформационными событиями.

Для третьего этапа D_3 по трещинным структурам установлены следующие значения полей напряжений: $\sigma_1 - 355/50$, $\sigma_2 - 113/60$, $\sigma_3 - 227/54$ (Рисунок 1.13)

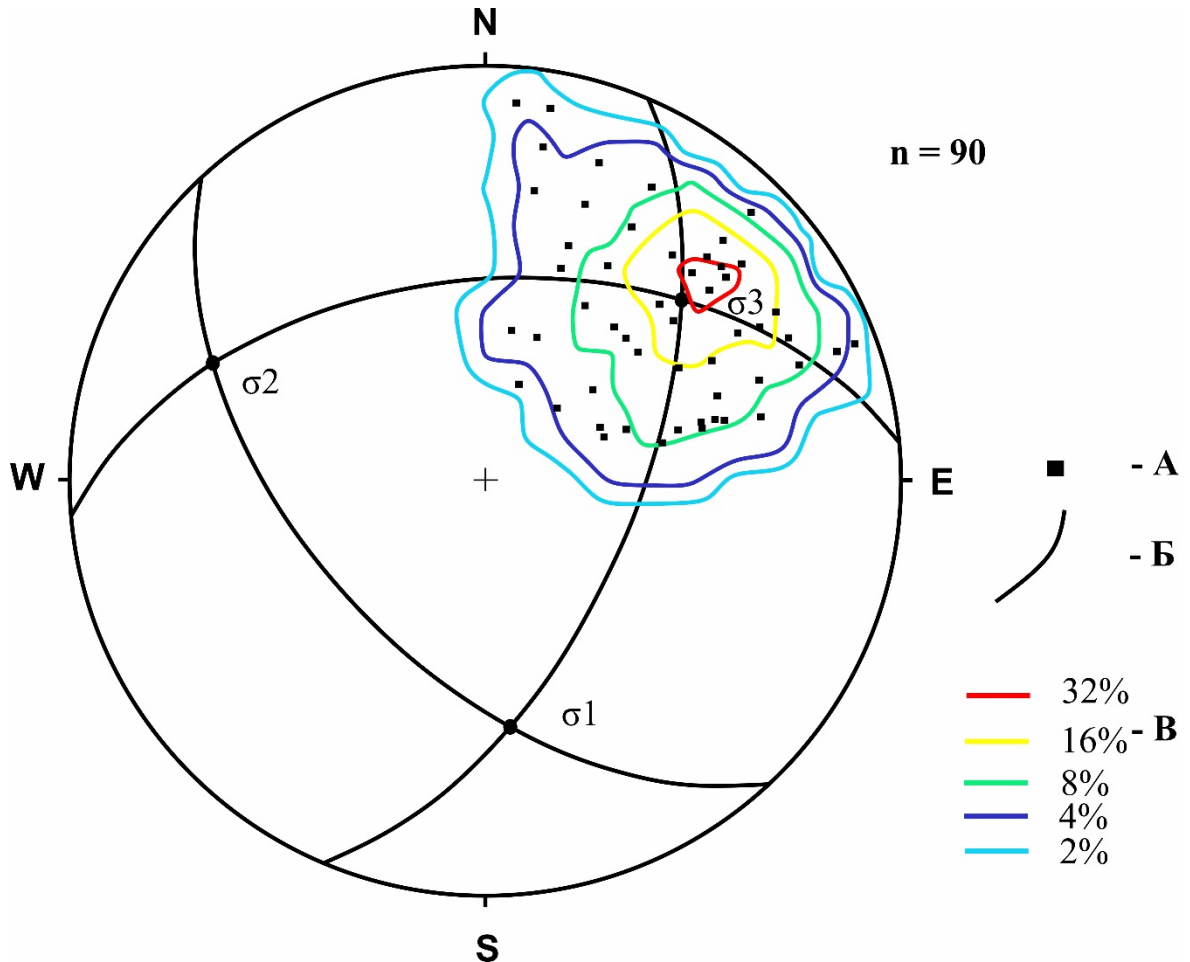


Рисунок 1.13 – Модель статистической системы деформации S_3 третьего этапа (D_3):
 А – полюсы 90 трещин; Б – проекция дуги плоскостей $\sigma_1 - 355/50$, $\sigma_2 - 113/60$, $\sigma_3 - 227/54$; В – максимума трещин; n – количество замеров, выполненных автором [См. Таблицу 1.1].

Структуры четвертого поколения (D_4)

Структуры (D_4) представлены многочисленными, взбросами простирания СЗ-ЮВ, юго-или северо-восточного падения В масштабе обнажения эти разломы обычно включают зоны катаклаза и/или брекчии метровой мощности (Рисунок 1.14 А), поверхности скольжения, которые пересекают все структуры, образованные деформациями от D_1 до D_3 . В этих местах структуры маркируются кварц-карбонатными маломощными жилами (Рисунок 1.14 Б) или линейными штокверкам.

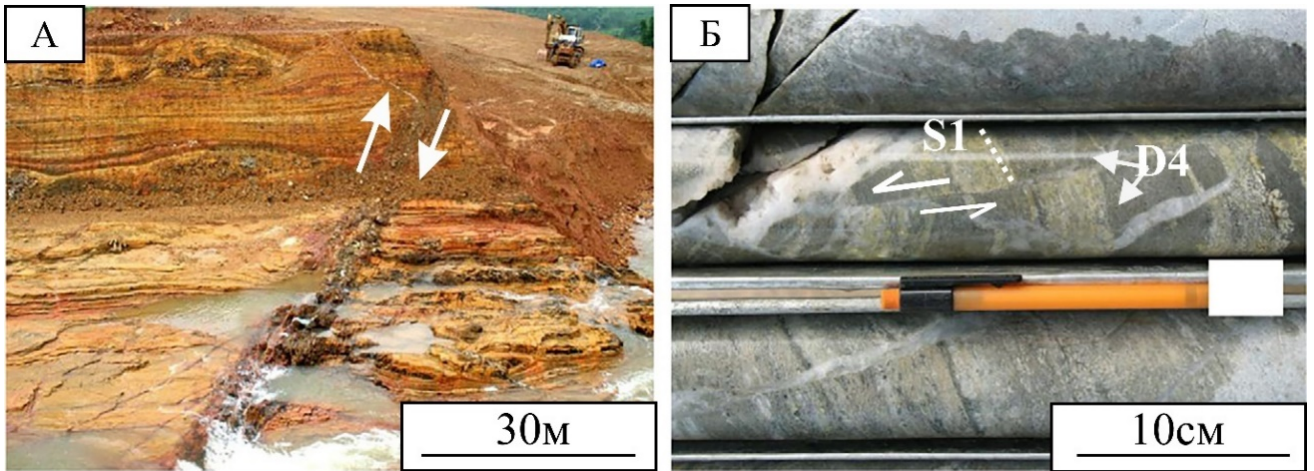


Рисунок 1.14– Структуры D4, района Куангнам-Куангнгай:

A – фрагмент взброса простираения СЗ-ЮВ, юго-западного падения. В его оси - тектоническая брекчия частично изменена с окремнением и гематизацией; Б – фрагмент взброса и связанная с ним кварц-карбонатная жила пересекают и смещают параллельные содержащие сульфиды агрегаты, керн из месторождения Бонгмйеу. [данные Хай и др., 2014][62]

Структуры пятого поколения (D₅)

Структуры, образованные пятой фазой деформации (D₅), представлены субвертикальными или крутопадающими сдвигами или сбросами СВ-ЮЗ простираения (Рисунок 1.15 А, Б).

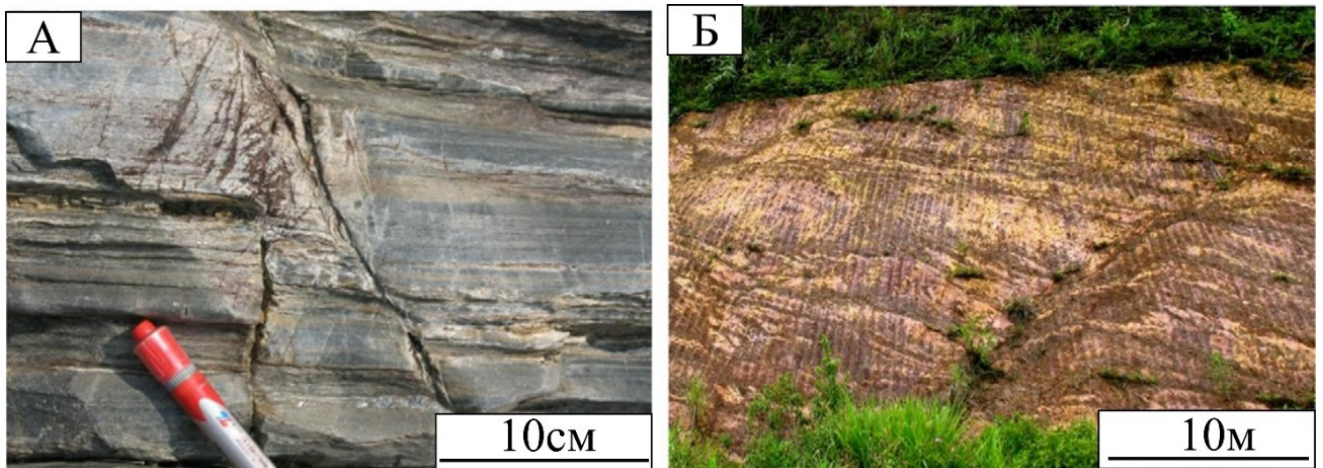


Рисунок 1.15 – Структуры D₅

A – сдвиговые разломы риделя в зоне взбросо-сдвига, простирающегося с запада на восток, пересекают сильно деформированные породы, обнаженные к северу от города Хамдык; Б – сброс юго-западного падения, обнаженный в районе города Хамдык на северо-западе. [данные Хай и др., 2014]

Разломы включают зоны катаклаза, брекчии. Считается, что формирование этих систем разломов произошло во время последней фазы региональной деформации.

1.3.2 Структурный контроль золоторудной минерализации

В районе Куангнам - Куангнгай, с этапом деформирования D_1 связывают образование золоторудных кварцевых жил и прожилков, которые в ряде случаев слагают промышленные залежи золота, включая известные месторождения Байдат и Байго [62]. Автор исследовал структурный контроль золотой минерализации на месторождениях Байдат и Байго.

Золото-сульфидная минерализация находится в участках с высокой степенью деформации часто располагаются параллельно основной плоскости S_1 подвергаются последующим деформациям.

Ранняя минерализация встречена в местах с высокой деформацией D_1 , которая выражена уплощенными формами, протяжёнными на десятки метров. Они протягиваются растянуты вдоль осей складок и последовательно сгибаются складками F_2 и F_3 . пересекаются разломами или не минерализованными жилами (Рисунок 1.12 Б).

Это указывает на тесную связь между первыми структурами и образованием первого поколения сульфидных минералов, и, следовательно, эти минералы формировались одновременно с событиями D_1 . Системы золоторудных кварцевых жил имеют масштаб от метровых до очень тонких жил, заполняющих пространства между порванными породами-хозяевами (Рисунок 1.16 Б). Они также проявляются вдоль плоскостей сдвига начиная с протяженных кварцевых жил, кварц-сульфидно-лимонитовых брекчий, и до графитовых жил с мелкорассеянными сульфидами (Рисунок 1.17 В-Е).

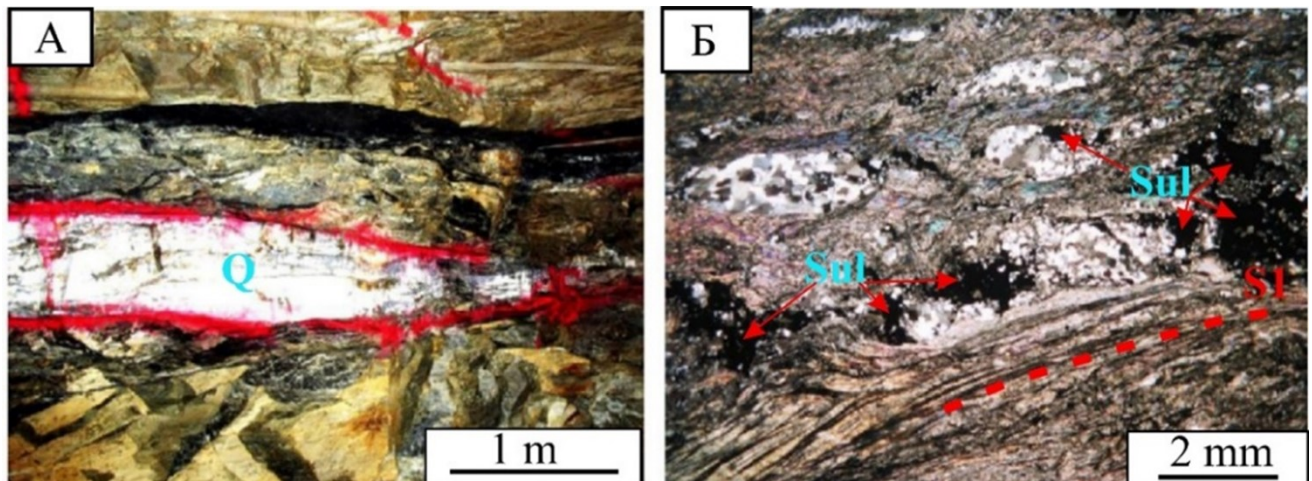


Рисунок 1.16 – Примеры, показывающие взаимосвязь между золото-сульфидными агрегатами и деформациями в Фьюкшон (А-Б)

А – выклинивающаяся сульфидно-золоторудная кварцевая жила в осевой части сдвига D_1 в золоторудного месторождения; Б – линзочки (будины) кварца с сульфидами вблизи контакта с лимонитовым швом. микрофотография образца из зоне сдвига, месторождение Дакса

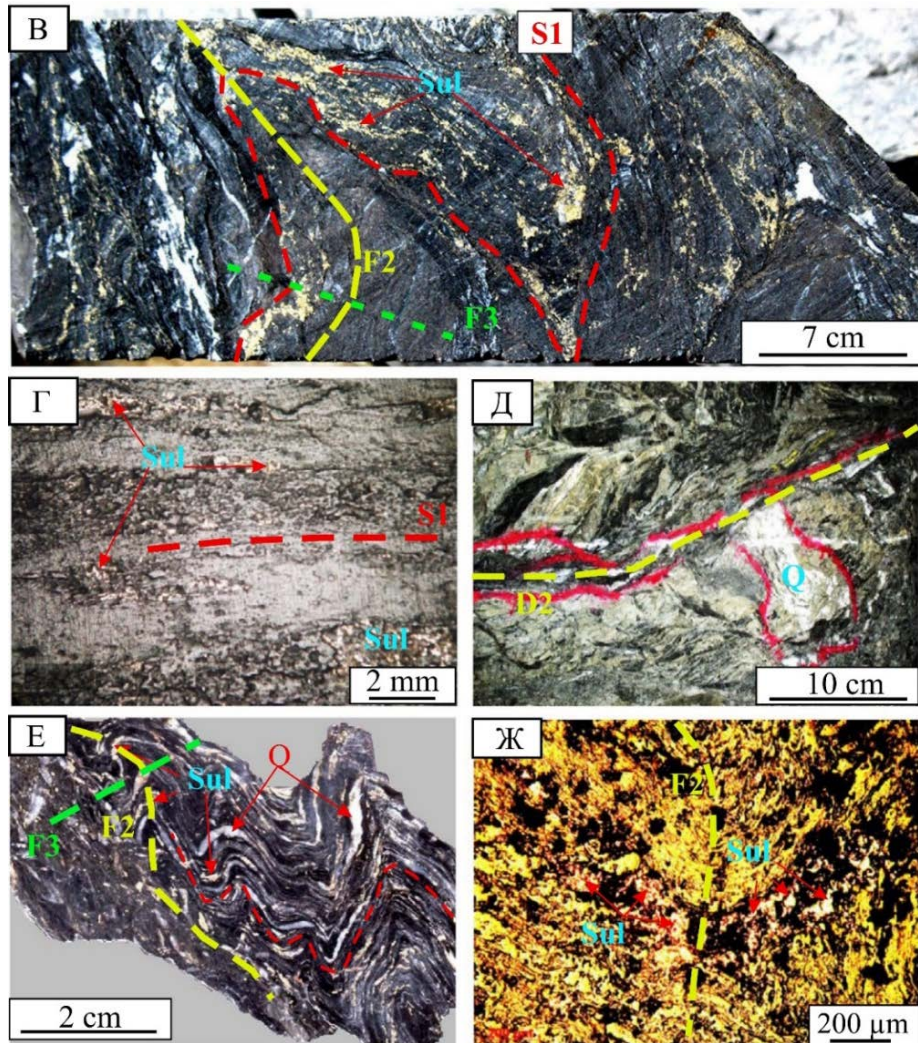


Рисунок 1.17 – Примеры, показывающие взаимосвязь между золото-сульфидными агрегатами и деформациями в Фыюкион (В-Ж)

В – субслойные выделения золото-сульфидных агрегатов в складках разных генераций (F_1 , F_2 , F_3) этапа D_1 фото керна, месторождение Дакса; Г – Микрофотография, показывающая вкрапленные и частично деформированные сульфидные (в основном пиритовые) агрегаты, вытянутые субпараллельно плоскости деформации S_1 , месторождение Фыюкион; Д – кварц-золоторудные жилы, деформированной при сдвиге этапа D_2 ; Е – кварц-сульфидные жилы в складках волочения этапа D_2 , смещенные пострудным нарушением, фото стенки разведочной штольни месторождения Фыюкион; Ж – микрофотография показывающая складчатую полосу ранней сульфидной минерализации, расположенную субпараллельно плоскости деформации S_1 . Красная линия - этапа D_1 ; желтая линия - этапа D_2 ; зеленая линия - этапа D_3 ; sul – сульфид; Q – кварц

Большинство жил и прожилков подверглись значительной деформации, принимая форму блоков, развернутых параллельно главным плоскостям разломов (Рисунок 1.16 А). Приведенные факты указывает на то, что ранние нарушения и сульфидная минерализация были повторно

деформированы, вероятно, на поздней стадии D_1 или реактивированы D_2 (Рисунок 1.17 Д–Ж). Складчатые ость и хрупкие деформации золото-сульфидных агрегатов указывают на то, что рудные тела образовались одновременно с развитием тектонических нарушений. Эти некоторые структуры, по-видимому, соответствуют выявленным второй и третьей, стадиям роста пирита. Идиоморфные зерна пирита и другие сульфидные минералы, а также редкие зерна молибденита, вероятно, формировались на этапе D_2 и позднее. Эти зоны локализованы в кварц-полевошпатовых жилах и пегматитовых дайках, которые пересекают нарушения этапа D_1 . Заключительная стадия минерализации может коррелировать с третьим поколением роста гидротермальных сульфидных минералов, образовавшимся на этапе деформаций D_3 .

По изложенным данным о тектонических структурах района исследований можно сделать следующие выводы.

– **Район Куангнам - Куангнгай — это крупная структура земной коры в Центральном Вьетнаме, включающая часть складчатого пояса Чыонгшон и сочетающая различные типы пород разного возраста и происхождения, сформировались вдоль северной окраины массива Контум, где произошло много деформационных событий. Последовательное наложение структур, созданных этими событиями, привело к сложной картине, которую можно наблюдать на микро- и макроскопическом уровнях.**

– **Пять поколений формирования региональных структур, которые идентифицированы на основе стиля их деформации, ориентации и временных взаимоотношений. Крупномасштабные зоны пластичного сдвига, простирающиеся на сотни километров, как правило, в юго-западном направлении, являются характерными структурными особенностями центрального Вьетнама. Этот этап деформирования D_1 сопровождался метаморфизмом от умеренного до высокого.**

– **Структуры D_1 впоследствии были повторно смяты и реактивированы, по крайней мере, в результате двух периодов складчатости (D_2 и D_3) и, двух событий хрупких разрывов (D_4 и D_5).**

– **Крупные тектоно-термальные изменения на этапе D_2 приводят к формированию широких антиклинорий/синклинориев простираения с востока на запад.**

– **Локальные зоны сдвига этапа D_2 , приразломные складки являлись рудоконтролирующими и рудовмещающими для кварц-золото-сульфидной минерализации на поздних этапах происходило смещение рудных залежей.**

– **Приведенные данные подтверждают первое и часть второго защищаемых положений о значении сдвигов в контроле оруденения.**

2 РУДОВМЕЩАЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

РУДНЫХ ПОЛЕЙ ФЫОКШОН

В этой главе представлен материал, в котором приведены доказательства второго защищаемого положения «В пределах золоторудного поля Фыокшон рудоносные зоны рудников Байдат и Байго, локализованы в зоне окончания взбросо-сдвига. Золото-кварцевые жилы располагаются субпараллельно сланцеватости пород. Рудовмещающими являются послонные зоны тектонических нарушений, которые образовались на участке окончания взбросо-сдвига и осложняли западные крылья и замки антиклиналей. Важное значение в рудоконтроле имеют горизонты углеродистых кварц-серицитовых сланцев».

Рудным районом называют местное скопление месторождений в пределах более крупных тектонов (провинций, областей, поясов и бассейнов), обусловленное приуроченностью рудных проявлений к определенным тектоно-магматическим и литолого-фациальным обстановкам. В случае, когда серия месторождений определенных видов полезных ископаемых сконцентрирована в местах пересечения разломов, такой район называют рудным узлом.

В зависимости от масштабов проявления Игнатов П.А. и Старостин В.И. [14] выделяют следующие категории рудоносных площадей: район (узел), поле, месторождение. Для рассматриваемых объектов данные ранги, по-видимому, можно соотнести следующим образом (Таблица 2.1).

Таблица 2.1 – Ранжированный ряд металлогенических подразделений

Ранги металлогенических подразделений (базовые размеры)	Рудные полезные ископаемые (металлические, неметаллические, минеральные источники и др.)	Ранги золоторудных объектов в Центральном Вьетнаме
Районы (тыс. кв. км)	Рудные районы	Центральный Вьетнам
Узлы (сотни кв. км)	Рудные узлы	Куангнам-Куангнай
Поля (десятки кв. км)	Рудные поля	Фыокшон
Месторождения (единицы кв. км)	Рудные месторождения	Байдат, Байго
Тела, залежи (десятые кв. км)	Рудные тела	

Рудное поле представляет собой небольшой участок земной коры (единицы - десятки кв. км.), в пределах которого располагаются сближенные, одновременно образовавшиеся,

генетически родственные месторождения. Рудное поле приурочено к конкретным геологическим структурам. Оно может состоять как из одного крупного месторождения с серией разобщенных залежей, так и из нескольких месторождений [14].

Месторождение представляет собой одно или несколько рудных тел, объединенных общностью происхождения и приуроченных к локальной геологической структуре. Его размеры варьируют от единиц до десятков кв. км.

В Центральном Вьетнаме известно большое число золоторудных месторождений и имеется значительный потенциал открытия новых объектов [8, 9, 15, 20]. Типичными представителями являются месторождения рудного поля Фьюкшон провинции Куангнам, характеристике которых посвящен данный раздел. Золото-сульфидная минерализация в этом рудном поле открыта в результате геохимической съемки 1996 г. (аномалия Дакса). Рудники в Фьюкшон начали функционировать с 1998 г. Разведкой занималась «Новая горнодобывающая компания Вьетнама» (NVMC). Установлено, что жильные рудные тела сложены сульфидно-кварцевыми Au-Ag-Pb-Zn рудами, формировавшимися из средне-низкотемпературных гидротерм [62]. К 2005 г. подсчитаны запасы 616254 т руд со средним содержанием золота 9,73 г/т и 1440733 т ресурсы руд золота [20]. В связи с очевидным промышленным значением этого рудного поля и перспективами новых открытий важно показать геологические условия локализации золотой минерализации.

Для изучения закономерностей локализации золотого оруденения использованы: геологические карты масштабов 1:200 000; 1:50 000 и 1:10 000 [8, 9, 20]; результаты оценочного бурения в объеме 27280 пог. м 94 наклонных скважин глубиной от 90 до 491 м. Из них автор задокументировал 21541 погонных керн и отобрал 200 рудных образцов керн из кварцевых жил. Помимо керн и обнажений в горных выработках, вещественный состав руд изучен по 15 прозрачным шлифам и 18 аншлифам.

Распределение полезных компонентов определено по 127 атомно-абсорбционным анализам, автор отбирал пробы из кварцевых жил из керн в 2017–2018 гг., они обработаны и проанализированы во Вьетнамском Центре геологического и экспериментального анализа.

Для определения возраста руд использованы данные масс-спектрометрии Ag-Ag методом по биотиту, отобранному из керн золоторудных кварцевых жил. Анализы $^{40}\text{Ag}/^{39}\text{Ag}$ выполнены во Вьетнамском Центре геологического и экспериментального анализа г. Ханой, аналитик Н.В. Нам. Методика и данные об аппаратуре приведены во введении.

Месторождение Фьюкшон расположено примерно в 6 км к северо-западу от города Хамдык в Центральном Вьетнаме. Одноименное рудное поле занимает 60 км² (12x5 км), где отрабатываются два жильных рудных объекта Байдат и Байго (Рисунок 2.1).

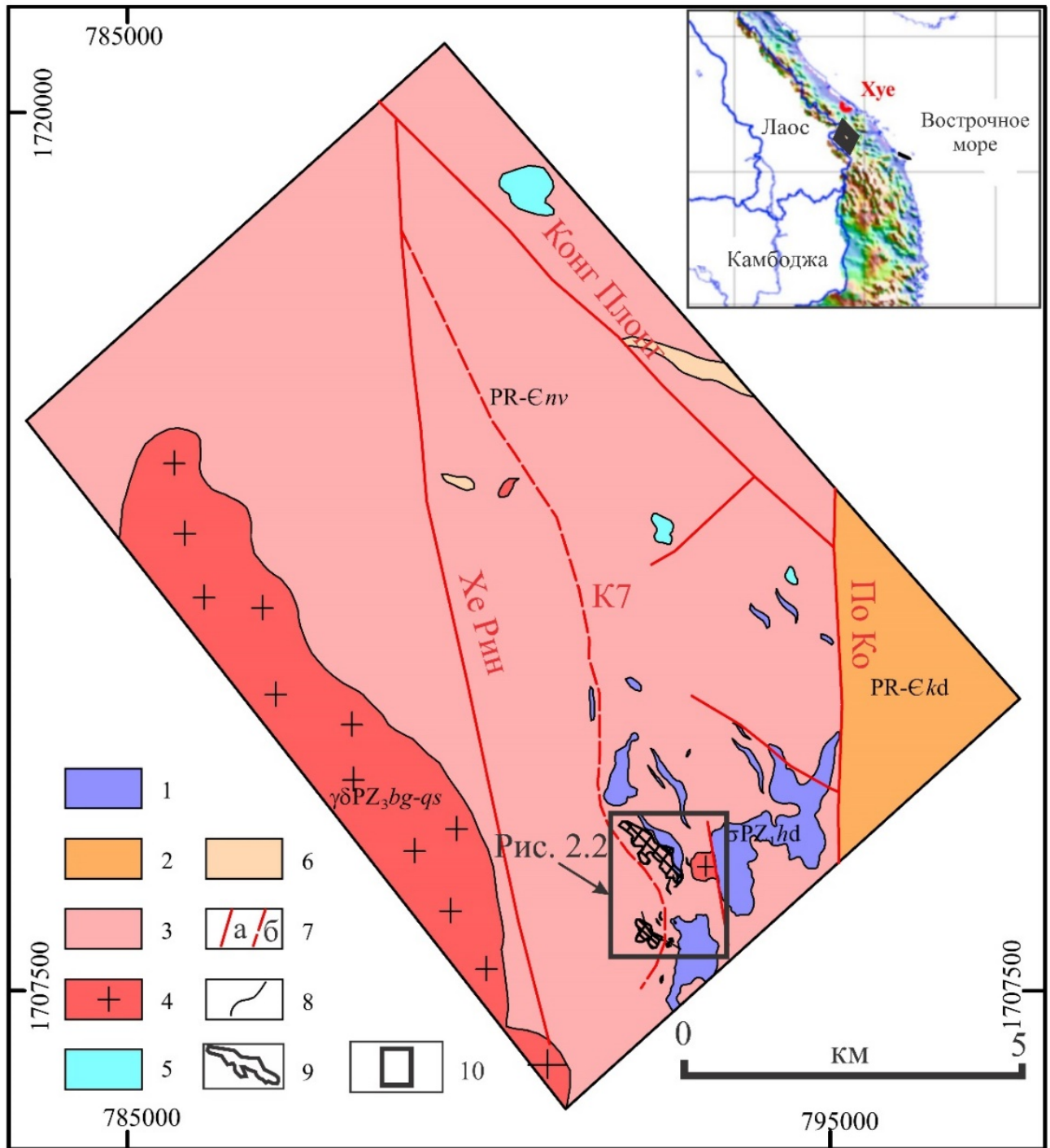


Рисунок 2.1 – Геологическая карта рудного поля Фьюкион [20, 46].

1 – метагаббро нижнепалеозойского комплекса Хиендык (σPZ_1hd); 2 – гнейсы протерозой-нижнекембрийского комплекса Хамдык ($PR-\epsilon kd$); 3 – сланцы, филлиты, мраморы и роговики протерозойско-кембрийской толщи Нуйву ($PR-\epsilon nv$); 4 – позднепалеозойские граниты Бенжанг – Куешон ($PZ_3 bg-qs$); 5 – андезиты неизвестного возраста; 6 – сиениты триасового возраста; 7 – разломы (а) – главные; (б) – второстепенные; 8 – геологические границы; 9 – проекции золоторудных жильных залежей; 10 – рудная поля Фьюкион с рудными зонами месторождений Байго на севере и Байдат на юге.

Центральная часть рудного поля сложена главным образом слюдистыми и углеродистыми сланцами, филлитами, мраморами и амфиболитами, которые смяты в сложные складки [8]. Сланцевые и филлитовые пачки слагают обширные выходы на поверхности по всей площади, мраморы и амфиболиты встречаются редко, что подтверждено бурением. Также незначительно распространены дайки, штоки и силлы разного состава от ультраосновных до кислых разностей и связанные с ними роговики. Эти интрузивные тела преимущественно слепые и встречены в скважинах.

В пределах рассматриваемого рудного поля закартирована сложная крупная антиклинальная структура, погружающаяся к северо-северо-востоку [46]. Установлено, что пластичные сланцы относительно больше деформированы, чем менее компетентные амфиболиты, габбро и гнейсы [46].

На западе площади расположены позднепалеозойские граниты, на востоке – протерозой нижнекембрийские гнейсы. Небольшие тела гранитов встречаются и на участке золоторудных объектов, где они пересекаются дайками основных пород. Результаты петрографического анализа гранитов показывают, что они метаморфизованы в зеленосланцевой фации [42].

Изотопный возраст циркона из них по U–Pb методу оказался 260 млн. лет [42]. Распространение гнейсов комплекса Хамдык ограничено меридиональным разломом По Ко. Комплекс представлен гранито-гнейсами, гранат-роговообманково-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами [83]. Считается, что породы образовались в результате двух орогенных событий, одно из которых произошло от ордовика до силура, второе от средней перми до раннего триаса [42]. Сиениты выявлены на северо-востоке рудного поля Фьюкшон. Они редко выходят на поверхность. Породы изменены, поскольку вкрапленники и основная масса частично или полностью замещены хлоритом [42].

В пределах Фьюкшон закартированы фрагменты региональных разломов северо-западного и меридионального простирания с падением от западного до субвертикального Конг Плонг, По Ко, Хе Рин и К7. Разлом По Ко прослежен по меридиану более чем на 100 км [83]. Он ограничивает блок глубоко метаморфических пород и считается правым взбросо-сдвигом с амплитудой латерального смещения более 30 км (Рисунок 1.4) [34, 46].

Золоторудные тела Байдат и Байго локализованы на юго-востоке рудного поля Фьюкшон, где сосредоточены штоки и силлы габбро. Породы серпентинизированы с незначительным содержанием талька и карбонатных минералов. Кварцево-золоторудные жилы приурочены к горизонтам углеродистых сланцев, включающих линзы мраморов (Рисунок 2.2).

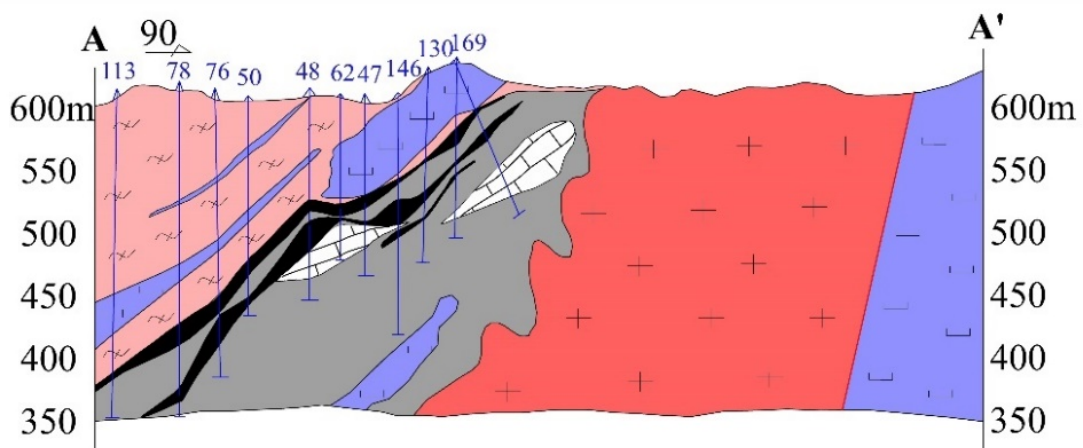
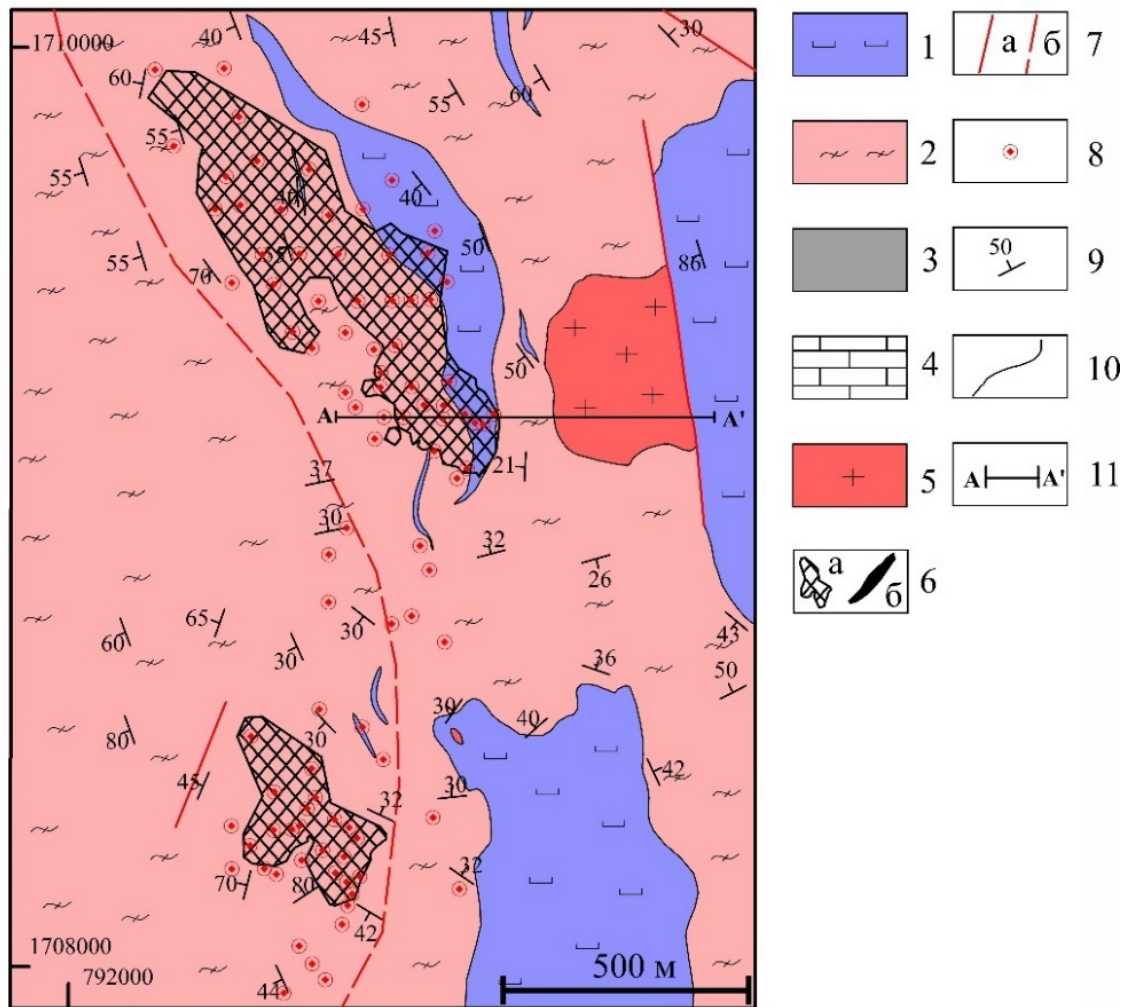


Рисунок 2.2 – Геологическая карта рудного поля Фыюкцион с рудными зонами месторождений Байго на севере и Байдат на юге и схематический разрез по линии А-А' [20, 46].

1 – метагаббро нижнепалеозойского комплекса Хиендык; 2–4 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные протерозойско-кембрийские породы толщи Нуйву (PR-Cnv): 2 – сланцы и филлиты; 3 – графитистые сланцы; 4 – мраморы; 5 – позднепалеозойские граниты Бенжанг – Куешон; 6 – проекции в плане (а) и сами золоторудные сульфидно-кварцевые жилы (б); 7 – разломы главные (а) и второстепенные (б); 8 – устья скважин; 9 – элементы залегания; 10 – геологические границы; 11 – линия разреза

Отмечаются раздувы жил в осевых частях мелких складок, осложняющих моноклираль. На одном из профилей на участке Байдат установлена типичная седловидная рудная жила (Рисунок 2.3).

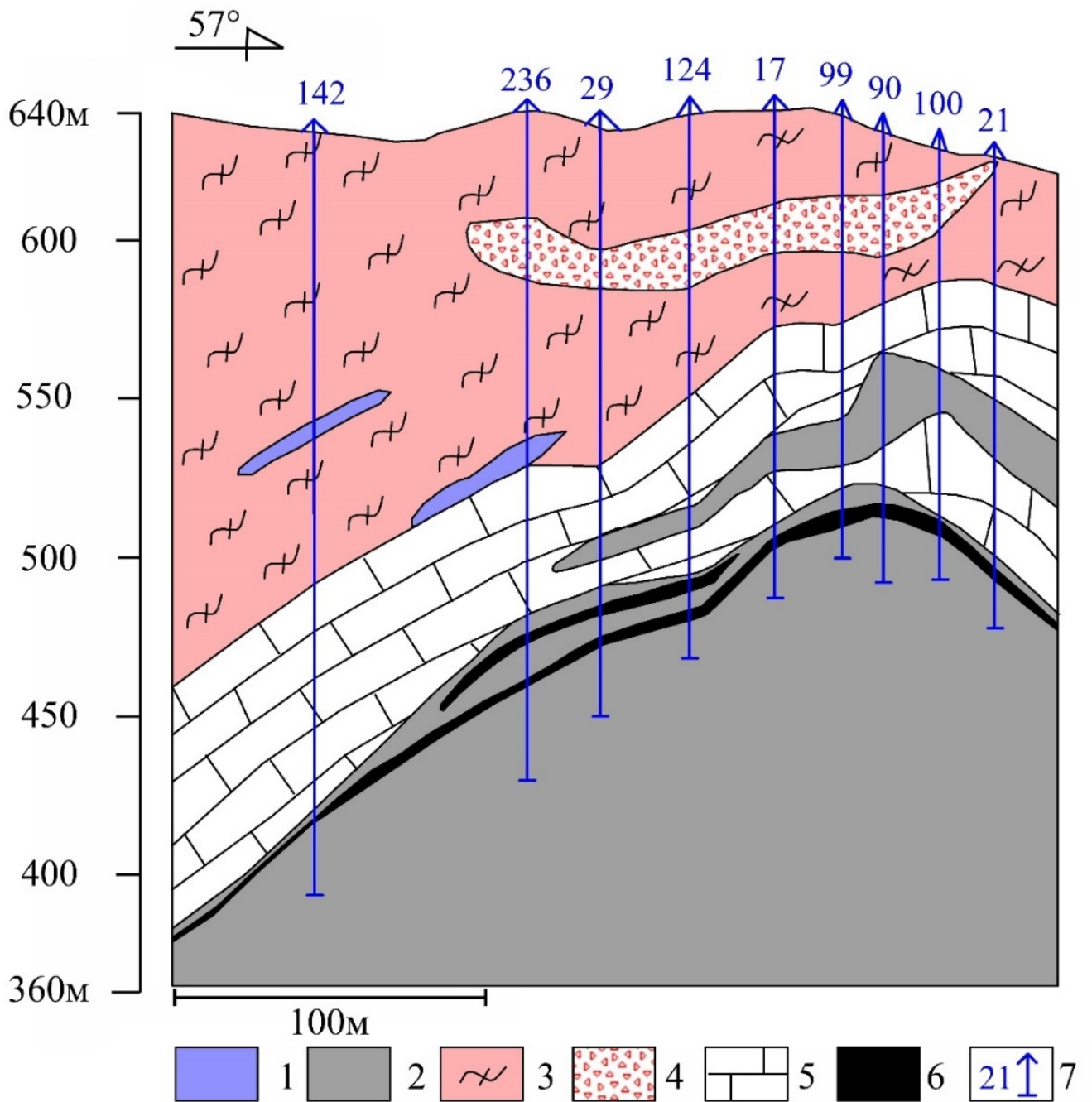


Рисунок 2.3 – Седловидная жила рудника Байдат

1 – метагаббро нижнепалеозойского комплекса Хиендык; 2–4 – протерозойско-кембрийские породы толщи Нуйву: 2 – графитистые сланцы; 3 – сланцы и филлиты; 4 – выветрелые кварцевые зоны; 5 – мраморы; 6 – золоторудные сульфидно-кварцевые жилы; 7 – скважина и номер

Слюдистые и графитистые сланцы представляют собой тонкие обычно 0,5 мм плитки кварц-мусковит-графитового состава со смещенной горизонтальной тонко полосчатой и линзовидной текстурой. Графитистые сланцы часто чередуются с другими сланцами. Минеральная ассоциация кварца, биотита, мусковита и серицита широко представлена вдоль сланцеватости. Также присутствуют пирит и следы магнетита, ильменита и пирротина. Такие породы встречены только на участке рудных жил Байдат и Байго.

Мраморы слагают линзы мощностью от первых до нескольких десятков метров. Встречаются мраморы с плейчатой текстурой, что отражает вязко-пластические послонные деформации.

Интервал роговиков с вкрапленниками гранатов в несколько метров мощности вскрыт скважинами на участке Байго, где имеется шток гранитов.

Типичные разрезы по объектам Байго и Байдат с локализацией серебро-золотой полиметаллической минерализации в углеродистых сланцах приведены на рисунке 2.4.

Участок золоторудных жил контролируются зоной окончания на юг разлома К7, что указывает на важную роль тектонических нарушений в образовании месторождений [20]. Эта часть разлома К7 представлена серией пологих взбросов со сдвиговой компонентой, протяженностью 4 км, падающих в северо-западном направлении [46]. Латеральное сжатие на участке выклинивания взбросо-сдвига реализовано серией рудовмещающих послонных тектонических нарушений. Они субсогласно нарушают западное крыло антиклинальной складки с углами падения на северо-запад 30–60°.

На месторождениях имеют место пострудные сдвиги с вертикальным падением, которые смещают кварц-сульфидные рудные жилы и вмещающие их углеродистые сланцы. Они или «сухие» или выполнены кварц-карбонатными агрегатами.

Форма рудных тел, их связь со взбросо-сдвигами, замками и крыльями антиклиналей, складками высокого порядка, послонными нарушениями в горизонтах углеродистых сланцев весьма похожи на кварцево-золоторудные жилы гигантского месторождения Бендиго в Австралии [89]. Это позволяет надеяться на открытие в рудном районе не только слепых многоярусных субсогласных со сланцевой толщей, но и секущих рудных залежей.

На месторождениях имеют место пострудные сдвиги с вертикальным падением, которые смещают кварц-сульфидные рудные жилы и вмещающие их углеродистые сланцы. Они или «сухие» или выполнены кварц-карбонатными агрегатами.

Форма рудных тел, их связь со взбросо-сдвигами, замками и крыльями антиклиналей, складками высокого порядка, послонными нарушениями в горизонтах углеродистых сланцев весьма похожи на кварцево-золоторудные жилы гигантского месторождения Бендиго в

Австралии [89]. Это позволяет надеяться на открытие в рудном районе не только слепых многоярусных субсогласных со сланцевой толщей, но и секущих рудных залежей.

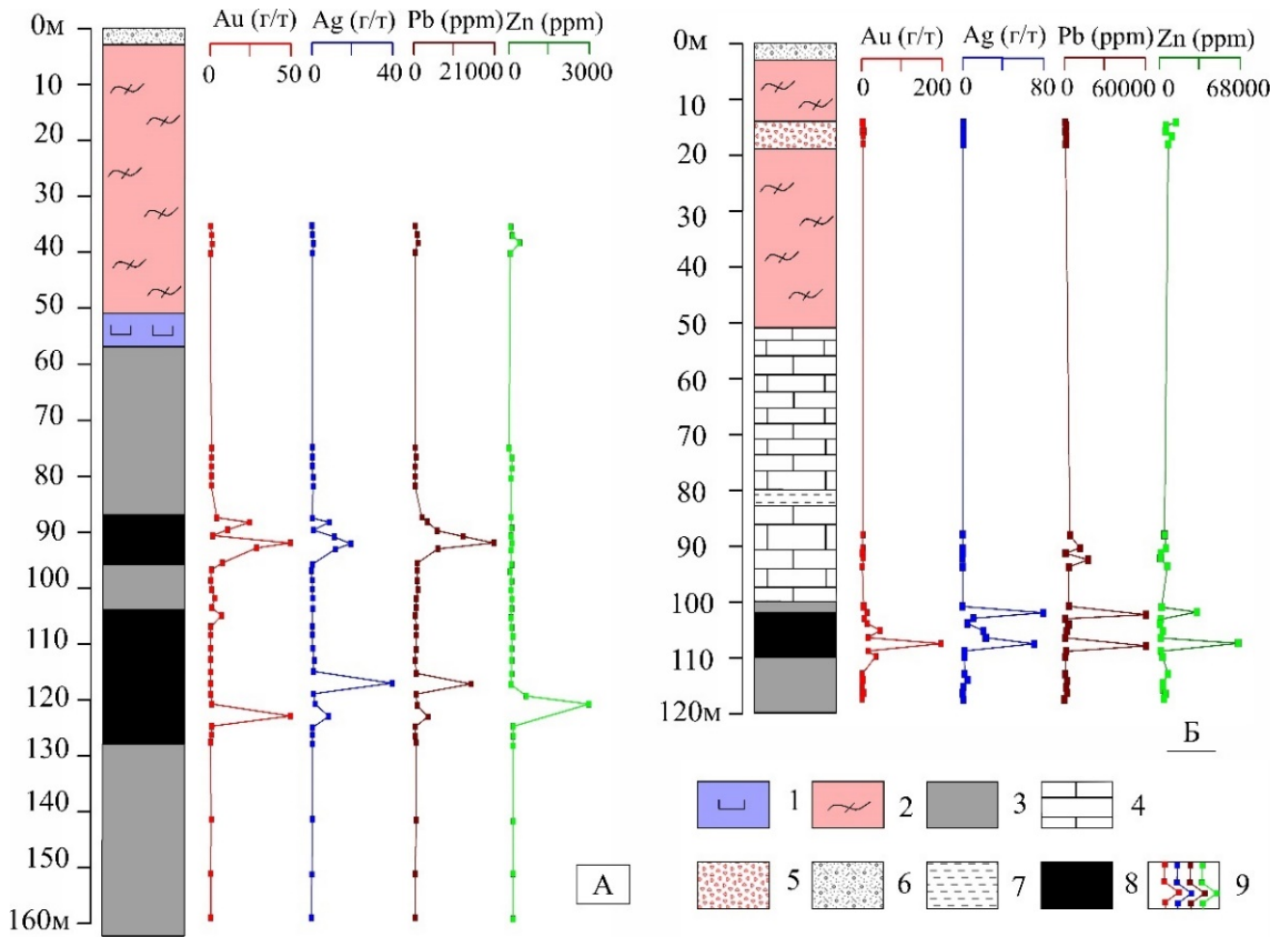


Рисунок 2.4 – Фрагменты схематических колонок с диаграммами содержаний Au, Ag, Pb и Zn.

А – скважина 048 из Байго; Б – 013 из Байдат

1 – метагаббро нижнепалеозойского комплекса Хиендык; 2–4 – протерозойско–кембрийские породы толщи Нуйву: 2 – сланцы и филлиты; 3 – графитистые сланцы; 4 – мраморы; 5 – выветрелые кварцевые зоны; 6 – выветренные сланцы; 7 – зеленые сланцы; 8 – золоторудные сульфидно-кварцевые жилы; 9 – содержания золота, серебра, свинца и цинка

Пересечение золоторудными кварц-сульфидными жилами метаморфической сланцеватости вмещающих пород, присутствие в жилах обломков сланцев (Рисунок 2.5 А, Б) позволяет считать, что зеленосланцевый метаморфизм вмещающих пород был до золоторудной минерализации.

Помимо жильных выполнений, золото-сульфидная минерализация встречается в цементе тектонических брекчий в мраморах и частично в гнездах и вкраплениях в ассоциирующих с ними кристаллических сланцах (Рисунок 2.5 В, Г).

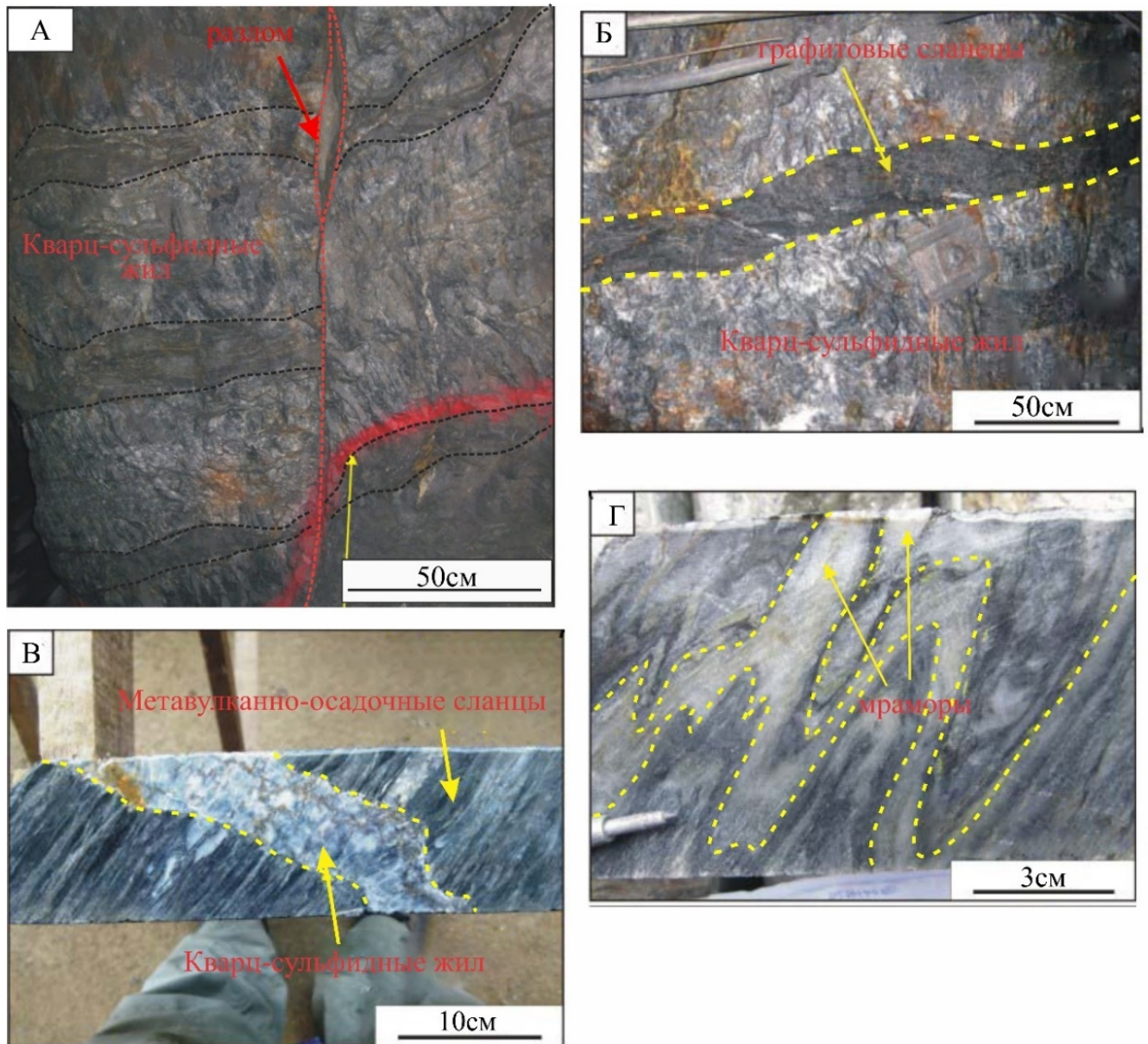


Рисунок 2.5 – Примеры соотношения минеральных ассоциаций рудных жил и вмещающих пород, установленных на участке подземной разработки Байдат

А – пострудный разлом, пересекающий и сдвигающий массивную кварц-сульфидную жилу. Б – крупный обломок углеродистого сланца, вовлеченный в массивную кварц-сульфидную жилу. В – кварц-сульфидная жила, пересекающая углеродистые сланцы, с мелкими обломками углеродистых сланцев. Г – мрамор плотчатой текстуре

Изучение стенок горных выработок, керн, каротажа, результатов опробования и аналитики показали, что золотоносная минерализация связана с сульфидами, слагающими кварцевые жилы, прожилки, гнезда и цемент тектонических брекчий. В составе руд установлен пирит, галенит, халькопирит, пирротин, молибденит, магнетит, графит. Они находятся в сростании с кварцем, серицитом, хлоритом и эпидотом и слагают брекчиевые, прожилковые и вкрапленные текстуры (Рисунок 2.6).

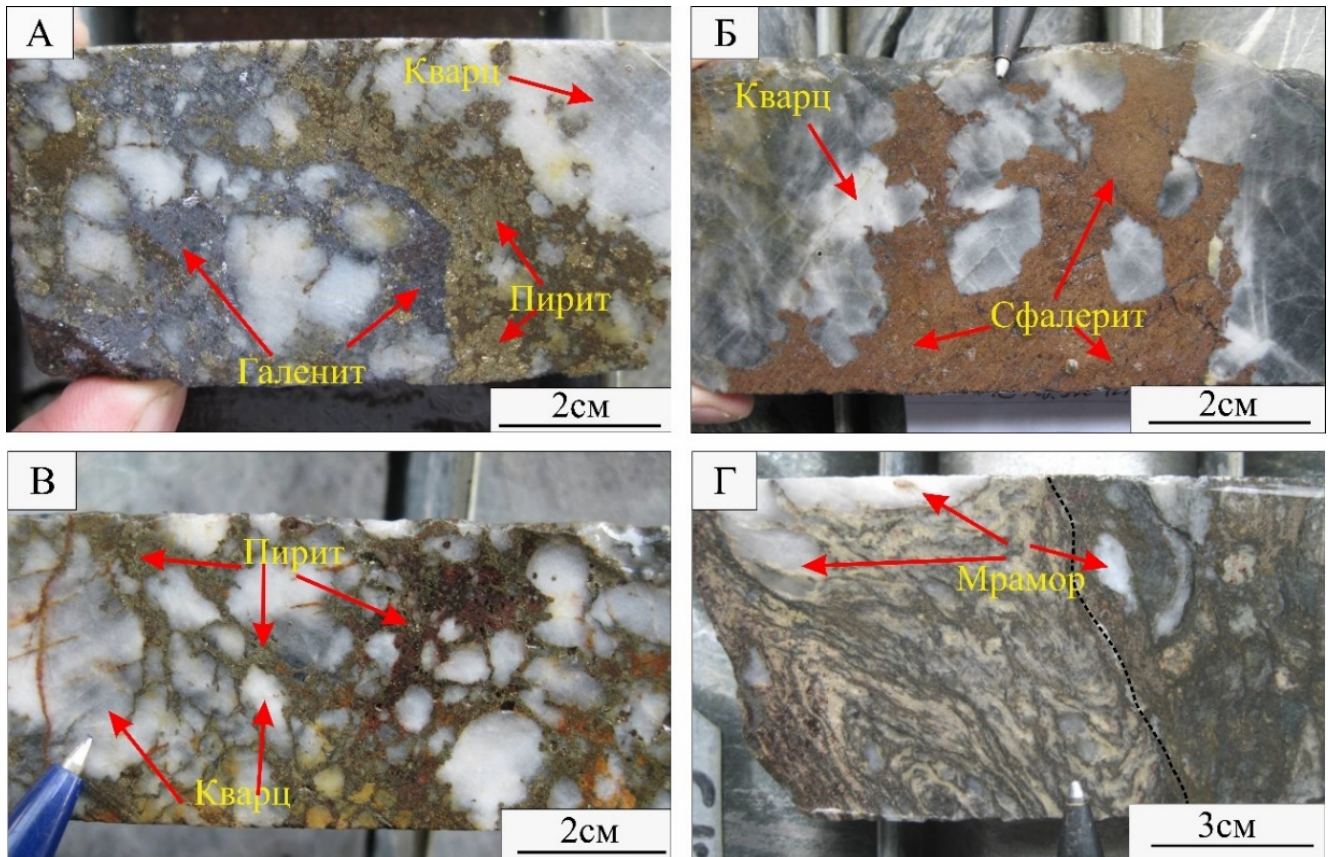


Рисунок 2.6 – Текстуры золото-сульфидных руд

А–В – брекчиевые и прожилковые текстуры золото-сульфидных руд. Г – вкрапленные выделения сульфидов в мраморе

На месторождениях Фьюкшон выделяют две стадии золотой минерализации: раннюю менее продуктивную с выделениями сфалерита и позднюю основную рудную с галенитом. Они характеризуются более или менее сходными минеральными ассоциациями и обычно встречаются в кварц-сульфидных агрегатах, наложенных на регионально метаморфизованные породы. Рудные тела смещены пострудными нарушениями [20, 42]. По результатам анализа включений в кварце установлено, что рудные минералы образуются в контрастном диапазоне температур от 300 °С до 230 °С и от 245 °С до 185 °С [20]. По 21 пробе золота из Фьюкшон выполнен микрондовый анализ. Значения $Au / (Au + Ag)$ колеблются в пределах от 73,95 до 93%, в среднем 84,52%, пробность золота составляет от 657 до 988 [20, 42].

Возраст минерализации установлен по изотопии $Ag-Ag$ в биотите. Пробы отобраны из кварцевых жил из скважин LK 267 и LK 270 (Таблица 2.2).

Поскольку в обеих выборках были получены несогласующиеся возрастные спектры, возраст интерпретировался на основе суммарного возраста газа. Модельный возраст составил 211.6 ± 0.1 и 203.9 ± 0.1 млн лет, что соответствует поздне триасовой эпохе [38].

Таблица 2.2 – Результаты масс-спектральных анализов биотита из рудных образований

№ ступени	Σ 39Ar, %	40Ar ($\times 10^{-13}$ моль)	39Ar ($\times 10^{-14}$ моль)	Ca/K	%40Ar*	40Ar*/39Ar	Возраст
Образец LK267, биотит, $J = 0,024691 \pm 0,000004$							
1	5,3	0,83731 \pm 0,00025	1,6635 \pm 0,0063	0,3474 \pm 0,0002	94,1	4,7357 \pm 0,0027	199,5 \pm 0,11
2	10,6	0,83787 \pm 0,00029	1,67773 \pm 0,00065	0,0639 \pm 0,0002	97,8	4,8833 \pm 0,0027	205,37 \pm 0,11
3	15,6	0,78984 \pm 0,00027	1,56947 \pm 0,00063	0,0314 \pm 0,0003	98,5	4,9566 \pm 0,0027	208,28 \pm 0,11
4	20,5	0,7764 \pm 0,00025	1,53818 \pm 0,00054	0,0157 \pm 0,0003	98,6	4,9798 \pm 0,0024	209,21 \pm 0,1
5	23,1	0,40216 \pm 0,00014	0,80353 \pm 0,00036	0,012 \pm 0,0005	99	4,9576 \pm 0,0029	208,33 \pm 0,11
6	26	0,45463 \pm 0,00015	0,91703 \pm 0,00033	0,0073 \pm 0,0007	99,1	4,9114 \pm 0,0025	206,49 \pm 0,1
7	29,1	0,48789 \pm 0,00017	0,96415 \pm 0,00043	0,0061 \pm 0,0005	99	5,0118 \pm 0,0029	210,48 \pm 0,11
8	33,5	0,71738 \pm 0,00022	1,40123 \pm 0,00048	0,0046 \pm 0,0003	98,9	5,0628 \pm 0,0024	212,5 \pm 0,09
9	37,2	0,57555 \pm 0,0002	1,15269 \pm 0,0004	0,0036 \pm 0,0005	99,2	4,9543 \pm 0,0025	208,2 \pm 0,1
10	43,5	1,00493 \pm 0,00033	1,9912 \pm 0,00076	0,0025 \pm 0,0003	99,1	5,0043 \pm 0,0025	210,18 \pm 0,1
11	51,1	1,19051 \pm 0,00043	2,36569 \pm 0,00085	0,0018 \pm 0,0002	99,2	4,9905 \pm 0,0026	209,63 \pm 0,1
12	57,3	0,96007 \pm 0,00035	1,94986 \pm 0,00086	0,0021 \pm 0,0002	99,4	4,8928 \pm 0,0028	205,75 \pm 0,11
13	65,4	1,22387 \pm 0,00045	2,551 \pm 0,00071	0,002 \pm 0,0002	99,4	4,7692 \pm 0,0022	200,83 \pm 0,09
14	76,2	1,63618 \pm 0,00067	3,38903 \pm 0,00142	0,0013 \pm 0,0002	99,5	4,8033 \pm 0,0028	202,19 \pm 0,11
15	88,2	1,82219 \pm 0,00084	3,78644 \pm 0,00189	0,0015 \pm 0,0001	99,5	4,7895 \pm 0,0033	201,64 \pm 0,13
16	94,7	0,93138 \pm 0,00039	2,04035 \pm 0,00098	0,002 \pm 0,0003	99,4	4,5381 \pm 0,003	191,6 \pm 0,12
17	100	0,75436 \pm 0,00024	1,65711 \pm 0,00066	0,0018 \pm 0,0003	98,8	4,4972 \pm 0,0023	189,96 \pm 0,09
Образец LK270, биотит, $J = 0,024687 \pm 0,000004$							
1	37,1	1,90699 \pm 0,00063	3,67775 \pm 0,00121	0,0028 \pm 0,0001	98,8	5,1213 \pm 0,0025	214,79 \pm 0,1
2	50,0	0,64033 \pm 0,00017	1,28167 \pm 0,0005	0,0014 \pm 0,0004	99,3	4,9597 \pm 0,0024	208,38 \pm 0,09
3	58,7	0,42818 \pm 0,00012	0,86821 \pm 0,00027	0,001 \pm 0,0001	99,2	4,8936 \pm 0,0021	205,76 \pm 0,08
4	67,2	0,41549 \pm 0,00013	0,8394 \pm 0,00029	0,0005 \pm 0,0003	99,2	4,9104 \pm 0,0023	206,43 \pm 0,09
5	73,8	0,3276 \pm 0,00011	0,65904 \pm 0,00014	0,0021 \pm 0,0003	99,3	4,9362 \pm 0,0021	207,45 \pm 0,08
6	81,2	0,36931 \pm 0,00012	0,73285 \pm 0,00039	0,0015 \pm 0,0006	99,2	5,0015 \pm 0,0032	210,04 \pm 0,13

Окончание Таблицы 2.2

№ ступени	Σ 39Ar, %	40Ar ($\times 10^{-13}$ моль)	39Ar ($\times 10^{-14}$ моль)	Ca/K	%40Ar*	40Ar*/39Ar	Возраст
7	90,4	0,45456 \pm 0,00015	0,91509 \pm 0,0003	0,0015 \pm 0,0005	99,3	4,9328 \pm 0,0024	207,32 \pm 0,1
8	95,2	0,25149 \pm 0,00008	0,47311 \pm 0,00012	0,0012 \pm 0,0009	99,5	5,2892 \pm 0,0023	221,41 \pm 0,09
9	97,1	0,10001 \pm 0,00005	0,18525 \pm 0,00014	0,0006 \pm 0,0021	99,3	5,362 \pm 0,0048	224,27 \pm 0,19
10	100	0,15545 \pm 0,00005	0,28924 \pm 0,00019	-0,0003 \pm -0,0017	98,3	5,2823 \pm 0,004	221,14 \pm 0,16

Примечание: Анализы выполнены во Вьетнамском Центре геологического и экспериментального анализа г. Ханой, аналитик Н.В. Нам

Золотоносные кварц-сульфидные жилы Байдат и Байго залегают субсогласно со сланцеватостью вмещающих пород, что указывает на послынный тип рудовмещающих разломов. Это коррелируется с взбросо-надвиговым механизмом формирования разломов на участке рудных жил в условиях горизонтального по широте тектонического стресса. Предположение о праводвиговой компоненте взброса хорошо объясняет северо-западное простирание золоторудных тел, которые могли формироваться в зонах локального растяжения.

Основное рудное тело Байдат «BDMQ» расположено в сложной кварц-сульфидной жиле, локализованной в верхней части графитистых сланцев, расположенной от границы мраморов и актинолит-альбитовых и кварц-слюдистых сланцев от 0 до 20 м. Рудное тело, вскрытое в 64 скважинах, расположено в юго-западном крыле складки Байдат (СЗ-ЮВ). оно имеет размеры 440 x 300 м, прослежено с северо-востока на юго-запад, ширина проекции изменяется от 120 м до 300 м, средний угол наклона 31° на северо-запад. Мощность рудного тела колеблется от 0,11 м до 8,37 м, в среднем 2,37 м, коэффициент вариации мощности 77,8 %.

Минеральный состав руд включает пирит, пирротин, галенит и золото. Общее содержание сульфидов в рудном теле колеблется от 3% до 60%, из них пирита: до 2%, пирротина: до 1,5%, галенита: до 12% и сфалерита до 50%. Содержание золота в рудном теле варьирует от 0,39 г/т до 60,57 г/т, в среднем 14,88 г/т, коэффициент вариации 96,27%. Содержание других элементов (Ag, Pb и Zn) в рудном теле сильно изменчиво, а именно: содержание серебра составляет от 0,15 г/т до 239,0 г/т, в среднем 24,63 г/т; свинца от 12 ppm до 140 680 ppm - в среднем: 155 962 ppm; цинка от 15 ppm до 118 716 ppm, в среднем: 17 058,00 ppm.

Основное рудное тело Байго «BGUQ1» вскрыто 26 скважинами со средним углом наклона 34°. Его мощность варьирует от 0,53 м до 8,75 м, в среднем 2,04 м, коэффициент вариации мощности: 89,17 %. Жильная масса состоит в основном из кварца с небольшим объемом слюдяных сланцев, представляющих собой агрегат серицита, биотитов и хлорита. Руды представлен в основном пирротинном, пиритом, сфалеритом и галенитом в виде прожилков,

местами с мелкими частицами золота неправильной формы. Общее содержание сульфидов в рудном теле колеблется от 2% до 15%, иногда до 45%, наблюдается постепенное снижение их содержаний в направлении с юго-востока на северо-запад с преобладанием халькопирита.

Содержание золота в рудном теле варьирует от 0,7 до 29,4 г/т, в среднем 4,24 г/т. Коэффициент вариации содержания золота составляет 123,67%. Содержание других металлов: серебра колеблется от 0,15 до 38,2 г/т, в среднем 3,63 г/т; свинца от 5 до 56800 ppm, в среднем: 343545 ppm; цинка от 3 до 19206 ppm, в среднем: 752 ppm.

Золото на объектах имеет размеры от 1 до 1020 μm , 90% свободного золота имеет размеры от 7 до 335 μm . Результаты исследований образцов руды Байдат (обр. LR2500724) показывают, что от 81 до 90 % свободного золота, от 0,3 до 2 % находится в сростании с галенитом и пиритом, от 9,7 до 17 % золота тонкодисперсного в галените, халькопирите и пирите [20].

Таким образом, в пределах золоторудного поля Фьюкшон в Центральном Вьетнаме участок рудников Байдат и Байго расположен в зоне окончания взбросо-сдвига, где протерозой-кембрийские сланцы слагают антиклинальную структуру, осложненную силлами и штоками кембрийских габбро и мелкими штоками позднепалеозойских гранитов.

Золоторудные тела в рудниках Байдат и Байго представлены субпараллельными сланцеватости кварц-сульфидными жилами. Рудовмещающими являются послонные зоны тектонических нарушений, которые образовались на участке окончания взбросо-сдвига и осложняли западные крылья и замки антиклиналей. Они формировались в режиме региональных субширотных горизонтальных напряжений. Важное значение в рудоконтроле имеют горизонты углеродистых кварц-серицитовых сланцев. Имеют место крутопадающие пострудные разломы, смещающие рудные тела.

Схожесть в морфологии и структурной позиции рудных тел Байдат и Байго с золоторудными жилами Бендигго позволяет рассчитывать на открытие новых слепых рудных тел в районе.

Судя по геохронологическим данным по изотопии аргона в биотите, золотая минерализация на Байдат и Байго, вероятно, формировалась в триасе (250–200 млн лет назад), на стадии затухания регионального метаморфизма индосинского орогенеза.

3 ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ РАЙОНА ФЫОКТХАНЬ – ФЫОКШОН

В этой главе представлен материал, в котором приведены доказательства третьего защищаемого положения «Золоторудные месторождения представлены золото-кварцевой с низким содержанием сульфидов (3–5% суммы сульфидов) и золото-сульфидно-кварцевой (5–50% суммы сульфидов) типами. Оба типа имеют близкие геохимические характеристики, что указывает на их образование в едином гидротермальном процессе».

На сегодняшний день в районе Фыоктхань-Фыокшон известно 20 коренных месторождений и рудопоявлений золота, которые имеют общие и отличительные геологические характеристики, минеральный состав, ресурсы и изученность (Таблица 3.1).

Таблица 3.1 – Некоторые характеристики золоторудных объектов рудных полей Фыокшон и Фыоктхань

№ ПП	Месторождение, рудопоявление	Форма рудных тел	Среднее Содержание Au, г/т	Сумма сульфидов, %	Пробность золота, ‰	Запасы, кг
1	39	Жил-про	3.36	10	718	224
2	45	Жил-про	2.7	8	777-818	110
3	Бай Куэ	Жил-про	6.87	10	-	397
4	Бай МоКой	Зона	7.1	5	-	312
5	Ныокчонг	Зона	1.6	6	-	321
6	Вангне	Жил-про	1.02	5	-	
7	К7	Жил-про	3	5	-	4500
8	Байдат	Жилы	14.88	25	657-988	5906
9	Бай Го	Жилы	4.24	10	637-880	19813
10	1А	Жил-про	7.9	5	809-825	6419
11	2	Жил-про	1.5	5	809-825	3700
12	Фыоклап	про	2.3	3	-	332
13	Г18	Жил-про	2.3	10	696-799	436
14	234	Жил-про	1.7	7		171
15	Бай Муой	Жил-про	5.2	10	668-753	264
16	Деревня 4	Жил-про	8.0	5	809-825	2344
17	Ча Ван	Жил-про	7.4	5	809-825	1413
18	Ча Ленг	Жил-про	1.3	3	653-776	2600
19	Южный Фыоктхань	Жил-про	1.4	3	696-799	1080
20	1Б	Жил-про	5.7	5	809-840	1728

Примечание: 1–9 рудные объекты поля Фыокшон, 10–20 – Фыоктхань. Жил-про - Жильно-прожилковых; про - прожилковых; Зона - Зона минерализации

Объединяет золоторудные объекты района геологическое положение. Они локализованы: преимущественно в метаморфических сланцах протерозоя и по большей части в толще Хамдык; в экзоконтактовых зонах пермских и триасовых гранитоидных массивов; в структурах пересечения региональных взбросов и сдвигов; участках морфологических изменений сдвигов и их сочленения с локальными складчатыми деформациями [2, 10, 23, 53]. Для большинства месторождений характерна жильная и типа минерализованных прожилковая зон форма рудных тел.

Отличительными чертами коренных проявлений золота рудного поля Фьюкшон являются присутствие мелких даек и линз протерозойских серпентинитов, приуроченность оруденения к пачкам углеродистых сланцев и наличие золоторудных минерализованных зон и жил, включая седловидные залежи [23]. Кроме того, следует отметить широкое распространение в рудном поле Фьюкхань более глубоко метаморфизованных и древних по сравнению с комплексом Хамдык пород толщи Дакми. Что указывает на более глубокий эрозионный срез по сравнению с полем Фьюкшон.

Рассматривая множество месторождений как сформировавшуюся, самоорганизующуюся дискретную систему, можно полагать, что последняя находится в состоянии динамического равновесия и удовлетворяет принципу минимальной энтропии или минимальных затрат энергии на ее образование. Известно, что иерархическая система имеет минимальную энтропию, если ее элементы распределены согласно закону Ципфа-Лотке-Брэдфорда.

Правило Ципфа (Zipf, 1949) связывает размер и ранжированные данные через степенное распределение. Это статистическое отношение возникает, когда в определенном явлении существуют ненаблюдаемые переменные (Aitchison et al., 2016) [45]. Поскольку самое большое событие системы - известная переменная, другие события можно оценить через:

$$f(x) = Mc \cdot x^{-k} \quad (k > 0 \ \& \ x \geq 1) \quad (3.1)$$

где Mc обозначает самое большое и редкое событие в системе, x - ранг события, а k - константа убывания. Значение k зависит от природы системы. Поэтому, если мы предполагаем, что правило (закон) Ципфа с $k = 1$ может объяснить **выделение** области, общая надежность (M) может быть представлена суммой гармонического ряда:

$$M = \sum_{x=1}^n Mc \cdot x^{-1} \quad (3.2)$$

Где Mc – это надежность самого большого объекта, а n (или x_{\min} в обозначении степенного закона) – это максимальный ранг, который можно определить через расстояние Колмогорова-Смирнова.

Распределение рудных объектов с разными запасами известных провинциях всего мира подчиняются степенному закону, в частности закону Ципфа (Hronsky and Groves 2008) [65]. Общая надежность, а также закон Ципфа, чрезвычайно чувствительны к **наличию** самого

большого по запасам месторождения (Mс). Обычно самые крупные объекты обнаруживаются на ранних стадиях исследования, (например, месторождения Байго), однако приблизительные оценки самой крупной залежи могут значительно изменить оценку не обнаруженных минеральных запасов (Hronsky and Groves, 2008) [65]. Поэтому закон Ципфа лучше работает в хорошо опосредованных провинциях, где вероятно самое крупное по запасам месторождение был обнаружен и полностью разведан. Геологические условия достигают стабильного равновесия, когда у закона Ципфа коэффициент убывания $k = 1$ (Paliwal et al. 1986) [77]. Поэтому закон Ципфа представляет собой надежную статистическую оценку минерального потенциала провинции. Тем не менее, для демонстрации действенности закона Ципфа необходимо провести статистические тесты.

В данной работе мы использовали закон Ципфа и оценили неразведанные запасы золота в районе Фьюктхань–Фьюкшон (Рисунок 3.1).

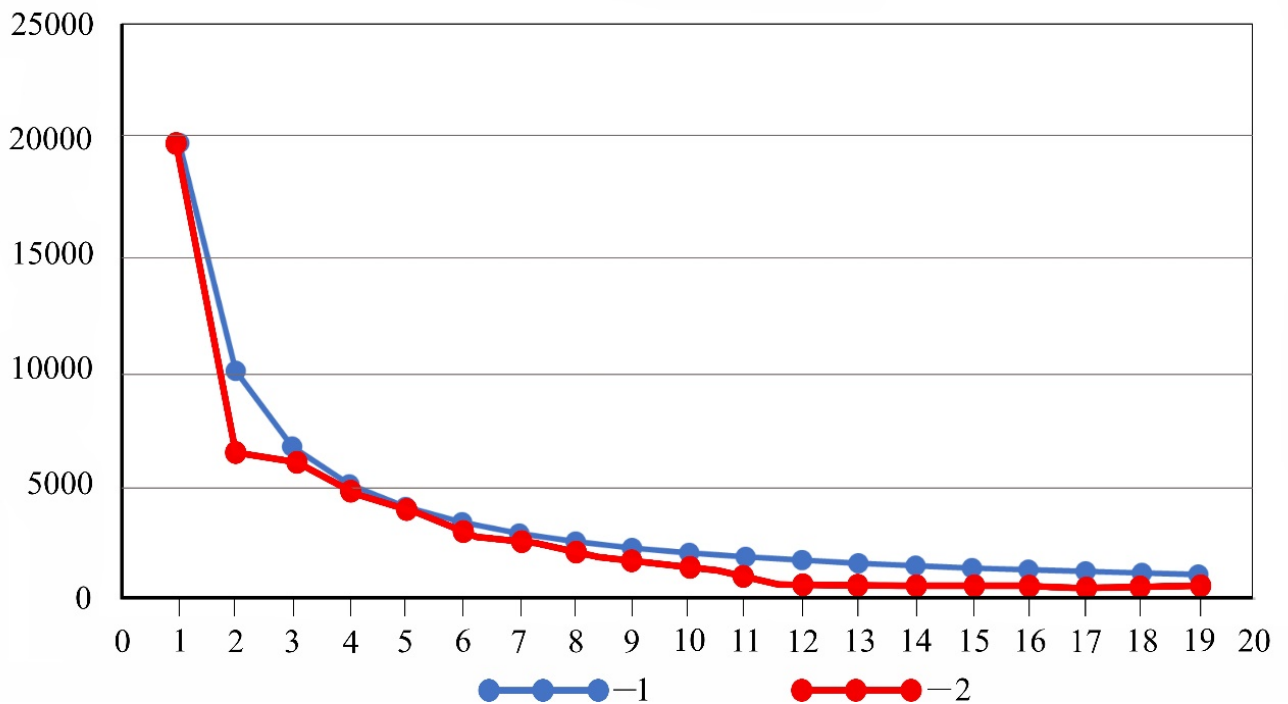


Рисунок 3.1 – Нисходящий порядковый ранг – теоретическая кривая.

Ципфа (синяя линия) и запасов известных месторождений золота Фьюктхань-Фьюкшон (красная линия)

Для построения модельной оценки золотых ресурсов Фьюктхань–Фьюкшон мы предполагаем, что самое крупное месторождение, Байдат. Это предположение надежно, так как залежь имеет значительные размеры, и процесс золотодобычи в регионе начался в начале XIX века. Текущие и оценочные золотые залежи демонстрируют высокую корреляцию с распределением степени с использованием теста отношения правдоподобия.

Применение закона Ципфа показало потенциал 30 т остаточных ресурсов, включая 1 залежь более 10 т и 1 залежь более 20 т. Эта оценка по Ципфу крайне зависит от надежности самой большой (Мс), и любое изменение может вызвать значительные изменения в общей оценке провинции. Другими словами, оценочная общая надежность представляет собой текущий сценарий, который может измениться с обнаружением новых или переоценкой известных месторождений.

В обоих полях наиболее распространены жильно-прожилковые рудные тела, представленные маломощными (сантиметры-дециметры) жилами и их сближенными сериями, разветвлениями, ветвящимися, кулисообразными и сложными прожилками, гнездами, пятнами и вкраплениями кварцевого и сульфидно-кварцевого состава. Золото-сульфидно-кварцевые жилы с раздувами и пережимами достигают первых метров мощности и прослежены на десятки-сотни метров (Рисунок 3.2, 3.3). Золотоносные жилы единичные, встречаются короткие линзовидные жилы, иногда в виде двойных форм. Разветвленные жилы встречаются реже.

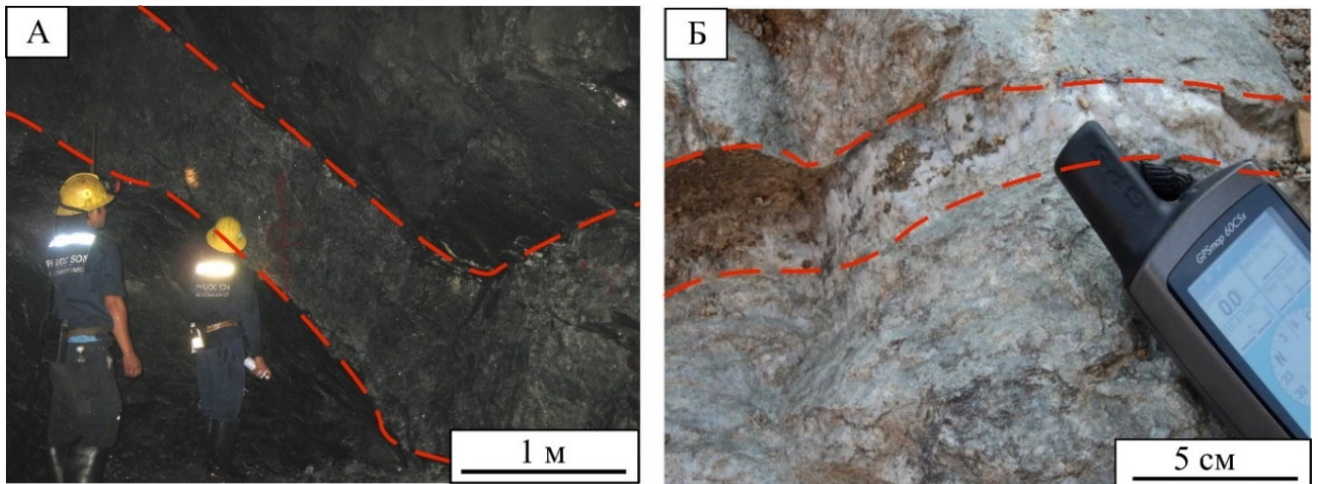


Рисунок 3.2 – Примеры золото-кварц-сульфидных жил

А – рудник Байдат поля Фыокшон; Б – месторождение Г18 поля Фыоктхань.

На двух мелких месторождениях золота в поле Фыокшон описаны золоторудные минерализованные зоны, в которых вкрапленные золото-сульфидно-кварцевые выделения преобладают над прожилковыми формами. Простираение жильно-прожилковых зон и жил наиболее часто северо-восточное, углы падения $20-40^{\circ}$, реже 60° , иногда 80° до вертикального залегания.

Жильная и жильно-прожилковая минерализация сопровождается березитами, серицитизацией и пиритизацией реже – хлоритизацией и карбонатизацией вмещающих пород.

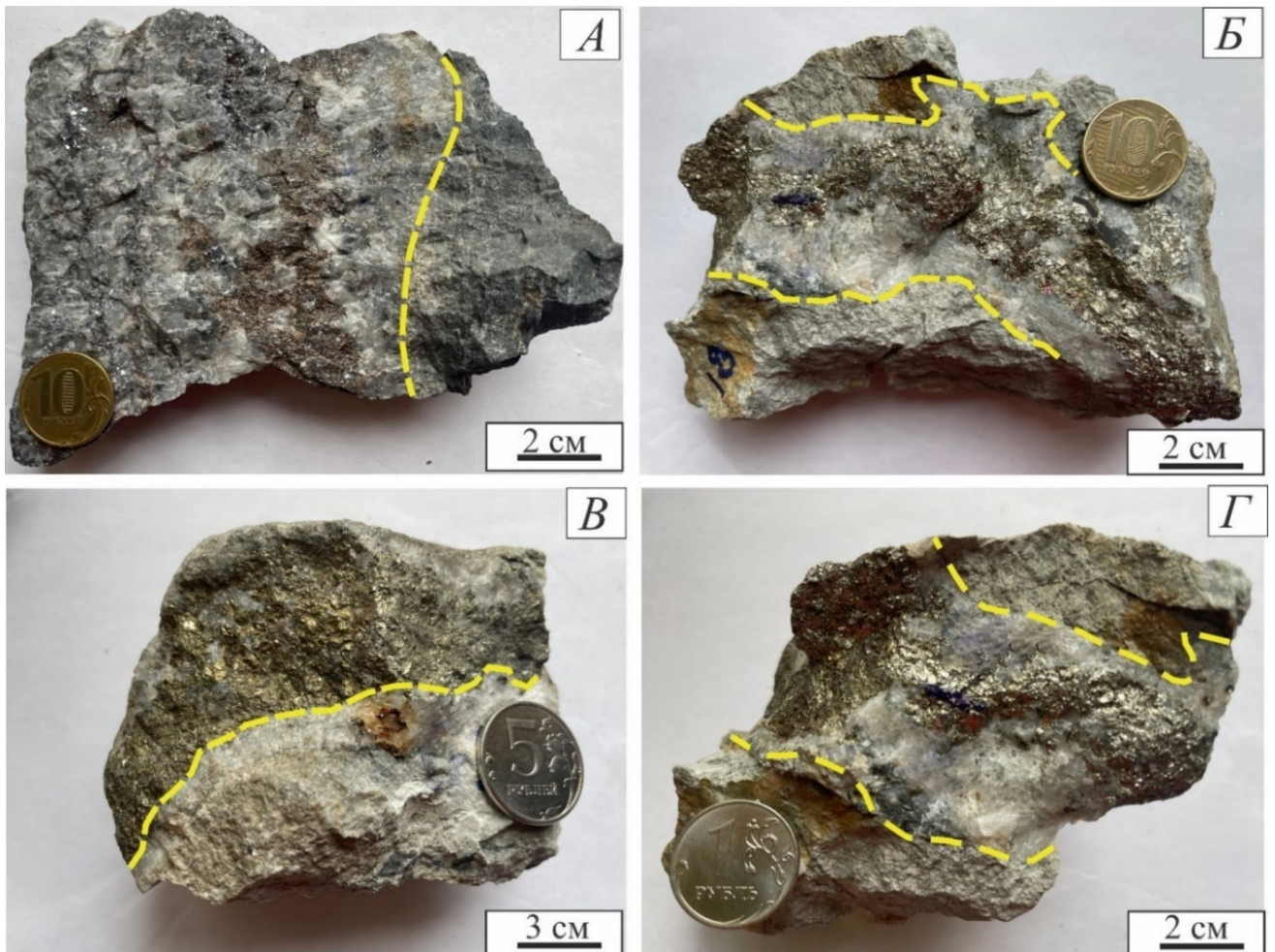


Рисунок 3.3 – Образцы золото-кварц-сульфидных жил, поля Фьюкшон (А) и Фьюктхань (Б, В и Г)

Жильные минералы представлены кварцем, полевым шпатом, карбонатом, в меньшей мере серицитом и хлоритом. Рудные ассоциации включает пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, пирротин, реже магнетит, ильменит, ковеллин, рутил, графит, золото, электрум [37]. Важно отметить большее распространение пирротина относительно пирита в рудном поле Фьюктхань по сравнению с рудами поля Фьюкшон, где преобладает пирит [2, 21, 39]. Руды имеют характерные прожилковые, сетчатые и вкрапленные и гнездовые текстуры. Структуры руд крупно- и тонкозернистые, аллотриоморфнозернистые, часто встречаются округлые формы кварца, структуры редко идиоморфнозернистые и друзовые, брекчиевидные [23]. Следует отметить, близость в наборе, содержаниях и ассоциациях рудных элементов на рассматриваемых месторождениях [2].

Соотношения между средними содержаниями золота, его пробности и суммы сульфидов с запасами рассматриваемых объектов показывают их сходство и некоторые отличия (Рисунок 3.4).

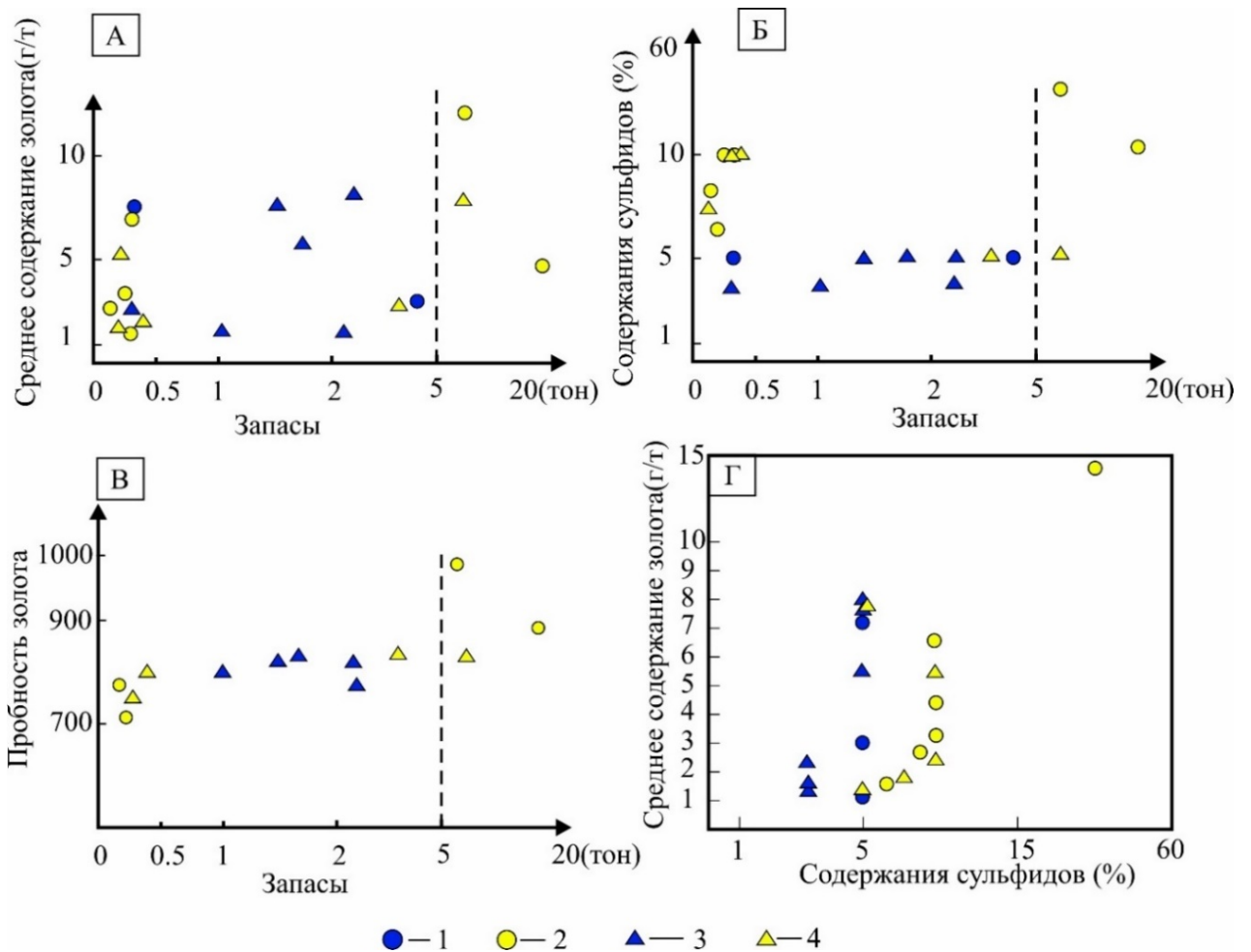


Рисунок 3.4 – Соотношения некоторых параметров руд и запасов на золоторудных объектах рудных полей Фыокшон и Фыоктхань

А – средних содержаний Au и запасов; Б – суммы сульфидов и запасов; В – средней пробыности золота и запасов; Г – средних содержаний Au и-средних сумм сульфидов. 1–2 объекты поля Фыокшон: 3–4 объекты поля: Фыоктхань, синий цвет - суммы сульфидов синий <5%; жёлтый - >5%

Средние содержания золота в месторождениях и рудопроявлениях колеблется от 1,02 до 14,88 г / т (см. таблицу 3.1). Для поля Фыокшон характерны объекты с более качественными рудами (Байдат, Байго, Байкуэ и 39). Практически нет связи между средними содержаниями золота в рудах и запасами (Рисунок 3.4 А). Сумма сульфидов в рудах колеблется от 2 до 25%, что отражает присутствие двух типов руд - золото-кварцевой-малосульфидной (3–5%) и золото-сульфидно (5–50%) - кварцевой рудных формаций по Н.В. Петровской и др. [23].

Имеется тренд положительной связи суммы сульфидов и запасами месторождений (см. Рисунок 3.4 Б). Все крупные объекты — это месторождения с высоким содержанием сульфидов. Они локализованы в рудном поле Фыокшон. На руднике Байдат запасы золота составили 3266 кг, на Байго – 2731 кг. Остальные месторождения мелкие с запасами в сотни кг (см. Таблицу 3.1). Надо отметить, что для рудного поля Фыокшон наметилось две группы месторождений: с

мелкими запасами до одной тонны и относительно более крупными с запасами более 5 т [39].

Соотношение средних содержаний золота и сумм сульфидов в рудах (Рисунок 3.4 Г) подчеркивает присутствие руд двух выше названных рудных формаций в обоих рудных полях.

Размеры свободного тонкозернистого и дисперсного золота в рассматриваемых месторождениях поля Фьюкшон составляют от 1 до 1020 μm (Рисунок 3.5 А-В), причем 90% золотин имеет размеры от 7 до 335 μm . Исследования образцов руды Байдат (обр. LR2500724) показали, что от 81 до 90% свободного золота, от 9,7 до 17% золота тонкозернистого — в галените, халькопирите и пирите (Рисунок 3.5 Б-Г) [2, 46]. Размеры золота на поле Фьюктхань колеблются от 20 до 100 μm .

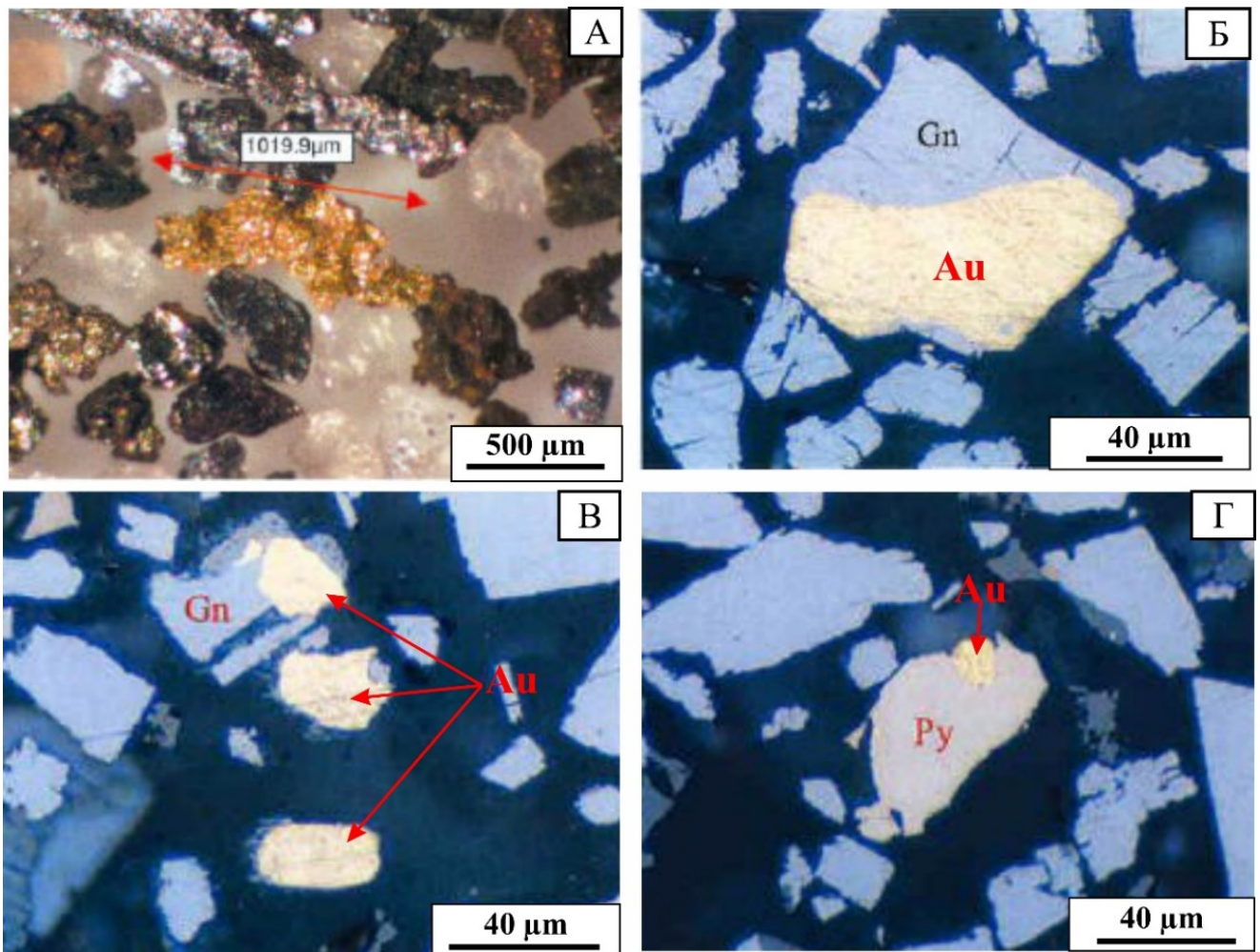


Рисунок 3.5 – Примеры выделений золота и его размеры на рудных полях Фьюкшон и Фьюктхань

А – золото, размеры 1020 μm ; Б-Г – золото тонкодисперсное в галените и пирите. Gn – галенит, Au – золото

В рассмотренных месторождениях и рудопроявлениях пробность Au изменяется в широких пределах – от 637 до 988 %, среднее значение составляет – 825 %. Существует положительная корреляция между пробностью золота и запасами месторождений (см. Рисунок

3.4 В). При этом также наметилась две дискретные группы объектов с минимальными и относительно большими запасами, но только для руд с содержаниями сульфидов более 5%. Более высокая пробность золота характерна для месторождений с большими запасами рудного поля Фьюкшон.

Из приведенных выше исследований можно сделать следующие выводы.

– В районе Фьюктхань–Фьюкшон золоторудные месторождения представлены золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формацией.

– Применение закона Ципфа показало потенциал для 30 т ресурсов, включая 1 залежь месторождения более 10 т и 1 залежь более 20 т. Эта оценка крайне зависит от надежности оценки самого крупного объекта и любое изменение может вызвать значительные изменения в оценки ресурсов золота рудного района.

4 ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТЫХ РУД ПОЛЕЙ ФЫОКТХАНЬ-ФЫОКШОН И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ

В этой главе представлен материал, в котором приведены доказательства четвертого защищаемого положения **«Минеральный состав руд рудных полей Фыоктхань и Фыокшон сформирован в 4 стадии, разделенных тектоническими подвижками: в первую стадию возникли гидротермально-метасоматические породы типа березитов, во вторую - кварц-золото-малосульфидная минерализация; в третью - золото-сульфидная и в четвертую - карбонатные прожилки с переотложенными сульфидами. По геохимическим данным, изотопии серы сульфидов и газово-жидким включениям в рудном кварце руды образовались в среднетемпературных условиях при участии глубинных флюидов».**

4.1 Минеральный состав руд

Минеральный состав руд диагностирован на основе изучения аншлифов и шлифов, и рентгеноструктурных анализов 399 проб. Все рудные минералы идентифицированы по оптическим свойствам и заверены рентгеноструктурным анализом.

Распределение золота и сопутствующих элементов в рудах определено по 201 атомно-адсорбционному анализу, выполненному во Вьетнамском Центре геологического и экспериментального анализа г. Ханой. Геохимическая связь рудных компонентов установлена методом многофакторной статистической корреляции.

Автор использовал поляризационный микроскоп для изучения образцов аншлифов и шлифов. По результатам атомно-адсорбционного анализа автором с помощью компьютерной программы были рассчитаны и установлены геохимические связи компонентов руд. Автором диагностированы текстуры и структуры руд, установлены минеральные парагенезисы и ассоциации и создана схема последовательности минералообразования золотых руд района.

Наиболее распространенными рудными минералами являются пирит, халькопирит и галенит с встречаемостью от 41 до 98% (Таблица 4.1). Реже встречаются золото, сфалерит, пирротин, рутил от 12 до 29% встречаемости, арсенопирит до 9%. Наиболее распространенным нерудным минералом являются кварц, который встречен в каждом аншлифе (пробе).

Видно, что по составу и распространенности большинства минералов руды обоих полей весьма схожи. Исключение составляет галенит и сфалерит, распространенность которых в рудах Фыоктхань существенно больше.

Таблица 4.1 – Частота встречаемости рудных минералов, диагностированных в 399 аншлифах. Число проб по Фыокшон – 200, Фыоктхань – 199

Минералы	Количество наблюдений			Частота встречи (%)		
	Фыокшон	Фыоктхань	Общее	Фыокшон	Фыоктхань	Общая
Карбонат	10	5	15	5	2.5	4
Пирит	195	197	392	97.5	99.0	98
Сфалерит	75	19	94	37.5	9.5	24
Галенит	130	32	162	65	16.1	41
Халькопирит	97	102	198	48.5	51.3	50
Пирротин	38	27	63	19	13.6	16
Золото	67	50	117	33.5	25.1	29
Арсенопирит	24	10	34	12	5.0	9
Рутил	20	26	46	10	13.1	12

Примеры типичных структур и текстур золотых руд полей Фыокшон и Фыоктхань представлены на рисунке 4.1.

Пирит является наиболее распространенным минералом в первичных рудах. Содержание пирита достигает 50%. Пирит формировался в две стадии: пирит I имеет гипидиоморфную, аллотриоморфную структуры с размерами зерен от 0,02 до 1 мм (Рисунок 4.1 Г, Д, Ж). Слагает вкрапленную текстуру в виде мелких выделений в кварце и сериците. Эти агрегаты располагаются по краям кварц–сульфидных золоторудных жил.

Пирит II более распространен, относительно ранних генераций (65–70%). Пирит II имеет аллотриоморфную, гипидиоморфную структуры; вкрапленную текстуру концентрируется в небольших скоплениях и полосовидных выделений в кварце и прожилках в окружающих породах. Размер его выделений варьирует от 0,5–1,5 мм до более 2 мм. В пирите II зафиксированы частицы золота в виде неправильных включений (Рисунок 4.1 Е, З). Пирит II иногда подроблен и сильно трещиноват (Рисунок 4.1 А, Б). В зоне окисления пирит превращается в лимонит, гидрогетит и гетит.

Распространенность **сфалерита** колеблется от 1–2 до 5%. Сфалерит имеет размеры зерен от 0,5 мм до 2 мм, аллотриоморфную, гипидиоморфную структуры и вкрапленную неравномерно рассеянную в кварце текстуру. Сфалерит замещает частицы пирита II и находится в парагенезисе с галенитом и халькопиритом (Рисунок 4.1 А, В). В окислительных условиях вторичные изменения в сфалерите проявлены в меньшей степени.

Распространенность **галенита** колеблется от 1–3% до 5%. Размер его зерен колеблется от 0,01 до 0,5 мм, он слагает аллотриоморфную, гипидиоморфную структуру и микропрожилковую текстуру, заполняя микротрещины в пирите II толщиной 0,02–0,3 мм. Галенит со сфалеритом

замещает пирит II (Рисунок 4.1 А). Галенит образует минеральные парагенезисы со сфалеритом и халькопиритом. В галените присутствуют включения золота размерами до 0,12 мм (Рисунок 4.1 И). В зоне окисления по галениту развивается англезит.

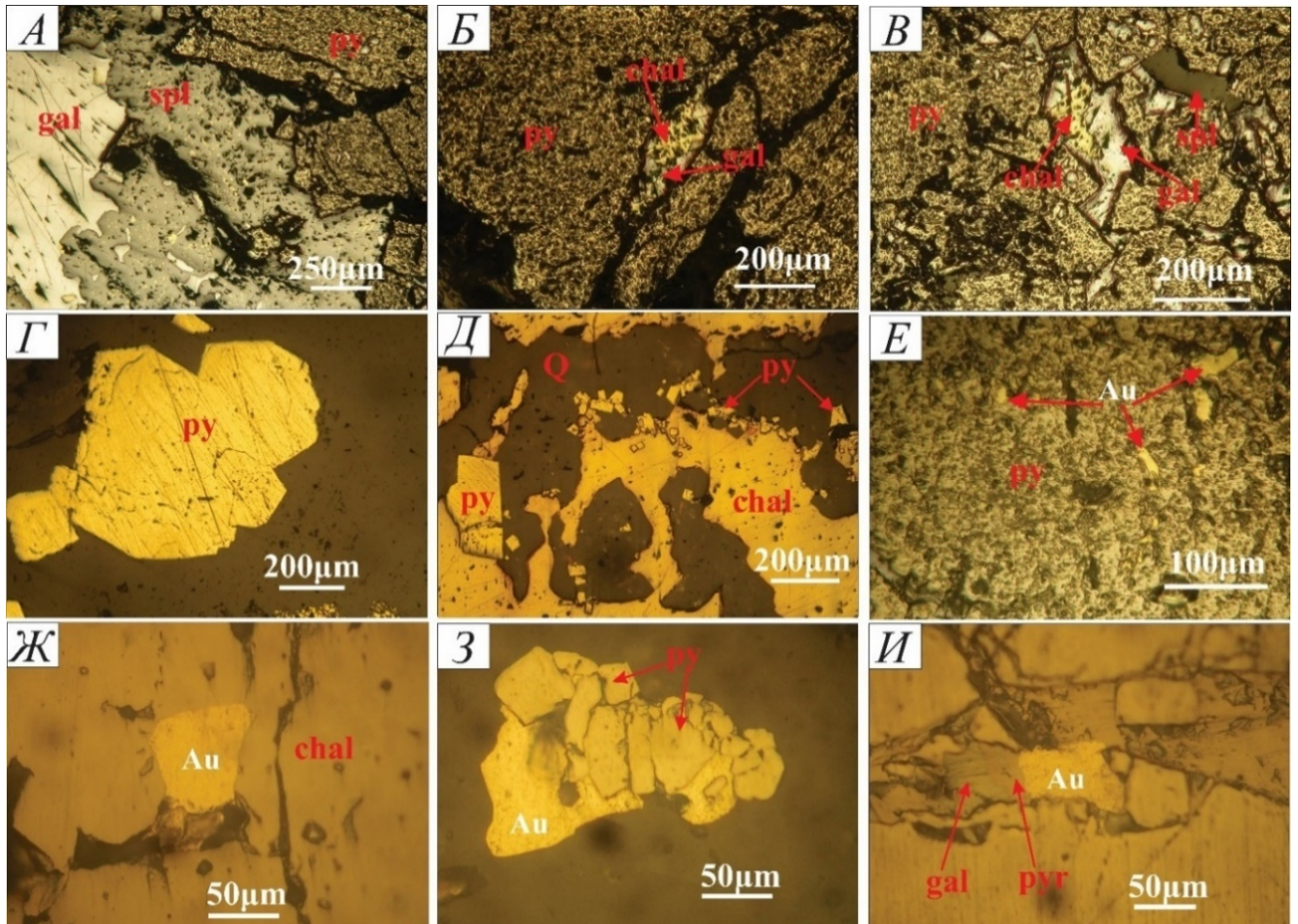


Рисунок 4.1 – Структуры и текстуры руд полей Фыокшон и Фыоктхань

А – коррозионная структура, галенит и сфалерит замещают пирит II; Б – прожилковая микротекстура, агрегат галенита, халькопирита и сфалерита выполняет прожилок в пирите II; В – коррозионная структура, галенит замещает пирит II; Г – идиоморфная структура пирита II; Д – интерстициальная структура, пирит с халькопиритом выполняет пространство между выделениями кварца; Е – тонко вкрапленная структура золота в пирите; Ж – структура срастания золота с халькопиритом; З – структура срастания золота с пиритом II; И – структура срастания золота с пиротином и галенитом. *chal* – халькопирит, *py* – пирит, *Q* – кварц, *gal* – галенит, *Au* – золото, *pyr* – пирротин

Халькопирит встречен в 2 до 5% случаях. Халькопирит имеет аллотриоморфную структуру с размерами от 0,01 до 1 мм. Он слагает цемент и прожилки в виде мелких скоплений в пирите II (Рисунок 4.1 Б, В). В халькопирите обнаружены единичные частицы золота размерами до 0,05 мм (Рисунок 4.1 Ж). В зоне окисления халькопирит замещается ковеллином.

Пирротин в исследованных образцах обнаружен менее 0,1% проб. Пирротин имеет

аллотриоморфную структуру с размерами от 0,02 до 0,5 мм (Рисунок 4.1 И), в кварце слагает неравномерную вкрапленную текстуру.

Самородное золото в ассоциации с кварцем и сульфидами представлено частицами неправильной формы размерами от 0,05 до 0,85 мм, в среднем 0,1–0,3 мм (Рисунок 4.1 Е, Ж, З, И). Они имеют аллотриоморфную структуру с разнообразной морфологией, без полных кристаллов. Золото встречается в кварце, галените, пирите и халькопирите (Рисунок 4.1 Е, Ж, З, И). Оно слагает две генерации, раннюю золото–кварц–пиритовую и позднюю золото–кварц–сульфидную. Внутренняя структура зерен золота выдержана, пробность и примесный состав не установлен.

4.2 Текстуры и структуры руд

Характерные текстуры и структуры руд рудных полей Фыокшон и Фыоктхань приведены на рисунке 2.6 , 4.2.

В рудах отмечены вкрапленные, микропрожилковые, брекчиевые, местами гнездовые или прожилковые текстуры.

Встречаются также структуры вкрапленных минералов, таких как галенит, сфалерит, халькопирит, золото, которые вкрапляются в трещины пиритовых кристаллов. Форма и размеры вкрапленных минералов зависят от формы и размеров трещин в пиритовых кристаллах (Рисунок 4.2 Г, Е, З, И).

Жильная и прожилковая текстуры руда представлены параллельными и сетчатыми формами. Руды с такой текстурой типичны для более поздних стадий минерализации относительно вкрапленных руд. Сульфидные минералы заполняют трещины в породообразующих минералах (Рисунок 4.2 В, Д, Е).

Часто встречается структура замещения, где некоторые части пирита замещаются галенитом, сфалеритом, халькопиритом, золотом (Рисунок 4.2 А, Б, Д, Ж). Форма и размеры замещающих минералов зависят от формы и размеров трещин в пиритовых.

Встречается также структура коррозии. В некоторых образцах можно ясно наблюдать частичную коррозию пиритовых кристаллов, вызванную галенитом, сфалеритом, халькопиритом, золотом.

Иногда наблюдается структура деградации, где ранние кристаллы, такие как пирит и арсенопирит, разрушаются, ломаются и замещаются галенитом, сфалеритом, халькопиритом, гетитом, гидрогетитом.

Структуры, колломорфная, волокнистая, остаточная и псевдоморфная характерны для окисленных руд и проявляются в минералах, таких как ковеллин, мельниковит, гетит, гидрогетит, англезит.

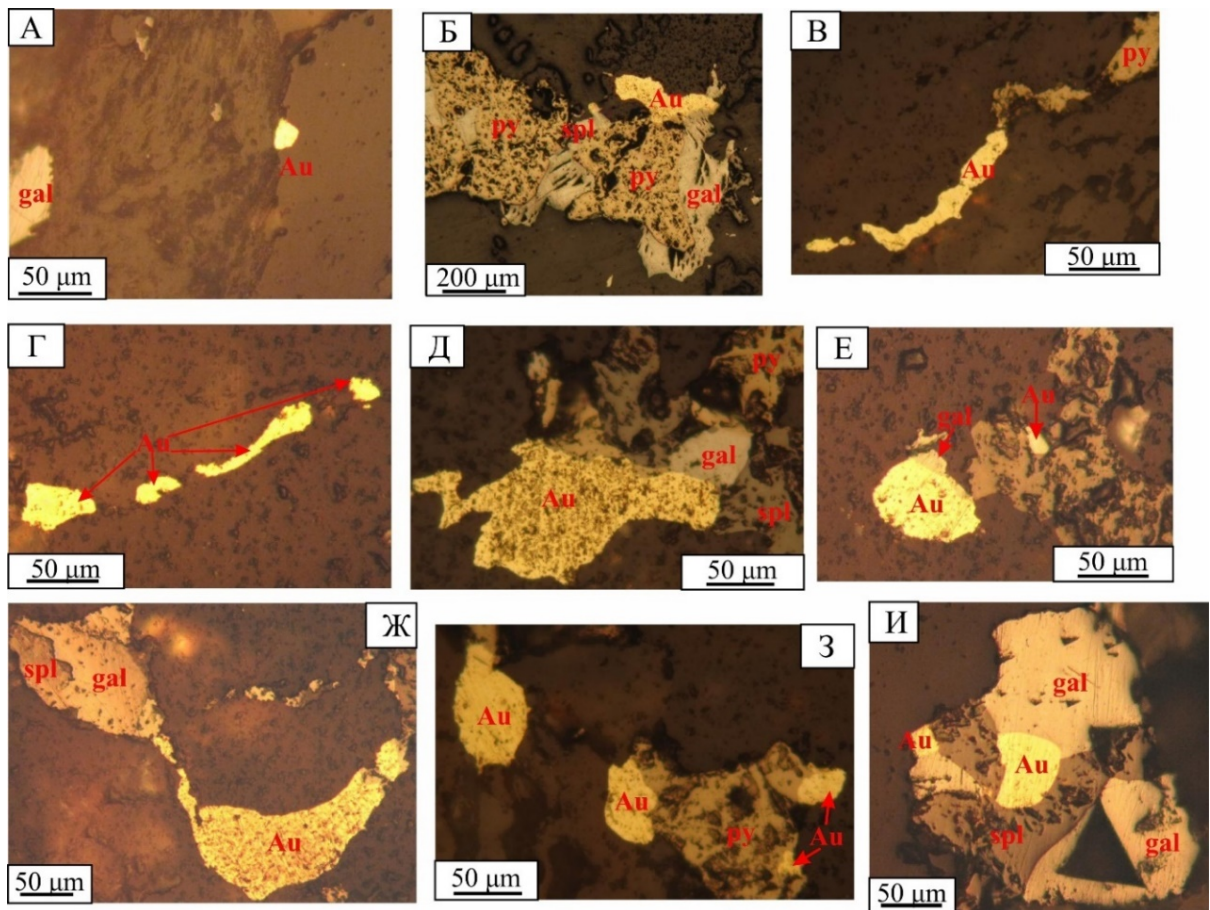


Рисунок 4.2 – Структуры и текстуры золотых руд района Фыоктхань–Фыюкишон
 А – золото в галените; Б – коррозионная структура, галенит, пирит и сфалерит замещают золото; В – структура срастания золота с пиритом; Г – директивная структура золота; Д – Ж – структура срастания золота с сфалеритом и галенитам; З – структура срастания золота с пиритом; И – структура срастания золота с сфалеритом и галенитам. *chal* – халькопирит, *py* – пирит, *Q* – кварц, *gal* – галенит, *Au* – золото, *pyr* – пирротин, *spl* – сфалерит

4.3 Последовательность формирования руд

Данные изучения текстур и структур руд в обнажениях, образцах и шлифах в совокупности с исследованием газово–жидких включений в кварце позволили составить схему последовательности гидротермального минералообразования (Таблица 4.2). Процесс минерализации включал три стадии: кварц–серицитовая (I), кварц–золото–малосульфидная (II) и кварц–золото–сульфидная (III) и кварц–кальцитовая (IV). Температура гидротерм изменялась от 220–270 до 275–380 °С [Тиен 2022 и др.][37].

Таблица 4.2 – Схема последовательности минералообразования рудного района Куангнам–Куангнгай [37]

Этапы и стадии	Стадии гидротермального этапа				Зона окисления
	I	II	III	IV	
	Ассоциации				
Минералы	кварц-серицитовая	кварц-золото-малосульфидная	кварц-золото-сульфидная	кварц-кальцитовая	
Кварц					
Серицит					
Хлорит					
Эпидот					
Анкерит					
Рутил					
Графит					
Магнетит					
Арсенопирит					
Кальцит					
Сфалерит					
Галенит					
Пирит					
Халькопирит					
Самородное золото					
Пирротин					
Гематит					
Мельниковит					
Гидрогетит					
Гетит					
Ковеллин					
Англезит					
Скородит					
Смитсонит					
Характерные элементы	Si, Fe, S, K, Al, O	Si, Fe, S, As, Au, Ag	Si, Fe, S, Zn, Pb, Cu, Au, Ag, Bi	Si, Ca, O	Fe, Cu, Pb, Zn, As, O
Текстуры руд	Вкрапленная	Вкрапленная, прожилковая, гнездовая	Вкрапленная, массивная, прожилковая	Прожилковая	Пористая
	главные	сопутствующие	редкие		

В I стадию формировались серицит-кварцевые жилы и метасоматиты. Эти минералы обычно в виде мелких и рассеянных скоплений образовались главным образом

метасоматическим путем и в сочетании с заполнением пустот и трещин в амфиболовых, амфибол–эпидотовых сланцах комплекса Хамдык и зеленых сланцах толщи Авуонг. Эти агрегаты вмещают рудную минерализацию.

Стадия II включает парагенезис кварц-золото-малосульфидная, для нее характерны разнозернистый кварц и пирит. В эту стадию вблизи жил во вмещающих породах происходила серицитизация и хлоритизация. кварц-золото-малосульфидная парагенезис – распространенное минеральное образование. Мелкие прожилки и скопления слагают вкрапленную, прожилковую и гнездовую текстуры руд.

Формирование золота стадии III включает сульфидно–кварцевые жилы и прожилки, которые проникают в агрегаты стадии II. Золото, кварц, пирит-II, халькопирит, галенит и сфалерит – типичные минералы этой стадии. Характерны массивные, вкрапленные, прожилковые текстуры руд, автоморфные, аллотриоморфные структуры.

Завершающая стадия IV отличается наличием кальцит–кварцевых жил. Они пересекают ранние рудные прожилки. Типичным парагенезисом является кварц с кальцитом с текстурами гнезд, полос, и прожилков.

В зоне окисления условиях формировалась хорошо выраженная зона окисления, в которой наиболее распространены гетит-гидрогетитовая ассоциация. Наиболее сильно изменены пирит и пирротин.

Процесс гидротермального преобразования пород, окружающих рудные тела в районе исследования, разнообразны и интенсивны. Степень изменения и процесс гидротермального преобразования зависят от состава и строения вмещающих пород, а также от расстояния от рудной жилы.

К метасоматитам относятся: серицитизация, эпидотизация и березитизация. Среди них наиболее сильно развита серицитизация, характерная для всех пород вблизи рудных жил, менее интенсивна березитизация, связанная со стадиями гидротермального рудообразования.

Серицитизация фиксируется по двуслюдяным и биотитовым гнейсам и биотитовым гранитам с разной степенью и неравномерно. Серицитизация приурочена к зонам тектонических нарушений преимущественно северо-восточного направления. Мощность зон околорудной серицитизации составляет 0,5–1 м. Она зависит от мощности рудного тела, а также строения и состава окружающих пород.

Серицит представлен в виде мелких чешуек, распределенных в скоплениях, гнездах, псевдоморфных замещениях и в прожилках в первичных породах, таких как калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит (Рисунок 4.3 А, Б). Типичная минеральная ассоциация серицитизации — кварц-серицит, иногда с пиритом. Они распределены в карманах, комках и микроканалах в

породах рядом с рудными жилами в больших или малых количествах в зависимости от степени изменения и состава породы.

Березитизация развивается в рудовмещающих биотитовых и двуслюдяных гнейсах, кварц-полевошпат-биотитовых и кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцах формации хамдык, характерных для всех рудных полей рассматриваемого района (Рисунок 4.3 В, Г).

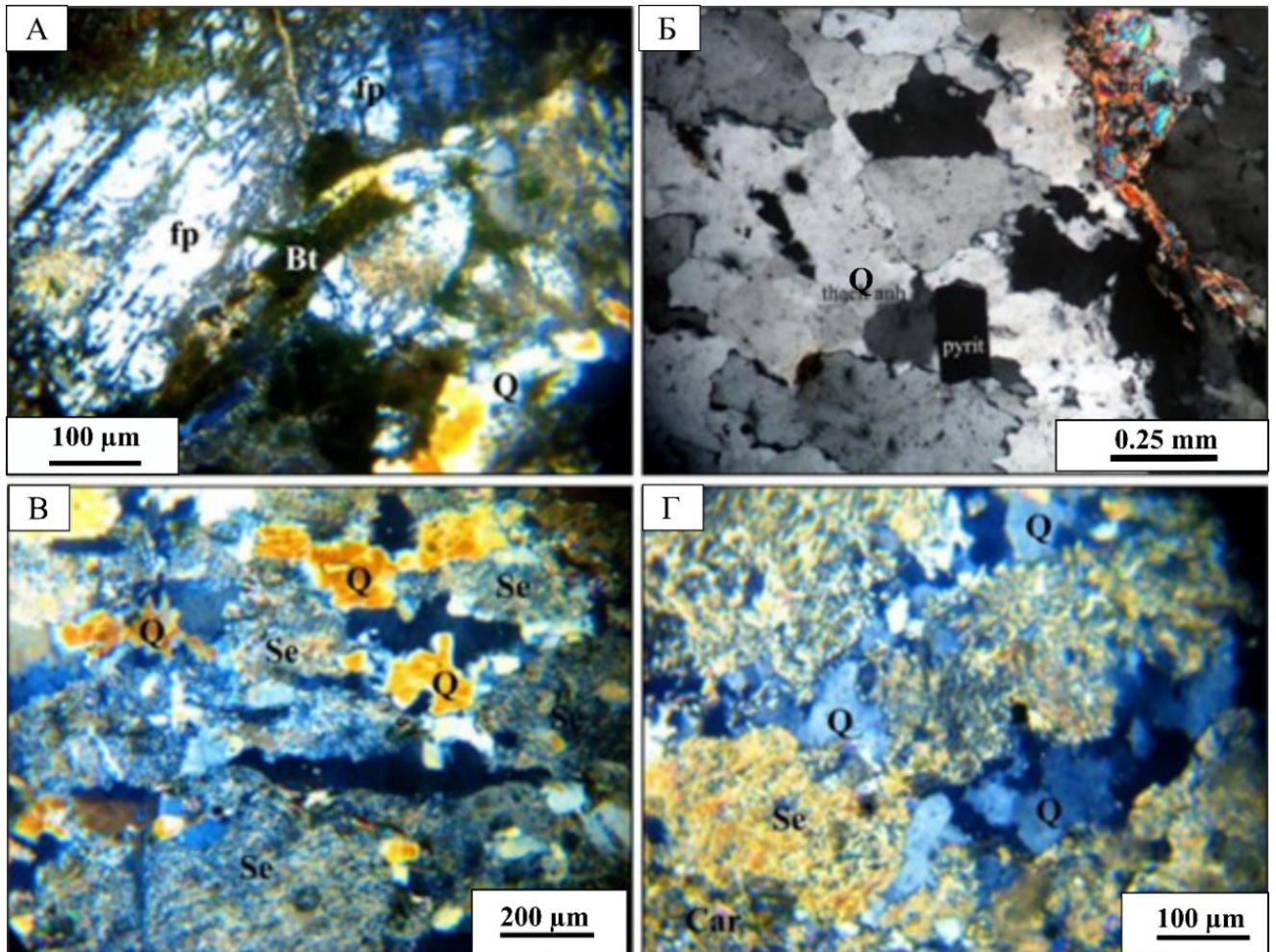


Рисунок 4.3 – Примеры гидротермальных околорудных изменений на территории исследований. Наблюдения прозрачных шлифов, николи скрещены

А – биотитовый гранит с сильной серицитизацией по краю золоторудного тела; Б – серицитизационный гранит; В – биотитовый гранит интенсивно березитизированный; Г – березит

Хлоритизация встречается в породах рядом с рудными жилами различного состава: биотитовый гнейс, биотитовый гранит. Хлорит часто замещает биотит в виде скоплений, мелких карманов, микроканалов в микротрещинах, иногда замещает плагиоклаз и амфибол. На хлоритизированные породы часто накладывается серицитизация и березитизация, в результате чего хлорит иногда полностью исчезает, особенно в местах, где окружающие породы сильно раздроблены.

Полученные данные по минеральному составу руд, составу вмещающих пород и метасоматитов, геологической позиции рудных полей Фыокшон и Фыоктхань вблизи гранитных массивов, линейная морфология прожилково-вкрапленных рудных зон показывают, что изученные рудные объекты имеют признаки как золото-полисульфидно-кварцевой, так и золото-кварцевой формациям по классификации М. М. Константинова [18, 19].

4.4 Геохимические характеристики руд

Имеются результаты атомно–абсорбционных анализов 117 проб сульфидных руд, отобранных в рудном поле Фыокшон и 84 проб, взятых в рудном поле Фыоктхань. Надо отметить, что помимо основного элемента – золота, в рудах присутствуют концентрации Ag, Pb, Zn, Cd, Sb, Ni, Co и Bi (Таблица 4.3, 4.4). В число элементов, тесно ассоциирующих с золотом, входят Zn и Pb. К сопутствующим элементам относятся Bi, Sb, Co, Ni.

Таблица 4.3 – Содержание элементов (г/т) в золотой руде поля Фыокшон по данным атомной абсорбции

Элемент	Число проб	Содержания (г/т)			Кларк по А.П. Виноградову, 1962 [3]	Коэффициент вариации V, %
		Мин	Макс	Среднее		
Au	117	1.06	60.57	14.50	0.0043	87.85
Ag	117	1	239	25.11	0.07	142.61
Pb	117	339	140680	18529.54	16	148.89
Zn	117	64	118716	10912.09	83	211.61
Cd	69	0.5	2000	168.47	0.13	185.84

Таблица 4.4 – Содержание элементов (г/т) в золотой руде поля Фыоктхань по данным атомной абсорбции

Элемент	Число проб	Содержания (г/т)			Кларк по А.П. Виноградову, 1962 [3]	Коэффициент вариации V, %
		Мин	Макс	Среднее		
Au	84	0.1	98.8	13.62	0.0043	170.74
Ag	84	1	446	21.18	0.07	261.36
Pb	84	10	105511	6416.14	16	268.94
Zn	84	5	197282	9738.42	83	336.30
Sb	84	10	80	26.40	0.5	55.34
Ni	84	5	332	46.48	58	126.14
Co	84	5	447	33.43	18	185.50
Bi	84	5	1000	34.23	0.009	334.93

Из таблиц 4.3 и 4.4 видно, что в руде присутствуют концентрации халькофильных (Ag, Zn,

Cd, Sb, Bi) и сидерофильных (Co, Ni) элементов. Содержание золота в рудном поле Фьюкшон распределено неравномерно в пределах от 1,06 до 60,57 г/т, в среднем 14,50 г/т, коэффициент вариации 87,85 %. Содержание золота на руде поля Фьюктхань распределено весьма неравномерно в диапазоне от 0,1 до 98,8 г/т, в среднем 13,62 г/т, коэффициент вариации 170,74%.

Помимо Zn и Pb, которые надо связать с халькопиритом, сфалеритом и галенитом, в рудах поля Фьюкшон отмечены высокие концентрации Ni и Co.

Согласно исследованию пирита золотого месторождения Бендига в Австралии Ni и Co накапливаются в пирите, пирротине во время метаморфизма [12]. Этот процесс мог быть и при образовании пирита в рудах поля Фьюкшон, который, вероятно, образовался в ходе регионального метаморфизма. Поскольку ультрабазиты содержат высокие фоновые концентрации никеля и кобальта, высокая концентрация этих металлов в рудах Фьюкшон может свидетельствовать о том, что они образовались из вмещающих пород. Следовательно, помимо гранитоидов, вмещающие породы также играли важную роль в качестве источника никеля и кобальта.

Анализ корреляционных связей показывает, что в руде поля Фьюкшон имеет место положительная связь золота с цинком (0.456), серебром (0.404) и свинцом (0.272) (Таблица 4.5). Надо отметить коэффициенты корреляции Ag–Pb (0.851), Ag–Zn (0.581), Zn–Pb (0.524). По сравнению с Фьюктхань в рудах поля Фьюкшон характерны повышенные концентрации олова.

Таблица 4.5 – Коэффициенты корреляции между элементами по результатам атомно-абсорбционных анализов руды поля Фьюкшон

	Au	Ag	Pb	Zn	Cd
Au	1				
Ag	0.404	1			
Pb	0.272	0.851	1		
Zn	0.456	0.581	0.524	1	
Cd	0.158	0.365	0.253	0.387	1

В рудах поля Фьюктхань установлены также, как и в Фьюкшон, положительная корреляция с серебром (0.466) и свинцом (0.328, но отсутствие связей золота с другими металлами, коэффициенты корреляции Au – Zn (0.043), Au – Sb (–0.096) (Таблица 4.6). Имеются высокие коэффициенты корреляции Ag–Bi (0.907), Ag–Pb (0.863), Ag–Zn (0.606), Zn–Pb (0.552), Zn–Sb (0.474). В рудах характерны повышенные содержания Bi (0.522), Ag (0.466), Co (0.354), Pb (0.328) и Ni (0.318).

Таблица 4.6 – Коэффициенты корреляции между элементами по результатам атомно-абсорбционных анализов руды поля Фыоктхань

	Au	Ag	Pb	Zn	Sb	Ni	Co	Bi
Au	1							
Ag	0.466	1						
Pb	0.328	0.286	1					
Zn	0.043	0.384	0.392	1				
Sb	-0.096	0.076	0.362	0.474	1			
Ni	0.318	0.019	0.147	0.049	-0.063	1		
Co	0.354	0.289	0.223	0.305	0.087	0.176	1	
Bi	0.522	0.907	0.081	0.058	-0.151	-0.010	0.194	1

Полученные геохимические данные показывают сходство и отличия двух золоторудных полей. Для них характерна положительная корреляция золота с серебром и свинцом. Отличия в рудах Фыокшон по сравнению с Фыоктхань выражены: в меньшей дисперсии содержаний золота; повышенных содержаниях кобальта, никеля и олова; значимой корреляции золота с цинком. Эти данные согласно имеющимся моделям золоторудных месторождений [Нарсеев и др., 1989, Константинов, 2010 и др.] [19, 24] могут указывать на большую глубинность формирования руд на Фыокшон.

Во всех случаях при поисках золотых руд прямыми признаками следует считать концентрации серебра и свинца.

4.5 Геохимические характеристики интрузивных комплексов гранитов

Поскольку минерализация рудных полей Фыокшон и Фыоктхань связана с интрузивными комплексами гранитов, необходимо представить петрографические и петрологические данные относительно комплекса гранитов.

4.5.1 Геохимическая характеристика пород комплекса Бенжанг–Куешон

Результаты анализа химического состава основных элементов образцов изученных горных пород, собранных авторами из предыдущих исследований Чан Чонг Хоа (2003) [42] и Хоанг Хоа Тхама (2019) [35], представлены в таблице 4.7. Результаты анализа показывают высокое содержание SiO₂, со значительным разбросом от 59,84% до 74,71%. Содержание K₂O составляет от 1,79% до 4,59%, а Na₂O от 2,92% до 3,40%. Содержание Al₂O₃ варьирует от среднего до высокого, от 13,81% до 17,26%.

Таблица 4.7 – Геохимический состав основных и редкоземельных элементов образцов гранитов Бенжанг–Куешонского комплекса [35, 42]

№ образца	TN18,21/5	TN18,17/2	TN18,19	V93455	V93459
SiO ₂	71,42	74,71	59,84	63,41	65,49
Al ₂ O ₃	14,65	13,81	17,26	17,	15,5
Fe ₂ O ₃	2,18	1,47	6,78	3,33	4,59
TiO ₂	0,371	0,249	0,894	0,61	0,69
CaO	1,83	1,30	6,39	1,86	3,09
MgO	0,67	0,37	3,15	0,91	1,88
K ₂ O	4,59	4,59	1,79	5,16	3,88
Na ₂ O	3,4	3,19	2,92	4,31	3,38
MnO	0,045	0,032	0,114	0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,13	0,08	0,26	0,13	0,21
Sr	432	230	549	342	456
K ₂ O	4,6	4,6	1,8	5,2	3,9
Rb	234	288	95,0	113	135
Th	29,0	37,0	6,6	12,3	24,0
Ta	0,70	1,3	0,60	1,6	1,4
Nb	11,0	15,0	11,0	34,0	19
La	69,5	59,5	44,9	32,0	43
Ce	119	99,2	64,1	66,0	78
Pr	11,9	9,47	10,5	9,0	9,8
Nd	37,8	30,0	43,0	34,0	19,0
Zr	164	124	296	366	189
Sm	5,8	4,7	9,8	6,7	5,1
Hf	5,4	4,5	7,6	11,2	4,9
Eu	1,1	0,69	2,7	1,5	1,1
Gd	3,6	3,1	9,5	6,9	4,2
TiO ₂	0,37	0,25	0,89	0,61	0,69
Tb	0,50	0,40	1,8	1,0	0,54
Dy	2,3	2,4	10,7	-	-
Ho	0,40	0,40	2,0	1,2	0,67
Er	1,3	1,4	5,2	3,6	1,8
Y	12,0	13,0	55,0	29,0	15,0
Tm	0,19	0,20	0,72	0,59	0,27
Yb	1,3	1,6	4,2	3,7	1,6
Lu	0,21	0,27	0,61	0,52	0,27
U	13,1	3,4	8,1	9,7	5
Mo	1,6	3,0	1,3	-	-
Cs	2,17	1,8	2,24	-	-
SREE	254,9	213,3	209,7	165,7	178,4
La/Lu	331,0	220,4	73,6	61,5	159,3
Sr/Rb	1,85	0,80	5,78	3,03	3,38
Sm/Nd	0,15	0,16	0,23	0,20	0,16

Показатель насыщенности алюминием ASI во всех образцах превышает 1 и находится в узком диапазоне, что указывает на то, что они относятся к типу гранитов I. На диаграмме Cox и др. (1979) эти породы классифицируются как щелочные (Рисунок 4.4).

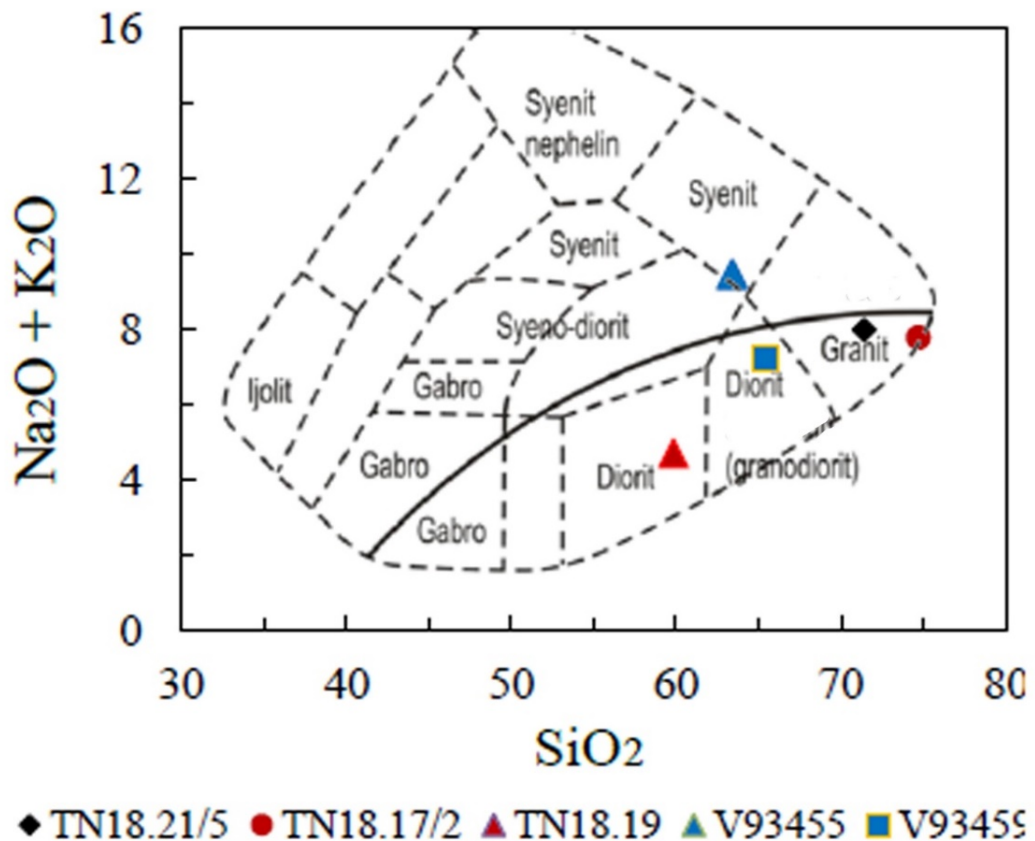


Рисунок 4.4 – Диаграмма $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ для гранитоидных пород Бенжанг–Куешон [35]

Содержание редких земель в образцах изменяется в широких пределах (165,7–254,9 ppm), соотношение La/Lu варьирует от 61,5 до 331,0. На диаграмме распределения редких земель от La до Sm имеется крутой спад, в то время как группа тяжелых редких земель от Eu до Lu весьма однородна и (Рисунок 4.5 а). Графики элементов показывают сходство в распределении с положительной аномалией Eu, Zr, U, Th и Hf. Из-за низкого содержания высокозарядных элементов Ta, Nb и Ti, имеются ярко выраженные отрицательные аномалии. Соотношения Sr/Rb и Sm/Nd изменяются от 0,80 до 5,78 и от 0,15 до 0,23 соответственно, и пропорциональны содержанию силикатов. Содержание Eu варьирует от 0,69 до 2,7 ppm, и во всех образцах наблюдается отрицательная аномалия Eu. Крупные ионы, такие как Cs, Ba, Rb и Sr, имеют положительные аномалии (Рисунок 4.5).

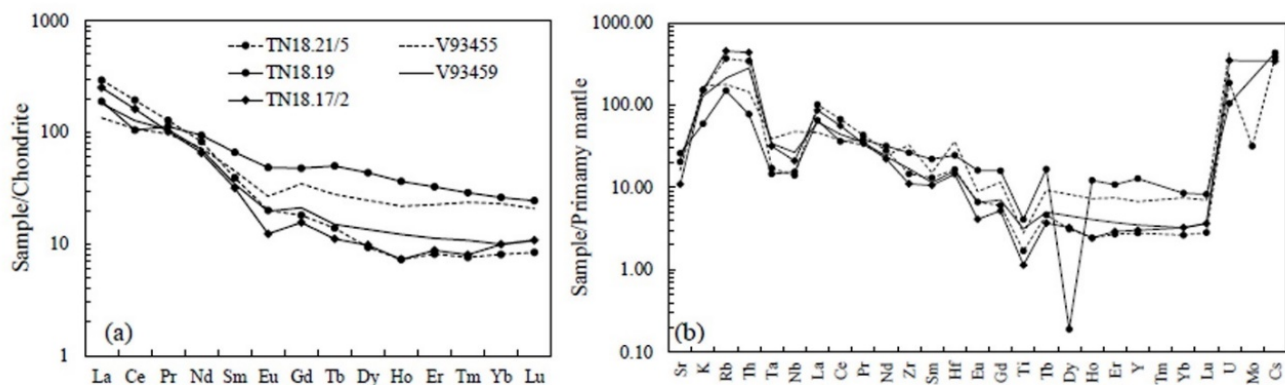


Рисунок 4.5 – Диаграмма нормализованного распределения содержания группы редкоземельных элементов (а) и редких элементов (б) гранитоидных пород комплекса Бенжанг–Куешон [35]

Эти характеристики соответствуют магме, образовавшейся в условиях вулканической активности или коллизии литосферных плит. Согласно классификации гранитов в соответствии с геодинамическим положением Пирса и др. (1984), граниты относятся к коллизионным (sys-COLG) и в меньшей степени к вулканическим (VAG) (Рисунок 4.6).

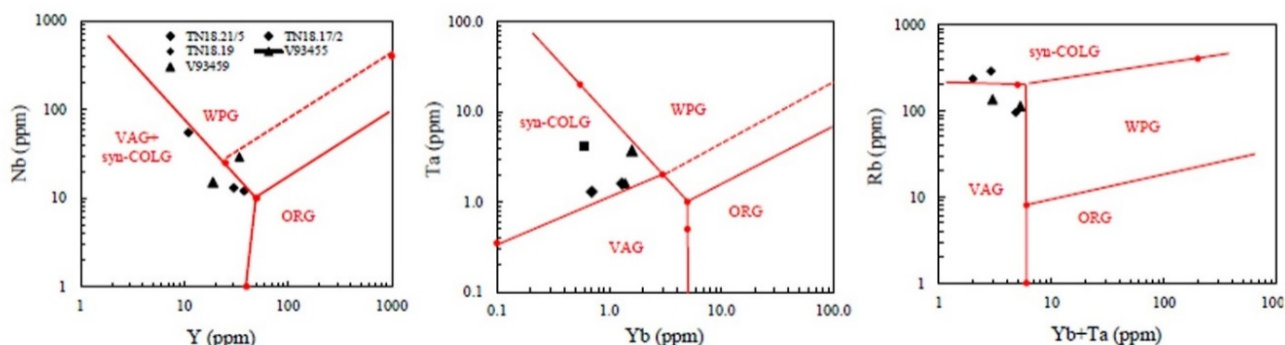


Рисунок 4.6 – Диаграммы разделения типов гранитов по соотношению Nb-Y, Ta-Yb, Rb (Yb+Ta) для гранитоидных пород комплекса Бенжанг–Куешон [35]

На основе петрографических, минералогических и геохимических данных гранитных комплексов Бенжанг–Куешон можно сделать вывод, что: гранитные породы весьма схожи между собой и, следовательно, имеют общее происхождение из типа I, с образованием в условиях столкновения литосферных плит и вулканической активности.

4.5.2 Геохимическая характеристика пород комплекса Чулай

Три образца представляют типичные гранитоидные породы Чулай. Результаты анализа основных и следовых элементов (Таблица 4.8) показывают следующее:

Таблица 4.8 – Геохимический состав основных и редкоземельных элементов образцов гранитов Чулайского комплекса [41]

№ образца	CL1	CL2	CL3		CL1	CL2	CL3
SiO ₂	71.82	68.65	71.71	La	34.50	38.00	32.70
TiO ₂	0.23	0.40	0.29	Ce	62.70	76.00	66.10
Al ₂ O ₃	15.27	15.04	14.49	Pr	6.90	8.10	8.00
Fe ₂ O ₃	0.47	0.79	0.14	Nd	24.40	30.20	29.40
FeO*	0.42	0.71	0.13	Sm	4.70	6.20	5.80
Mn ₃ O ₄	1.62	2.65	2.57	Eu	0.82	1.00	1.12
MgO	0.07	0.08	0.06	Gd	4.64	5.42	5.79
CaO	0.59	1.04	0.66	Tb	0.79	0.97	0.98
Na ₂ O	3.24	3.23	2.09	Dy	4.87	5.70	5.93
K ₂ O	3.95	2.63	2.71	Ho	1.06	1.14	1.24
P ₂ O ₅	1.99	4.49	3.91	Er	2.96	3.20	3.67
SO ₃	0.13	0.16	0.08	Tm	0.46	0.53	0.58
LOI	0.76	0.76	0.81	Yb	3.12	3.31	3.75
Total (%)	100.14	99.92	99.52	Lu	0.50	0.49	0.56
Mg#	24.66	18.20	48.50	Th	16.54	27.68	12.27
Rb	96.40	155.30	141.20	U	3.27	4.41	1.39
Ba	313.00	718.00	492.00	Hf	5.60	6.10	3.80
Sr	136.00	210.00	134.00	Nb	7.50	12.10	7.90
Zr	189.00	241.00	150.00	Ta	0.65	0.81	0.42
Y	21.90	42.30	35.30	Y	29.00	36.00	36.00
Cr	11.00	21.00	23.00	A/CNK	1.43	1.50	1.91
V	24.00	64.00	39.00	A/NK	1.59	1.84	2.27
Sc	7.00	14.00	9.30	La/Yb _N	8	8	6
Co	5.00	4.00	4.00	Eu*	0.54	0.53	0.59
Ni	3.00	7.00	5.00	R ₁	2615	2652	3366
Cu	4.00	7.00	7.00	R ₂	366	410	358
Zn	36.00	49.00	41.00				
Ga	9.20	10.40	15.20				

$$R_1 = 1000 * (4 * SiO_2 / 60.09 - 11 * (Na_2O * 2 / 61.98 + K_2O * 2 / 94.2) - 2 * (Fe_2O_3 * 2 / 159.69 + TiO_2 / 79.9))$$

$$R_2 = 1000 * (6 * CaO / 56.08 + 2 * MgO / 40.3 + Al_2O_3 * 2 / 101.96)$$

Образцы пород из комплекса Чулай обладают высоким содержанием SiO₂ и очень узким диапазоном колебаний от 68,65 до 71,82 (wt%). Общее содержание щелочных оксидов (Na₂O+K₂O) относительно высокое и составляет от 4,80 до 7,19 (wt%). На рисунке 4.7 они классифицируются как гранитоидные породы. Они имеют высокое содержание Al₂O₃ от 14,5 до 15,3 (wt%) и P₂O₅ от 2,0 до 4,5 (wt%). Индекс насыщения алюминием ASI [(Al₂O₃/ (CaO + Na₂O + K₂O)] очень высокий и превышает 1 (ASI = 1,43–1,91) (Рисунок 4.8). Большинство образцов имеют низкое содержание CaO 0,6–1,0 (wt%); содержание других оксидов в целом низкое: MgO: 0,06–0,08 (wt%); FeO*: 0,1–0,7 (wt%)

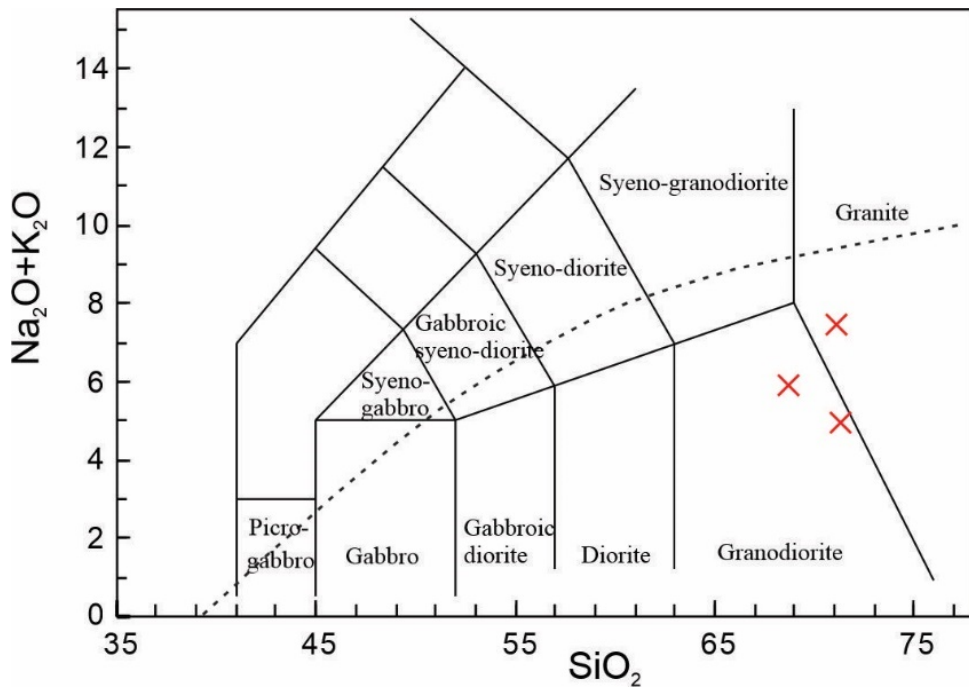


Рисунок 4.7 – Классификации интрузивных пород по составу SiO_2 и общей щелочности Na , K для магматических пород Чулайского комплекса [41]

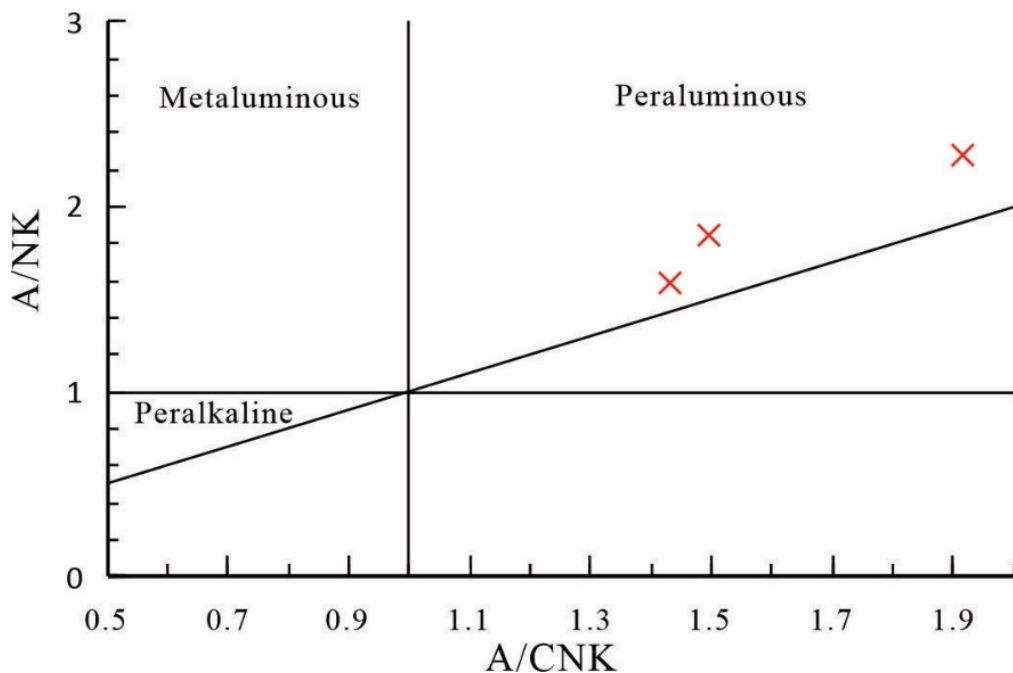


Рисунок 4.8 – Индикаторная диаграмма насыщения алюминием гранитоидов блока Чулай [41]

В составе гранитоидного Чулай в группе редкоземельных элементов легкие редкоземельные элементы (LREE) более обогащены, чем тяжелые редкоземельные элементы (HREE). Редкоземельные элементы нормализуются к хондриту для представления линейного тренда со снижением наклона для легких редкоземельных элементов ($\text{La/YbN} = 6-8$) и сильной отрицательной аномалией Eu ($\text{Eu}^* = 0,53-0,59$) (Рисунок 4.9 а). На нормализованной диаграмме

мантю, представленной на рисунке 4.9 б, элементы литофиллы с низкими зарядами, например, Rb, Ba, K) и U, Th обогащены по сравнению с группой высокозарядных, например Nb, Ta, Ti).

Средние значения на континентальной оболочке, рекомендованные Рудником и Гао (2003) [85], также приведены на рисунке 4.9 для сравнения. Ясно, что гранитоидные породы Чулай полностью соответствуют средним значениям на континентальной оболочке, за исключением того, что образцы из исследуемой области обычно имеют более высокую концентрацию редкоземельных элементов и положительную аномалию фосфора.

Группа переходных элементов (transition elements) имеет более низкую концентрацию по сравнению с индексом Клакка и включает Cr, Ni, V, Co, Cu, Zn (Таблица 4.8).

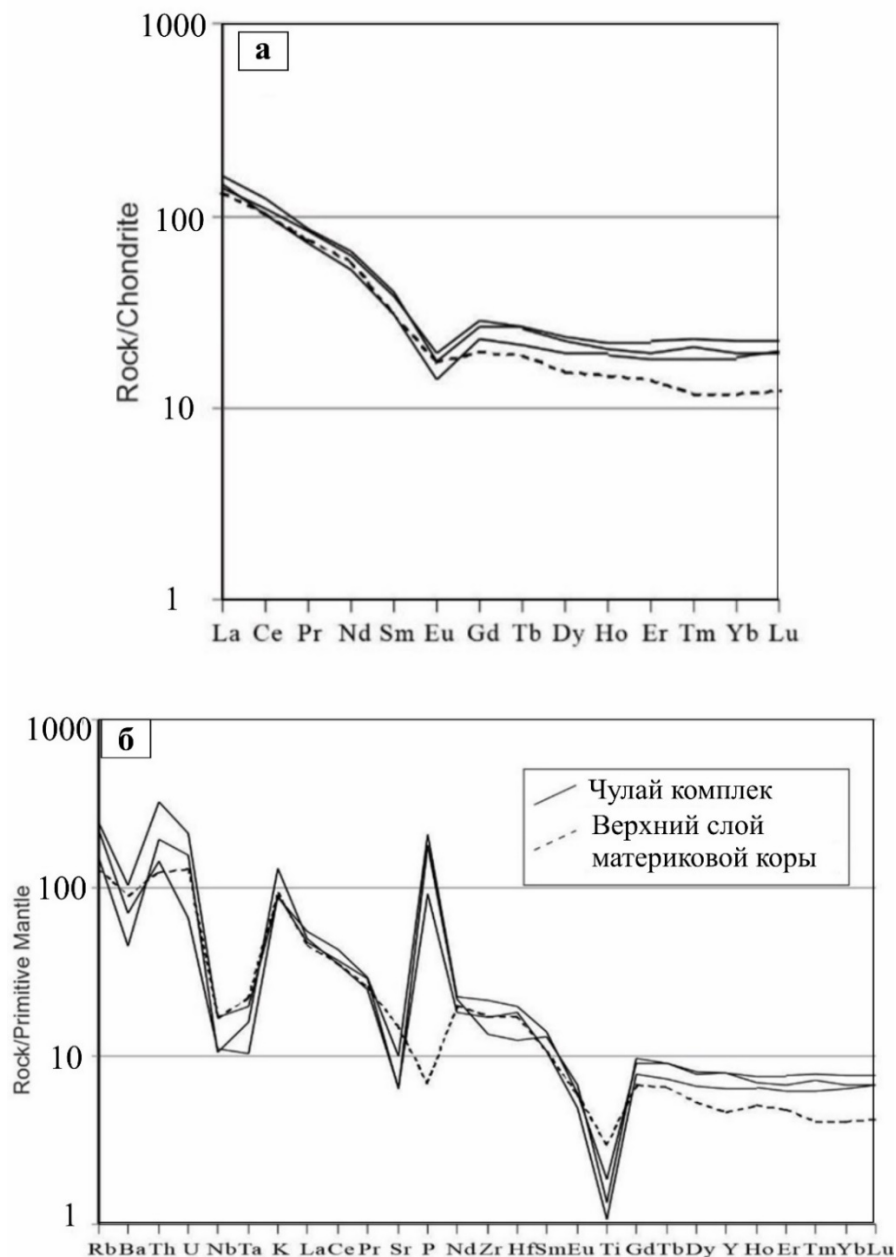


Рисунок 4.9 – Спайдер-диаграмма. а – нормализованное распределение редкоземельных элементов по хондритам и б – по составу примитивной мантии гранитоидов Чулай [41, 85]

Образцы из Чулайского комплекса, изученные в этом исследовании, содержат много алюминиевого минерала - мусковита. Они также обладают очень высоким содержанием Al_2O_3 и P_2O_5 (См. Таблица 4.8), а показатель насыщения алюминием (А/СНК) также очень высокий, превышающий 1,1 (См. Рисунок 4.8). Большое количество реликтового циркона также присутствует в этих образцах. Все эти характеристики являются типичными для гранитоидов типа S, которые в настоящее время большинство исследователей считают образовавшимися из частичного плавления континентальной оболочки. Это мнение подтверждается на рисунке 4.5, где значения образцов из исследуемой области полностью совпадают со средними значениями на континентальной оболочке Земли. Положительная аномалия фосфора при нормализации по Мантию в наших образцах объясняется тесной ассоциацией этого элемента к богатыми алюминием породами. С другой стороны, образцы в этом исследовании всегда имеют более высокое содержание редких земельных элементов по сравнению со средними значениями на континентальной оболочке Земли (См. Рисунок 4.9).

В исследуемой области, в пределах комплекса Чулай, присутствуют месторождения золота, вольфрама, меди и олова, которые являются результатом последующих геологических процессов, активизированных на данном комплексе. Однако, на диаграмме V-Satran (1977) породы попадают в область Sn-Mo. В этих породах высокая концентрация элементов Sn, Mo, W ; среднее содержание олова составляет 25,19 раза по сравнению с содержанием в средней земной коре Кларка, что указывает на их потенциал для образования месторождений олова [22, 28].

4.5.3 Геохимическая характеристика пород комплекса Чабонг

Анализ трех образцов, представляющих гранитоиды Чабонг, показывает следующие результаты по основным и следовым элементам (Таблица 4.9)

Таблица 4.9 – Геохимический состав гранодиоритовых интрузивных магматических пород комплекса Чабонг [41]

№ образца	ТВ1	ТВ2	ТВ3	ТВ4	ТВ5	ТВ6
SiO ₂	60.27	61.85	61.60	61.52	61.50	60.08
Al ₂ O ₃	17.90	17.53	17.33	17.61	17.20	17.32
Fe ₂ O ₃	5.63	5.17	5.44	5.34	5.45	6.12
FeO	5.07	4.65	4.90	4.81	4.91	5.51
MgO	2.00	1.79	1.89	1.87	2.20	2.87
CaO	4.89	4.12	4.45	4.42	4.11	4.30
Na ₂ O	4.11	4.23	3.98	4.11	4.14	4.10
K ₂ O	2.41	2.10	2.39	2.49	2.46	2.55
TiO ₂	0.96	0.86	0.92	0.90	0.80	0.85
P ₂ O ₅	0.35	0.30	0.30	0.31	0.34	0.39
MnO	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.15

Окончание Таблицы 4.9

№ образца	TB1	TB2	TB3	TB4	TB5	TB6
H ₂ O-	0.08	0.12	0.04	0.04	0.12	0.14
LOI	1.34	1.34	1.58	1.32	1.10	1.20
Li	29.71	27.77	25.19	26.58	35.41	43.87
Be	4.85	4.74	5.10	4.92	4.60	5.13
Sc	13.16	13.53	12.88	11.93	14.59	17.97
V	100.98	91.25	96.28	94.31	81.77	88.53
Cr	10.19	9.67	9.62	9.42	21.23	30.28
Co	88.89	111.88	147.01	93.80	99.52	103.09
Ni	46.86	60.47	82.51	48.68	59.81	69.69
Cu	20.24	7.24	14.68	7.38	12.75	13.92
Ga	25.82	26.24	27.31	25.98	25.15	25.85
Rb	161.06	146.85	150.66	160.05	179.81	205.22
Sr	376.35	346.82	338.87	352.59	313.19	319.26
Y	40.67	40.86	41.78	37.51	43.22	50.21
Zr	139.29	130.85	119.20	102.89	154.30	86.41
Nb	24.54	26.60	27.83	26.22	26.15	29.28
Mo	0.49	0.39	0.48	0.51	0.34	0.31
Sn	3.65	4.40	4.50	3.92	5.83	7.39
Cs	5.31	5.38	4.31	5.38	7.04	8.10
Ba	258.68	185.59	241.24	251.61	188.20	170.02
La	28.02	38.38	40.72	41.47	34.18	28.85
Ce	59.50	79.01	84.71	86.09	73.20	64.58
Pr	7.10	8.63	9.45	9.71	8.55	7.87
Nd	28.26	33.53	37.65	33.33	32.78	31.23
Sm	6.71	6.75	7.39	7.42	7.35	7.54
Eu	1.13	1.07	1.07	1.00	1.09	1.08
Yb	3.17	3.64	3.97	3.26	3.81	4.25
Lu	0.43	0.51	0.54	0.48	0.50	0.59
Hf	3.27	3.32	2.86	2.57	3.82	2.45
Ta	2.96	4.45	4.68	3.60	3.52	4.07
Pb	11.99	12.65	12.23	12.77	12.08	11.07
Th	8.91	12.91	14.11	12.92	12.67	10.34
U	2.82	4.10	5.94	5.28	3.39	4.08
Mg#	45	45	45	45	48	52
Nb/La	0.88	0.69	0.68	0.63	0.77	1.01
La/YbN	6	8	7	9	6	5
10000*Ga/Al	2.7	2.8	3	2.8	2.8	2.8
Na ₂ O+K ₂ O	6.52	6.33	6.37	6.60	6.60	6.65
ASI	1.00	1.07	1.03	1.03	1.04	1.03
Zr+Nb+Ce+Y	264	277	274	253	297	230
K ₂ O/Na ₂ O	0.59	0.5	0.6	0.61	0.59	0.62
R ₁	1825	1974	1970	1899	1893	1774
R ₂	974	873	910	911	886	942

$$ASI = Al/(Ca-1.67*P+Na+K)$$

Образцы гранитоидов из комплекса Чабонг в данном исследовании имеют относительно высокое содержание щелочных оксидов, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.33\text{--}6.65\%$ (wt%). На диаграмме общего содержания щелочных оксидов по Лебасу и др. (1986) образцы находятся между границами диорита и сиено-диорита (Рисунок 4.10 а). На диаграмме АФМ Ирвина и Барагара (1971) образцы определяют траекторию изменения в направлении кальций-алкалинного характера (Рисунок 4.10 б). Образцы имеют высокое содержание элементов высокой полярности (HFS: $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} = 230\text{--}297$ ppm) и высокое соотношение $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ (2.73–2.98). Они расположены в области типа гранита А на диаграмме классификации гранитов по Уэйлану и др. (1987) (Рисунок 4.10 в). На детальной диаграмме классификации гранитов типа А Эби (1992) все образцы находятся в области гранита типа А2 (Рисунок 4.10 г).

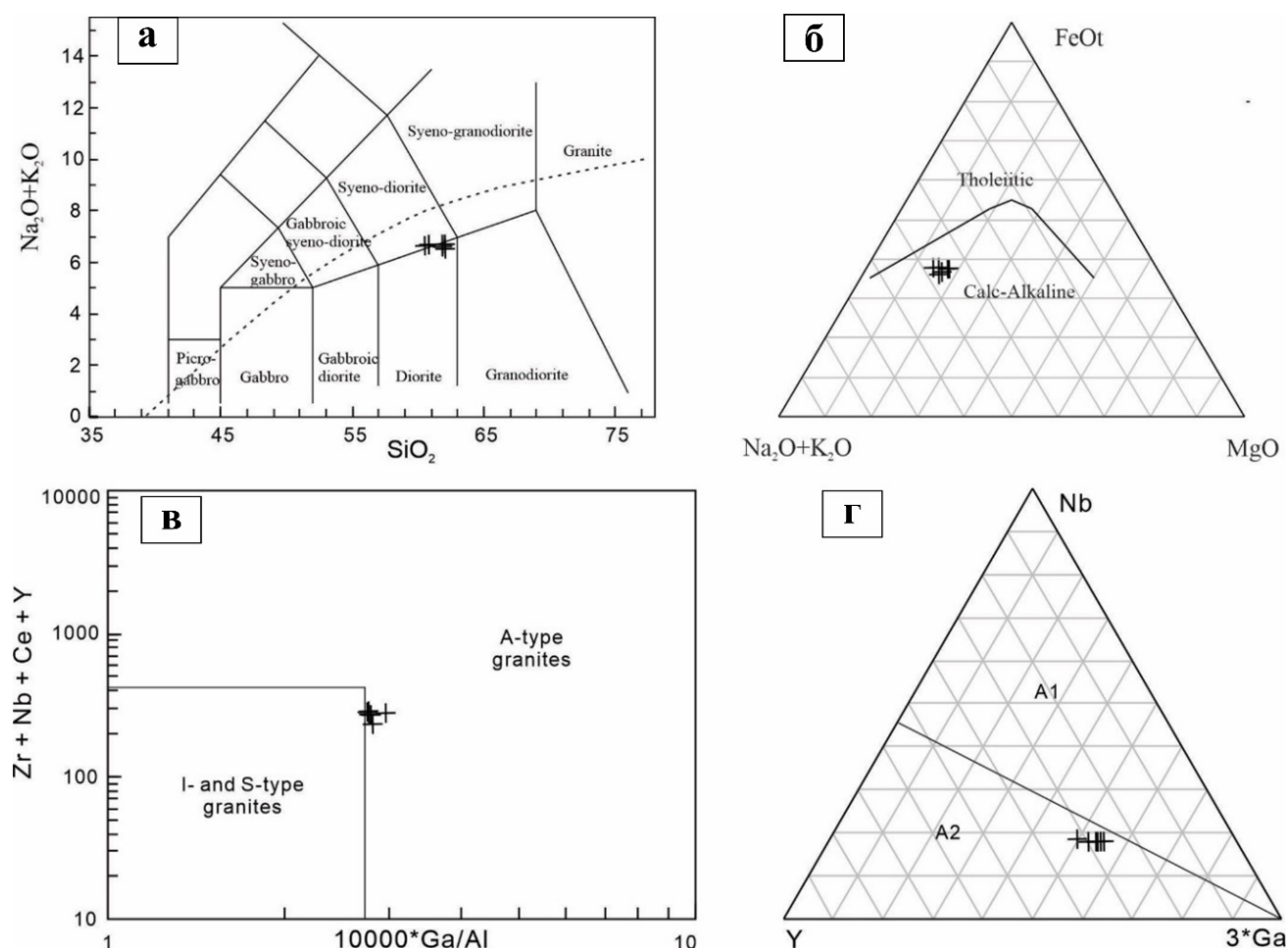


Рисунок 4.10 – Диаграмма классификации гранитоиды Чабонг

А – Диаграмма классификации магмы на основе содержания SiO_2 и общего содержания щелочных элементов Na, K ; Б – Диаграмма АФМ (по Ирвину и Барагару, 1971); В – Диаграмма классификации гранитоидов (по Уэйлану и др., 1987); Г – Детальная диаграмма классификации гранитоидов типа А (по Эби, 1992). [41]

Рисунок 4.11 иллюстрирует источники образцов горных пород. В диаграмме индекса насыщения алюминием, рекомендованной Фростом и др. (2001) [56], проявляют увеличение

значения SiO_2 (Рисунок 4.11 а). Образцы горных пород имеют относительно высокое значение Mg\# (45-52) и обратно пропорциональную связь с SiO_2 (Рисунок 4.11 б) и с обогащением легкими редкоземельными элементами по отношению к тяжелым редкоземельным элементам (т.е. значение La/YbN) (Рисунок 4.11 г). Диаграмма корреляции отношения Nb/La к MgO (Рисунок 4.11 в). На этой диаграмме две указанные величины обратно связаны.

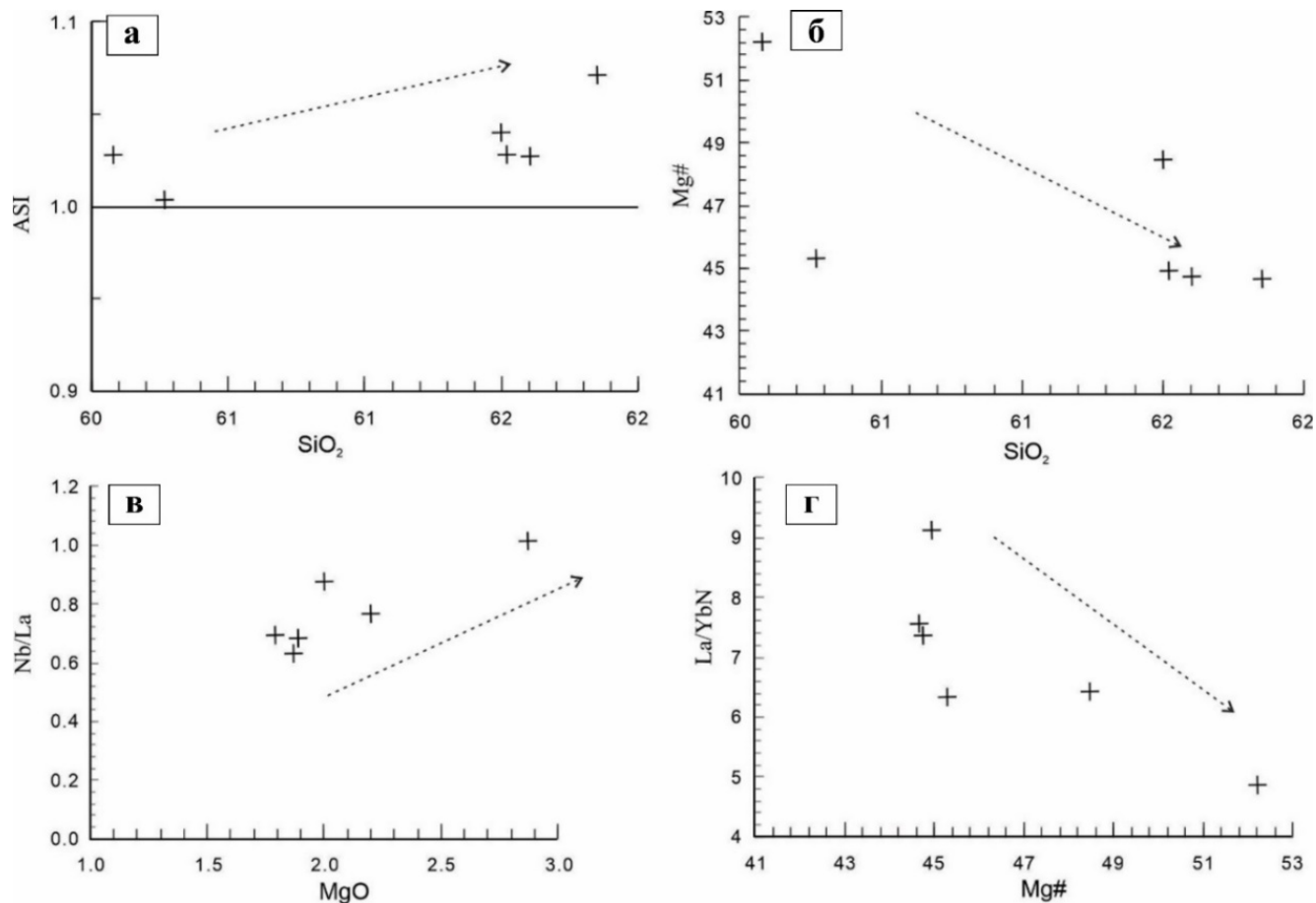


Рисунок 4.11 – Диаграммы используемые для проверки способности заражения оболочкой магмы

А – Изменение значения насыщения алюминием относительно SiO_2 (по Frost и др., 2001); Б – Изменение значения Mg\# относительно SiO_2 ; В – Изменение значения Nb/La относительно MgO ; Г – Изменение значения Mg\# относительно La/YbN (N обозначает нормированное значение с хондритом) [41]

В диаграмме, где редкоземельные элементы нормированы по хондриту (Рисунок 4.12), все образцы обогащены легкими редкоземельными элементами по сравнению с тяжелыми редкоземельными элементами ($\text{La/YbN} = 5-9$). В то же время, все образцы проявляют сильное отрицательное аномальное поведение элемента Европий. В диаграмме сравнения с составом первичного мантийного материала (Рисунок 4.13), элементы литофильного типа (крупные ионы

литофилов) (например, Rb, Pb, K) и Th, U обогащены по сравнению с элементами высокой полярности (HFS - high field strength) (например, Nb, Ti).

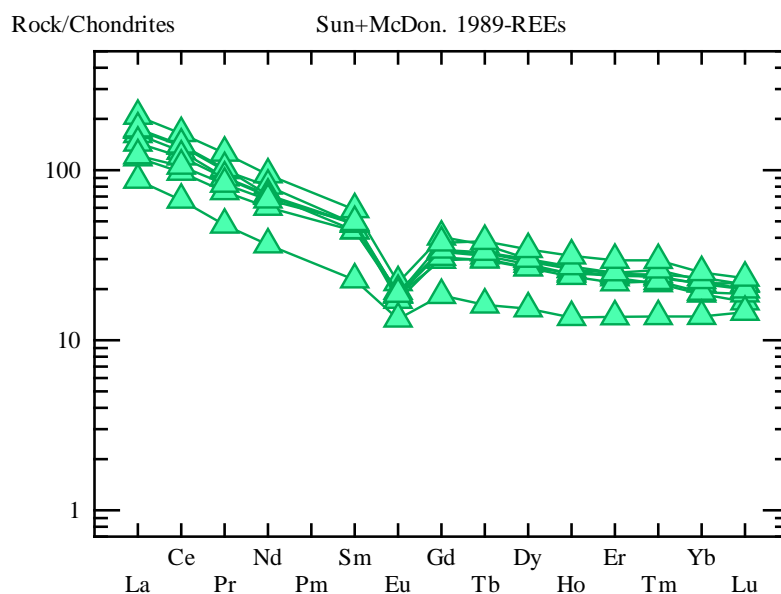


Рисунок 4.12 – Диаграмма сравнения состава хондрита с составом магматических пород комплекса Чабонг [41]

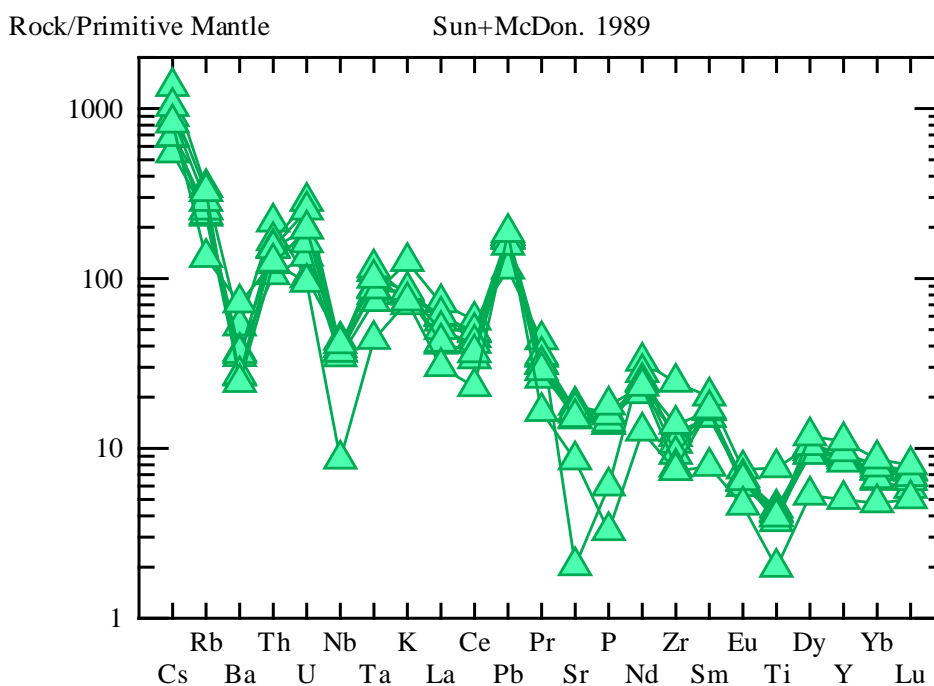


Рисунок 4.13 – Диаграмма сравнения состава первичной мантии с составом магматических пород комплекса Чабонг [41]

В диаграммах разделения геологического образования по основным элементам Бэтчелора и Бюдена (1985) [49] (Рисунок 4.14 а) и по микроэлементам Пирса и др. (1984) [78] (Рисунок 4.14 б), все образцы комплексной системы Чабонг расположены в зоне после столкновения плит.

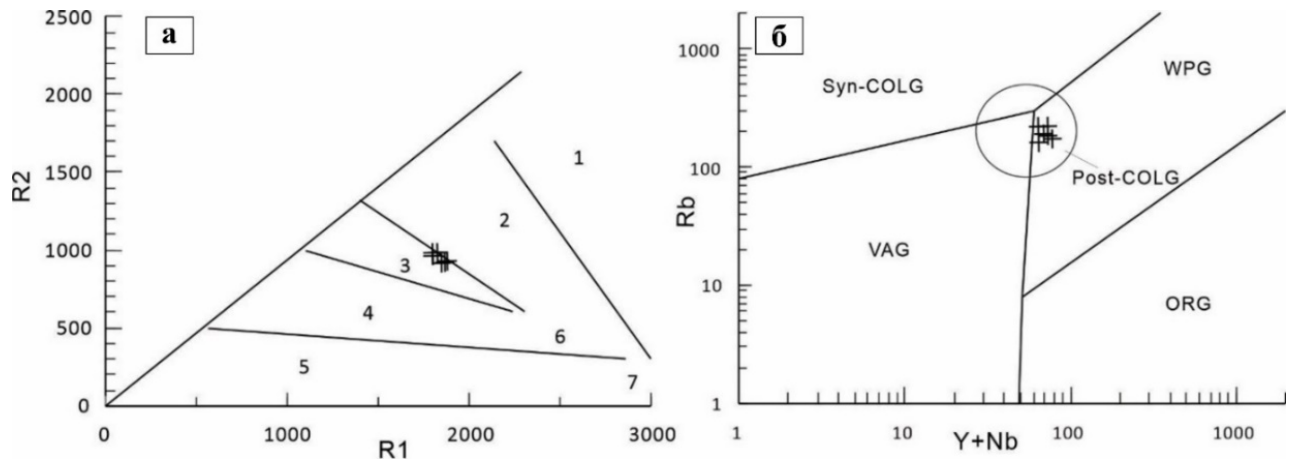


Рисунок 4.14 – Диаграмма классификации гранитоидных пород по геологическому контексту для образцов комплексной системы Чабонг

a – $R1$ и $R2$ (по Batchelor и Bowden, 1985) [49], 1: мантийные расслоения, 2: преколлизийные массивы, 3: постколлизийные возвышения, 4: вулканогенные накопления, 5: несвязанные с горообразованием, 6: субколлизийные породы, 7: постколлизийные породы; *б* – Rb и $Y+Nb$ (по Pearce и др., 1984) [78]. VAG - вулканогенные граниты; syn - COLG - субколлизийные граниты; WPG - внутримассивные граниты; ORG - океанические граниты; post-COLG - постколлизийные граниты [41]

Все образцы диорита комплексной Чабонг в этом исследовании имеют высокие значения общего щелочно-земельного содержания K_2O+Na_2O , высокие содержания элементов сильных полей (HFS - high field strength) (например, Zr, Nb, Ce и Y), высокое значение Ga/Al (Рисунок 4.10 в) и ярко выраженные отрицательные аномалии Eu и Sr (Рисунок 4.12, 4.13). Эти характеристики являются основными признаками гранитоидов типа А. Существуют три способа образования гранитоидов типа А: дифференциация частично расплавленной коры, дифференциация или дифференциация с сопутствующим вовлечением вещества мантии. Для всех этих процессов необходимы высокая температура и низкое давление [57].

Кроме того, диориты здесь имеют низкое содержание SiO_2 (60–62%), K_2O/Na_2O (0,5–0,62) и относительно высокое значение $Mg\#$ (45–52). Эти характеристики являются типичными для участия расплава мантии. Однако эти магмы также обладают множеством признаков вовлечения вещества земной коры, как показано на рисунке 4.11. Во-первых, континентальная кора обычно характеризуется высоким значением индекса насыщения алюминием ASI и содержанием SiO_2 . Когда кора влияет на мафические магмы, эти две характеристики будут положительно коррелировать, как в случае образцов в этом исследовании (Рисунок 4.11 а). Во-вторых, высокое значение $Mg\#$ является характеристикой расплава мантии, и когда он вовлекается в вещество коры, $Mg\#$ и SiO_2 будут обратно коррелировать (Рисунок 4.11 б). Кроме того, континентальная кора характеризуется существенным обогащением легких редкоземельных элементов по

сравнению с тяжелыми редкоземельными элементами, что проявляется в высоком значении La/YbN [85]. Следовательно, включение коры приводит к снижению значения Mg# при увеличении значения La/YbN (Рисунок 4.11 д). Кора характеризуется низким значением Nb/La. В результате включения коры образуются магматические породы, где содержание MgO и значение Nb/La положительно коррелируют друг с другом [93] (Рисунок 4.11 в).

В заключение, автор считает, что образцы диорита комплексной Чабонг в данном исследовании имеют происхождение из разнообразной мантии и формировались в условиях высокой температуры и низкого давления. Процесс раскола континентальных плит после их столкновения является предпосылкой для этих процессов.

Минерализация, связанная с гранитоидами комплекса Чабонг, относительно незначительна, исходя из геолого-геохимических характеристик. Однако свойства I-типа гранитных магм и данные Сатрана (1977) указывают на их способность формировать месторождения золота и молибдена. Однако в этих образованиях практически отсутствуют последующие магматические жилы, и, кажется, они выступают как преграда для процессов золоторудообразования.

4.5.4 Геохимическая характеристика пород комплекса Бана

Породы интрузии комплекса Бана в исследуемом районе имеют содержание SiO₂ в диапазоне от 72,25% до 76,07%, среднюю-высокую общую щелочность (5,40÷8,72), соответствующую гранитам на диаграмме SiO₂-(Na₂O+K₂O) (Таблица 4.10, Рисунок 4.15 А). На диаграмме SiO₂-K₂O эти образования относятся к серии среднекалиевых щелочных известняков (Рисунок 4.15 Б). На диаграммах тектонического контекста большая часть значений попадает в область внутреннего массива (Рисунок 4.15 В, Г).

Таблица 4.10 – Геохимический состав гранитов комплекса Бана [41]

№ образца	BN1	BN12	BN17	BNF2*	BNF2	BNF3
SiO ₂	75.44	74.34	72.25	76.07	75.10	75.30
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.06	<0.01	0.01
Al ₂ O ₃	14.06	18.84	15.39	13.62	15.00	14.70
Fe ₂ O ₃	0.33	0.84	0.59	0.64	0.48	0.52
MnO	0.00	0.04	0.00	0.03	0.05	0.03
MgO	0.12	0.37	0.55	0.16	0.09	0.07
CaO	1.85	2.66	0.90	1.30	0.93	1.30
Na ₂ O	3.23	4.16	4.54	4.65	5.30	5.61
K ₂ O	4.67	1.24	4.18	1.66	1.80	1.28
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.04	0.02	0.02	0.03
SO ₃	0.32	0.10	0.50	0.20	0.10	0.12
LOI	0.42	1.01	1.27	1.47	0.99	0.84

Окончание Таблицы 4.10

№ образца	BN1	BN12	BN17	BNF2*	BNF2	BNF3
Rb	77.7	45.6	163	75.1	103.5	93.9
Sr	116	215	54.3	120	87.7	124
Cr	1.2	3	<1	1.7	10	10
Cu	10.4	1.3	1.9	2.5	8	6
Ba	386	269	1105	161	141.5	64
Bi	<2	<2	<2	<2	0.67	2.64
Sn	1	2.7	11	2.3	7	7
Zr	33.6	92.1	34.7	37.4	29	30
Mo	0.6	<0.5	<0.	<0.5	2	2
Nb	8.6	5.7	24.0	10.8	17.5	22.8
V	<3	5.5	<3	<3	7	8
Zn	3.6	14.8	7.8	16.2	16	22
Ni	4.1	2.9	2.4	2.7	6	6
Pb	21	19.5	6.1	24.2	19	38
Th	6.6	15.2	7.3	7.5	7.42	12.45
Sc	3.0	2.8	2.3	1.8	2	2
U	5.2	9.9	7.1	4.8	4.96	22.7
Y	23.6	10.9	33.3	9.7	25.1	40.2
La	6.2	15.1	12.4	9	11	12.7
Ce	12.6	28.0	25.4	16.5	22.9	23.3
Pr					2.73	2.56
Nd	<4	5	8.6	2.8	9.6	8.7
Sm					3.45	3.33
Eu					0.13	0.08
Gd					4.19	4.73
Tb					0.78	1.04
Dy					3.96	5.88
Ho					0.77	1.25
Er					2.01	3.35
Tm					0.33	0.54
Yb					1.99	3.48
Lu					0.28	0.47

На диаграммах классификации гранитов в соответствии с геодинамическими контекстами (Рисунок 4.15 В, Г) (согласно по Пирсу, 1984), гранитовые породы массива Бана вписываются в группы syn-COLG, VAG + syn-COLG и WPG, однако главным образом сосредотачиваются в группе syn-COLG (граниты син-формирования столкновения литосферных плит) и группе WPG (внутриплитные граниты).

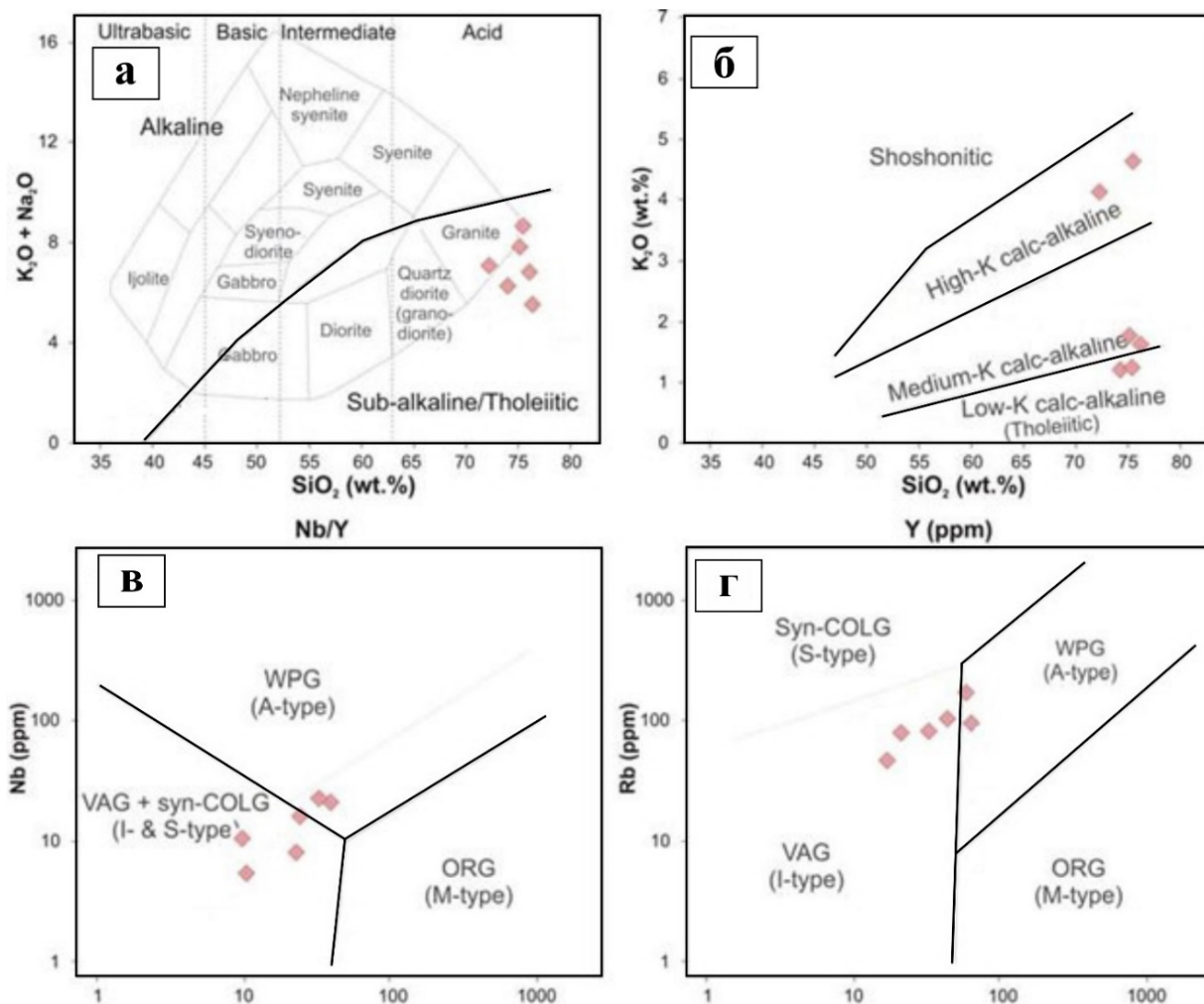


Рисунок 4.15 – Диаграммы классификации гранитов комплекса Бана

А – Диаграмма корреляции $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ для классификации и именования интрузивных гранитных пород комплекса Бана (по Коксу, 1979); Б – Диаграмма разделения магматических серий; В, Г – Диаграммы разделения типов гранитов (по Пирсу, 1984) [78] для гранитных пород комплекса Бана [41]

Результаты нормализации элементов гранитоида, исследованного в океанском массиве (ORG) согласно работе по Пирсу, 1984, указывает на то, что эти породы богаты литофильными элементами с большими ионными радиусами (LRE; Cs, Rb, K, Ba, Sr и Eu), имеют низкое содержание элементов (HFSE; Y, Hf, Zr, Ti и Yb) и явно выраженную отрицательную аномалию Eu (Рисунок 4.16 а, б).

Элементы Ta, Nb и Ce имеют высокое содержание, в то время как элементы Sm, Y и Yb довольно близки к ORG, что указывает на их происхождение из магматической породы, влияние которой исходит не только от земной коры, но и мантии. В отношении элементов редких земель в гранитоидном массиве Бана легкие элементы редких земель (LREE) более обильны, чем

тяжелые элементы редких земель (HREE). Отношения легких элементов к тяжелым элементам редких земель высоки ($La/Yb = 3-5$, $Ce/Yb = 6-11$). Элементы редких земель нормализованы к хондриту и имеют отрицательный наклон с высокими наклонами для легких элементов редких земель (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) и средних элементов редких земель (MREE) (Gd, Tb, Dy, Ho), а также высокое отрицательное значение для Eu. Распределение элементов редких земель тяжелой группы (HREE) (Er, Tm, Yb, Lu) практически горизонтально (Рисунок 4.16 Б). Эти характеристики химического состава, в сочетании с характеристиками высокой щелочности (серия высококалийевых), типом щелочной K-Na, типом S-гранита, указывают на то, что гранитоидный массив Бана подходит для магматической формации в континентальных условиях столкновения литосферных плит.

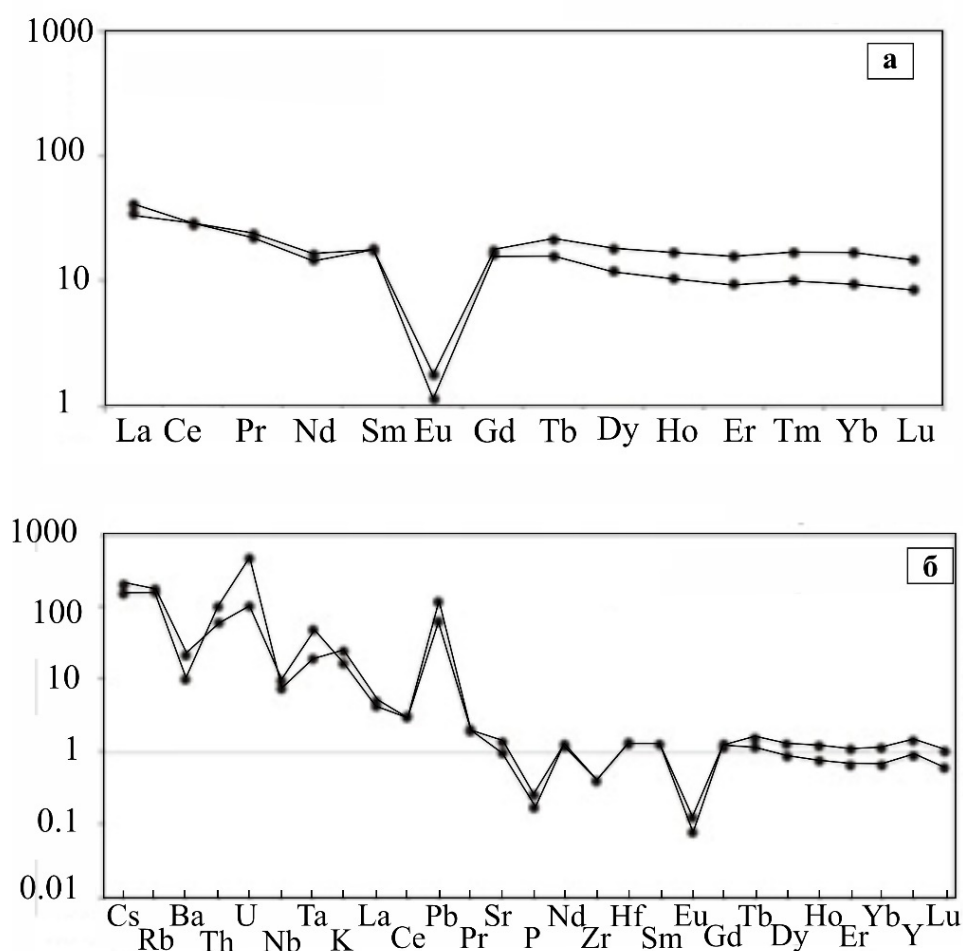


Рисунок 4.16 – Диаграммы нормализованного распределения для интрузивных пород комплекса Бана

а – Диаграмма нормализованного распределения содержания группы редкоземельных элементов относительно хондрита (по Хаскину, 1968); *б* – Диаграмма нормализованного распределения содержания группы следовых элементов относительно океанического базальта (N-MORB) (по Пирсу, 1984) [68] [78] для интрузивных пород комплекса Бана [41]

4.6 Вопросы генезиса оруденения

В этой части автор применил различные методы для объяснения генезиса оруденения в Фыоктхань–Фыокшон. Для определения температуры образования золотых руд автор проанализировал пробы кварца, в которой определены температуры и составы газовой-жидких включений с учетом результатов предыдущих работ, анализа размеров и формы, фаз включений и температур гомогенизации.

Для изучения происхождения сульфидной минерализации автор использованы: наблюдения 15 прозрачных шлифов и 18 аншлифов; анализ изотопии сульфидной серы из 30 образцов пирита.

Для диагностики источников воды рудоносных растворов использован изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ кварца. 10 проб из Фыоктхань–Фыокшон были использованы для изотопного анализа Н-О в Аналитической лаборатории Ханойского университета горного дела и геологии.

Существует множество сложностей, которые необходимо учесть при разработке модели формирования золотых месторождений. Золотое месторождение представляет собой значительное геохимическое отклонение в земной коре. Такие экстремальные уровни обогащения необычны для большинства типов рудных месторождений и предъявляют гораздо более строгие ограничения к вероятным процессам образования золота, чем это имеет место, например, для элементов, таких как железо или алюминий, для которых 5–10 кратное обогащение достаточно для образования экономически выгодной руды. Даже базовые металлы, такие как медь, цинк и свинец, нуждаются всего в нескольких сотнях раз обогащения относительно своих кларков, чтобы образовать экономически значимые накопления. В то время как существует множество процессов, как гипогенных, так и гипергенных, которые могут обеспечить 10-кратное обогащение для образования, например, железных руд. Крайне высокий уровень обогащения, необходимый для золота, подразумевает, что в природе может существовать всего несколько процессов для образования золоторудных месторождений [81].

Было предложено несколько генетических моделей для объяснения формирования первичных золотых месторождений. Практически все эти модели включают гидротермальные жидкости в транспорте золота и связанных компонентов. Несколько моделей, основанных на неводных жидкостях (например, цианид, метан), обычно охватывают только одну или очень небольшую часть конкретного золотого месторождения и не могут объяснить многие другие характеристики (такие как стабильность гидратных и карбонатных минералов и свидетельства включений жидкости, указывающие на наличие водной фазы) [81].

Генетические модели, связанные с гидротермальными жидкостями, как правило, предполагают источник жидкости и золота одним из следующих: магматический, осадочно-

диагенетический, метеорный, морской эксгальционный или метаморфический. Разделение различных источников с использованием типичных элементов и изотопов не дало особых успехов. Изотопные исследования радиогенных изотопов (K–Ar, Rb–Sr, Ar–Ar, Nd–Sm, U–Pb и Re–Os) всегда используют элементы с довольно разными геохимическими свойствами по сравнению с золотом. Это означает, что такие элементы не связаны с лигандами для транспорта золота, в большинстве случаев не являются неотъемлемой частью процесса осаждения золота и обычно случайно встречаются, отражая больше, чем только источник золота. Исследования стабильных изотопов (O, H, C, S и N) были использованы для поддержки некоторых генетических моделей и исключения других, но так как эти изотопы могут отражать один или несколько источников, пути и мест депонирования, эти исследования также часто не дают окончательных выводов. Существуют исключения, когда использование нескольких изотопных систем и других геологических показателей накладывает значительные ограничения на возможные источники [68, 71].

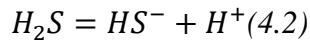
Модель предсказывает несколько характеристик, характерных для многих золотых месторождений, и может объяснить большое количество конкретных особенностей, включая доминирующие компоненты жидкости и элементы, наиболее тесно связанные с золотом. Существует несколько особенностей отдельных золотых месторождений, которые она не объясняет легко, но они, кажется, представляют собой изолированные особенности, а не широко распространенные повторяющиеся характеристики. Модель метаморфического удаления летучих веществ - единственная генетическая модель накопления золота, которая была успешно применена. При этом наблюдаемые естественные характеристики и ассоциации использовались для расчета условий образования руды, таких как температура и состав жидкости, использовались фазовые равновесия для предсказания эволюции минерального состава и жидкостей. Для подтверждения и обсуждения модели метаморфической удаления летучих веществ, вначале описываются природа и характеристики золотых месторождений, чтобы определить те особенности, которые общи для большинства месторождений и поэтому должны быть учтены в генетической модели.

Количество золота в метаморфической жидкости будет зависеть от объема воды, концентрации золота в горной породе, подвергающейся метаморфизму, и растворимости золота в жидкости при соответствующих условиях давления и температуры (P–T). Растворимость золота будет определяться химическими свойствами золота и жидкости; и так как золото практически нерастворимо в чистой воде, оно должно образовывать комплексы с подходящим лигандом для достижения повышенных концентраций в растворе (Сьюард, 1973, Паддефет, химия золота, 1982 [87]).

Существует несколько вариантов образования комплексов золота с различными лигандами, которые отражают различные степени окисления, ионные радиусы, число координации лиганда, типы связей и доступность лиганда. Золото имеет три степени окисления в природе: Au^0 , которое относится к металлическому золоту и является доминирующей минералогической формой золота, Au^{1+} и Au^{3+} [82]. Первая и третья ионизационные энергии золота относительно низки и предпочтительны для этих двух ионных состояний, в то время как то же самое не относится ко второй ионизационной энергии, и поэтому дивалентное состояние является редким (Коттон и др., 1999 [52]). Моновалентное золото имеет особенно большой ионный радиус (1,37 Å) из-за своего высокого атомного номера и низкого заряда; это контрастирует с умеренным ионным радиусом (0,85 Å) трёхвалентного золота из-за его более высокого заряда, который притягивает электроны. Эти разные радиусы влияют на образование связей золота и его поведение при образовании комплексов. Обычная конфигурация Au^{1+} имеет два прикрепленных лиганда (линейная), а для Au^{3+} характерна четырёхкоординатная плоская геометрия [82, 94].

Au^{1+} обладает высокой поляризуемостью из-за своего большого ионного радиуса и низкого заряда (т.е. внешние электроны находятся далеко от положительного заряда на ядре), что делает его одним из "мягких" катионов и предпочтительным для ковалентных связей, особенно при низкой температуре. Это можно измерить с помощью электроотрицательности, которая измеряет притяжение, которое атом золота оказывает на общие электроны при ковалентной связи, т.е. электроотрицательность является одним из лучших показателей предпочтительности связи. Электроотрицательность Au^{1+} очень высока для металла (2,54 по шкале Полинга; Рисунок 4.16 [96]). Высокая электроотрицательность золота аналогична электроотрицательности серы (2,58) (Рисунок 4.17), и следовательно Au и S оказывают сильное и примерно одинаковое влечение к двум общим электронам, когда Au и S связаны ковалентной связью (Цумдал, 2002, стр. 576–583) [96]. Все элементы: As, Sb, B, Se, Te, Hg, Bi, Mo и W имеют значения электроотрицательности более 2,00, что указывает на некоторое сходство химического поведения с Au и S (Рисунок 4.17). В отличие от этого, Ag (1,93), Cu (1,90) и Zn (1,65) имеют гораздо более низкую электроотрицательность, чем Au, что указывает на то, что эти три элемента будут менее способны к ковалентной связи с S. Анионы Cl (3,16) и F (3,98) имеют гораздо более высокую электроотрицательность, чем S, поэтому они предпочитают ионные связи с металлическими катионами, у которых электроотрицательность значительно ниже, чем у Au^{1+} . Cl хорошо связывается с Fe (1,83) или Zn (более жёсткие ионы, или класс A). Вышеизложенные рассуждения о пониженной электроотрицательности S не применимы к сульфатным ионам, которые образуют связи через атомы O (а не через S), и поэтому комплексообразование Au^{1+} с SO_4^{2-} не важно для месторождений, содержащих только золото.

При постоянных общих концентрациях пониженных сероводородных видов максимальная растворимость золота (из уравнения 4.2) достигается, когда $[H_2S] = [HS^-]$, и из уравнения 4.2 это равенство происходит при определенном значении $[H^+]$ для любой температуры.



Константы диссоциации для H_2S (уравнение 4.2) взяты из работ Suleimenov & Seward (1997) до 500 °C. В ходе экспериментальных исследований при давлении 500 бар и температурном диапазоне от 100 до 500 °C были использованы концентрации пониженных форм S от 560 до 4000 ppm, а концентрации золота варьировали от 0,007 до 131 ppm Au в различных экспериментах [90]. При нейтральном pH и постоянном содержании сульфидов и окислительно-восстановительных условий растворимости золота достигали максимума при температурах 250–350 °C, и наивысшие концентрации золота были обнаружены при комплексе $Au[HS]_2^-$.

Синтез информации по химии золота [82], экспериментальных исследований [87], геохимии альтерации, предварительного анализа включений жидкости и геологии золотых месторождений кратона Илиган архейской эпохи Западной Австралии [60] привело к выводу о транспорте золота с участием иона Au^{1+} , связанного на двухкоординатное соединение с гидросульфидом [80]. Последующие эксперименты подтвердили эту степень окисления, вид лиганда и конфигурацию, но показали, что комплекс золота в основном ионизирован ($Au[HS]_2^-$), а не беззарядный $HAu[HS]_2$ [90]).

4.6.1 Температура рудообразования

Для определения температуры образования золотых руд в районе Фьюктхань-Фьюкшон автор взял и проанализировал пробу усвоения температуры включения в сочетании с результатами предыдущих работ, результатами анализа размеров и формы, фаз во включении и температура гомогенизации, следующие:

4.6.1.1 Температура рудообразования золотых руд в районе Фьюктхань

Результаты исследования газовой-жидких включений в районе Фьюктхань показывают наличие двух типов жидкостных включений в рудном кварце тип I - включения воды (H_2O) и тип II - включения воды (H_2O) и углекислого газа (CO_2) (Таблица 4.11).

Тип I: Включения состоят из двух фаз - жидкой и газовой, и не содержат CO_2 , составляющего около 80–90% от общего числа исследованных включений. Такие включения имеют длину от 10 до 30 мкм, часто распределены независимо, случайным образом, без какого-либо определенного порядка, с равными размерами и округлыми границами. Эти включения не содержат минеральных включений (твердых фаз) и захватывались при повышении температуры

Тип II: Это включения, содержат CO_2 . Они представляют собой трехфазные включения (жидкая фаза CO_2 , газовая фаза CO_2 и жидкая фаза H_2O). Эти включения имеют достаточно большие размеры (>50 мкм), имеют четкую форму и регулярное распределение. В зависимости от распределения CO_2 , такие включения могут быть классифицированы на 3 типа: газовая фаза CO_2 (IIa1), жидкая фаза CO_2 (IIa2) и однородная фаза (IIб).

Таблица 4.11 – Обобщение аналитических данных о процессе ассимиляции кварцевых включений, ассоциированных с золотыми рудами в районе Фьюктхань [41]

Область	типа	$T_m\text{CO}_2$ (°C)			DCO_2 (g/cc)			Соленость (%NaCl)			Температура гомогенизации (°C)			XCO_2		
		Макс	Мин	Ср	Макс	Мин	Ср	Макс	Мин	Ср	Макс	Мин	Ср	Макс	Мин	Ср
северо-восточный	I							10,2	2,5	7,3	378	227	310			
	IIa1	-56,9	-62,5	-60,1	0,26	0,16	0,21	9,9	1,8	4,9				0,09	0,02	0,04
	IIб							6,4	2,6	4,0				0,77	0,48	0,62
	IIa2				0,82	0,70	0,76	9,1	1,6	4,9				0,28	0,07	0,20
Централь-ный	I							7,0	3,4	4,9	284	218	251			
	IIa1	-56,8	-59,4	-57,8	0,28	0,22	0,25	5,3	1,6	3,5				0,05	0,03	0,04
	IIб							4,4	2,4	3,3				0,84	0,78	0,81
	IIa2				0,77	0,68	0,73	6,5	1,8	3,5				0,14	0,03	0,09
юго-западный	I										299	248	271			
	IIa1	-58,4	-61,4	-59,9	0,21	0,17	0,18	10,3	3,5	7,0				0,03	0,02	0,03
	IIб							6,5	4,3	5,2				0,88	0,75	0,80
	IIa2				0,79	0,78	0,78	6,0	4,3	5,2				0,12	0,10	0,11

$T_m\text{CO}_2$: Температура плавления фазы CO_2 ; DCO_2 (g/cc): плотность CO_2 в растворе; XCO_2 : Количество молей CO_2 в растворе.

Результаты анализа включений показывают следующее. Температура гидротермальной обработки для рудных жил с содержанием кварца в северо-восточном районе Фьюктхань составляет примерно 227-378 °C, в среднем 310 °C, образцы из центральной части имеют температуру 218-284 °C (в среднем 251 °C), а из юго-западной части - 248-299 °C (в среднем 271 °C) (Рисунок 4.18).

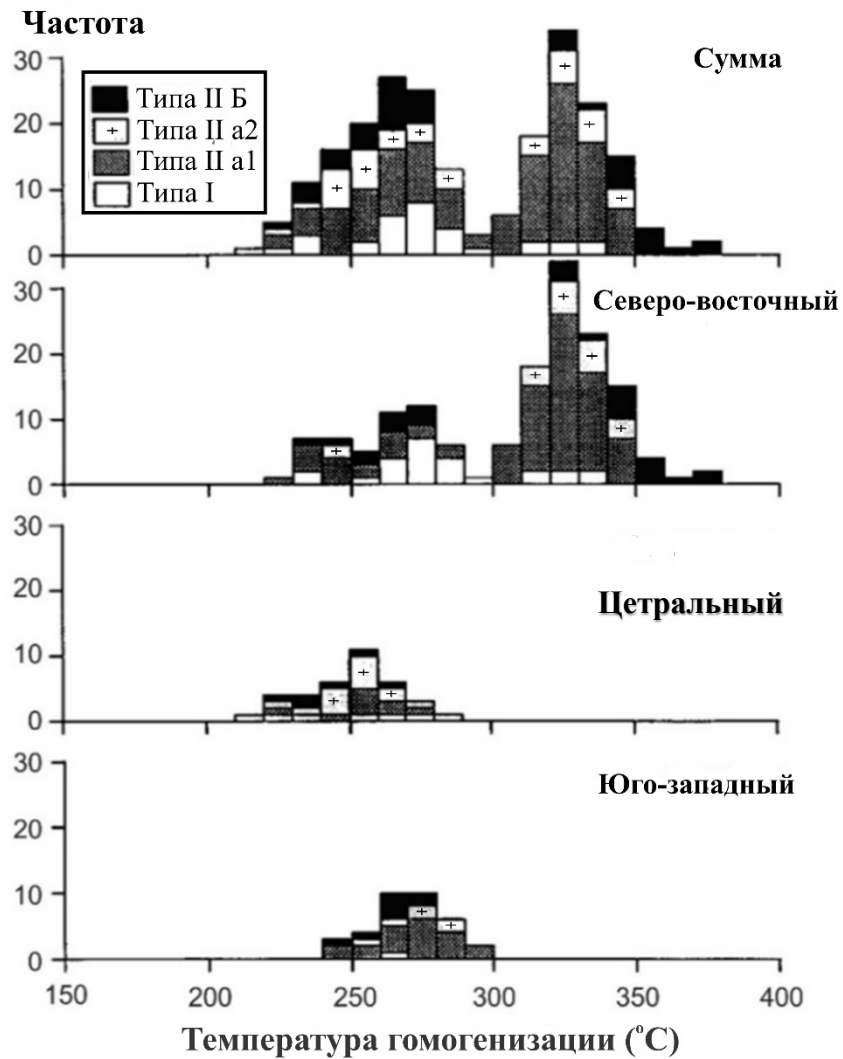


Рисунок 4.18 – Температурная диаграмма гомогенизации газожидкостных включений в кварце в районе Фьюктхань [41]

На основе результатов анализа температур можно выделить 2 группы: группа с температурой от 300 до 380 °С и группа с температурой от 230 до 300°С (Рисунок 4.19). Эти результаты, вместе с формой включений, указывают на возможное образование рудных зон в двух разных термических режимах, где относительно низкая температура 230–300°С представляет основную зону минерализации в рудном поле.

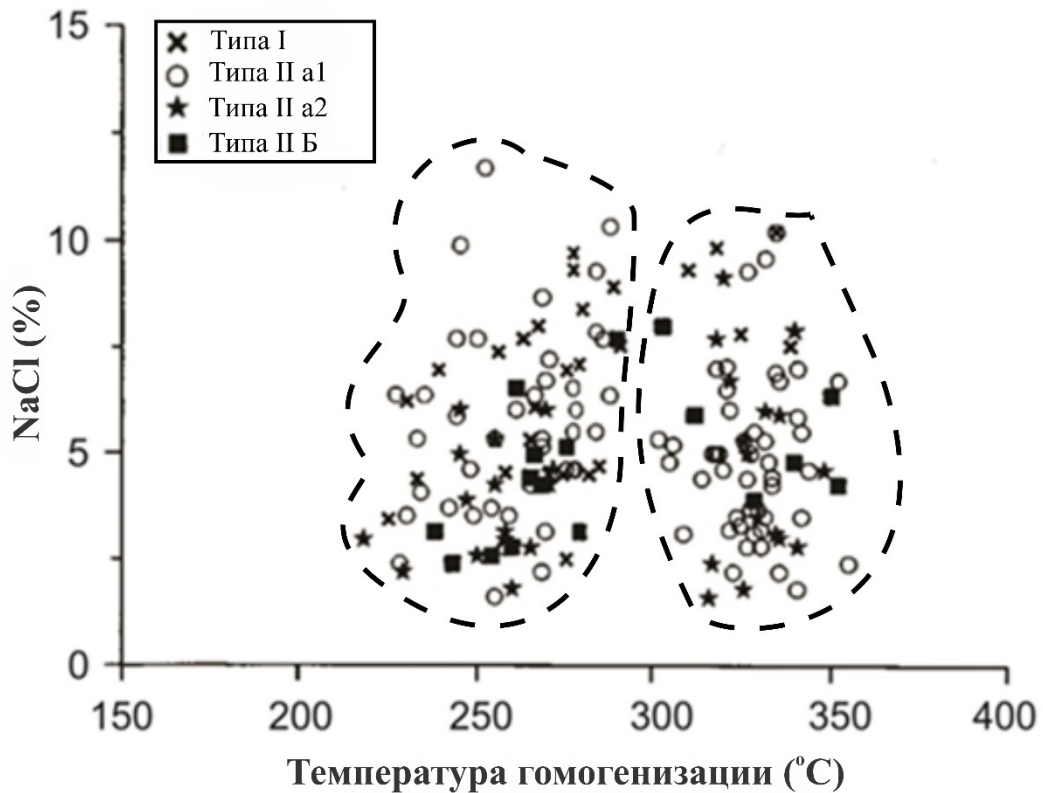


Рисунок 4.19 – Диаграмма корреляции между соленостью и температурой ассимиляции в районе Фьоктхань [41]

Прозрачность CO_2 может быть оценена на основе его температуры плавления. Из-за своей подвижности CO_2 -растворы не замерзают до температуры около $-100\text{ }^\circ\text{C}$. Однако процесс плавления CO_2 происходит достаточно резко и обычно легко наблюдается. Температура плавления CO_2 во включениях образцов, взятых из северо-восточной и юго-западной частей Фьоктхань, составляет от $-62,5$ до $56,9\text{ }^\circ\text{C}$ (в среднем $60,1\text{ }^\circ\text{C}$) и от $-61,4$ до $58,4\text{ }^\circ\text{C}$ соответственно. Эти значения значительно ниже, чем в центральной части Фьоктхань, где среднее значение составляет $-58,7\text{ }^\circ\text{C}$ (Таблица 4.11). CH_4 является распространенным компонентом, растворенным во включениях, содержащих CO_2 , и может полностью раствориться в CO_2 . Если измерения показывают значения, близкие к температуре плавления чистого CO_2 ($-56,6\text{ }^\circ\text{C}$), это указывает на близость включений, содержащих CO_2 , так как наличие CH_4 в смеси может значительно снизить температуру плавления CO_2 ($T_m\text{CO}_2$). Измеренные значения температуры плавления в северо-восточной и юго-западной частях Фьоктхань показывают незначительное отклонение от температуры плавления чистого CO_2 . Температура плавления $-60\text{ }^\circ\text{C}$ соответствует содержанию 13% мольного CH_4 в системе чистого $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ [70]. Включения в этом районе не принадлежат к системе $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$, но содержат значительное количество CH_4 . Концентрация CH_4 в северо-восточной и юго-западной частях исследуемой области отличается от центральной части, где концентрация CH_4 в CO_2 оценивается менее 5% моль.

Плотность CO_2 в растворе может быть оценена на основе температуры коагуляции газовой и жидкой фаз CO_2 . Исходя из измеренных данных, плотность CO_2 можно разделить на две группы (Таблица 4.11). Плотность включений типа Па1 и Пб схожа и находится в диапазоне от 0,16 до 0,28 г/см³, а плотность включений типа Па2 составляет от 0,68 до 0,82 г/см³. В центральной части Фьоктхань средняя плотность CO_2 включений типа Па1 и Пб приближается к 0,25, а типа Па2 - 0,73 г/см³. В других районах средняя плотность CO_2 включений типа Па1 и Пб составляет от 0,18 до 0,21, а типа Па2 - от 0,76 до 0,78 г/см³ (Таблица 4.11).

Мольная доля CO_2 (XCO_2) во включениях исследуемой области может быть разделена на три группы: а) 0,03–0,07; б) 0,07–0,30; в) 0,50–0,90 (Таблица 4.11) (Рисунок 4.20).

Согласно рисунку 5.4, условия температуры в северо-восточной части выше, чем в других районах. Однако распределение фаз является общим для всех трех районов. В северо-восточной части наблюдается явное противоположение в распределении температуры и XCO_2 на кривой 500 бар при содержании 6% NaCl с концентрацией трех типов фаз.

Золото может быть транспортировано в форме хлоридных комплексов, таких как AuCl , при наличии раствора с высоким содержанием солей [63]. Сульфидация и серицитизация окружающих магнетит-полевошпатовых пород могут вызвать осаждение золота при более низких температурах. Однако транспортировка Au и Ag в растворах может происходить в виде гидросульфидных комплексов [50], а осаждение серы может происходить в ответ на снижение температуры и перемещение серы из раствора [48, 63, 88]. Крупные изменения давления (до 1000 бар) в сочетании с фазовым разделением также могут вызывать изменения в растворимости и последующее осаждение серы. Считается, что Au, Ag и другие металлы в регионе транспортируются в виде гидросульфидных комплексов и осаждаются в виде серы и золотосодержащих руд не только из-за снижения температуры в каждом этапе, но и из-за резкого снижения давления в этих этапах (как показано отсутствием смешения XCO_2 в рудных образованиях). Быстрые изменения давления, вероятно, вызваны переходом от условий термобарического равновесия к условиям гидростатического равновесия на глубине 3,5–5 км. Процессом, вызванным фазовым разделением, является уменьшение растворимости гидросульфидных комплексов, содержащих Au, Ag, Pb и другие металлы, и осаждение серы, образующих золотосодержащие руды в районе Фьоктхань.

Результаты исследования рудных образований указывают на противоположное распределение температуры метаморфического субдукционного структурного этапа и подтверждают гипотезу о двух этапах минерализации, характерных для рудообразующих структур. 90% рудных образований в районе содержат CO_2 , а наибольшее содержание CH_4 в CO_2 наблюдается в северо-восточной части Фьоктхань, где присутствует магматическая комплекса Бана.

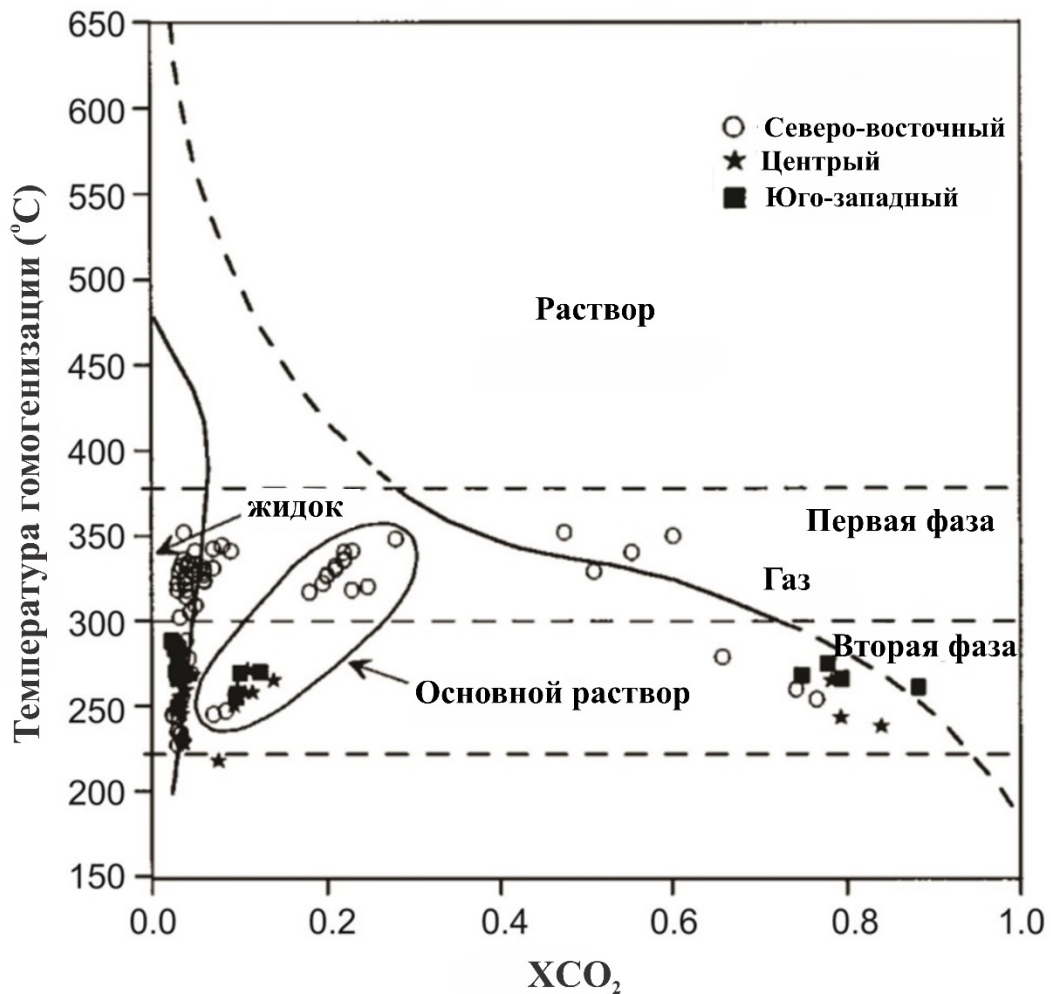


Рисунок 4.20 – Диаграмма корреляции между соленостью и температурой ассимиляции в районе Фыоктхань [41]

В термогидравлических системах резкое изменение физико-химических условий может привести к разделению растворов. Осаждение серы и электрума в районе Фыоктхань связано с газовым бульканьем CO_2 и снижением активности серы в растворе. Температура минерализации оценивается примерно в $300\text{--}380^\circ\text{C}$ в стадии I, $230\text{--}300^\circ\text{C}$ в стадии II, а давление формирования руды составляет $350\text{--}500$ бар для каждой стадии.

4.6.1.2 Температура рудообразования золотых руд в районе Фыокшон

Существует три типа жидкостных включений, обнаруженных в районе Фыокшон:

Тип I: это однофазные газовые включения, размер которых составляет $5\text{--}30$ мкм, включения имеют только одну газовую фазу (Рисунок 4.21 А).

Тип II: это двухфазные включения, которые являются доминирующими и часто встречаются в рудных жилах, содержащих золотосодержащий кварц-сульфидный агрегат в этом районе. Размеры этого типа включений варьируются в значительной степени в диапазоне от 5 до 100 мкм и могут быть разделены на два типа: Тип жидкостно-газовых включений (IIa) с

преобладанием жидкой фазы (Рисунок 4.21 Б). Тип газо-жидкостных включений (Пб) с преобладанием газовой фазы (Рисунок 4.21 В).

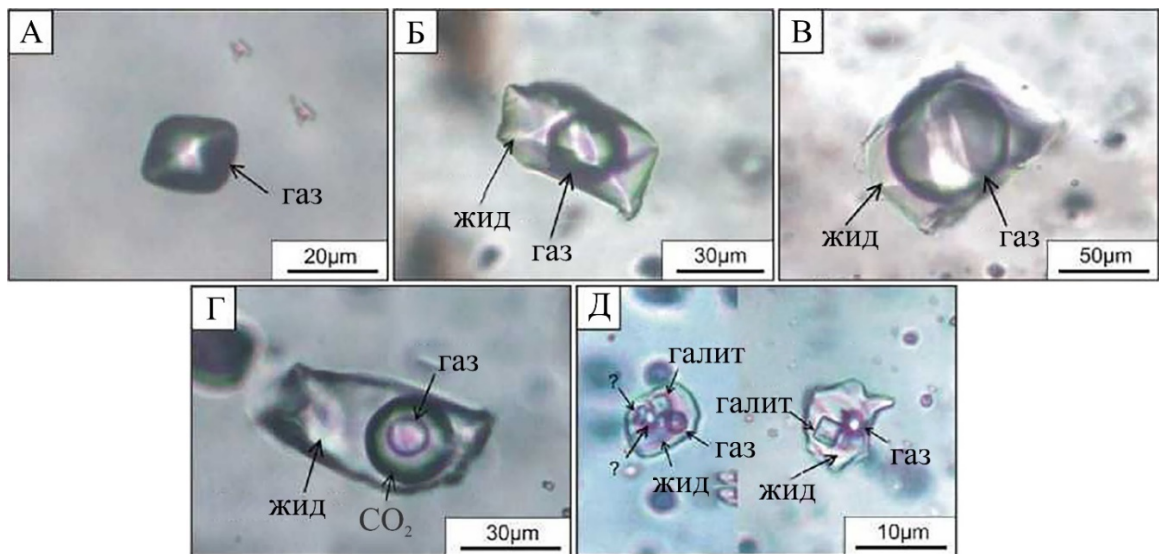


Рисунок 4.21 – Типы жидких включений в районе Фьюкшон: А – Тип I; Б – Тип II а; В – Тип II б; Г – Тип III а; Д – Тип III б. Газ – газообразный; жид – жидкость; CO₂ - CO₂ жидкий [41]

Тип III: это многофазные включения, которые включают два типа: Включения, жидкий CO₂ (IIIа) с размерами 10-30 мкм (Рисунок 4.21 Г). Включения, жидкий минеральные включения (твердую фазу) (IIIб) (Рисунок 4.21 Д). Результаты химического анализа представлены в таблице 4.12.

Таблица 4.12 – Результатов анализа жидких газовых включений в районе Фьюкшон [41]

Область	Тип образца	Тип	Температура гомогенизации (оС)	Соленость (%NaCl)	Температура плавления фазы CO ₂ (средний)	давления (Кбар)
Байдат	Кварцевые жилы	I, Па, Пб, Ша, Пб	235-500	4,2-44,8	-57,5	4,4-5,6
	Плотный галенит	Па, Ша	245-355	3,4-9,2	- 56,8	
	Кварцевые жилы	I, Па, Пб, Ша	270-415	0,4-14,5	-56,6	
Байго	Кварцевые жилы	I, Па, Пб, Ша	285-450	1,0-11,1	-56,5	
	Кварцевые жилы	I, Па, Пб, Пб	265-500	2,6-13,1	-57,7	
	Кварцевые жилы	I, Па, Ша	240-465	0,5-15,5	-56,8	

Результаты анализа образцов из рудников Байдат и Байго показывают, что температура образцов в разделе ниже в рудниках Байдат значительно выше, с изменениями температуры в диапазоне от 220 °С до >500 °С, со средней температурой в диапазоне 300-400 °С. В то время как

образцы из средней и глубинной части имеют температуру плавления в диапазоне 240-400 °С. Образцы из нижней части до глубинной части рудники Байго в основном имеют температуру плавления в диапазоне 240-440 °С, с концентрацией в диапазоне 280-400 °С (Рисунок 4.22).

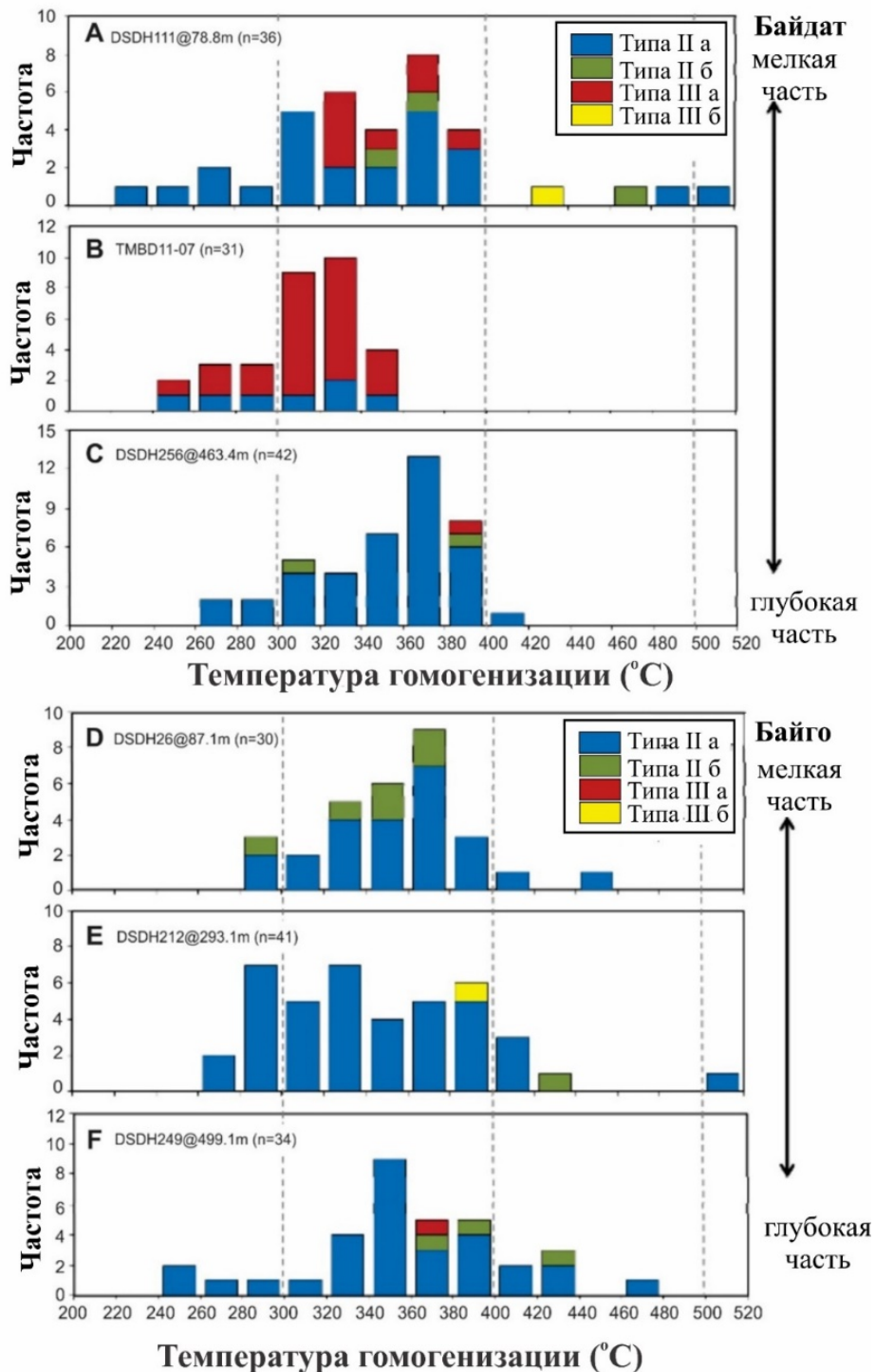


Рисунок 4.22 – Диаграмма ассимиляции тепла в различных образцах в рудниках Байдат и Байго на в районе Фьюкшон [41]

Значения содержания солей для образцов в рудниках Байдат и Байго имеют большое разнообразие от 0,5 до >20% NaCl (Рисунок 4.23). В некоторых образцах, когда включения содержат соляные кристаллы, содержание солей может достигать 44,8%.

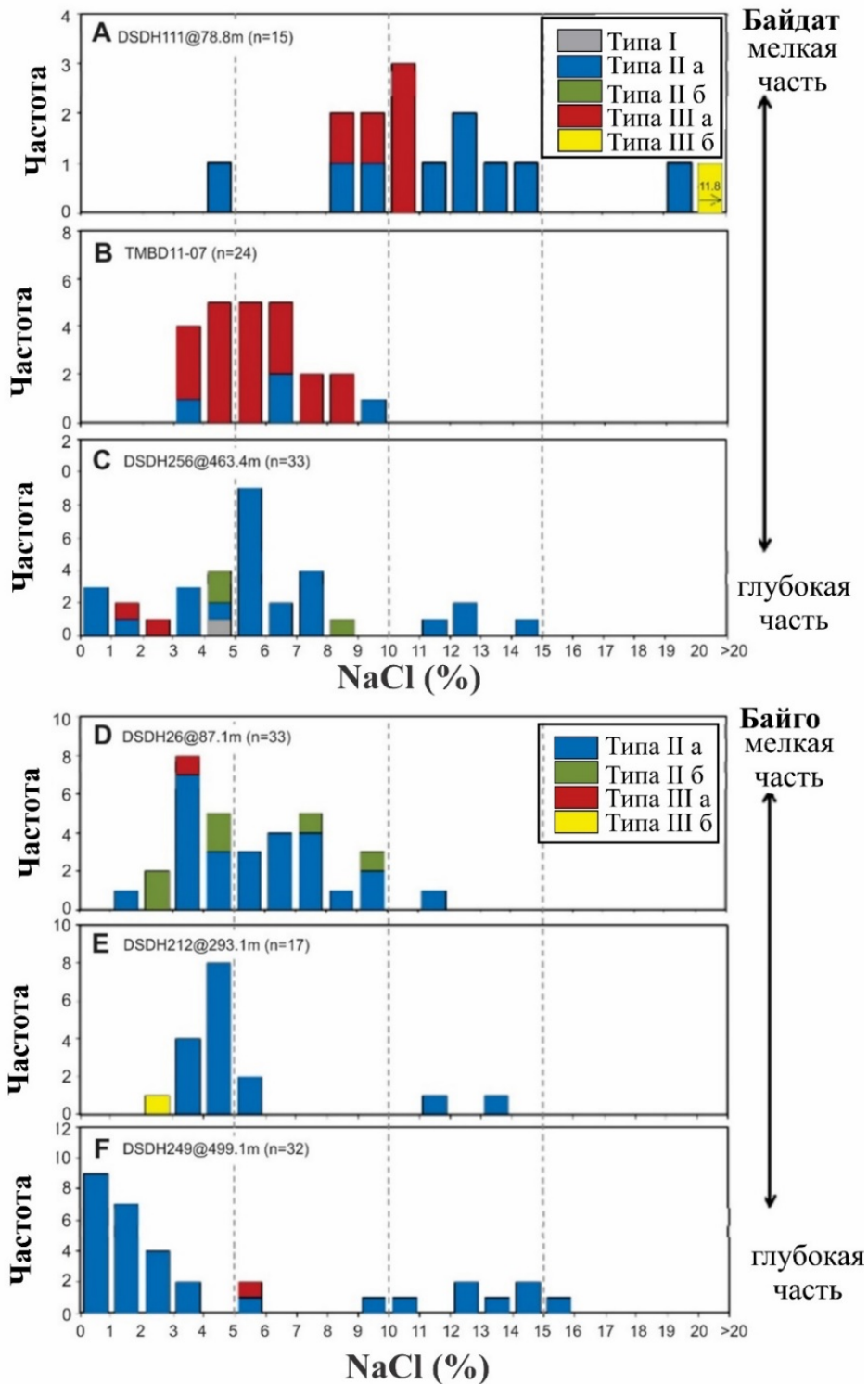


Рисунок 4.23 – Диаграмма солёность (%NaCl) в различных образцах в рудниках Байдат и Байго на в районе Фьюкшон [41]

Образцы из нижней части рудных жил Байдат имеют значительное разнообразие содержания солей от 4-5% до 44,8% NaCl. Содержание солей в Байго имеет меньшее разнообразие, составляющее от 1% до 12%.

Результаты оценки глубины формирования рудных жил на основе данных о химическом составе включений типа III, жидкие CO₂, показывают, что включения, образовавшиеся в нижней

и средней части рудники Байдат, имели давление формирования в диапазоне от 3,1 до 4,3 кбар и от 4,4 до 5,6 кбар. Эти результаты указывают на то, что формирование рудных жил в рудниках Байдат происходило при давлениях от 3,1 до 5,6 кбар, что соответствует глубине формирования от 8,3 до 15,1 км. Это свидетельствует о том, что золотоносная минерализация в районе Фьюкшон формировалась на значительной глубине, часто связанной с типом горного золотого образования [26] или золотоносных жил, связанных с интрузией [25].

4.6.2 Изотопный состав серы сульфидов рудоносных зон

Сера имеет четыре стабильных изотопа (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S и ^{36}S), процентное содержание которых составляет 95,02, 0,75, 4,21 и 0,02 соответственно. Соотношение между двумя наиболее распространенными изотопами ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) часто используется в геохимии. Месторождения, содержащие сульфиды, проявляют способность сохранять первоначальный изотопный состав серы на протяжении большинства постминерализационных процессов, связанных с метаморфизмом и/или деформацией. По этой причине изотопы серы обычно используются в исследованиях месторождений полезных ископаемых для получения информации об источниках серы в рудообразующих флюидах, механизме отложения руд температура среды минерализации, путем измерения коэффициентов фракционирования сосуществующих сульфидов и модельных изотопных значений [30].

Для изотопных анализов использованы: образцы из руд, содержащих вкрапленные сульфиды, подготовлены полированные тонкие срезы толщиной 150 мкм, которые были проанализированы с использованием масс-спектрометра VG Micromass SIRA Series II во Вьетнамском Центре геологического и экспериментального анализа г. Ханой, аналитик Н.В. Нам.

Измеренные значения $\delta^{34}\text{S}$ характеризуют изотопный состав серы рудогенерирующих магм. Все данные, полученные из образцов, расположенных в жилах, имеют ограниченный диапазон от -4 до +4 ‰ (Рисунок 4.24). Узкий диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$, полученных из образцов Фьюкшон, указывает на то, что окислительно-восстановительное состояние флюида было ниже границы $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ (т. е. с преобладанием H_2S , что подтверждается восстановленной сульфидной ассоциацией с преобладанием пирротина и что источник серы во флюиде был изотопнооднородным [30].

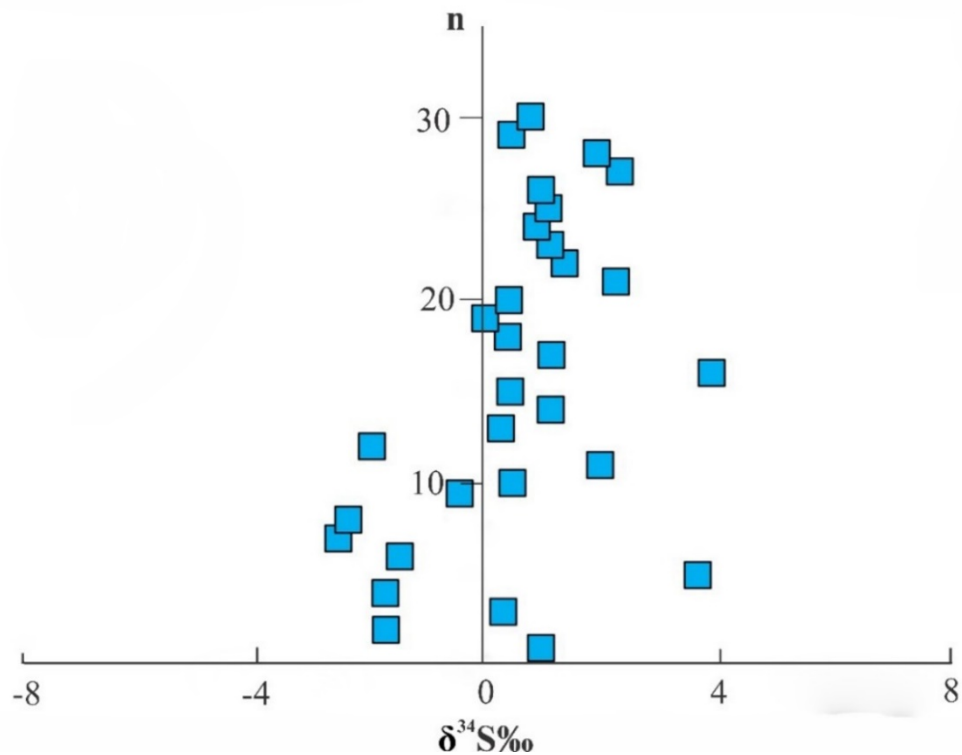


Рисунок 4.24 – График, показывающий значения изотопа серы из пирита Фыокшон

Сравнение показывает, что в образовании золото-сульфидных руд Байдат и Байго источник серы был магматический, который в целом ограничен диапазоном от -10 до +10 ‰, представленным диапазонами мантии, БСОХ и гранитов (Рисунок 4.25).

Природа

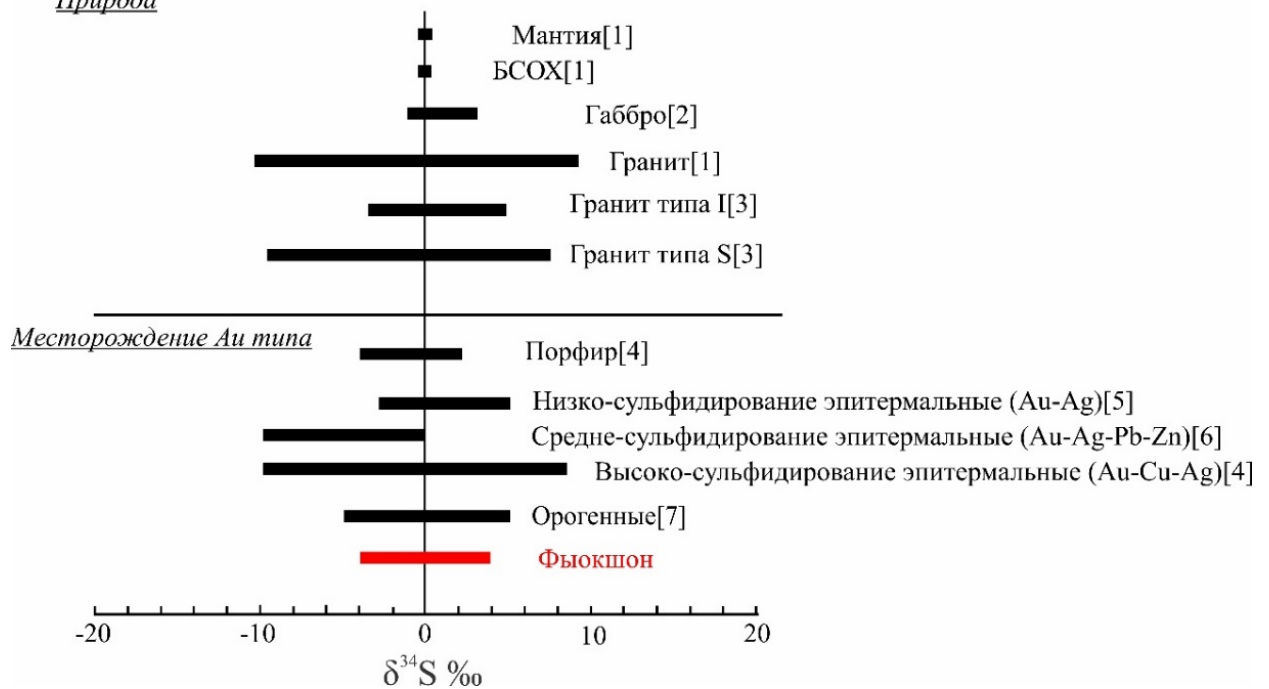


Рисунок 4.25 – Изменение значения $\delta^{34}\text{S}$ в магматической сере месторождениях и природе 1-7 – богатые серой Ni-Cu- (PGE) месторождение: 1 – Rollinson (1993); 2 – Sasaki and Ishihara(1979); 3 – Coleman (1977); 4 – Cooke and Simmons (2000); 5 – Christie et al. (2007); 6 – Camprubi and Albinson (2007); 7 – Hodkiewicz et al. (2009);

Сравнение изотопных данных серы рудных объекта Байдат и Байго показывает, что изотопные данные серы жильного типа (от -4 до +4 ‰) почти полностью перекрываются с диапазонами всех магматических месторождений, такие как порфировые, эпиптермальные (включая низко-, средне- и высоко-сульфидные) и интрузивные системы. Эти данные свидетельствуют о магматическом происхождении серы рудных объекта Байдат и Байго.

4.6.3 Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ кварца

В общей сложности десять проб из Фьюктхань–Фьюкшон были использованы для изотопного анализа Н-О в Аналитической лаборатории Ханойского университета горного дела и геологии.

Сначала образцы кварцевых включений размером 40–60 меш взвешивают по 5–10 мг, запекают в печи с постоянной температурой 105 °С в течение более 4 часов, а затем заворачивают в чистую и сухую жестяную чашку для использования. Во-вторых, воздух внутри анализатора элементов Flash EA был промыт гелием высокой чистоты для снижения фона H_2 . Образец испытывают при повышении температуры до 1400 °С и снижении фона ниже 50 мв. Образец взорвался в керамической трубке, содержащей стекловидный углерод, выделив H_2O , H_2 и другие Н-содержащие газы. H_2O и другие возможные органические вещества могут быть восстановлены с помощью стеклоуглерода при высокой температуре, чтобы восстановить газ, содержащий Н, до H_2 . Наконец, H_2 подавался потоком гелия высокой чистоты в газовый изотопный масс-спектрометр MAT-253 для анализа. Результаты представлены в виде значений $\delta\text{DV-SMOW}$ со стандартной средней океанской водой (SMOW) в качестве стандарта, а точность анализа $\pm 1\%$.

В таблице 4.13 и на рисунке 4.26 показан изотопный состав кислорода золотоносного кварца, изотопные данные Н-О показывают, что значения $\delta\text{DV-smow}$ рудообразующего флюида составляют от -55 до -59 ‰ соответственно, причем все они относятся к диапазону магматических, метаморфических и осадочных пород (Рисунок 4.26 А). Соответственно значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{v-smow}}$ составляют 13,1–14,2‰; они располагаются в диапазоне осадочных пород и метаморфических пород (Рисунок 4.26 Б).

Таблица 4.13 – Результатов анализа изотопный состав кислорода кварца

№ пп	№ образца	Минерал	$\delta^{18}\text{O}_{\text{v-SMOW}}$, ‰	$\delta\text{DV-SMOW}$, ‰
1	NN 22/2-1/2	Кварц	13,1	-58
2	NN 22/2-2/2	Кварц	14,1	-55
3	NN 22/2-3/2	Кварц	14,2	-56
4	NN 23/2-1-1	Кварц	13,6	-57
5	NN 23/7-3	Кварц	13,7	-59

№ пп	№ образца	Минерал	$\delta^{18}\text{O}_{\text{v-SMOW}}$, ‰	$\delta\text{DV-SMOW}$, ‰
6	NN 23/2-1-2	Кварц	13,5	-55
7	NN 23/2-3-1	Кварц	13,3	-56
8	NN 23/2-3-2	Кварц	13,1	-58
9	NN 23/2-5-1	Кварц	13,2	-59
10	NN 23/2-6-1	Кварц	13,4	-57

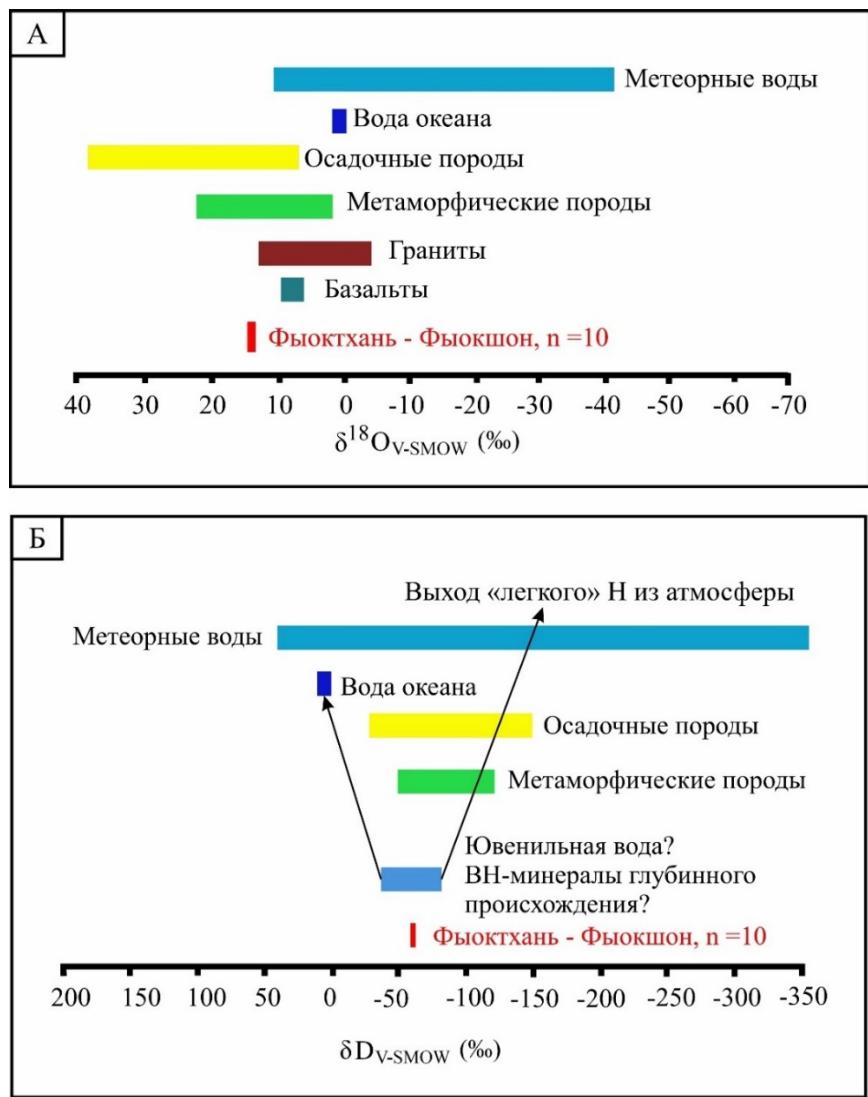


Рисунок 4.26 – Диаграммы сравнения $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ (a) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (b) рудообразующего флюида Фьюктхань–Фьюкшон с природными системами (с изменениями по Hoefs [67]).

Автор предполагает, что происхождение первичных рудообразующих флюидов золото-полиметаллических руд Фьюктхань–Фьюкшон тесно связано с магматическими водами, которые относятся к системе $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ с небольшим содержанием CH_4 и N_2 . Таким образом, учитывая, что флюид был получен с глубины (> 5 км) и имеет высокую минерализацию и высокое содержание CO_2 , первичные рудообразующие флюиды Фьюктхань–Фьюкшон, вероятно, произошли из магматических, а не из метеорных вод.

Благоприятные условия для рудоотложения обусловлены снижением активности серы за счет дегазации CO_2 при подземном вскипании, сопровождающейся отложением серы, что считается важнейшим механизмом процесса золоторудной минерализации в регионе.

Из вышеприведенных данных видно, что золотая руда в районе Фьюктхань–Фьюкшон имеет однотипное происхождение и те же условия формирования в среднетемпературных условиях при участии глубинных флюидов.

5 ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

5.1 Геолого-генетическая модель формирования и прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения.

При характеристике золоторудных месторождений использован атлас многофакторных поисковых моделей золоторудных месторождений, созданный коллективом ЦНИГРИ [17]. На чертежах, приведенных в атласе, отражены условия локализации золото-серебряного, золото-сульфидного, золото-кварцевого оруденения для различных морфологических типов — жильного, штокверкового, стратиформного. Главной особенностью золоторудных месторождений является их приуроченность к единым с интрузивами гранитоидов структурно-тектоническим зонам регионального и локального масштабов.

На первой модели (Рисунок 5.1 А) показано район развития даек диоритовых порфиритов и золотого оруденения в экзоконтактной зоне интрузива гранодиоритов. Оно включает золото-сульфидно-кварцевое месторождение в экзоконтакте интрузива адамеллитов, приуроченного к тектонической зоне разрывных нарушений северо-восточного простирания, составляющей региональное аномальное поле. Рудные жилы месторождения локализируются в дайках гранитоидов, пересекающих вмещающие породы экзоконтактной зоны, сами породы интенсивно березитизированны [1].

Вторая модель (Рисунок 5.1 Б) отражает район развития "малых интрузивов" и золотого оруденения в экзоконтактной зоне гранодиоритов в пределах регионального аномального поля, окаймляющего экзоконтактную зону массива гранодиоритов. В этой зоне локализируются малые интрузивы — штоки и дайки диоритов и диоритовых порфиритов, литохимические аномалии золота и элементов-спутников, а также рудные жилы [1].

Третья модель (Рисунок 5.1 В) характеризует район развития малых интрузивов и метасоматитов с сульфидной минерализацией и золотом в структурно-тектонической зоне экзоконтакта скрытого гранитоидного интрузива, прогнозируемого по геофизическим данным [1].

Четвертая модель (Рисунок 5.1 Г) показывает структурно-тектонической зон между выходами гранодиоритов, включающей дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров, а также литохимические аномалии золота и элементов-спутников.

Пятая модель (Рисунок 5.1 Д) характеризует развитие рудных жил и диоритовых тел в пологозалегающем горизонте туфов и туффитов андезитового состава под экранирующим покровом андезитов [1].

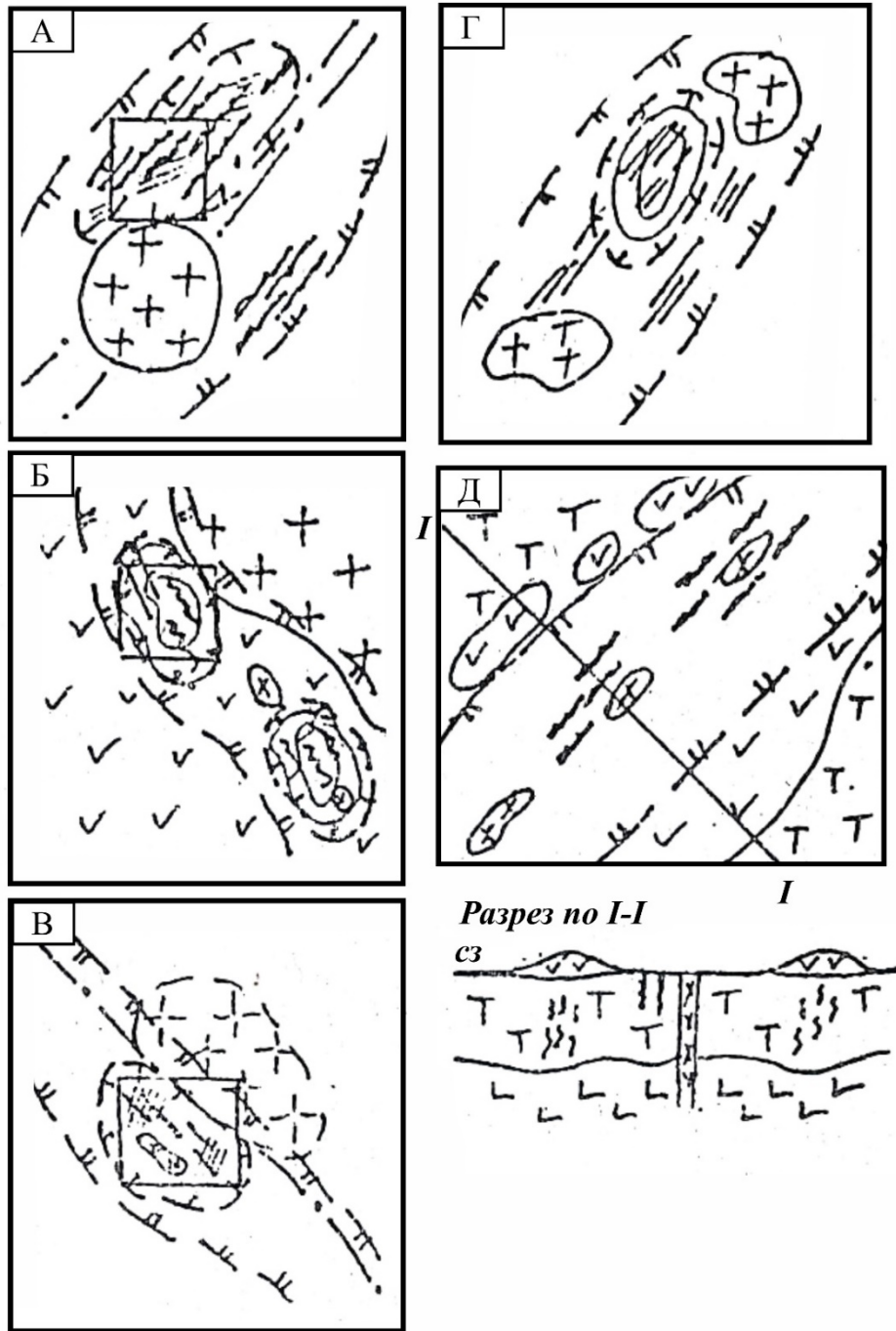


Рисунок 5.1 – Модели локальных аномальных полей развития золотого оруденения, парагенетически связанного с гранитоидами

А – район развития даек диоритовых порфиров и золотого оруденения в экзоконтактовой зоне интрузива гранодиоритов; Б – район развития "малых интрузивов" и золотого оруденения в экзоконтактовой зоне гранодиоритов; В – район развития сульфидной минерализации с золотом в экзоконтактовой зоне скрытого гранитоидного интрузива; Г – район развития даек диоритовых порфиров, лампрофиров и штокверкового золотого оруденения в зоне между выходами гранодиоритов; Д – район развития жильного золотого оруденения в благоприятном горизонте пород

Шестая модель (Рисунок 5.2 Е) показывает район вулcano-тектонической депрессии, включающее малые интрузивы диоритов и сульфидной минерализации с золотом в кольцевой структурной зоне, окаймляющей вулcano-тектоническую депрессию. На седьмой модели (Рисунок 5.2 Ж) характеризует развитие даек в массиве диоритов, оконтуривают площадь развития даек диоритовых порфириров и литохимических аномалий золота и элементов-спутников.

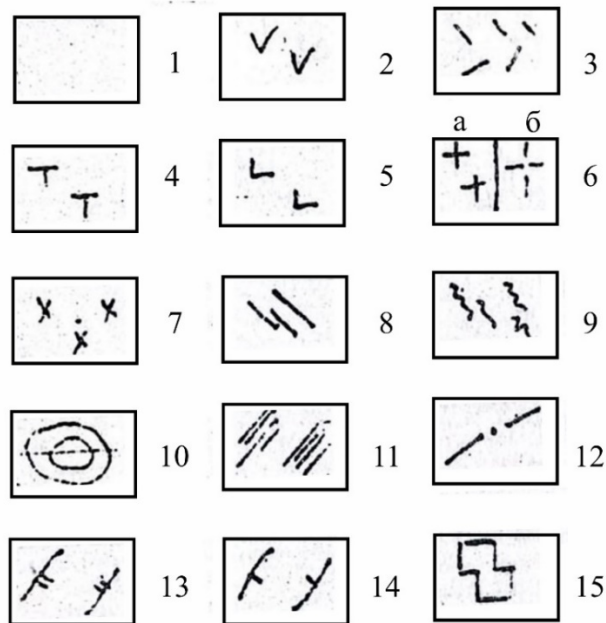
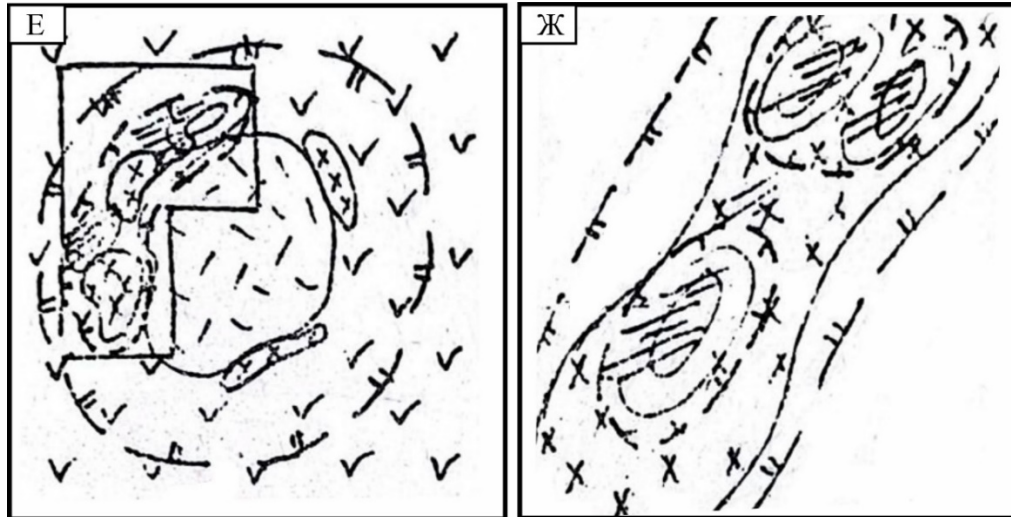


Рисунок 5.2 – Модели локальных аномальных полей развития золотого оруденения, парагенетически связанного с гранитоидами

Е – район вулcano-тектонической депрессии; Ж – район развития даек в массиве диоритов. 1 – осадочные породы; 2 – андезиты; 3 – риолиты; 4 – туфы и туффиты; 5 – базальты; 6 – гранодиорит я; 7 – диориты; 8 – "малые интрузивы", дайки; 9 – кварцево-золотоносные жилы; 10 – литохимические ореолы золота и элементов-спутников; 11 – метасоматиты и сульфидная минерализация с золотом; 12 – разрывные нарушения; 13 – региональное аномальное поле; 14 –

локальное аномальное поле; 15 – перспективная площадь для поисков [1]

На восьмой модели (Рисунок 5.3) отражено район развития золото – мышьяково-сульфидного оруденения в складчатой структуре и золоторудных месторождений в горизонте слюдисто-кварцево-карбонатных пород в сложноскладчатой структуре сланцевой толщи, образующей блок (ксенолит?) среди гранитоидов, с которыми предполагается парагенетическая связь золото-мышьяково-сульфидных руд.

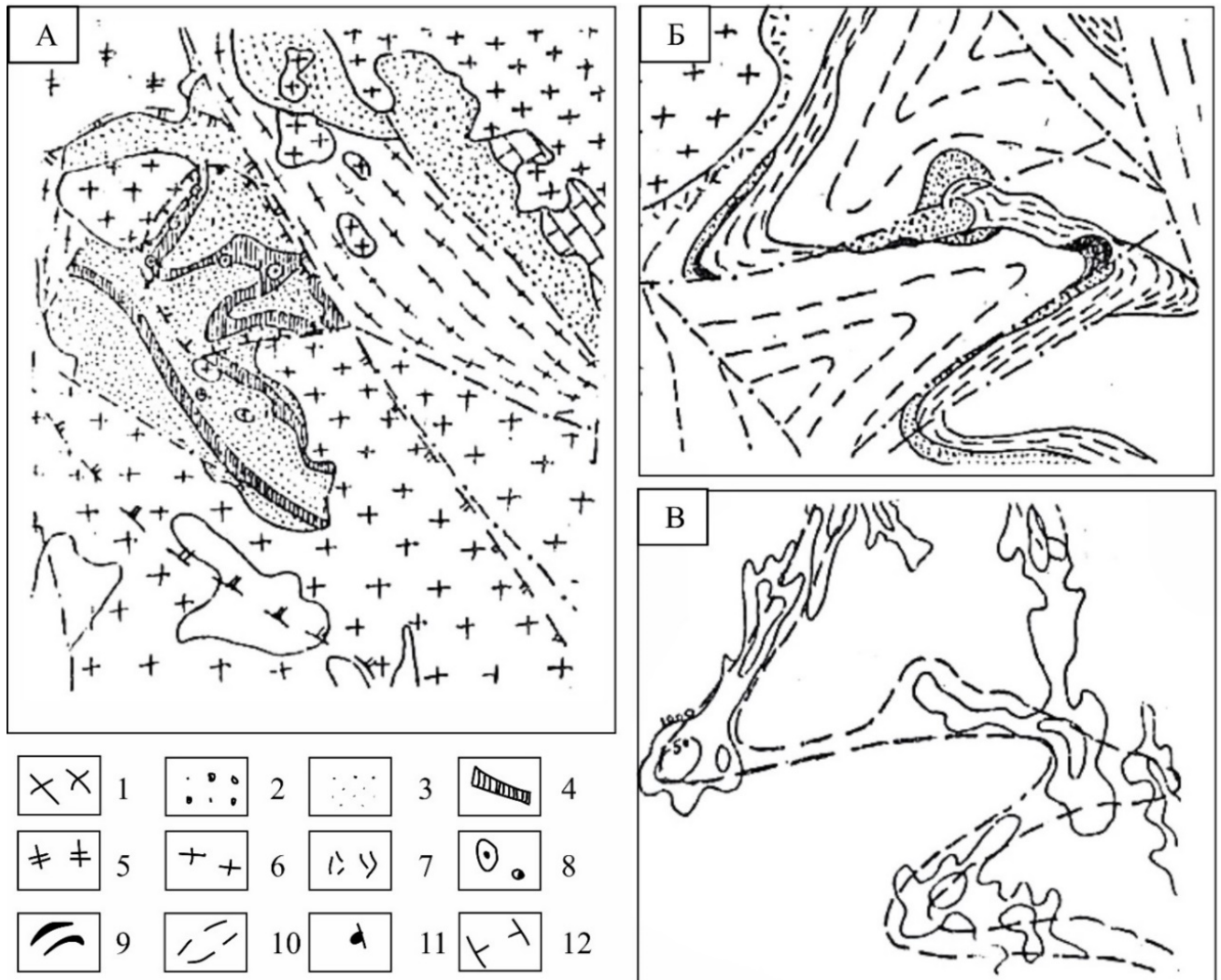


Рисунок 5.3 – Развитие золото-мышьяково-сульфидного оруденения в складчатой структуре
 А – геологическая модель локального аномального поля; Б – схема геологического строения рудного поля; В – схема полей кажущихся сопротивлений по данным аэро- и наземных измерений: 1 – сланцы биотитово-кварцевые; 2 – сланцы кварцево-сланцевые; 3 – рудовмещающий горизонт слюдисто-кварцево-карбонатный; 4 – рудовмещающий горизонт терригенно-карбонатный; 5 – граносиениты редкометалльные; 6 – гранитоиды золотоносные; 7 – ороговикование; 8 – месторождения и рудопроявления золотосульфидные формации; 9 – залежи золотосульфидных прожилково-вкрапленных руд; 10 – контур рудовмещающего горизонта на рисунке 5.2 В; 11 – региональное аномальное поле; 12 – локальное аномальное

Рудовмещающий горизонт отчетливо фиксируется рядом геофизических методов аэро- и наземных измерений (см. Рисунок 5.3 В). Данное месторождение — пример стратиформного типа, но с проявлением интрузивных образований.

На девятой модели (Рисунок 5.4) рассматривается положение локального аномального поля и золоторудного месторождения в вулканогенно-тектоническом грабене (см. Рисунок 5.4 Д), а также геохимическая и геофизическая характеристики золоторудного месторождения в разрезе (см. Рисунок 5.4 Б). Локальное аномальное поле в вулканогенно-тектоническом грабене, приуроченного к экзоконтактной зоне гранит-гранодиоритового массива, на месторождении, приурочено к вулканогенно-тектоническому грабену, выполненному андезитами и обрамленному разрывными нарушениями. Золоторудное месторождение представлено серией рудных кварцевых и кварц-карбонатных жил, залегающих в единой тектонической зоне с субвулканическими телами андезитов и дайками гранодиоритов. Рудные зоны сопровождаются ореолами метасоматитов, имеющих следующую зональность (от центральной части рудной зоны в сторону вмещающих пород): кварц-серицитовые породы, пропилиты низкотемпературные, пропилиты среднетемпературные. Над рудными зонами и кварц-серицитовыми метасоматитами прослеживаются положительные аномалии золото \times серебро \times цинк \times медь и SiO_2 ; аномалии K_2O . Геофизические аномалии: положительные — электросопротивления пород и пьезоэлектрических параметров; отрицательные и положительные — поля силы тяжести, магнитного поля, вызванной поляризации и естественной радиоактивности.

Как показывают приведенные примеры, поисковые модели как правило сложные (многофакторные) и включают минералого-геохимические, геолого-геофизические, геолого-геофизико-минералого-геохимические признаки.

Применительно к рассматриваемому золоторудному району Вьетнама лучше всего подходят модели № 8 золото – мышьяково-сульфидного оруденения в складчатой структуре в горизонте слюдяно-кварцево-карбонатных пород в сложноскладчатой структуре, образующей блок среди гранитоидов.

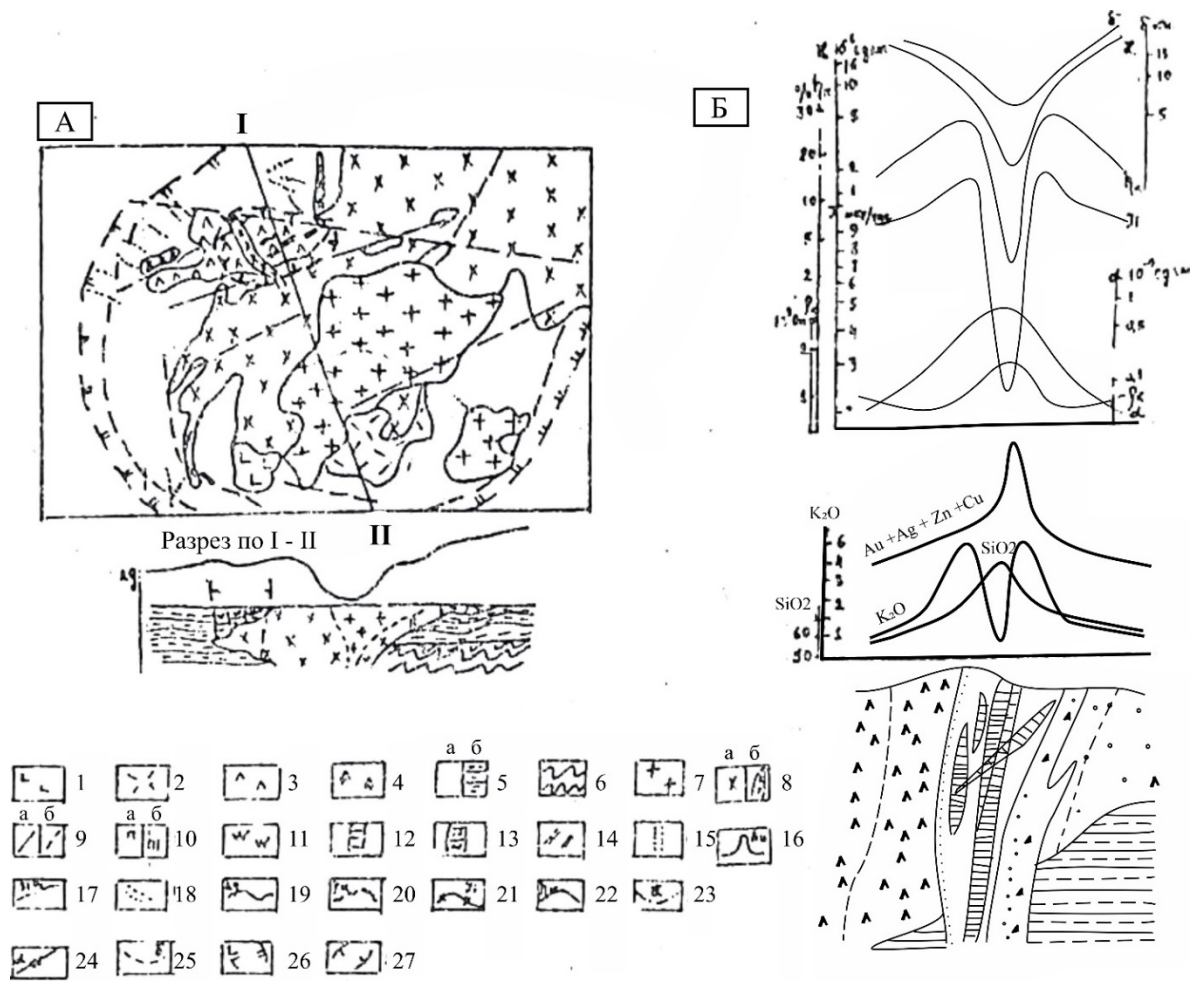


Рисунок 5.4 – Модель локального аномального поля и золоторудного месторождения в вулканогенно-тектоническом грабене, приуроченного к экзоконтактовой зоне гранит-гранодиоритового массива (по М.М. Константинову и др., 1990 [17])

А – карта и разрез локального аномального поля; Б – разрез месторождения и графики геохимических и геофизических параметров: Геологические элементы модели: 1 – базальты; 2 – липарито-дациты; 3 – андезиты; 4 – субвулканические тела андезитов; 5 – глинисто-сланцевая толща: а) на карте, б) на разрезах; 6 – кристаллические сланцы; 7 – граниты; 8 – гранодиориты: а) лакколиты, б) дайки; 9 – разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые. Минералого-геохимические элементы модели: 10 – пропилиты: а) низкотемпературные, б) среднетемпературные; 11 – кварцево-серицитовые метасоматиты; 12 – кварцевые жилы; 13 – кварц-карбонатные жилы; 14 – рудные жилы (на карте); 15 – сульфидные вкрапленники; 16 – эндогенные ореолы золота; 17 – графики содержания петрогенных элементов; 18 – россыпи золота. Геофизические элементы модели, графики: 19 – наблюдаемого поля силы тяжести; 20 – электросопротивления пород; 21 – естественной радиоактивности; 22 – вызванной поляризации; 23 – магнитного поля; 24 – положения пьезоэлектрических аномалий; 23 – относительной диэлектрической проницаемости. Контуры полей: 26 – регионального аномального поля; 27 – локального аномального (рудного) поля

5.2 Прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения рудных полей Фыоктхань–Фыокшон

На основе полученной геолого-генетической модели месторождения Байдат, Байго и Фыоктхань, результатов проведенных исследований и опубликованных фондовых данных выделены прогнозно-поисковые критерии.

Структурно-тектонические критерии. Существование транскоровых разломов надвиговой кинематики СЗ простирания, области их разветвления. Оруденение локализуется в **одном из швов зоны** глубинного разлома Поко, на участке его развития складок высокого порядка. Месторождения размещаются в транскоровых разломах и связанных с ними структурах второго/третьего порядка, которые, вероятно служили путями транзита рудоносных флюидов.

В пределах золоторудного поля Фыокшон рудоносные зоны рудников Байдат и Байго, локализованы в зоне окончания взбросо-сдвига. Золоторудные тела представлены субпараллельными сланцеватости кварц-сульфидными жилами. Рудовмещающими являются послонные зоны тектонических нарушений, которые образовались на участке окончания взбросо-сдвига и осложняли западные крылья и замки мелких антиклиналей. Они формировались в режиме регионального субширотного горизонтального сжатия. Имеют место крутопадающие пострудные разломы, смещающие рудные тела.

Литологические критерии. Приуроченность оруденения к терригенным толщам протерозойского возраста, а в их пределах преимущественно к черносланцевым и их контактам с алевролитами и мраморами. Кварцево-золоторудные жилы приурочены к горизонтам углеродистых сланцев, включающих линзы мраморов

В размещении оруденения вулканогенно-осадочного и метаморфогенно-гидротермального генезиса роль литофациальных особенностей пород значительно более существенна [1, 24]. Прежде всего, это касается прожилково-вкрапленной золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной минерализации. Оно избирательно локализуется в толщах и мощных пачках кремнисто-железистых, магнизиально-железистых и углеродсодержащих тонкозернистых пород, сложенных преимущественно тонкозернистыми породами с подчиненными прослоями песчаников и в ряде случаев известняков или вулканитов. Это осадочные породы, первично обогащенные золотом [1, 24].

Наряду с благоприятным составом (исходным повышенным содержанием золота и сульфидов) положительное влияние на локализацию оруденения оказывают в таких случаях и резкие различия физико-механических свойств пород [24]. Пласты и пачки высокопластичных и плохо проницаемых сланцев выступают в роли “экранов”, под которыми вероятно рудоотложение. Поэтому контакты относительно мощных пластов и песчаников и алевролитов,

и перекрывающих сланцев, чередование известняков (мраморированных) и углеродистых сланцев, а также пластовых тел основных магматических пород оказываются во многих случаях содержащими золотое оруденение и заслуживают детального картирования и опоискования [1].

Магматические критерии. Для локализации месторождений золота благоприятны гранитные своды [24]. В рассматриваемом районе они имеют разный состав возраст и происхождение. Следует обратить внимание на граниты типа I Бенжанг–Куешон, граниты типа S Чулай, особенно пермские скрытые граниты типа S и мало эрозированные штоки. магматические гранитоиды, представляющие собой продукты их дифференциации и контаминации, в частных случаях могут быть и непосредственно источниками золота и сопутствующих рудообразующих элементов, т. е. являться рудогенерирующими [24]. Поля даек и конкретные интрузивные массивы могут, кроме того, выступать в роли теплоносителей и проводников глубинных флюидов.

В структурном и геохимическом отношении зоны контактов их с вмещающими породами благоприятны для развития рудолокализирующих разрывов и рудоотложения — как места наиболее резких градиентов физико-механических и геохимических параметров среды рудообразования. Для развития оруденения золото-кварцевой формации наиболее благоприятны протяженные дайки гранитоидного состава, согласные и субсогласные с простираем вмещающих терригенных толщ. В условиях развития тектонических деформаций они выступают в роли локализаторов разрывов и как следствие — кварцевых жил и прожилков, благодаря своей повышенной хрупкости в сравнении с вмещающими породами, особенно в тех случаях, когда последние представлены преобладающими высокопластичными сланцами или алевролитами.

Для развития жильно-прожилкового оруденения с повышенным содержанием сульфидов (пирита и халькопирита) благоприятны дайки и штоки основного состава, особенно те из них, которые содержат магматогенную или автометасоматическую вкрапленность сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита). Оруденение, развиваясь в эндо- и экзоконтактах таких тел, часто имеет повышенные содержания золота [1].

Метасоматические критерии. В районе распространены окологрудные метасоматиты пирит-серицит-карбонат-кварцевого состава. Золото ассоциирует с наиболее поздними генерациями сульфидов - прежде всего с галенитом, блеклыми рудами, сфалеритом и поздними генерациями пирита, халькопирита и арсенопирита. Поэтому наличие этих генераций сульфидов, особенно в существенных количествах — благоприятный показатель. Характерные особенности их - расположение преимущественно по внутрирудным трещинам и микротрещинам в кварце и в более ранних сульфидах, цепочками и прерывистыми формам выделений, мелкозернистое строение, тесное взаимное срастание различных сульфидов, частая приуроченность к включениям вмещающих пород и к зальбандам кварцевых и кварцево-сульфидных жил.

Кристаллизация этих сульфидов происходит при средних и умеренно низких температурах (300-180°C), благоприятных для массового осаждения золота.

Минералого-геохимические критерии. В районе Фьюктхань–Фьюкшон развиты пирит-арсенопиритовая, жильная пирит-арсенопирит-кварцевая и золото-полисульфидная минеральные ассоциации. Минералогические признаки в виде шлиховых ореолов и потоков золота в рыхлых отложениях представляют собой прямые факторы возможного наличия оруденения. Благоприятно наличие пирротина, рутила, сульфатов и гидроокислы железа.

Геохимические аномалии золота и его элементов-спутников (Cu, Pb, Zn, As и др.) также являются важными показателями положительной оценки перспективных объектов. В районе Фьюктхань–Фьюкшон развитие пирит-арсенопиритовой, жильной пирит-арсенопирит-кварцевой и золото-полисульфидной минеральных ассоциаций.

Установленные закономерности позволили сформулировать поисковые предпосылки месторождений золота. Рассмотренные критерии прогнозирования целесообразно использовать при выделении локальных площадей для обнаружения относительно крупных по масштабам золотых месторождений в Центральном Вьетнаме.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая диссертационная работа является научным обобщением практических, теоретических и методологических исследований автора. Основные результаты заключаются в следующем:

– Район Куангнам-Куангнай – это крупная структура земной коры в Центральном Вьетнаме, включающая часть складчатого пояса Чыонгшон и сочетающая различные типы пород разного возраста и происхождения, сформировались вдоль северной окраины массива Контум, где произошло много деформационных событий [2, 10, 12, 21, 62]. Последовательное наложение структур, созданных этими событиями, привело к сложной картине, которую можно наблюдать на микро- и макроскопическом уровнях.

– Предыдущими исследователями установлены пять поколений формирования региональных структур, которые идентифицированы на основе стиля их деформации, ориентации и временных взаимоотношений [62]. Крупномасштабные зоны сдвига, простирающиеся на сотни километров, как правило, в юго-западном направлении, являются характерными тектоническими элементами центрального Вьетнама. Первый этап деформирования D_1 сопровождался метаморфизмом от умеренного до высокого и, вероятными вязко-пластическими нарушениями. Автор подтвердил по интерпретации авторских замеров трещин и осей складок подтвердил рудоконтролирующее значение сдвигов второго этапа D_2 .

– Автор по имеющейся информации по 20 золоторудным объектам района использовал правило (закон) Ципфа для оценки остаточных ресурсов. Показано, что их потенциал составил до 30 т золота, включая два объекта около 10 т и более 20 т.

– На основе изучения вещественного состава руд и морфологии рудных тел автор установил, что в районе Фьюктхань–Фьюкшон золоторудные месторождения представлены золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формацией.

– Впервые установлены закономерности локализации золоторудных проявлений в районе Фьюктхань–Фьюкшон: жильные и жильно-прожилковые рудные тела контролируются взброс-сдвигами, замковыми частями и крыльями антиклиналей в углеродистых сланцах в зоне влияния сланцах в экзоконтактовых ореолах палеозойских и триасовых гранитов.

– Автором определено, что минеральный состав руд рудных полей Фьюкшон и Фьюктхань сформирован в 4 стадии, разделенных тектоническими подвижками: в первую стадию возникли гидротермально-метасоматические породы типа березитов, во вторую - кварц-золото-малосульфидная минерализация; в третью - золото-сульфидная и в четвертую - карбонатные прожилки с переотложенными сульфидами. По геохимическим данным, изотопии

серы сульфидов и газовой-жидким включениям в рудном кварце руды образовались в среднетемпературных условиях при участии глубинных флюидов.

– Установленные закономерности позволили сформулировать поисковые предпосылки месторождений золота. Рассмотренные критерии прогнозирования целесообразно использовать при выделении локальных площадей для обнаружения относительно крупных по масштабам золотых месторождений в Центральном Вьетнаме. При этом необходимо иметь в виду, что применительно к рассматриваемому золоторудному району Вьетнама лучше всего подходят модели золото – мышьяково-сульфидного оруденения в складчатой структуре в горизонте слюдисто-кварцево-карбонатных пород в сложноскладчатой структуре, образующей блок среди гранитоидов, описанные [1].

– При комплексном применении указанных критериев и признаков при детальном поисках можно ожидать открытие новых золоторудных объектов в том числе и средних по запасам месторождений в Фьюктхань–Фьюкшон.

– Геофизические предпосылки для этой группы месторождений разные по значимости: аномалии магнитного поля важны для выделения и оконтуривания интрузивов и тех рудных зон, в которых оруденение содержит пирротин и магнетит; аномалии электрометрические имеют значение для фиксирования золото – сульфидного оруденения и прослеживания разрывных нарушений. Поэтому в дальнейшем необходимо использовать геофизические методы для выявления потенциальных месторождений золота в районе Фьюктхань–Фьюкшон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.В., Роков А.Н. Локальный прогноз и методика поисков основных промышленных типов месторождений твердых полезных ископаемых. Московский Государственный Открытый Университет, Москва. 1996. 419 с.
2. Бинь В.К. и др. Исследование и прогнозирование потенциала золотых полезных ископаемых, скрытых глубоко в золоторудных полях в зоне Тамки-Фьюкшон в центральном регионе. Геологический архив 2017. 188 с.
3. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия 1962. № 7. С. 535—571.
4. Вольфсон Ф.Н., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений (Учебное пособие). М.: Недра. 1975. 271 с.
5. Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов ИЗВ АН СССР, сер Геофиз 1954. № 6. С 527-545.
6. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Издательство АН СССР. 1959. 256 с.
7. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
8. Главное управление геологии и минералов Вьетнама. Геология и минеральные ресурсы листа Дак Глей-Хам Дык (D-48-24C), Карта геологии и минеральных ресурсов Вьетнама (1: 50 000). 1997. 272 с.
9. Главное управление геологии и минералов Вьетнама. Геология и минеральные ресурсы листа Бана (D-48-IV), Карта геологии и минеральных ресурсов Вьетнама (1:200 000). 1998. 73 с.
10. Главное управление геологии и минералов Вьетнама. Геология и минеральные ресурсы листы Чамй - Такпо (BD 281), Карта геологии и минеральных ресурсов Вьетнама (1: 50 000). Хошимин. 2004. 775 с.
11. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. 1961. 47 с.
12. До В. Чй. Отчет о геологическом и разведком полезных ископаемых в группе Дакглей – Хамдык в масштабе 1:50 000. Фонды Вьетнамского Министерства природных ресурсов и экологии 1997. 400 с.
13. До М.Ф., Игнатов П. А., Фан Т. Х., Нгуен З. Х., Тиен В.Ч. Контролирующие Cu-U-Au минерализацию в районе Кон Ра пропровинции Контум центрального Вьетнама Разведка и охрана недр 2021. № 6. С 28-34.
14. Игнатов П.А., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых. Москва. 2004. 512 с.

15. Као Д.Ч. и др. Глубинные структуры и характеристики сейсмической активности на территории Вьетнама. 1991. 140 с.
16. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир. 2011. 368 с.
17. Константинов М. М. Структурно-вещественные ассоциации золоторудных полей. Советская геология 1990. № 10.
18. Константинов М.М. Провинции благородных металлов. М. Недра. 1991. 169 с.
19. Константинов м.м. Золоторудные месторождения России. М.: ООО Акварель. 2010. 349 с.
20. Ле В.Н. и др. Отчет - разведка золота в районе Фьюкшон, коммуна ФьюкДык и коммуна ФьюкСуан, район Фьюкшон, провинция Куангнам, Дананг. 2010. 215 с.
21. Ле Ван Зуонг и др. Оценка минералов золота и других минералов, связанных с регионами Чану, Чатуи, Куангнам и Куангнгай. Геологический архив 2001. 210 с.
22. Ле Ван Тан. Оловорудные формации во Вьетнаме. Некоторые аспекты их распространения и перспективы. Геология и полезные ископаемые 1982. № 1. С 117-129.
23. Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. М. Научный мир. 1996. 243 с.
24. Нарсеев В.А., Курбанов Н.К., Константинов М.М. и др. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. ЦНИГРИ. 1989. 237 с.
25. Нгуен В.Х. и др. Отчет об исследовании «Тектоника и минералогия Южного Вьетнама». Архив Геопространственно-информационного центра 2000. 110 с.
26. Нгуен С Б. , Фам Г.Л. Исправление и дополнение к геологической карте Южного Вьетнама масштаба 1:200000 Отчет Фонд ГУ Вьетнама 1994. 120 с.
27. Нгуен С.Б. Геология и минеральные ресурсы Вьетнама (южная широта 15020') Архив геологического отдела 1995. 125 с.
28. Нгуен Тиен Зунг и др. Распределение элемента олова в магматических образованиях Вьетнама. Журнал геологии 1987. № 182-183. С 7-14.
29. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция тектонических напряжений. Известия ВУЗов, Геология и Разведка 1977. № 12. С. 103–115.
30. Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода Геохимия гидротермальных рудных месторождений 1982. М.:Мир. С 403-450.
31. Пэк А.В., Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Об изучении структур эндогенных рудных месторождений. Геология рудных месторождений 1960. №. 4. С. 14-28.
32. Родыгин А.И. Структурные диаграммы. Томск: Изд-во Том. ун-та. 1980. 76 с.
33. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Хркович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ. 1994. 285 с.

34. Фам К. и др. Разломы и вторжения на территорию Вьетнама, обнаруженные в соответствии с интерпретацией геофизических данных. Журнал геологии 1995. Серия В: № 5-6. 395 с.
35. Хоанг Х. Т., Чан Ч.Х. и др. Литология гранитоидных пород комплекса Бенжанг–Куешон, блок Сатхай, провинция Контум. Материалы конференции: Фундаментальные исследования в области «Науки о Земле и окружающей среде» 2019. pp. 15-19.
36. Хунь Ч., Нгуен С. Б. и др. Закономерность размещения магматических образований южной части Вьетнама. Геология и полезные ископаемые 1979. № 1.
37. Чан В.Т., Игнатов П.А., До М.Ф. Геологическое положение и вещественный состав руд золоторудных месторождений района Куангнам– Куангнгай, Центральный Вьетнам. Разведка и охрана недр 2022. № 12. С 19-27.
38. Чан Ван Т., Игнатов П. А., Май Чонг Т. Закономерности локализации золотой минерализации в районе Фыокшон, Центральный Вьетнам. Известия вузов Геология и разведка 2023. № 1. С 15-27.
39. Чан Ван Т., Игнатов П. А., Май Чонг Т., Нгуен Зуи Х. Типизация золоторудных проявлений в районе Фыоктхань–Фыокшон, Центральный Вьетнам. Известия вузов Геология и разведка 2023.
40. Чан Д.Л., Нгуен С.Б. Геологическая карта Вьетнама масштаба 1:500000 1981.
41. Чан Мй Зунг и др. Исследования и разработка методов исследования эндогенных металлических минералов. Проведение разведки и зонирование золотого месторождения в районе Намнгай. 2020. 346 с.
42. Чан Ч.Х. и др. Проект «Исследование условий образования и правил распределения редких минералов, связанных с магматической деятельностью в регионах Центрального и Центрального нагорья». Архив геологии 2003. 345 с.
43. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1989. 261 с.
44. Ahrland S., Chatt J., Davies N.R. The relative affinities of ligand atoms for acceptor molecules and ions. Quarterly Review of the Chemical Society 1958. 12. pp. 265–276.
45. Aitchison L., Corradi N., Latham P. Zipf's Law Arises Naturally When There Are Underlying, Unobserved Variables. PLOS Computational Biology 2016. V. 12. pp. 12
46. Banks M.J., Murfitt R.H., Quynh N.N., Hai L.V. Gold exploration of the Phuoc Son-Tam Ky Suture, central Vietnam. A case study Proceedings of PacRim Congress 2004. pp. 95—104.
47. Barber A.J., Ridd M.F., Crow M.J. Geology The origin, movement and assembly of the pre-Tertiary tectonic units of Thailand. The Geological Society 2011. V. 19. pp. 507-538.

48. Barnes H.L. Solubilities of ore minerals. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* 1979. V. 2 ed John Wiley & Sons, New York. pp. 404-410.
49. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 1985. V. 48. pp. 43-55.
50. Benning L.G., Seward T.M. Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150 to 400°C and 500 to 1500 bars. *Geochim Cosmochim Acta*, in press 1996. V. 60. pp. 1849-1871.
51. Charusiri P., Daorek V., Archibald D., Hisada K, Ampaiwan T. Geotectonic Evolution of Thailand; A new synthesis. *Journal of the Geological Society of Thailand* 2002. V. 1. pp. 1-20.
52. Cotton F.A., Wilkinson G., Murillo C., Bochmann M. *Advanced Inorganic Chemistry*. John Wiley & Sons, New York. 1999. 1368 p.
53. Dinh S.Q. Petrographic characteristics and zircon U–Pb geochronology of granitogneiss rocks in the Chu Lai–KhamDuc area (Quang Nam province). *Sci Technol Dev J–Nat Sci* 2017. V. 1. pp. 258-272.
54. Fan P. F. Accreted terranes and mineral deposits of Indochina. *Journal of Asian Earth Sciences* 2000. V. 18. pp. 343-350.
55. Faure M., V.V. Nguyen, L.T.T. Hoai, Lepvrier C. Early Paleozoic or Early-Middle Triassic collision between the South China and Indochina Blocks: The controversy resolved? Structural insights from the Kon Tum massif (Central Vietnam). *Journal of Asian Earth Sciences* 2018. V. 166. pp. 162 – 180.
56. Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 2001. V. 42(11). pp. 2033-2048.
57. Frost B.R., Frost C.D., Beard J.S. On silica–rich granitoids and their eruptive equivalents. *American Mineralogist* 2016. V. 101. pp. 1268-1284.
58. Gatinsky G.Y. Tectonics and geodynamic prerequisites of mineral resource distribution in the Indochina region. *Geology of Ore Deposits* 2005. V. 47. pp. 309-325.
59. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., F. R. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types *Ore Geol Rev* 1998. V 13. pp. 7–27.
60. Groves D.I., Phillips G.N., Ho S.E., Henderson C.A., Clark M.E., Woad G.M. Controls on distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia. *Gold 82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits* (ed Foster, RP) Balkema, Rotterdam 1984. pp. 689–712.
61. H.T. Trong, T.T. Anh, N.T. Phuong, P.T. Dung, T.V. Anh, A.E. Izokh, et al. Permo-Triassic intermediate–felsic magmatism of the Truong Son belt, eastern margin of Indochina *Comptes Rendus Geoscience* 2008. V. 340. pp. 112-126.

62. Hai Thanh Tran, Khin Zaw, Halpin J.A., Takayuki Manaka, Meffre S., Chun-Kit Lai, et al. The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications. *Gondwana Research* 2014. V. 26. pp. 144—164.
63. Hayashi K., Ohmoto H. Solubility of gold in NaCl and H₂S-bearing aqueous solutions at 250–350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1991. V. 55 (8). pp. 2111-2126.
64. Helgeson H.C. *Complexing and Hydrothermal Ore Deposition*. 1964. 142 p.
65. Hronsky J.M.A., Groves D.I. Science of targeting: definition, strategies, targeting and performance measurement. *Australian Journal of Earth Sciences* 2008. 55(1). pp. 3-12.
66. Hutchison C.S. *Geological evolution of South-east Asia*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics. Oxford University Press. 1989.
67. J. Hoefs. *Stable Isotope Geochemistry*. 8th edition. Springer International Publishing AG, part of Springer Nature. 2018.
68. Jia Y., Kerrich R. Giant quartz vein systems in accretionary orogenic belts: the evidence for a metamorphic fluid origin from d¹⁵N and d¹³C studies. *Earth and Planetary Science Letters* 2000. Vol. 184. pp. 211–224.
69. Khin Zaw, Rodmanee T., Khositant S., Thanasuthipitak T., Ruamkid S. Geology and genesis of Phu Thap Fah gold skarn deposit, northeastern Thailand: Implications for reduced gold skarn formation and mineral exploration. *Proceedings of GEOTHAI'07 International Conference on Geology of Thailand 2007*. pp. 93-95.
70. Lepvrier C., Maluski H., Van Tich V., Leyreloup A., Thi P.T., Van Vuong N. The Early Triassic Indosinian orogeny in Vietnam (Truong Son Belt and Kontum Massif); implications for the geodynamic evolution of Indochina. *Tectonophysics* 2004. 93. pp. 87–118.
71. McCuaig T.C., Kerrich R. P-T-t-deformation – fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews* 1998. Vol. 14. pp. 1–72.
72. Metcalfe I. Origin and assembly of south-east Asian continental terranes. *Gondwana and Tethys*, Geological Society Special Publications 1988. V. 37. pp. 101-118.
73. Metcalfe I. Gondwana dispersion, Asian accretion: an overview. 1999. pp. 9-28.
74. Metcalfe I. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences* 2013. V. 66. pp. 1-33.
75. Metcalfe I. Tectonic evolution of Sundaland *Bulletin of the Geological Society of Malaysia* 2017. V. 63. pp. 27-60.
76. N. Nakano, Y. Osanai, M. Owada, N.T. Ngoc, T. Toyoshima, P. Binh, et al. Geologic and metamorphic evolution of the 130 basement complexes in the Kontum Massif, central Vietnam *Gondwana Research* 2007. V. 12. pp. 438-453.

77. Paliwal H.V., Bhatnagar S.M., Haldar S.K. Lead-zinc resource prediction in India: an application of Zipf's law. *Mathematical Geology* 1986. 18(6). pp. 539-549.
78. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 1984. V. 25. pp. 956-983.
79. Pearson R.G. Hard and soft acids and bases. *American Chemical Society Journal* 1963. Vol. 85. pp. 3533–3539.
80. Phillips G.N., Groves D.I. The nature of Archaean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Journal Geological Society Australia* 1983. Vol. 30. pp. 25–39.
81. Phillips G.N., Powell R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic Geology* 2010. Vol. 28(6). pp. 689-718.
82. Puddephatt R.J. *The Chemistry of Gold*. Elsevier Scientific Publishing Company. 1978. 274 p.
83. Quyen N.M., Feng Q.L., Zi J.W., Zhao T.Y., Hai T.T., Thanh N.X., et al. Cambrian intra-oceanic arc trondhjemite and tonalite in the Tam Ky-Phuoc Son Suture Zone, central Vietnam: Implications for the early Paleozoic assembly of the Indochina Block. *Gondwana Research* 2019. V. 70. pp. 151—170.
84. Ramsay J.G., Huber M.I. *Modern structural geology Folds and Fractures* 1987. V. 2. pp. 309-700.
85. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry* 2003. V. 3. pp. 1-64.
86. Schmidbaur H. *Gold – Progress in Chemistry, Biochemistry and Technology*. John Wiley, New York. 1996. 894 p.
87. Seward T.M. Thio – complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1973. Vol. 37. pp. 379–399.
88. Seward T.M. The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: boiling and conductive cooling as examples. *Econ Geol Monogr* 1989. V. 6. pp. 394-404.
89. Sharpe E.N., Mac'Geehan P.J. field. *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. Ed FE Hughes 1990. V. 2. pp. 1287—1296.
90. Stefansson A., Seward T.M. Gold(I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500°C and 500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2004. Vol. 68. pp. 4121–4143.
91. Tossel J.A. The speciation of gold in aqueous solution: a theoretical study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1996. Vol. 60. pp. 17–29.
92. Vu V.T., Henri M., Nguyen V.V. Ar-Ar age of metamorphic and mylonitic rocks in northern part of the Kon Tum Massif: evidence for the Indosinian movement along shear zones between Kon Tum Massif and Truong Son belt. *VNU Journal of Science* 2007. Earth Sciences 23. pp. 253–264.

93. Wang Y., Wang Y., Qian X., Zhang Y., Gan C., Senebottalath V., et al. Early Paleozoic subduction in the Indochina interior: Revealed by Ordo–Silurian mafic–intermediate igneous rocks in South Laos. 2020. V. 362–363.
94. Williams M.L. Core chemistry of gold and its complexes. *Inflammopharmacology* 2008. Vol. 16. pp. 110–111.
95. Wood S.A., Samson I.M. Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology* 1998. Vol. 10. pp. 33–80.
96. Zumdahl S.S. *Chemical Principles*, 4th edn. Houghton Mifflin, Boston. 2002. 1141 p.