

МИНОБРНАУКИ РОССИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ имени СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ»
(МГРИ)

На правах рукописи

Абделхалим

МАХМУД АБДЕЛХАЛИМ ШОКРИ МОСТАФА

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОЛОТОРУДНАЯ
МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАМАМА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ
ЧАСТЬ ВОСТОЧНОЙ ПУСТЫНИ ЕГИПТА**

Специальность 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения.

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
Д-р геол.-минерал. наук, профессор Дьяконов В.В.

Москва 2019

Оглавление

Введение.....	4
1 Физико-географический очерк.....	10
1.1 Транспортная доступность.....	11
1.2 Природные ресурсы.....	12
1.3 Климатические условия.....	12
1.4 Энергетический потенциал.....	13
2 Региональное геологическое строение.....	14
2.1 Общие характеристики Африканской платформы.....	14
2.1.1 Аравийско-Нубийский Щит.....	16
2.1.2 Панафриканский орогенез.....	17
2.1.3 Известные геологические модели эволюции Восточной пустыни.....	17
2.2 Геологическое строение Восточной пустыни.....	19
2.2.1 Стратиграфия Восточной пустыни.....	20
2.2.1.1 Раннепротерозойские гранитогнейсы и сланцы (Формация Митик).....	24
2.2.1.1.1 Гранитогнейсы Умм Бааниб.	25
2.2.1.1.2 Метаморфиты Абу Фаннани.	28
2.2.1.2 Позднепротерозойская Формация Метаосадков.....	40
2.2.1.3 Позднепротерозойская Формация Метавулканитов.....	43
2.2.1.4 Раннепалеозойская терригенная песчано-глинистая толща (Группа Хаммамат).....	46
2.2.1.5 Раннепалеозойская Формация вулканитов Дохан-Аталла.....	48
2.2.1.6 Мезо-кайнозойский осадочный чехол.....	52
2.2.2 Интрузивный магматизм.....	52
2.2.2.1 Позднепротерозойские интрузии ультраосновного и основного состава – гипербазитовый комплекс (Кадомский).....	54
2.2.2.2 Позднерифейские гранитоиды (Салаирский).....	57
2.2.2.3 Раннепалеозойские гранитоиды (Каледонский).	57
2.2.3 Тектоника (разрывные нарушения, этажи и ярусы).....	59
2.2.4 Золотоносность.....	62
3 Геологическое строение и оруденение рудного поля Хамама.....	67
3.1 Стратиграфия.....	69
3.1.1 Позднепротерозойская толща метавулканитов.....	71
3.1.1.1 Основные и средние метавулканиты.....	71
3.1.1.2 Основные железистые лапиллиевые туфы.	76
3.1.1.3 Кислые метавулканиты.....	77
3.1.1.4 Кислые туфы и брекчии.....	79
3.1.1.5 Железистые кварциты.....	82
3.1.2 Осадочный чехол (Меловые Нубийские песчаники).....	83

3.2	Интрузивные образования	84
3.2.1	Позднепротерозойские (Древние) гранитоиды	84
3.2.2	Раннепалеозойские (Молодые) гранитоиды	85
3.2.3	Габбровые кумулаты	86
3.2.4	Позднепалеозойские гранит-порфировые дайки.....	86
3.3	Тектоника	87
3.4	Оруденение	89
3.4.1	Неокисленные сульфидные руды	91
3.4.2	Железная шляпа (Госсан)	92
3.4.3	Кварц-карбонатные жилы.....	94
4	Вещественный состав руд месторождения Хамама.....	99
4.1	Общие минералогические характеристики руд.....	99
4.2	Текстуры руд и парагенезис	102
5	Вертикальная зональность месторождения Хамама.....	112
5.1	Зона окисления - госсан (от 0 до 35 м)	112
5.2	Зона выщелачивания (от 35 до 85 м)	116
5.3	Зона вторичного обогащения (от 85 до 135 м)	118
5.4	Зона первичного оруденения (глубже 135 м)	119
6	Геохимия и статистические параметры распределения элементов в руде	122
6.1	Геохимическая классификация минерализации.....	122
6.2	Общие статистические параметры распределения элементов в руде	126
6.3	Геохимические ореолы.....	128
6.4	Трехмерная интерполяция базы данных	130
6.5	Продуктивность рудных участков	134
6.6	Корреляция и минеральная форма существования элементов	134
6.7	Запасы руд месторождения	137
7	Закономерности локализации оруденения и основные черты генезиса	140
7.1	Генетические соотношения руд и вмещающих пород.....	140
7.2	Происхождение карбонатов на основе изучения изотопов С и О	143
7.3	Возрастные соотношения оруденения с вмещающими породами и генезис	145
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	147
	Библиографический список.....	150

Введение

Актуальность работы.

В последние годы в Египте наблюдается тенденция к наращиванию объемов добычи полезных ископаемых, особенно золота, что, в свою очередь, требует увеличения усилий и восполнения минерально-сырьевой базы по разведке. Восточная пустыня (ВП) является уникальной территорией с большим разнообразием полезных ископаемых. Поскольку многие рудники являются градообразующими предприятиями, Правительство Египта создаёт проект «**Золотой Треугольник**», один из мегапроектов страны, охватывающий территорию между городами Кена, Сафага и Кусейр. Выполненные нами исследования месторождения Хамама являются составной частью этого проекта. При этом наша работа делится на две части, где первая часть посвящена общему изучению геологического строения и эволюции центральной части Восточной пустыни (ЦВП), а вторая часть – детальному изучению полиметаллического колчеданного типа золоторудного месторождения Хамама. Из колчеданных месторождений добывают не только драгоценные металлы, как Au и Ag, но и цветные металлы, как Cu, Zn, Pb. Они также представляют собой важный источник Co, Sn, Cd, Te, Bi, Mn, Ge, Ga и Ba а некоторые из них также содержат рентабельное количество Hg, Sb, Se, In и As (Hannington et al., 1999b; Allen et al., 2002). При попутной добыче они дают компаниям гарантию от снижения себестоимости цены металлов. Как опубликовано «Aton Resources Inc.», предполагаемый ресурс добычи (бортное содержание более 0,5 г/т Au) месторождения Хамама составляет 2,58 млн. тонн слабо окисленной руды, 5,36 млн. тонн первичной руды и 0,22 млн. тонн рыхлой руды коры выветривания (всего 8,21 млн. т) при 29,7 г/т Ag и 0,87 г/т Au (Aton Resources, 2017). Западная Хамама располагает «Предполагаемыми минеральными ресурсами» в 341 тысячу унций золотого эквивалента («AuEq») и «Обозначенными минеральными ресурсами» в 137 тысяч унций AuEq (Aton Resources, 2017).

Цель работы.

1. Изучить геологическое строение территории ЦВП с точки зрения палеовулканической реконструкции.
2. Дать прогнозирование рудопроявлений и новых месторождений на основе предложенной палеовулканической модели.
3. Улучшить прогнозно-поисковые критерии для поисков рудных концентраций в крупных палеовулканических структурах;

4. Ставить конкретные направления для добычи руд Хамама, на основании результатов собственных исследований и анализа фондовых материалов;
5. Выявить условия локализации месторождений Хамама.

Основные задачи работы.

1. Выявить особенности структурно-тектонического строения района Хамама.
2. Выполнить детальную статистическую обработку результатов геохимического опробования обнажений пород и керн скважин (базы данных), пробуренных горнодобывающими компаниями на стадии разведки месторождений.
3. Определить минеральный состав и металлогенический парагенезис золото- и серебросодержащих руд месторождения Хамама.
4. Обработать в программах Micromine и др. результаты геохимического опробования горных пород и керн разведочных скважин района Хамама.
5. На основе полученных результатов анализа ICP-MS выявить геохимические характеристики оруденения, вмещающих и гидротермально измененных пород, чтобы определить происхождение, генетические связи и процессы рудообразования.
6. Описать химический состав и появление золота внутри рудных минералов, на основе выполненных автором EDX анализов.
7. Выполнить 3D моделирование базы данных по результатам геохимического опробования для выявления и оценки богатых горизонтов золоторудной минерализации.
8. Провести анализ морфологии и внутренней структуры зерен циркона.
9. Определить происхождение вмещающих карбонатных пород на основе изотопных анализов углерода и кислорода.

Фактический материал и методика исследований.

А. В процессе полевых работ выполнено около 200 км пешеходных геологических маршрутов, с целью выяснения стратиграфической последовательности залегания толщ и горизонтов горных пород. Было отобрано около 200 образцов из района Хамама для характеристики минералогического и химического состава руд и вмещающих пород, а также отобрано 15 образцов из района Митик для характеристики минералогического состава и выделения циркона.

Б. В период камеральных работ было:

1. Описано 120 прозрачных и полированных шлифов под микроскопом,
2. Подготовлено 5 образцов для выделения циркона,
3. Изучено 18 рудных прозрачных полированных шлифов на сканирующем микроскопе, с более чем 500 анализируемых точек на аппарате EDX,

4. Подготовлено 28 рудных образцов с поверхностных обнажений и из керна месторождений Хамама, включающих все типы рудных интервалов и типов по всей территории (Таблица 6.1). Основные и микроэлементы в руде были проанализированы лабораториями «Института Минералогии, Геохимии и Кристаллохимии Редких Элементов» (ИМГРЭ), Москва, РФ. Измерения были выполнены с помощью "ICP-MS" на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Концентрации ртути в образцах определяли отдельно с использованием метода "AAS" в том же институте с использованием ртутного анализатора RA-915 +.

5. Выполнено 15 рентгенофлуоресцентных анализов (XRF) (Таблица 3.1) по образцами из вмещающих метавулканических пород в лаборатории «Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук» (ИГЕМ РАН).

6. Подготовлено 7 образцов для изотопного анализа. Изотопный анализ C^{13} и O^{18} проводился по образцам, отобранных из карбонатных и кварц-карбонатных жил, гнезд и линз в лаборатории «Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук» (ИГЕМ РАН). Измерения проводились на масс-спектрометре Deltaplus (Thermo-Finnigan) в постоянном потоке гелия (CF IRMS) на масс-спектрометре Delta V+ с периферийным комплексом GasBenchII. Калибровка в международных масштабах V-PDB и V-SMOW проводилась с использованием внешних (NBS-18, NBS-19, MCA-8) и внутрилабораторных (ATC-1) стандартов. Погрешность определения значений для $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ составляла $\pm 0,04$ и $\pm 0,06$ соответственно.

7. Проведена статистической обработки базы данных в Excel; 3D моделирование в Micromine и др.; картирование геохимических (контурные карты) аномалий на поверхности в ArcGIS методом "кригинг". База данных "Aton resources" включает результаты анализов 8 440 проб из скважин и 4 475 проб из траншей, выполненных в лаборатории "ALS Minerals Division" в Румынии для определения золота по атомной абсорбции и (ICP-MS) для определения серебра, меди, свинца и цинка (Aton Resources, 2017). Общее количество проб, используемого для статистического, геохимического картирования, трехмерного моделирования и классификации руды в этом исследовании, составляет 12 943.

Научная новизна.

1. Впервые для Восточной пустыни Египта проведена палеовулканическая реконструкция на основе палеовулканического картирования. В пределах центральной

части Восточной пустыни выявлена крупная палеовулканическая структура. Установлены два тектоно-магматических цикла для эволюции фундамента ЦВП, с магматическим центром в районе метаморфического гнейсового купола Митик.

2. По результатам дешифрирования космоснимков в пределах ЦВП выявлена основная закономерность размещения тектонических и структурных элементов.

3. Установлена приуроченность промышленного колчеданного оруденения к метавулканическим толщам крупного, ранее не известного, палеовулканического сооружения.

4. В результате проведенных исследований получены новые данные по геологическому строению региона и условиям локализации золото–серебряной колчеданной полиметаллической минерализации в районе Хамама. Полученные результаты дают возможность предположить наличие новых рудных объектов в пределах изучаемой и сопредельных территорий.

5. Установлена минералогическая и геохимическая вертикальная зональность месторождения Хамама.

6. Представлена последовательность образования рудных и нерудных минералов (парагенезис) руд месторождения Хамама.

7. Определены аномальные зоны для Au, Ag, Zn, Cu, Pb и других элементов на поверхности и в вертикальном разрезе на месторождении Хамама, путем обработки базы данных компании «Aton Resources Inc.».

Практическая значимость.

1. Предложен новый взгляд на геологическое строение и последовательность образования горных пород ЦВП с позиции палеовулканической реконструкции.

2. В результате выполненных исследований предложен комплекс методов при изучении оруденения, который позволил наметить новые перспективные участки на выявление золотого, полиметаллического и железного оруденения.

3. Предложенная методика исследований палеовулканических структур может быть использована в аналогичных геологических условиях.

4. Результаты трехмерного моделирования базы данных керна позволили определить поверхностные и подземные аномалии, которые помогают правильно выбрать место для проектирования карьера и наилучшую глубину добычи металла.

5. Определение формы золота с помощью SEM в пирите и других рудных минералах помогают выбрать оптимальный метод для его обогащения.

Защищаемые положения.

Тезис 1. В пределах Центральной части Восточной пустыни Египта выявлено палеовулканическое сооружение центрального типа. Фундамент сооружения представлен глубоко метаморфизованными породами Формации Митик. В строении палеовулкана принимают участие породы двух дифференцированных толщ, метабаза́лт – метариолитовых формаций – «Метавулкани́ты» и вулкани́ты Дохан-Аталла.

Тезис 2. Эндогенные руды месторождения Хамама принадлежат к гидротермально-метасоматической золотосодержащей колчеданно-полиметаллической формации. Формирование руд проходило не менее, чем в три стадии минерализации: 1 – кварц-пиритовую, 2 – галенит-сфалеритовую и 3 – карбонат-баритовую. В результате процессов гипергенного обогащения, наночастицы золото в кристаллической решетке пирита освобождались и сконцентрировали вдоль трещин, между зонами окисления или осажжены вдоль границы между реликтовыми ядрами пирита и окислительным ободком.

Тезис 3. В вертикальном строении месторождения Хамама выделяются четыре зоны (сверху-вниз) отличающиеся по минералогическим и геохимическим характеристикам: а) зона окисления (железная шляпа или госсан); б) зона выщелачивания; в) зона вторичного обогащения и г) зона первичного оруденения.

Тезис 4. Статистическая обработка результатов опробования поверхности, позволила выявить пространственное распределение аномальных содержаний элементов: а) золото и свинца на западном участке, б) меди и цинка на восточном участке. Обработка данных опробования керна позволила создать 3D модель месторождения и выявить что, зона окисления является главным рудным интервалом.

Структура работы.

Диссертация содержит: 164 страниц, состоит из введения, семи глав и заключения, 17 таблиц, 89 рисунков, и списка литературы из 180 наименований. В автореферате материал изложен по защищаемым положениям.

Работа выполнена на кафедре месторождений полезных ископаемых Российского государственного геологоразведочного университета (МГРИ) под научным руководством заведующего кафедрой общей геологии и геологического картирования, доктора геолого-минералогических наук, профессора В.В. Дьяконова, которому автор выражает глубокую признательность. Автор выражает искреннюю признательность и благодарность профессорско-преподавательскому составу кафедры месторождений полезных ископаемых Российского государственного геологоразведочного университета (МГРИ), заведующему кафедрой геологии месторождений полезных ископаемых, доктору геолого-

минералогических наук, профессору Игнатову П.А. (МГРИ), и доценту кафедры общей геологии и геологического картирования, кандидату геолого-минералогических наук Наравасу А. К. (МГРИ). Автор и его руководитель благодарны компании "Aton Resources" за разрешение и помощь с образцами и базами данных. Особую благодарность профессору Давуд М. (Университет Менуфия, Египет) за его труды с автором во время трех полевых сезонов и исследований циркона. Большое спасибо доценту кафедры геологии месторождений полезных ископаемых кандидату геолого-минералогических наук Малютину С.А. за ценные замечания, которые улучшили научное содержание диссертации. Я также глубоко признателен доценту департамента геологии, горного и нефтегазового дела кандидату геолого-минералогических наук А.Е. Котелникову (РУДН) за помощь в обработке базы данных.

1 Физико-географический очерк

Арабская Республика Египет расположена на северо-востоке Африканского континента; часть территории, находящаяся на Синайском полуострове, находится в Азии. Территория Республики Египта занимает 1 001 450 км². По геоморфологическим особенностям можно разделить эту территорию на четыре региона (Рис. 1.1): а) Река Нил и Дельта; б) Западная пустыня; в) Восточная пустыня и г) Синайский полуостров (Saïd 2017). Изучаемый район расположен в регионе Восточной пустыне в провинциях Красного моря и Кена.

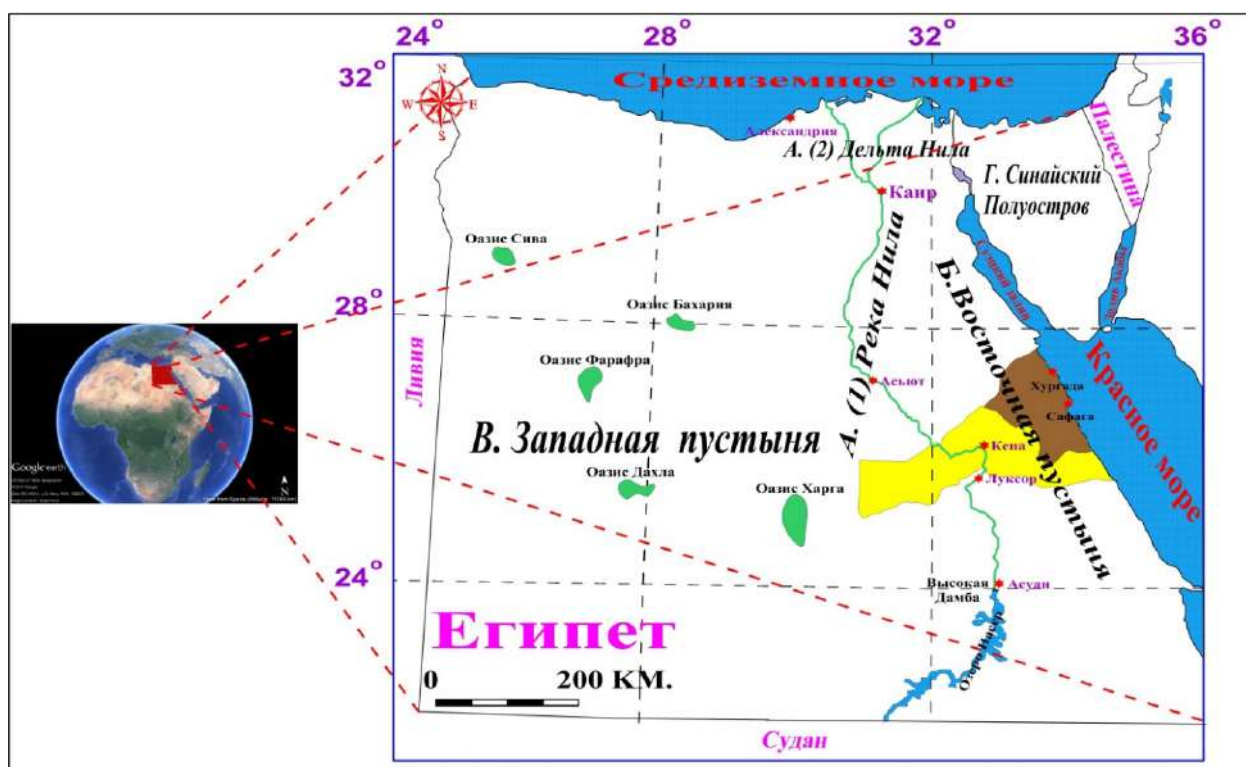


Рис. 1.1 Расположение провинция Красного моря - коричневый цвет и провинции Кена – желтый цвет.

Район “Хамама” считается один из богатейших областей золотом в Египте, тем не менее, недостаточно изучен. Хамама расположен в центральной части Восточной пустыни Египта. Административно район Хамама относится к провинции Красного моря (Рис. 1.1). Район ограничен широтами 26°21' - 26°24' N, и долготами 33°17' - 33°23' E.

Доехать на месторождение Хамама возможно по гравийной дороге, которая начинается с 50 километра шоссе Кена-Сафага или с 110 километра по шоссе Сафага-Кена. Этот пустынный путь продолжается на восток 31 км вдоль Вади-Абу-Грейда на базу Хамама (Рис. 1.2).



Рис. 1.2 Проезд в лагерь компании "Aton Resources" на месторождения Хамама.

Высота холмов провинции Красного Моря достигает более 2000 м над уровнем моря. В направлении долины Нила рельеф снижается постепенно. Средняя высота горной зоны Хамама составляет 400 м над уровнем моря, а максимальная высота достигает 540 м в вершинах сопок, сложенных Нубийскими песчаниками (Рис. 1.3).



Рис. 1.3 Рельеф гор района Хамамы.

1.1 Транспортная доступность

Автомобильная сеть. Существует дорога между Кеной и Сафагой, и между Кеной и Кусейром, а также дороги Красное море – Кусейр-Кифт – Марса Алам-Идфо.

Железные дороги. Территория провинции Красного моря пересекается несколькими железнодорожными линиями. Железнодорожная линия «Сафага – Кена – Абу Тартур» протяженностью 700 километров представляет собой главную железную

дорогу в провинции Красного моря, которая предназначена для перевозки фосфатов и товаров.

Водные пути. Провинции связаны по Красному морю через 2 порта: Кусейр и Сафага. Также, перевозки речным транспортом осуществляются по реке Нил.

Воздушный транспорт через три аэропорта: Луксор, Хургада и Марса Алам. Международный аэропорт Хургада, это основной аэропорт провинций Красного моря и второй по загруженности аэропорт в Египте, после международного аэропорта Каира и важный пункт для проведения досуговых рейсов в основном из Европы.

1.2 Природные ресурсы

Основные полезные ископаемые, Наряду с золотом, Хамама и их близкие районы содержат около 60 видов минералов и руд, включая железо, медь, марганца, серебро, и горные породы гранит, базальт, белый песок, фосфат, и песчаник, которые выгодны для производства керамики, мрамора, фарфора, стекла, а также для производства строительных и цементных материалов.

Водные ресурсы. Основным водным ресурсом страны является река Нил, из долины и дельты которой обеспечиваются большая часть сельскохозяйственных потребностей страны. У района также есть Долина Кена, которая является одной из самых больших долин в Египте. Она известна наличием большого количества осадков и пахотной почвы. Количество воды в долине может быть использовано для создания ряда плотин, которые могут принести пользу сельскому хозяйству. Подземная вода, пригодная для орошения, может быть проведена из двух основных водоносных горизонтов; неограниченные четвертичные и ограниченные нубийские песчаные водоносные горизонты (Abdel Moneim 2014).

Человеческие ресурсы. Три существующих жилых города; Кена, Сафага и Кусейр с соседними городами Хургада, Эль-Гуна и Марса-Алам предлагают доступность для трудовых и жилищных мощностей. Согласно оценкам Центрального агентства по мобилизации и статистике Египта за апрель 2016 года, население провинция Красного моря составляет 357 397 человек, а провинция Кена – 3 159 491 человек.

1.3 Климатические условия

Наличие метеорологических данных очень важно при планировании национальных проектов в пустынных районах. Как правило, климат прибрежного пояса Красного Моря характеризуется аридностью, очень низким количеством осадков, высокой скоростью испарения, высокой летней температурой и сильными ветрами со средним значением 16,5

км/ч. На основании данных, предоставленных Египетским Метеорологическим Управлением (ЕМУ), предоставляются следующие климатические записи провинции Красного моря:

Температура обычно уменьшается с октября по январь, а затем непрерывно повышается, максимальное существо в апреле и минимум в последнюю неделю декабря и начало января. Максимальная зарегистрированная температура в течение лета составляет 45 °С, а минимальная -1,3 °С в течение зимы. В Холмах Красного моря мороз и снег почти редки, но вода иногда замерзает на горных вершинах ночью в течение последней недели декабря и начала января.

Относительная влажность, в общем, составляет 42-44% летом и 46-50% зимой.

Ветер. В общем случае, ветер N-NW является преобладающим направлением ветра в провинции Красного моря. Песчаные бури связаны с максимальными колебаниями температуры в феврале, марте и апреле (ветры Хамасин) и оказывают наибольшее влияние на длинные долины и равнины, которые протекают в направлении преобладающего ветра, именно северо-запад. В горах эти песчаные бури обычно заменяются тяжелыми северо-западными ветрами без песков. Максимальная скорость ветра (в долинах) в течение декабря была зафиксирована как 9 миль в час. Горячие, сухие, песчаные ветры, называемые «Хамасин», обычно дуют 4-5 дней в марте и апреле, в это время температура повышается до 45 градусов.

Осадки. Провинция Красного моря значительно засушливая. Осадки на высоких горах составляют до 25 мм/год. Эта цифра уменьшается на восток до морского побережья и на запад до долины Нила. Тем не менее, регион иногда подвергается сильным ливням, что обычно сопровождается наводнениями. Это может привести к катастрофическим влияниям на жизни, дороги и поселения. Хотя, водосборная сеть хорошо развита с плотинами. Хамама сталкивается с несколькими рисками стихийных бедствий, включая не сильные землетрясения и наводнения.

1.4 Энергетический потенциал

Провинция Красного моря характеризуется высокой интенсивностью солнечного излучения и высокой скоростью ветра, что может привести к созданию новых зеленых возобновляемых источников энергии. В настоящее время, правительство строит солнечную электростанцию станцию с мощностью 20 Мегаватт в Хургаде по соглашению с Японией.

2 Региональное геологическое строение

Изучаемый район расположен в пределах восточной части Африканской платформы, который в геологическом отношении относительно сложен и притом недостаточно изучен. Нами было собрано из литературы общие геологические особенности Африки и восточной пустыни Египта.

2.1 Общие характеристики Африканской платформы

В геологическом строении Африки присутствуют породы от самых древнейших на Земле (до 3,8 млрд. лет) до самых молодых (позднечетвертичных) (Григорьев, 1990).

Породы докембрийского и фанерозойского возраста занимают разные позиции в региональном масштабе. В основном докембрийские породы, обнажающиеся в областях поднятий (плато, горные системы), в то время как фанерозойские породы, главным образом, в равнинных областях (Рис. 2.1).

Среди докембрийских пород преобладают сильно складчатые метаморфические и гранитоидные ландшафты, составляющие в основном большинство частей высокого рельефа. Горизонтально и полого залегающие осадочные и вулканические породы имеют первостепенное значение фанерозойских пород. Равнинность континента обусловлена его платформенной структурой. Африканский континент представляет собой древнюю платформу, за исключением небольших частей, таких как Атласские горы на северо-западе, Капские горы на крайнем юге, Аравийский полуостров и остров Мадагаскар с Сейшельскими островами. Прогибам и выступам Африканской платформы соответствуют крупные впадины как Калахари, Конго, Чадская и др. разделяющие и окаймляющие их поднятия.

В тектоническом отношении почти вся территория Африки представляет собой докембрийскую платформу, за некоторыми исключениями, включая Аравийский полуостров и остров Мадагаскар. Платформа обрамляется только на западе, северо-западе и юге фанерозойскими складчатыми поясами соответственно: каледонско-герцинскими (Мавританским), альпийскими (Магрибскими) и раннекиммерийскими (Капским) (Рис. 2.1). Кроме этих поясов, Африка представляет собой не только самую крупную, но и сложно построенную древнюю платформу. У нее разновозрастный фундамент, консолидированный в разные эпохи докембрийской истории: в архее, раннем и позднем протерозое, до некоторой степени в раннем кембрии. Также, осадочные платформенные чехлы над фундаментом отражают разные возрасты.

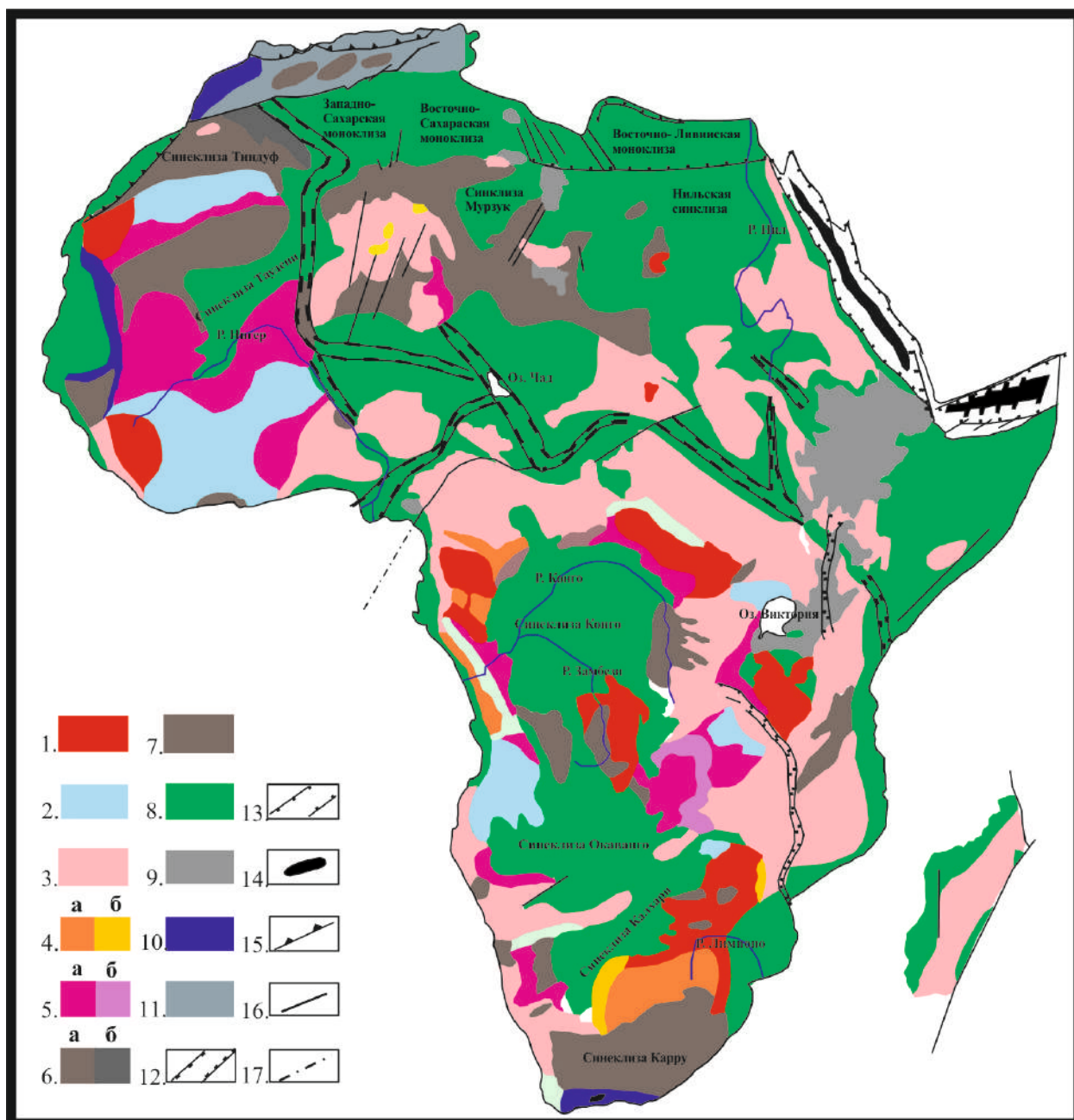


Рис. 2.1 Структурно-геологическая карта Африки (Григорьев, 1990).

Условные обозначения: 1-8 – Африканская платформа: 1-3 – фундамент, возраст которого определен по полной консолидации и охлаждения (1 – архейский, 2 – раннепротерозойский, 3 – позднепротерозойский-раннекембрийский); 4-8 – платформенные отложения (4 – нижнепротерозойские, на юге Африки совместно с верхнеархейскими, нескладчатые (а) и складчатые (б); 5 – верхне-протерозойские нескладчатые (а) и складчатые (б); 6 – палеозойские нескладчатые (а) и складчатые (б); 7 – позднепалеозойско-триасовые (юрские); 8 – мезозойско-кайнозойские, на юге местами с пермско-триасовыми; 9 – кайнозойские щелочные базальты и их дифференциаты; 10 – герцинские комплексы в складчатых поясах Африканской платформы; 11 – мезозойско-кайнозойские складчатые комплексы альпийского Магрибского складчатого пояса; 12-14 – рифтогенные структуры: 12 – мел-кайнозойские; 13 – кайнозойские; 14 – осевые зоны рифтов Красного моря и Аденого залива с корой океанического типа; 15,16 – разломы: 15 – главные надвиги и покровы в окраинноконтинентальных складчатых поясах; 16 – прочие разломы; 17 – океаническое продолжение вулканической "зоны Камеруна".

Наиболее крупные щиты Африки охватывают территории, примыкающие к Гвинейскому заливу и расположенные к северу от реки Конго и к западу от Красного моря, а также к югу от экватора, где они находятся в целом на периферии континента. Крупные щитовые поднятия выражены нагорьями Ахаггар и Тибести.

Докембрийские складчатые пояса, которые принимают значительный размер в строении фундамента платформы, как правило, это наиболее возвышенные части щитовых поднятий и в основном нигде не перекрыты мощным чехлом. С другой стороны, части с фундаментом того же возраста перекрыты платформенным чехлом и именно в их пределах расположены все крупные внутриплатформенные впадины, такие части с наиболее ярко выраженными чертами платформенного строения, т.е. состоящие из фундамента и чехла называются кратонами и одновозрастные линейные складчатые структуры определены как "пояса" (например, архейские складчатые пояса Лимпопо, Мадагаскарский, раннепротерозойские – Ломагунди, Лангеберг, Убендийский и др.). В противоположность этому все позднепротерозойские структуры фундамента независимо от их морфогенетических признаков (т.е. изометричные и линейные) отнесены к "Мобильным поясам" (Григорьев, 1990).

По строению фундамента, кратоны могут быть выделены в две разновидности: ортократон и паракратон. В строении фундамента ортократона большое значение имеют вулканогенно-осадочные толщи зеленосланцевой, реже амфиболитовой фаций метаморфизма и одновозрастные им гранитоиды. К паракратону, где большую роль играют песчано-глинистые толщи амфиболитовой фации метаморфизма, а также значительно более молодые гранитоиды и более древние гранулиты.

Вдоль южной окраины материка простираются средневысотные Капские горы, а на северо-западе возвышаются Атласские горы, северные хребты которых единственные в Африке неогеново-палеогенового возраста.

Наиболее возвышена и раздроблена восточная окраина Африки в пределах активизированного участка платформы который называется Аравийско-Нубийский Щит, в том числе Эфиопское нагорье, Восточно-Африканское плоскогорье, где протягивается сложная система восточно-африканских разломов (Григорьев, 1990).

2.1.1 Аравийско-Нубийский Щит

Комплекс фундамента Восточной пустыни Египта являются частью большой континентальной коры, который называется Аравийско-Нубийским Щитом (АНЩ) (Рис. 2.1). АНЩ простирается от северо-восточной Африки через Аравийский полуостров.

Тектоническое строение и эволюция которого были охарактеризованы Johnson and Woldehaimanot (2003), Johnson et al. (2011), Hamimi et al. (2014). Известны две модели, касающиеся времени образования АНЩ: 1) Сформированный в конце протерозоя (900-550 млн. лет) путем аккреции и объединения океанических и континентальных магматических дуг и аккреционных призм во время субдукции и обдукции океанической коры, и закрытие Мозамбикского океана (Kröner et al., 1987); 2) Сформированный во время Неопротерозоя путем преобразования метакратона архей-палеопротерозойской Сахары (Abdelsalam et al., 2002).

Эволюция АНЩ сейчас интерпретируется с позиции постепенной магматической аккреции дуг и последовательного обширного посттектонического магматизма.

2.1.2 Панафриканский орогенез

Образование АНЩ происходило во время позднепротерозойского Панафриканского орогенеза (ПАО) (Patchett and Chase, 2002). Термин Панафриканский впервые был введен Kennedy (1964), который определил его как термо-тектонический эпизод, который привел к структурной дифференциации Африки около 500 ± 100 млн. лет. Clifford (1967) предложил возрастной диапазон 680 – 450 млн лет для этого эпизода. Панафриканское событие согласно (Kröner 1979) проявилось в виде осадочной и термо-тектонической эволюции земной коры в северо-восточной Африке. Gass (1981) использовал этот термин для описания полного процесса образования кратона из океанических дуговых комплексов и их столкновения и объединения со старым африканским кратоном.

Более старые компоненты АНЩ включают в себя архейскую и палеопротерозойскую континентальную кору и неопротерозойские (~870-670 млн. лет) континентально-маргинальные и ювенильные интраокеанические магматические дуговые терраны, которые накапливаются в океанической среде, названной Мозамбикским океаном (Johnson and Woldehaimanot, 2003).

Существуют сложные проблемы геологии АНЩ, в том числе: 1) возрасты и модели эволюции не совместимые; 2) метаморфические породы не определены в стратиграфических позициях; 3) стратиграфические схемы не одинаковы (Таблица 2.1).

2.1.3 Известные геологические модели эволюции Восточной пустыни

А) El Ramly and Akaad (1960) и El Ramly, (1972), установили модель эволюции пород фундамента на основе концепции геосинклинального орогенного цикла.

Б) El Shazly (1964, 1977), принял концепцию геосинклинального орогенного цикла и разделил фундаментные породы Египта на следующие основные этапы их накопления. Два основных осадочных этапа. Первый состоит из очень мощных флишевых осадочных фаций, которые были смяты и метаморфизованы на региональном уровне. Второй – из отложений осадков молассы и представлена группой Хаммамат. Кроме того, в этой классификации есть два основных вулканических объединения и четыре плутонических внедрения.

Таблица 2.1 – Классификация Египетских фундаментальных пород на основе тектонической теории.

Bentor (1985)	El-Gaby et al. (1990)	Ragab and El Alfy (1996)
Ультращелочный гранит и риолиты (590-550 млн. лет)	Субщелочные до ультращелочных магматических пород	Внутриплитовый базальтовый магматизм – Внутриплитовый бимодальный щелочной тип магматизма (щелочной базальт, кольцевой комплекс).
	Кордильерическая стадия (570-680 млн. лет) – Известково-щелочные (синдо-позднетектонических) граниты (G1 и G2) и их вулканический эквивалент (Дохан вулканы) и (Пост Хаммамат фельциты) – Хаммамат. Сингенетическая моласса и молодые интрузивные слоистые габбро.	Поздняя коллизионная стадия – Кислотный вулканизм и субвулканы. – Межгорные молассы. – Граниты позднего коллизии. – Интрузивные габбро. – Аллохтонные меланжи (вулканогенные метаграуваки, сланцы и филлиты, содержащие линзы талька-серпентинита).
Известково-щелочной батолитическая фаза (640-590 млн. лет) – Известково-щелочная и обогащенная магнезия кремнеземом. – Кратонизация щита.	Островодужная стадия – Островодужная сборка метаандезитов, метадацитов, туфов, вулканогенных граувакк, и более молодых метавулканитов, Stern, (1979).	Синколлизийная стадия Синколлизийные граниты, например, Умм Бааниб гнейсовидный гранит, образующий ядро купола Митик из гнейса).
	Офиолитовая ассоциация – Серпентиниты, метагаббро, метабаза и метадиабазы (старше метавулканитов, Stern, 1979).	Стадия закрытия океана Моласса форланда между сходящимися (конвергентными) плитами
Островодужная фаза (950-650 млн. лет) – Андезитовая островодужный вулканизм – Диоритовые интрузии.	Архейские и ранние протерозойские породы – Обнажающиеся в Западной пустыне (Овайнат). – Деформированные, находящиеся на месте ремобилизованные эквиваленты в пан-африканских породах в Восточной пустыне.	Предколлизийная стадия – Вулканогенные метаосадки – Магматические дуговые сборки. – Региональные магматические гнейсы и сланцы. – Меланж субдукции. – Офиолиты
Океаническая фаза. (1100-900 млн. лет). – Внедрение толеитов (подушечные лавы и ультраосновные).		

В) Akaad and Noweir (1980) предложили классификацию согласно коду стратиграфической номенклатуры. Они классифицировали литологические комплексы в группу Митик, сланцы Абу-Фананни, группу Абу-Зиран и группу Рубши, а затем древние граниты в орогенной фазе. Эпейрогенное поднятие представлено вулканитами Дохана, за которыми следуют моласса типа Хаммамат, фельциты Пост Хаммамата и более поздний гранит, а затем Нубийские песчаники, представляющий постгеосинклинальную фазу.

Эти классификации касались распределения литологических фаций, групп формирований в их хронологической последовательности и структурных отношений. Тем не менее, существует много других классификаций Египетского фундамента, основанных на теории тектоники плит, предложенной другими авторами, такими как Bentor (1985), Stern and Hedge (1985), Kroner (1985), Abdel Meguid (1986), El Gaby et al. (1990), Takla and Hussein (1995), и Ragab and El Alfy (1996).

2.2 Геологическое строение Восточной пустыни

Египетские породы фундамента выходят на поверхность и занимают площадь около 100 тыс. км² (~ 10% от общей площади Египта). Большинство из них встречается в Восточной пустыне (ВП) и на южном Синае. В Западной пустыне (ЗП), обнаженные между долиной Нила и горами Аль-Оуайнат (Gabal El Uweinat). Восточная пустыня Египта расположена на водоразделе реки Нил и Красного моря.

Stern and Hedge (1985) предложили классификацию фундамента в Восточной пустыне из трех доменов, основанные на литологии и возрасте (Рис. 2.2).

1. Южная часть Восточной пустыни (ЮВП) характеризуется присутствием базальтов среди гнейсов. Широким развитием пользуются проявления офиолитового меланжа и метаосадки.

2. Центральная часть Восточной пустыни (ЦВП) исключительно состоит из офиолитового меланжа вместе с подчиненными отложениями молассового типа и поздними вулканитами и интрузивами.

3. Северная часть Восточной пустыни (СВП) и Синай, где преобладают широко распространенные древние и молодые гранитоиды, тогда как офиолитовый меланж и связанные с ним породы образуют лишь незначительные обнажения.

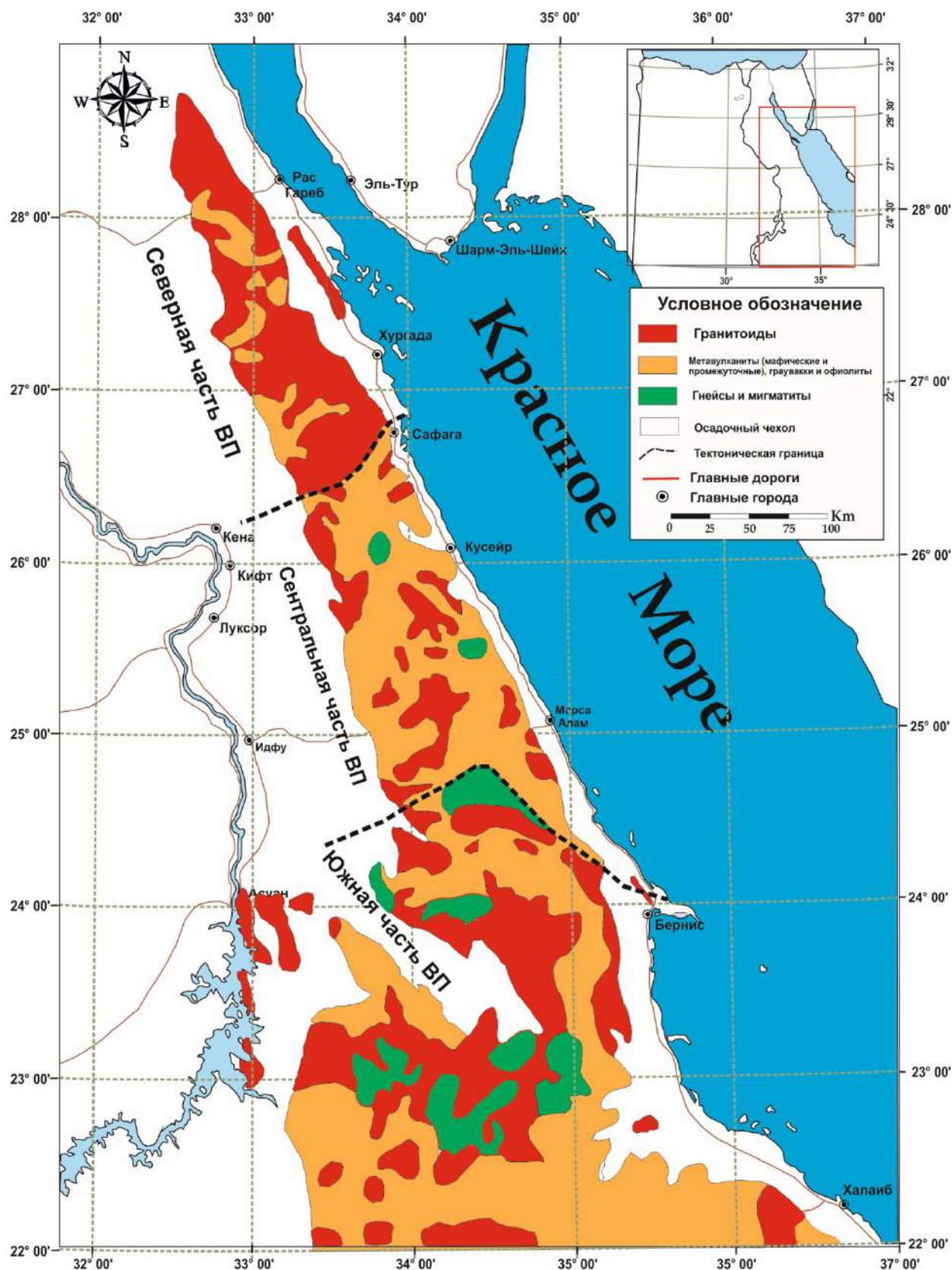


Рис. 2.2 Трехчленное строение (домены) Восточной пустыни Египта

2.2.1 Стратиграфия Восточной пустыни

Согласно официальной геологической карте Египта (EGSMA, 1981), литологическая последовательность Египетского фундамента в дальнейшем даются от

старшего до младшего: 1. «Мигиф-Хафайт» гнейсы и мигматиты; 2. Геосинклинальные метаосадки; 3. Геосинклинальные метавулканиды «Шадли»; 4. Серпентиниты; 5. Метагаббро-диоритный комплекс; 6. Древние гранитоиды «Синтектонические до позднего тектонического гранита, гранодиориты, недифференцированный гранит и диориты»; 7. Вулканиды «Дохана»; 8. Группа «Хаммамат» «более молодых осадков»; 9. Фельзиты «Пост-Хаммамат». 10. Габбро; 11. Молодые гранитоиды и постгранитные дайки.

Согласно этому порядку, все эти единицы относятся к докембрийскому возрасту. EI Ramly (1972) представил полезное резюме этих единиц, добавив еще три единицы фанерозойского возраста: 12. Вулканиды «Вади-Наташ»-андезиты, лавы трахитов; 13. Кольцевые комплексы; 14. Олигоценные базальты.

В этом разделе будет подробно рассмотрена стратиграфия докембрия и нижнего фанерозоя, в то время как мезокайнозойский осадочный чехол невнимательно обсуждаться. Координаты исследуемой территории (Рис. 2.3) в центральной части Восточной пустыни - долгота ($33^{\circ}20' - 34^{\circ}20' \text{ E}$) и широта ($26^{\circ} - 26^{\circ}30' \text{ N}$). Стратиграфия исследуемой территории представлена в следующем порядке начиная от самого древнего, в зависимости от этих исследований (Sabet et al., 1977; Conoco, 1987; Mohamed et al., 1999 и др.) (Рис. 2.3, Рис. 2.4).

А) Протерозойская группа

1. Формация Митик (PR₁)

1.1. Пачка Умм Бааниб

1.2. Пачка Абу Фаннани

2. Формация Метаосадков (PR₂)

3. Формация Метавулканидов (PR₂)

3.1. Пачка Древних Метавулканидов

3.2. Пачка Молодых Метавулканидов

Б) Палеозойская группа

4. Формация Хаммамат (PZ)

5. Формация Вулканидов Дохан-Аталла (PZ)

6. Фельзиты Формации (PZ)

В) Мезозойская группа

7. Нубийская Формация (K₂)

8. Формация Кусейр (K₂)

9. Фосфоритовая Формация Дуви (K₂)

10. Формация Дахла (K₂)

Г) Кайнозойская группа

11. Формация Тараван и Эсна (P_1^2)
12. Формация Тибес (P_1^2)
13. Формация Нахейль (P_3)
14. Отложения террас (Q_3)
15. Долинные (Вади) Отложения (Q_4)

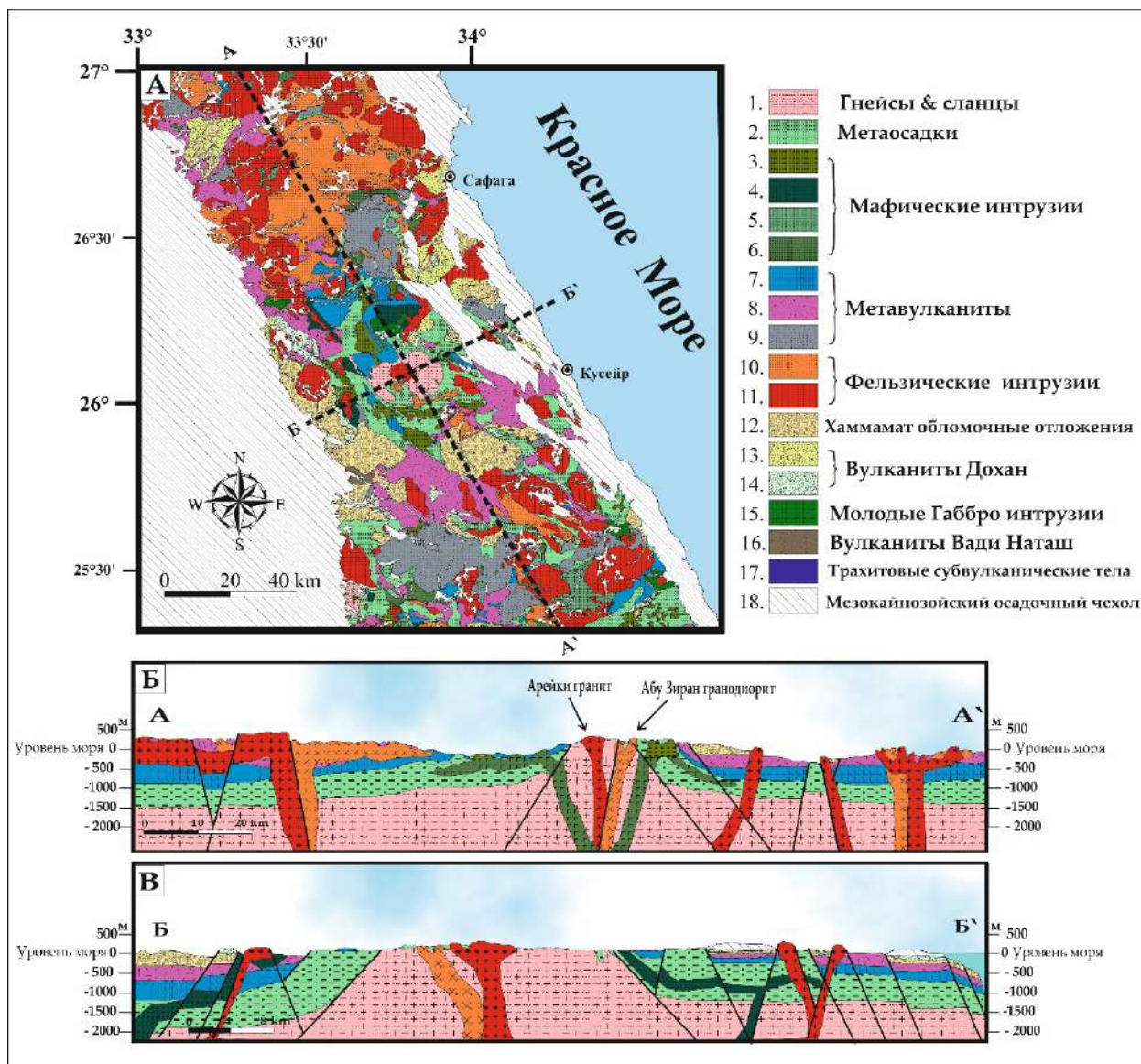


Рис. 2.3 Геологическая карта исследованной территории в центральной части Восточной пустыни Египта, вокруг купола Митик, по (Сопосо 1987) с редактированием и (Б), (В) схематические геологические разрезы (По EGSMA, 1979 с редактированием).

Условные обозначения: 1- меланократовые гнейсы и сланцы средней и высокой степени метаморфизма, 2- метаосадки (метаморфизованные шельфовые отложения), 3- серпентиниты, тальк-карбонат и родственные породы, 4- метагаббро, 5-нерасчлененные метагаббро - метадиорит, 6- интрузивные метагаббро - метадиориты, 7 - основные метавулканиды, 8 - фельзический к промежуточным метавулканидам с метапирокластитами, 9 - нерасчлененные метавулканиды, 10- более древние гранитоиды (известково-щелочные кварцевые диориты до гранодиоритов), 11- гранитоиды, 12- обломочные породы группы Хаммамат (типа молассы от конгломератов до алевролитов), 13- андезитовые вулканиды Дохан, 15- риолитовые доханские вулканиды (или постгаммаматский фельзит), 16 - свежие габбро, нориты и троктолиты, 17 - фельзиты Постхаммамата, фельзитовый порфир и кварцевый порфир, 18 - трахиты, 19 - мезокайнозойский осадочный чехол.

Тектоно-магматический цикл	Абсолютный возраст (Мил. лет)		Формация	Пачка	Литостратиграфическая колонка	Мощность, (м)	Стратифицированные единицы	Интрузивные единицы
	Мин.	Макс.						
	Q		Долменные отложения			----	Крупнозернистый песок, гравий, и аллювий	
Каледонский	465	El-Ramly 1963	Дохан	Младший Дохан		1200 (Макс. мощность)	Риолит, дацит, риодацит, андезит и кислые туфы	Младшие Гранитоиды
	585±13	Wills and Wilson 2009		Старший Дохан		130 - 300	Основные вулканиты (Базальт, базальтовый андезит, и андезит)	
	585±15	Wills et al., 1988	Хаммамат				Песчаники, алевролиты и конгломераты	
Салирский	622±6	Stern and Hedge 1985	Метавулканиты	Младшие Метавулканиты		1000 - 1500	Метариолит, метадацит, метариодацит, метаандезит и кислые туфы	Старшие Гранитоиды
	640	Ali et al., 2009		Старшие Метавулканиты		1500 - 2000	Основные и средние метавулканиты (Базальт, базальтовый андезит, и андезит)	
Верхнепротерозойский платформенный осадочный чехол	1150±60	Hashad 1980	Метаосадки	Средние и мелкозернистые		30 m	Конгломераты	Серпентиниты, амфиболиты, Метагабро-Диорит
	2765	Ali et al., 2009		Средние и крупнозернистые		~3000	Песчаники, алевролиты, гравий, и конгломераты	
Нижнепротерозойский	596±15	Liegeois and Stern 2010	Митик	Абу Фаннани		30 m	Конгломераты	
	779±4	Loizenbauer et al., 2001		Умм Бааниб		1500	Пелитовые (сланцевые, и слюдяные-гранатовые) и кварц-полевые шпатовые сланцы	
						>550	Милонитовый панцир	
							Массивные и слоистые гранитоиднейсы с амфиболитовыми линзами	

Рис. 2.4 Стратиграфическая колонка пород центральной части Восточной пустыни Египта.

2.2.1.1 Раннепротерозойские гранитогнейсы и сланцы (Формация Митик).

Самая древняя формация на этой территории, представлена различными метаморфическими породами по составу и степени метаморфизма (Рис. 2.5). Название Митик в переводе на русский язык значит – «древний». В составе Формации Митик выделяются две литологические разности – гранитогнейсы и метаморфические сланцы. Их можно рассматривать в качестве двух пачек (подсвиты): гранитогнейсы названы по самой высокой горе в пределах поля их развития – Умм Бааниб, а пачка метаморфических сланцев (метаосадки) названа по сухому руслу реки, где она наиболее полно обнажена – Абу Фаннани. Метаморфические сланцы состоят из пересаливающихся трёх разновидностей, различающиеся по составу: кварц-полевошпатовый, пелитовый и гранатовый слюдяный сланец.

Эти породы расположены в компактной структуре на юге изучаемой территории и имеют тектонические контакты с более молодыми отложениями в виде сбросов. В результате образует сильно эродированный крупный горст (Рис. 2.6).

На северо-востоке гранитогнейсы вступает в контакт с метавулканитами верхнего Венда V₂. На юго-западе гранитогнейсы контактируют по разлому с метаморфическими сланцами (V₁) (Sabet et al., 1977). Таким образом можно констатировать, что вертикальные амплитуды смещения северо-восточного сброса больше, чем амплитуда юго-западного сброса. Контакты с северо-западной стороны представляют собой нормальное стратиграфическое залегание метаморфических сланцев Абу Фаннани на гранитогнейсы. На юго-востоке непосредственного контакта между метаморфическими сланцами и гранитогнейсами не обнаруживается, т.к. он перекрыт современными рыхлыми отложениями, но весьма вероятно этот контакт между ними тектонический.

Гранитогнейсы Умм Бааниб отделены от метаморфических покровов Абу Фаннани на северо-западе "катаклазитом" или "милонитовым карапаксом (панцирем)" богатым кварцем, как описано (Andresen et al., 2010). Этот разделитель состоит из мелкозернистого метапелитового гранатового сланца. Мощность горизонта варьирует от первых метров до десяти. В долине Вади-Абу-Зирана хорошо развиваются различные разновидности милонитов, включая ультрамилонит, милонит и бластомилониты. Он мелкозернистый, темно-коричневый и тонко расслоенный (ламинированный).

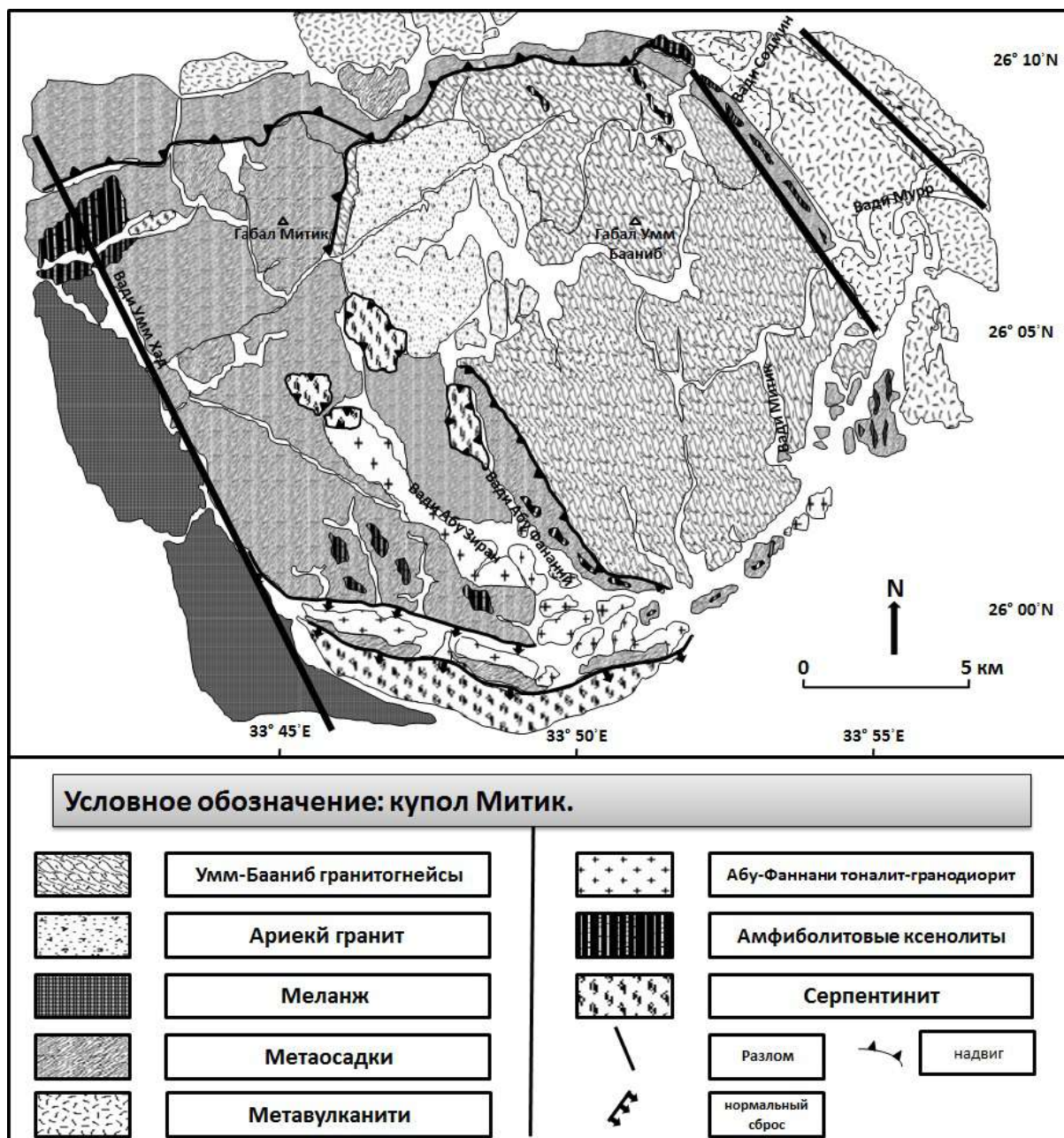


Рис. 2.5 Геологическая карта купола Митик по (Loizenbauer et al., 2001, Abu Anbar and El Bahariya, 2001) с редактированием.

2.2.1.1.1 Гранитогнейсы Умм Бааниб.

Гранитогнейсы Умм Бааниб (местное название массива гранитогнейсов) располагаются в южной части района Митик (правобережье р. Митик) и вытянуты в северо-восточном направлении на 16 км, а в северо-западном - на 10 км (Рис. 2.5). В рельефе гранитогнейсами сложен купол, в плане, представляющий собой брахиформу.

Гранитогнейсы Умм Бааниб в северо-восточной части горста, составляют около 30-35% (около 150 км²) и занимает самую высокую структурную точку. Максимальная высотная отметка в горной местности горы Бааниб составляет около 1045 метров, а самая низкая отметка в долинах реки – около 520 метров, таким образом видимая вертикальная

амплитуда размах этих отложений составляет 525 м. Эта неслоистая структура типичной метаморфической породы, а некоторые части имеют явно выраженное слоистое строение. В Вади Митик он выглядит как красноватый камень среднего и крупнозернистого, слоистого и однородного строения (Рис. 2.6). Он характеризуется наличием больших мегакристаллов калийного полевого шпата. Строение определяется тонкой полосой амфиболов, имеющей узкую толщину (1-2 мм).

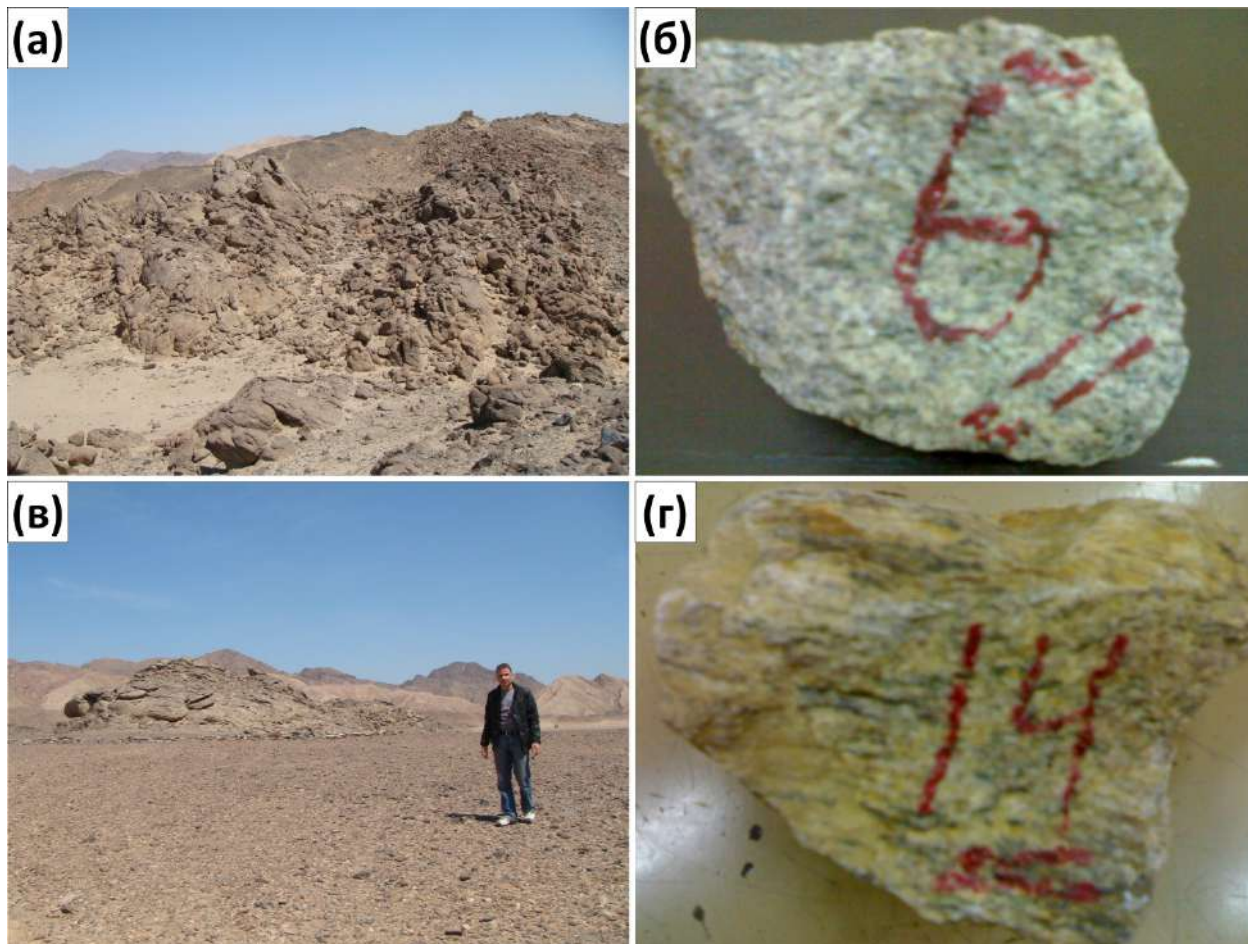


Рис. 2.6 Обнажения сложенные гранитогнейсами – а, б) массивная текстура и в, г) гнейсовидная текстура.

Гранитогнейсы Умм Бааниб минералогически однородные и состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца и роговой обманки. В некоторых образцах гранитогнейса эгирин и рибекит были обнаружены как мелкие фазы (Рис. 2.7) (Neumaug et al., 1998). Они интенсивно расслоены и характеризуются присутствием мафических ксенолитов, размером до нескольких десятков метров (Рис. 2.8). Мафические линзы в гранитогнейсе Ум-Бааниба варьируются по составу от амфиболитовых до роговообманковых. Некоторые из этих линз являются мигматизированными и содержат полосы (лейкосомы) шириной до 2 см.

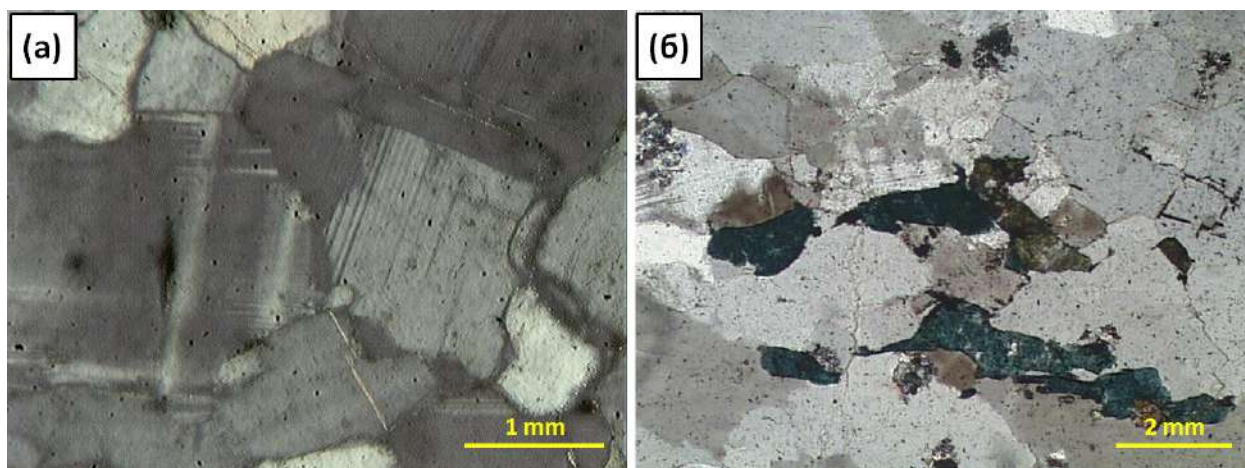


Рис. 2.7 Микрофотографии гранитогнейса в районе митик, (ник. +), а) короткие призматические полевошпатовые зерна гранитогнейса Умм-Бааниб, (б) измельченный эгирин в гранитогнейсе Умм-Бааниба.

Присутствие амфиболитовых линз ксенолитов фиксируется как внутри полей развития гранитогнейсов (Рис. 2.8), так и в метаморфических сланцах, вдоль зоны контакта последних с гранитогнейсами. Кроме того, линзы амфиболитов и метагаббро встречаются как согласные с общим расщеплением, так и секущие к расщеплению. Амфиболиты состоят в основном из плагиоклаза, роговой обманки, кварца и, локально, клинопироксена (Neumayr et al., 1998).



Рис. 2.8 Полевые фотографии гранитогнейса Умм-Бааниб с амфиболитовыми ксенолитами в районе Митик.

При соприкосновении гранитогнейса Умм-Бааниб и верхних метаморфических сланцев Абу Фаннани, принимает участие горизонт катаклазита, состоящего преимущественно из кварца и мелкозернистого слюдистого агрегата (Habib et al., 1985a). Обнажаются в западной и южной сторонах купола, на контактах с метаморфическими

сланцами Абу Фаннани. Они образуют своеобразный «панцирь» (Andresin et al., 2010); над кровлей гнейсов Умм Бааниб. Горизонт катаклазитов выявлен в кровле гнейсов и на других территориях – Мигиф (Abdel-Khalek and Abdel-Wahed, 1983).

2.2.1.1.2 *Метаморфиты Абу Фаннани.*

Метаморфические породы представлены переслаиванием слоев кварцево-полевошпатовых и пелитовых сланцев (Рис. 2.9 а). Помимо двух вышеперечисленных разновидностей присутствуют и слои гранато-слюдяных сланцев (Рис. 2.9 б). Эта метаосадочная последовательность достигает нескольких сотен метров и занимает около одной трети площади района Митик. У Вади Абу Фаннани слюдяные сланцы кажутся белыми и блестящими в солнечном свете из-за высокого содержания мусковита. Слюдяные сланцы содержат кристаллы черного и темно-коричневого граната размером до 0.5 см. Многие кварцевые жилы и прожилки локализуются по межпластовым границам.

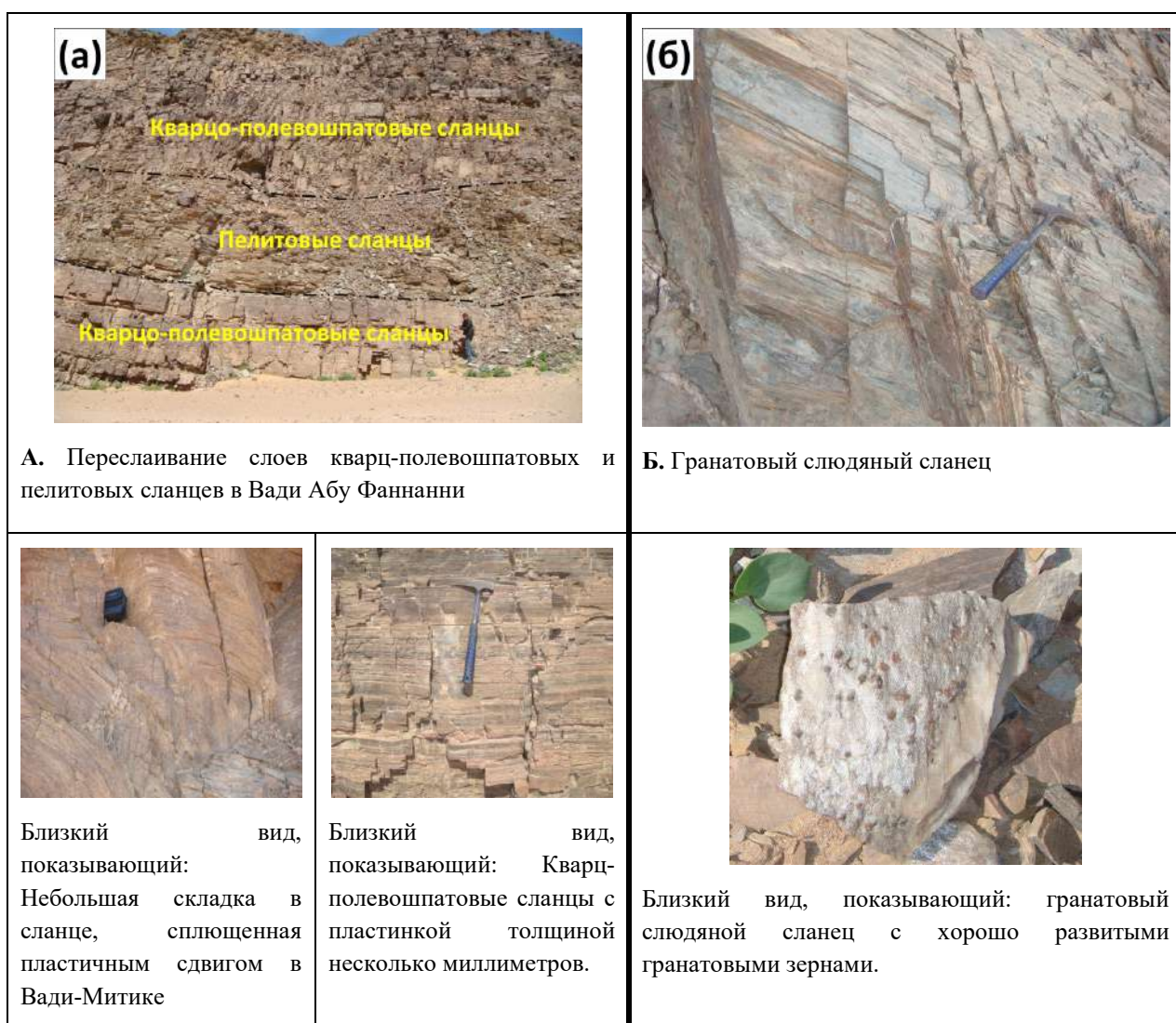


Рис. 2.9 Обнажения разных литологических типов метаморфических пород Абу Фаннани.

Минералогически метаморфические породы Абу Фаннани представлены различными метаморфическими породами по составу (Рис. 2.10). Гранатовые слюдяные сланцы показывают высокоразвитую сланцеватость и содержат высокий процент слюды (Рис. 2.10 б). Кварц и мусковит являются наиболее многочисленными составляющими, которые могут встречаться как в виде отдельных зерен или вытягиваться в длинные полосы, параллельные сланцеватости (Рис. 2.10 б). Плаггиоклаз очень редок, с едва заметным двойникованием. В шлифах не найден циркон.

Пелитовые сланцы в окрестностях Вади-Абу-Фаннани очень кремнистые, средне-крупнозернистые и имеют видимую сланцеватую текстуру (Рис. 2.10 а, в). Порода состоит преимущественно из кварца, мусковита и плаггиоклаза с небольшими количествами калиевого полевого шпата и биотита. Основными акцессорными минералами являются рудный минералы, циркон и апатит. Вторичный хлорит происходит в результате замены биотита.

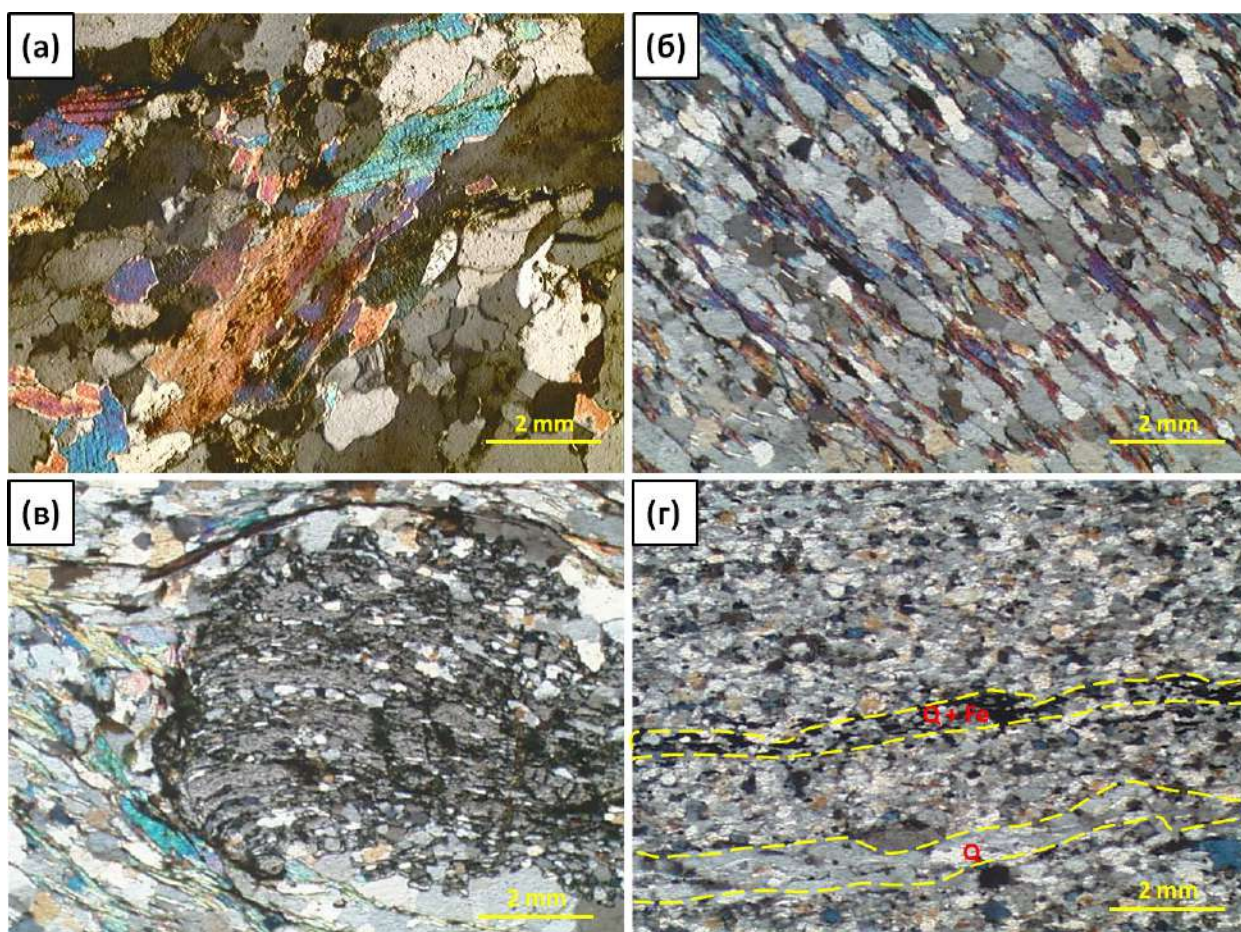


Рис. 2.10 Микрофотографии метаморфических пород в районе Митик (ник. +):

(а) Пелитовые сланцы, удлиненный мусковит между кварцами и плаггиоклазом; (б) Ярко выраженная сланцевая текстура; (в) Порфиоровое зерно граната с включением кварца, образующей очковый структуры со слюдой; (г) Кварц-полевошпатовые сланцы из Вади Абу-Фаннани, фиксируются мелкие прожилки кварца – (Q) (гранулированный и вытянутый) и с непрозрачной ламелью оксидов железа (Q+Fe).

Кварц-полевошпатовые сланцы состоят из переслаивающихся слоев, черных гематитовых и магнетитовых чередующихся с красноватыми слоями, богатыми кварцем и растворами оксида железа (Рис. 2.10 г). Они более похожи на железистые кварциты, но с более низким содержанием железа. Кристаллы циркона не найдены в шлифах и в тяжелой фракции образца.

Метаморфические породы Формации Митик содержат многочисленные зерна цирконов. Наши исследования были посвящены частично изучению морфологических особенностей цирконов в гнейсах и метаморфических сланцах. Цель изучения связана с возможностью использования зерен циркона для обоснования стратиграфической последовательности строения метаморфических пород Формации Митик.

Характеристики циркона Формации Митик

Типология циркона и подход Пупина (Pupin, 1980)

Природный циркон принадлежит к тетрагональной кристаллической системе. Он обычно демонстрирует призматическую привычку с призмами $\{100\}$ и $\{110\}$ и возглавляется пирамидами $\{101\}$ и $\{211\}$. Дополнительная $\{301\}$ пирамида может существовать, но с небольшим развитием (например, Köksal et al., 2008). Вероятность комбинирования пирамид и призм с переменными размерами дает шанс возникнуть нескольким типам цирконов (Pupin and Turco, 1972). Pupin and Turco (1981) обобщили результаты типоморфологического изучения разновидностей цирконов на схеме «диаграмма форм цирконов» (Рис. 2.11), на основе статистических данных размерности. В этой диаграмме каждый тип морфологии характеризуется двумя координатами, призматический индекс T и пирамидальный индекс A . Исследователи заметили, что морфология зависит от температуры, химии и доступного содержания воды. Индекс A ($I.A$) положительно коррелирует с отношением $K + Na / Al$. Индекс T ($I.T$) непосредственно и положительно коррелирует с температурой кристаллизации циркона. Высокий индекс T ($\{100\}$ призма) указывает на более высокую температуру, чем низкий показатель T ($\{110\}$ призмы), поэтому была предложена геотермометрическая шкала (Pupin and Turco, 1972) (Рис. 2.11). Пирамиды $\{211\}$, $\{101\}$ и $\{301\}$, соответственно, хорошо развиты в глиноземистой, щелочной и гиперщелочной среде. Pupin et al. (1978) заметил, что поздние кристаллы гидроциркона, богатого радиоактивными элементами, являются призматическими после $\{110\}$ вместо $\{100\}$. Это изменение привычки может быть связано с действием воды. Большое количество исследователей используют эти критерии, часто с другими специфическими характеристиками циркона, такими как цвет, зонирование, включение и т.д. Чтобы вывести генетическую информацию и сопоставить породы, наполненные различными цирконами. Чтобы выполнить точную корреляцию, то

есть решить, принадлежат ли две группы горных пород к производным одной и той же магмы или протолита на основе статистических расчетов Пупина по морфологии цирконов, необходимо гарантировать, что все цирконы, подлежащие анализу, являются первичными цирконами, а не производными от внешнего источника.

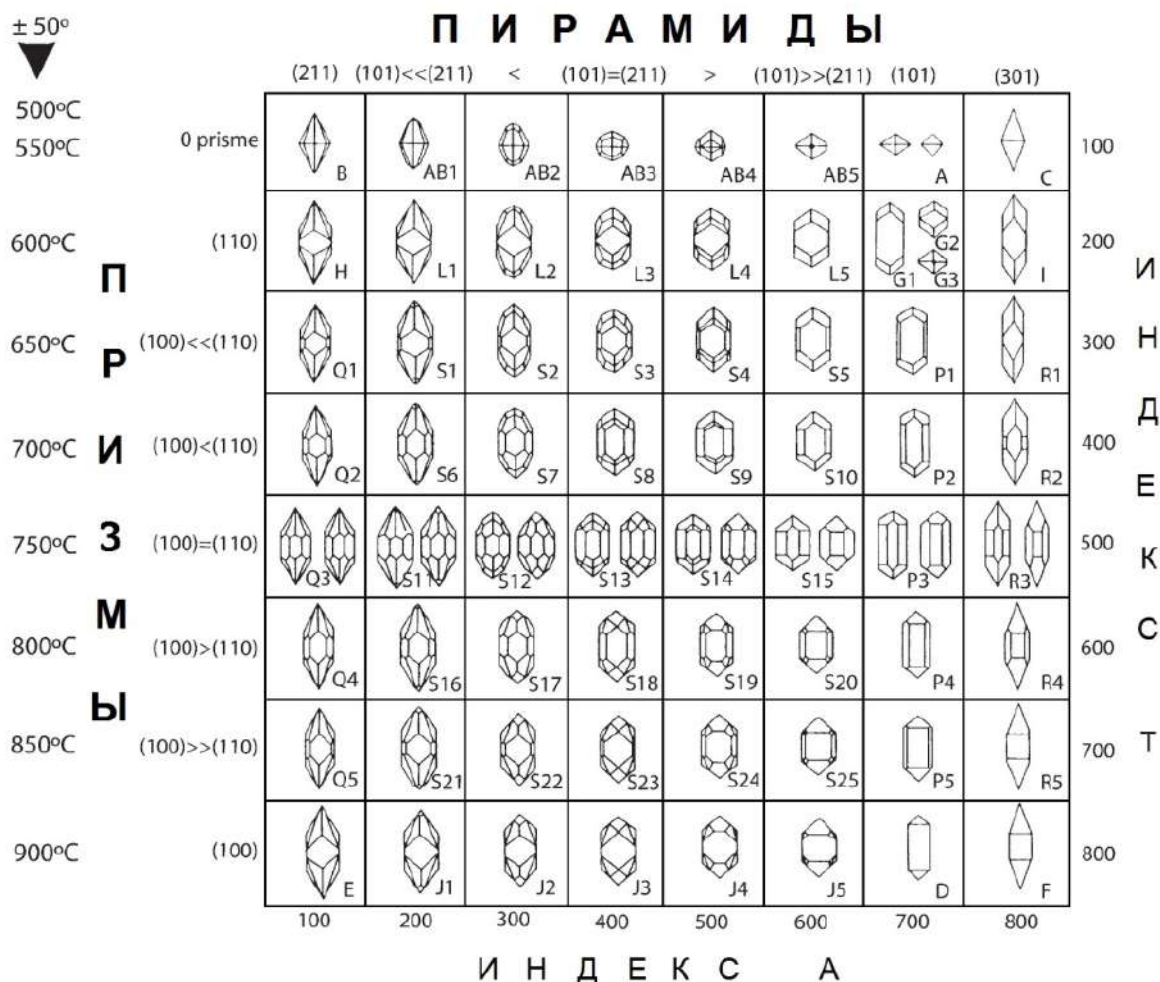


Рис. 2.11 Диаграмма классификации кристаллов циркона по индексам T и A относительных параметров температуры и давления кристаллообразования (Piripin, 1980).

В большинстве разновидностях гранитогнейсов и метаморфических сланцев присутствуют цирконы. Нами были отборны 4 образца (№ 6 и № 14 из гранитогнейсов; № 3 из пелитового сланца и № 7 из гранодиорита) для разделения циркона из просеиваемых фракций в соответствии с размером кристаллов циркона, измеренных в шлифах. Для извлечения циркона мы использовали магнитный, электростатический вибрационный стол и разделение в тяжелых жидкостях, а затем ручной подбор циркона. Нами было выполнено исследование по выявлению зависимости состава цирконов от петрографических разновидностей гранитогнейсов.

Цирконы гранитогнейсов Умм Бааниб

Циркон был выделен из двух точек опробования гранитогнейса, весом более 2 килограмма каждого, № 6 и № 14 (Рис. 2.12 а, б). Кристаллы характеризуются различиями по составу и в морфологии. Были выделены следующие характеристики кристаллов циркона: Высокий к среднему проценту идиоморфных и цельных, неповрежденных кристаллов (67 % для образца № 14 и 48 % для образца № 6); Меньшее количество кристаллов циркона представлено сломанными и субидиоморфными зернами; Изобилие кавернозных текстур поверхности.

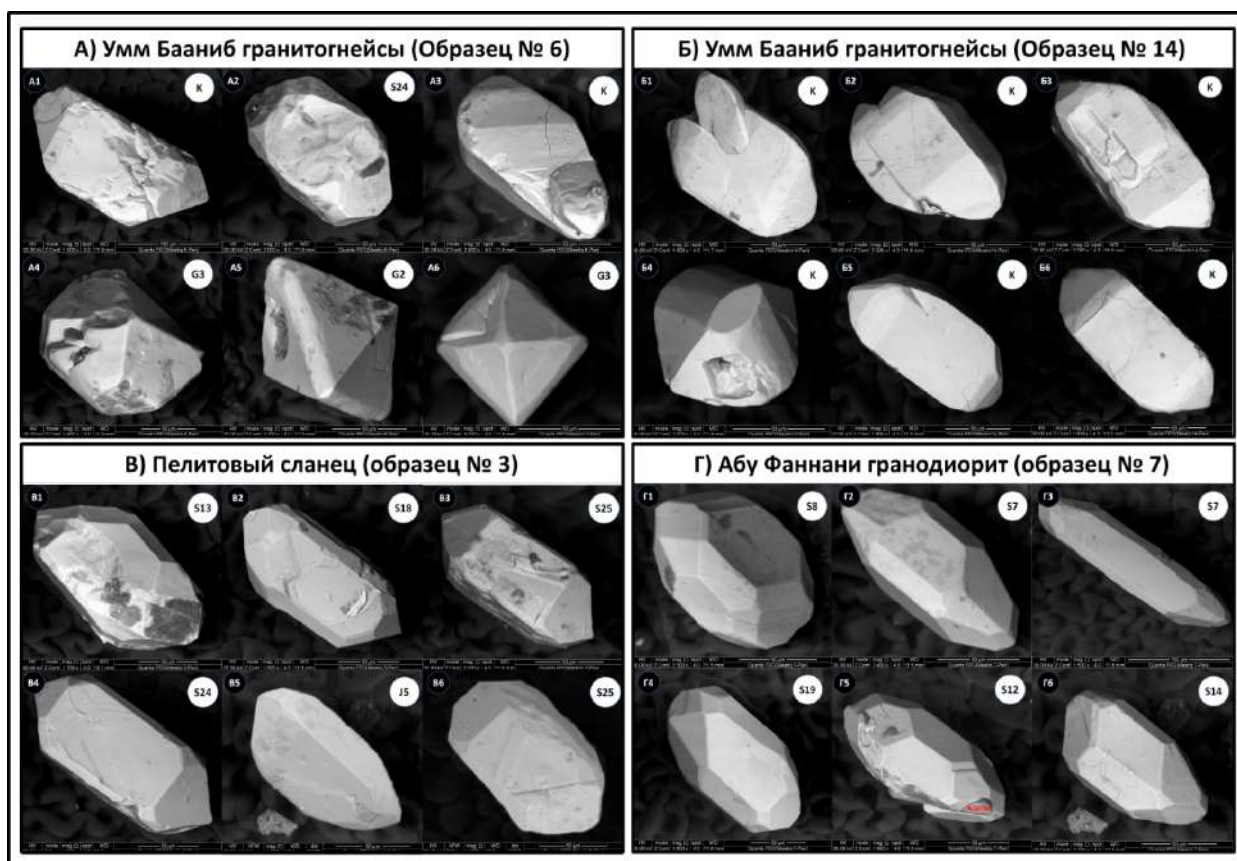


Рис. 2.12 Сканирующие электронные микроскопические изображения, показывающие кристаллы циркона, выделенные из двух образцов гранитогнейсов Умм-Бааниб (№ 6 и 14), из пелитового сланца (№ 3) и из гранодиорита (№ 7), показывающие различные типы роста (в правой верхней части рисунков).

На рисунке (Рис. 2.13 а, б) представлены основные типы морфологических форм кристаллов циркона по классификации (Pupin, 1980). Больше половины популяции представлено К-типом. Этот призматический пирамидальный с развитием призмы $\{100\}$, пирамиды $\{101\}$ и дополнительной пирамиды $\{301\}$ и характеризуется высоким давлением и температурой образования. Вторую по численности группу составляют кристаллы G-типа, который является бипирамидальным с развитием только $\{101\}$ пирамиды (иногда с низкой развитой призмой $\{110\}$) и характеризуются высоким давлением и низкой температурой образования.

Кристаллы цирконов образуют две локальные группы (бимодальность) вдоль нижней (К-тип) и верхней (G-тип) правой частей диаграммы типологии (Рис. 2.13 а, б). G- и К-типы имеют сходную геохимическую среду, где они образуются в щелочной среде (богатой калием) (Pupin, 1980). Основное отличие заключается в температуре образования. G-тип образуется в относительно холодной среде ($\sim 600^\circ \text{C}$) в конце кристаллизации, в то время как К-тип образуется при высокой температуре в начале кристаллизации.

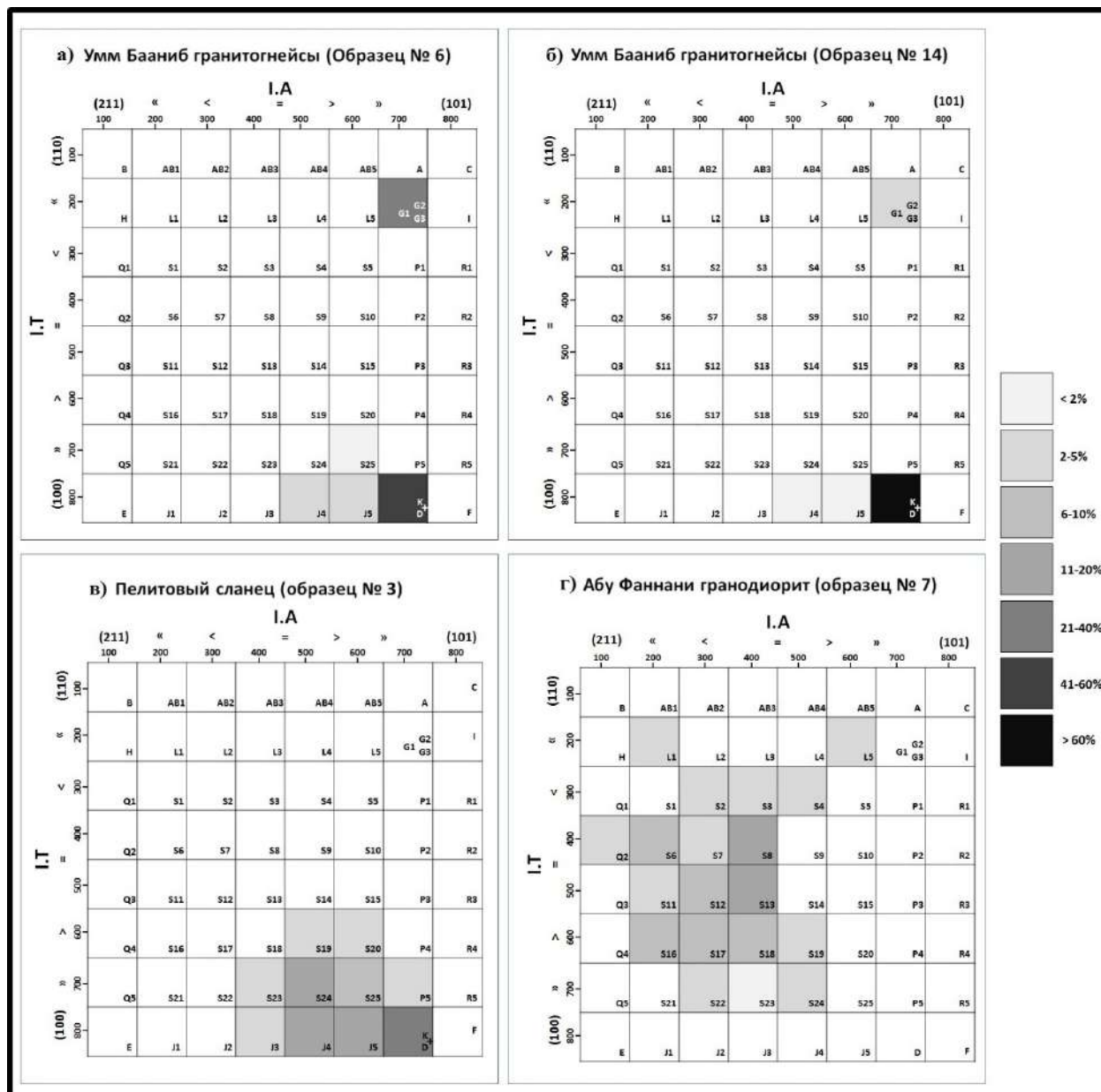


Рис. 2.13 Типологическая диаграмма циркона для двух образцов гранитогнейсов Умм-Бааниб (№ 6 и 14), из пелитового сланца (№ 3) и из гранодиорита (№ 7).

Отмечено обилие различных явлений роста, таких как нарастание, разрастание и двойникования. Это свидетельствует о разрыве в истории роста зерен. Перерастания на составные зерна интерпретируются как наиболее ранняя фаза роста магматического

циркона. Эти явления роста нуждаются в стабильных средах. Высокое присутствие включений породообразующих минералов в цирконах является еще одним заметным признаком.

Изучение морфологии, типологии, и внутренней структуры цирконов методом обратного рассеяния электронов SEM и катодоллюминесценции показало что, кристаллы циркона из гранитогнейсов и метаморфических сланцев имеют зональное строение, что свидетельствует о их многостадийном развитии (Рис. 2.14 а, б).

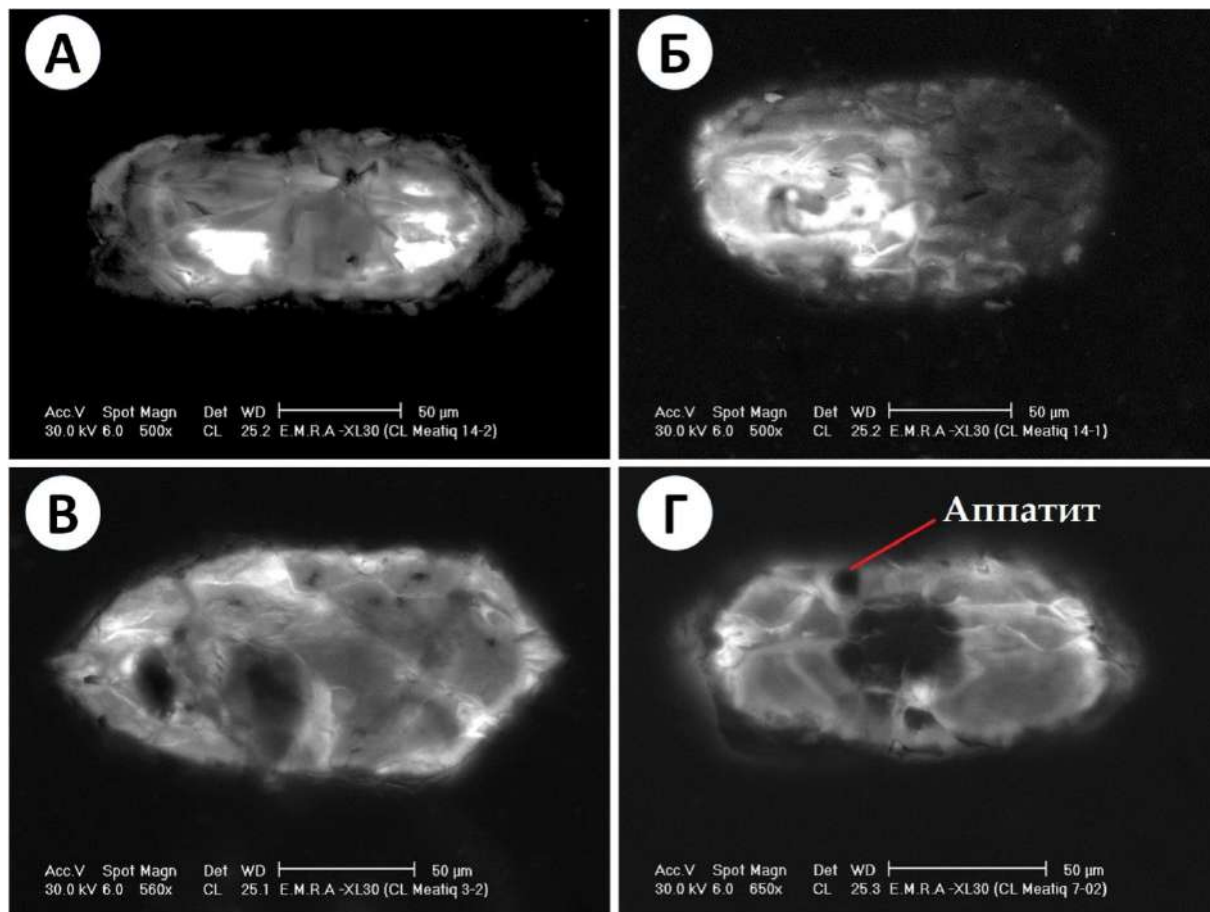


Рис. 2.14 Катодоллюминесцентные изображения продольных разрезов цирконов, показывающие: а) Пятнистый вид центральной части с низкой светимостью и слабо зонированных периферических частей циркона из гранитогнейсе Умм Бааниб; б) Закругленный циркон с люминесцентным и сдвинутым ядром и мелкими трещинами из гранитогнейсе Умм Бааниб; в) Гомогенный незонированный циркон с люминесцентным ободком и трещинами из пелитовых метаосадок; г) Темное Катодоллюминесцентное ядро, окруженное люминесцентной зоной и тонким ободком циркона из древнего Гранита, с включениями апатита.

В цирконах гранитогнейса, слабая зональность центральных частей, может предполагать присутствие более древнего унаследованного циркона. Кроме того, эпицентры поддерживают эту интерпретацию.

Обильные включения обнаруживаются как в виде мельчайших продольных или овальных включений циркона богатого Са- и Fe, кварца и К-полевых шпатов вдоль микроканалов (Рис. 2.15). Они интерпретируются, как локальная рекристаллизация вдоль

продольных микротрещин или могут быть введены и были кристаллизованы с ростом циркона.

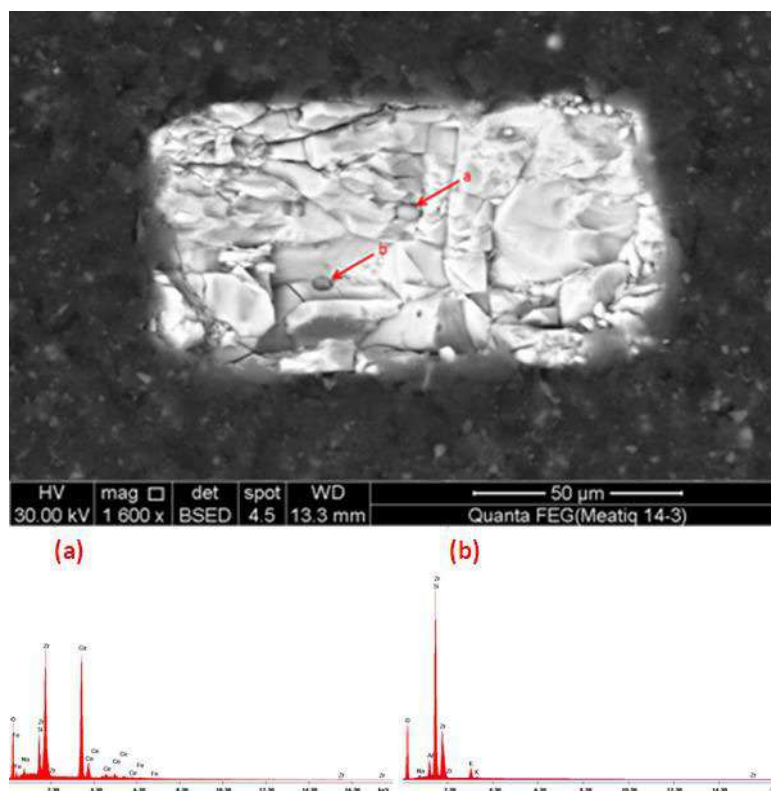


Рис. 2.15 Изображение обратных рассеянных электронов продольного разреза зерна циркона и EDX-спектра двух точек:

a – включение циркона (с пиками Zr, Ca, O, Si, Na, Ce и Fe) и b – плагиоклаз (с пиками Si, O, Zr, Al, K и Na), Умм Бааниб гранитогнейсы.

Трещины образуются из-за метамиктизации, воздействия внешних сил во время или после метаморфизма, разрушения при подготовке тонкой секции и наличия многих включений. Внутренние структуры цирконов слабее из-за более высокой степени метамиктизации. Большинство цирконов пережили позднюю постмагматическую рекристаллизацию, которая привела к формированию зон обрастания вокруг первичных метаморфических зерен, представлявших собой форму «мяча» или «цветной капусты». В большинстве случаев рекристаллизационная зональность выражена не ярко, что скорее всего, связано с модификациями зерен циркона во время позднего и постмагматического охлаждения.

Выполненный EDX поэлементный анализ (SiO_2 , Y, Zr) по продольному сечению зерна циркона из гнейсов показывает не равномерное их содержание от центрального ядра к периферии. Такое распределение элементов вполне может быть связано с зональным строением зерна. Визуально на фотографии хорошо просматривается зональное строение этих элементов в кристалле, хорошо видна вдоль направления сечения (Рис. 2.16).

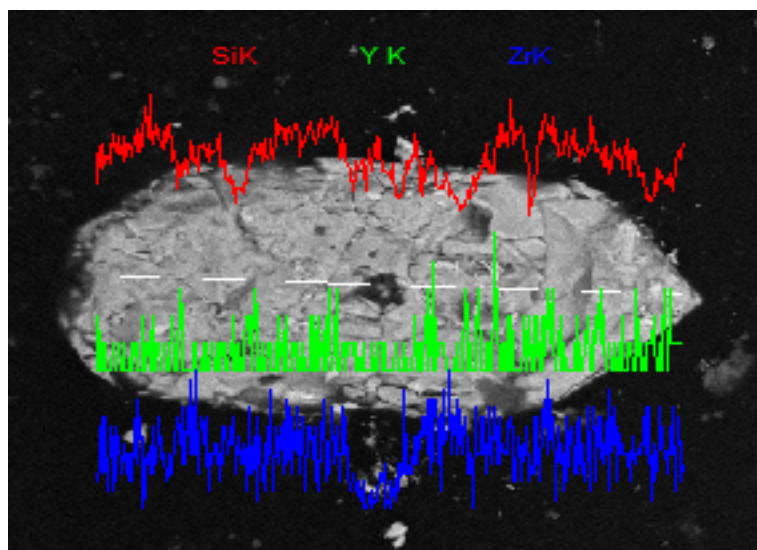


Рис. 2.16 Изображение обратных рассеянных электронов продольного разреза зерна циркона с линейным сканированием элементов Si (SiK), Y (YK) и Zr (ZrK) в гранитогнейсах Умм Бааниб.

Цирконы метаморфических сланцев

В кварц-полевошпатовых и гранато-слюдяных сланцах не было обнаружено цирконов. Напротив, пелитовые сланцы содержат большое количество цирконов, но они относительно небольшие по размеру. Большинство цирконов ассоциативно связаны с кварцем и мусковитом (более поздние дифференцированные фазы), что свидетельствует о том, что первичные цирконы обрастают новыми зонами роста на рекристаллизационной (дополнительной) стадии метаморфизма. Большинство зерен являются блестящими, но бледно-темными, главным образом идиоморфными и коротко призматическими. Идиоморфные характеристики обрастания зерен свидетельствуют об устойчивом характере воздействующих флюидов (Pupin, 1980).

Рассматриваемые цирконы интерпретируются исходя из местных источников, предположительно промытых в бассейнах в энергетической среде во время или после осаждения терригенных отложений. Многие морфологические особенности развиваются вдоль поверхности зерна, включают ямы, канавки, матовые поверхности, хребты, грани и нерегулярные участки изменения, указывают на воздействие физического выветривания на кристаллы. Трещины редко встречаются на поверхности зерен. Эти морфологические особенности цирконов согласуются с представлениями об обрастании (чрезмерный рост) эродированных зерен цирконов из гнейсов.

Кристаллы циркона пелитового сланца имеют хорошо развитую $\{100\}$ призму и $\{101\}$ пирамиду с дополнительной небольшой пирамидой $\{211\}$ и призмой $\{110\}$. Цирконы показывают широкое распределение на нижней правой части диаграммы (Pupin, 1980) с высокими А- и Т-индексами (Рис. 2.13). Цирконы D-типа являются наиболее распространенным морфологическим типом (21%), другие подтипы включают подтипы

J4, J5, S24, S25, S23, S19, J3 и J5, представленные в уменьшающихся частотах. Чаще встречаются редкие подтипы K, P5 и S20 и некоторые другие соседние типы. Общее преобладание подтипов K+D (21%), J4 (18%), J5 (16%) и появление подтипа J3 (5%), указывает на отсутствие формы {110}-призма, и предполагает щелочную природу исходной породы, который может быть гранитогнейс Умм Бааниб.

Исследуемые изображения обратных рассеянных электронов показывают, что цирконы значительно отличаются по цвету и составу (Рис. 2.17). Большинство зерен не имеют ярко выраженной зональности (Рис. 2.14 в, Рис. 2.17), но темные участки пятнистой изменчивости обратных рассеянных электронов появляются в большинстве зерен циркона с ярким обрастанием (нарастанием). Щелочные полевые шпаты и кварц являются общими включениями, в то время как апатит встречается в относительно больших количествах кристаллах. Большое количество кристаллов цирконов включает зерна К-полевого шпата, располагающегося в области обрастания, представляющего собой узкий обод, вокруг более раннего ядра (Рис. 2.17 а). Поэтому разрушение зерен циркона, скорее всего, связано с высоким содержанием минеральных включений и повреждений, связанных с обработкой образцов.

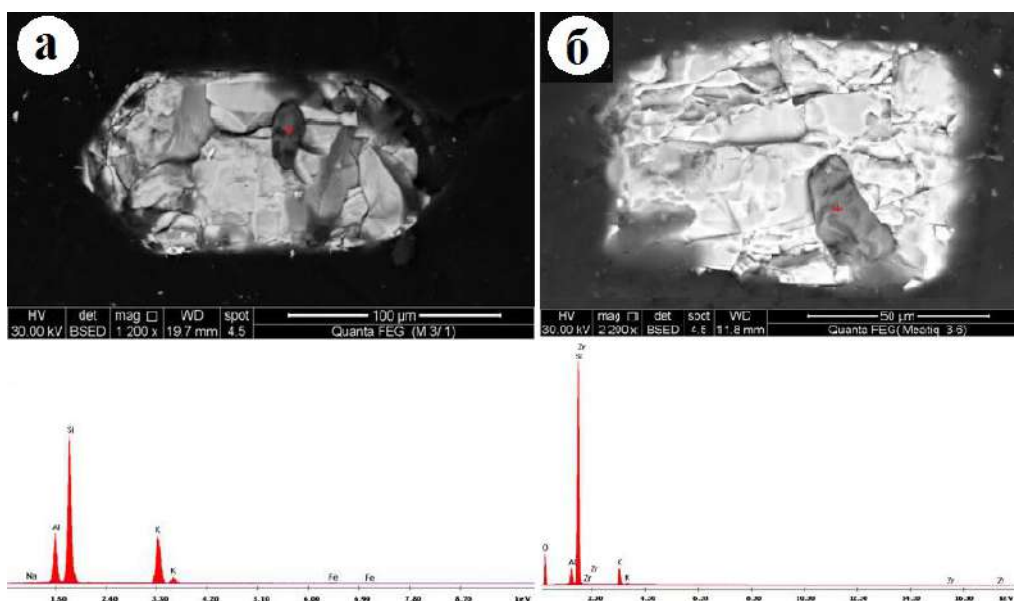


Рис. 2.17 Изображения обратных рассеянных электронов для продольного сечения цирконов из пелитового сланца и EDX-спектра двух точек включений калиевого полевого шпата (с пиками Si, O, Al, и K).

Возрастная характеристика Формации Митик

Было предпринято несколько попыток определить возраст и стратиграфическое положение гнейсовых пород в Восточной пустыне и Синае без согласования общего мнения. Разногласия о возрасте гнейсов, о которых сообщалось, могут быть сокращены

просто на две точки зрения. Так, первые считают, что они принадлежат к Архею / палеопротерозою (например, El Ramly and Akkad, 1960; Schurmann, 1961; El Gaby et al., 1984; и др.); вторые считают, что они относятся к эпохе неопротерозоя (например, Sturchio et al., 1983b; Andresen et al., 2009; Liégeois and Stern, 2010 и др.). Данные о имеющихся результатах дотирования возраста гнейсов в исследуемом районе – обобщены в (Таблица 2.2).

Таблица 2.2 – Данные абсолютного возраста гранитогнейсов в районе Митик.

Порода	Возраст (млн. лет)	Метод	Ссылка
Гранитный протолит гранитогнейса Умм Бааниб	626±2	Rb-Sr	Sturchio et al., 1983a
Гранитогнейс Умм Бааниб	До-Неопротерозойский	Структурные доказательства	El Gaby et al., 1984
Гранитогнейс Умм Бааниб	613±5 и 626±2	U–Pb циркон	Stern and Hedge, 1985
Амфиболитовые линзы в гранитогнейсе Умм Бааниб	1149 ±25	U–Pb циркон	
Гранитогнейс Умм Бааниб	779±4	U–Pb циркон	Loizenbauer et al., 1999
Мафическое включение в гранитогнейсе Умм Бааниб	631±2	TIMS U–Pb циркон	Andresen et al., 2009
Гранитогнейс Умм Бааниб	630,8 ± 2	TIMS U–Pb	Be'eri-Shelvin et al., 2009b
Арейки гранит (в центре купола)	590,5 ± 3,1		
Диоритная линза в сланцах Абу Фаннани	609 ± 1		
Абу Зиран Диорит	606,4 ± 1		
Гранитогнейс Умм Бааниб	596±15	Rb-Sr	Liégeois and Stern, 2010
Гранитогнейс Умм Бааниб	779 ± 4	Pb–Pb испарение	Loizenbauer et al., 2001
Офиолитовая крышка	788 ± 13		
Ортоамфиболитовый ксенолит	819 ± 38		

Эти возрастные данные (Таблица 2.2) в сочетании с полевыми отношениями и изучением цирконов могут свидетельствовать, что гранитогнейсы Умм Бааниб прошли долгое время от его образования до наложенного метаморфизма, начиная с $1,149 \pm 25$ миллиардов лет (возраст амфиболитовых линз в гранитогнейсе Умм Бааниб) до около 600 млн. лет, что представляет собой либо последнее событие завершения метаморфизма, либо усредненное значение определения возраста методом TIMS U–Pb (термоионизационный масс-спектрометр) по целому ряду зерен циркона. Большинство определений возраста цирконов выполненные по изучаемой территории методом TIMS U–Pb. К сожалению, этот метод дает соотношение элементов в широком анализируемом поле, захватывающим как центральные части зерна, так и периферические области

обрастания (например, Рис. 2.18 а). Но выполненные нами морфологические исследования показали многостадийность роста основной массы цирконов структуры Митик. В таких случаях рекомендуется проведение анализа SHRIMP, который допускает датирование «in situ» отдельных зон в цирконах (например, Рис. 2.18 Катодолюминесцентные изображения продольного разреза циркона (Рис. 2.18 б)).

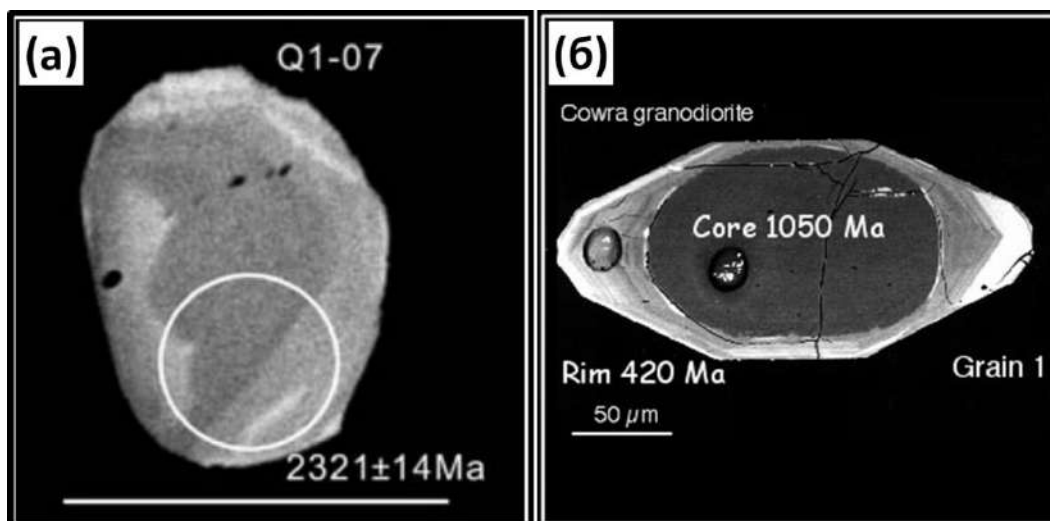


Рис. 2.18 Катодолюминесцентные изображения продольного разреза циркона а) с возрастом TIMS U–Pb циркон (Источник фотографии: Xu et al., 2009); б) с возрастом SHRIMP в ядре и ободке (рисунок из Научной школы наук о Земле, Австралийский исследовательский университет)

Основываясь на их структурном и стратиграфическом положении, рассматривали гнейсовые купола как протерозойскую структуру (El-Gaby et al., 1984, 1988). Тем не менее, гнейсы показывают абсолютный возраст моложе, чем наложенные метаосадки и метавулканы (Рис. 2.4). Stern 2018 объяснил это процессом частичного переплавления – «омоложения» гнейсов, за счет влияния более позднего проявления магматической деятельности. Andresen et al., 2009 считали, что эти более молодые возрасты представляют собой главное событие деформации в Митике в эпоху 610–605 млн. лет назад.

Выводы:

1. Древние отложения Формации Митик представлены двумя типами геологических разрезов:

– Первый вид разрезов, представлен сочетаниями гранито-гнейсов, гнейсов, гранулитов, и мигматитов. В современной литературе за ними утвердилось название толща Умм Бааниб. Они являются самыми древними отложениями, в центральной части Восточной пустыне Египта. Датировки абсолютного возраста по цирконам колеблется от 613 ± 5 млн. лет до 779 ± 4 млн. лет. Возраст амфиболитовых ксенолитов, рассматриваемых в качестве обломков древнего континента, составляет 1149 ± 25 млн. лет. Фактическая мощность отложений не установлена;

– Второй тип разреза представлен разнообразными метаморфическими сланцами. В основании сланцев повсеместно отмечаются горизонты катаклазитов выявленных в кровле гнейсов. Они образуют своеобразный «панцирь» (Andresin et al., 2010; Habib et al., 1985a, b).

2. Морфологические особенности циркона в гранитогнейсе, отобранных автором показали, что их можно отнести к двум крупным группам:

– К первой группе относятся кристаллы циркона с высокими А- и Т-индексами, главным образом К-типа – 55% (высокое давление и высокая температура образования).

– Ко второй группе относятся кристаллы циркона с высоким индексом А и низкими Т-индексами, в основном G-типа – 25%.

– Оставшиеся 20% формируют облако модификаций циркона К-типа.

Эта бимодальность может быть связана с ростом кристаллов циркона в гранитогнейсах в условиях резкого понижения температуры, при сохранении давления.

3. Исследованные цирконы, из пелитового горизонта толщи метаморфических сланцев, принадлежат к К-типу (как в гранитогнейсах Умм Бааниб) и окружающим его модификационным типам.

4. Разброс абсолютных возрастов метаморфизованных пород указывают на длительный период формирования, метаморфизма и деформации. Другие факторы ответственны, в том числе: метамиктизация, наличие унаследованных более древних магматических цирконов, ксенокристаллы цирконов, постмагматическая перекристаллизация и обрастание, действие внешних сил во время или после метаморфизма и обилие включений в цирконе. В пределах структуры Митик древними породами являются гранитогнейсы Умм Бааниб, перекрытые метаморфическими отложениями Абу Фаннани.

2.2.1.2 Позднепротерозойская Формация Метаосадков.

Стратиграфически выше метаморфических пород Формации Митик следует большое разнообразие осадочных пород широко распространены в Восточной пустыне, особенно ее центральной части (Рис. 2.19). В ЦВП формация вулканогенно-осадочных пород располагается по внешнему контуру купола Митик. В целом площадь развития помещается в овал, вокруг купола Митик, шириной около 15 км в ЮЗ и СВ направлениях. В СЗ направлении ширина кольца увеличивается до 40 км, а в ЮВ до 50 км.

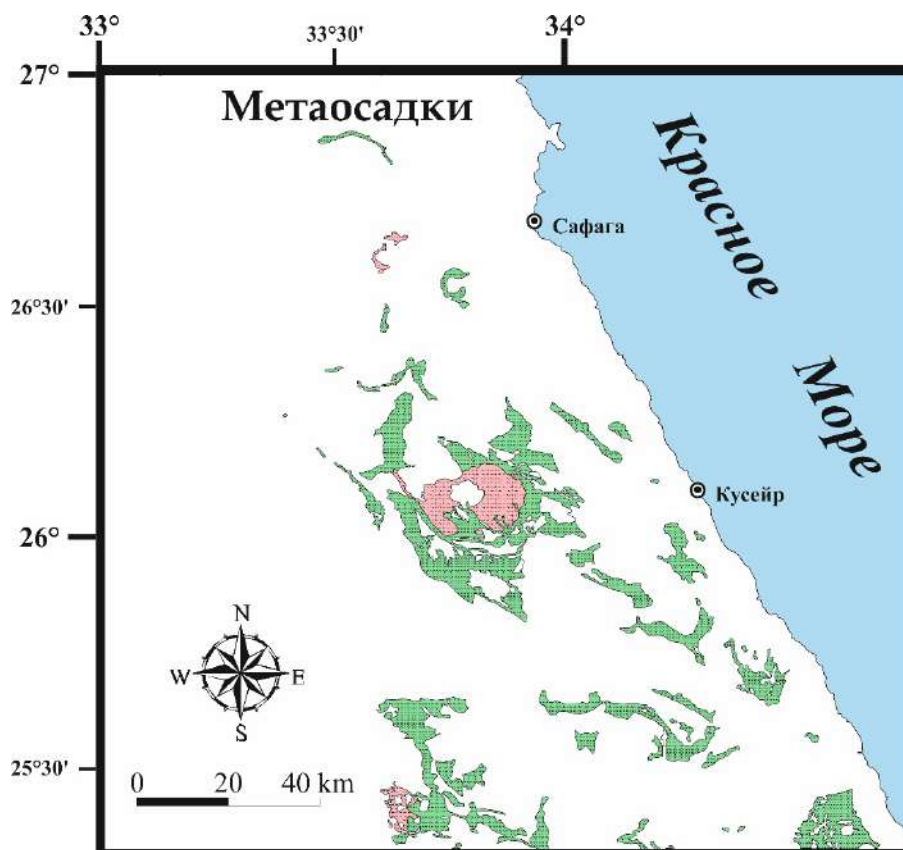


Рис. 2.19 Поля развития вулканогенно-осадочных пород вокруг купола Митик, образующие овальную форму (условные обозначения см. на Рис. 2.3).

Эта формация была названа туфогенно-осадочной Формацией (Sabet et al., 1977). На геологической карте Египта (Qusier quadrangle, 1: 500000, Conoco, 1987) она была названа как метаосадки (метаморфизованные на стадии зеленосланцевой фации, шельфовые отложения и вулканогенные породы, частично включающие пирокластику). El-Kassas and Bakhit (1989) дали ей название «геосинклинальные отложения».

К западу от купола Митик, в Вади-Умм-Эш-Зарка, отложения представлены грубозернистыми обломочными породами. Sabet et al., 1977 разделил их на полимиктовые конгломераты, граувакки и песчаники, образующие слой мощностью 400 м. В верхней части последовательности проявлены кремнистые и серицит-кремнистые сланцы, которые имеют общую мощность около 3000 м.

Эта формация состоит из широкого спектра метаморфизованных осадочных пород (Рис. 2.21), их легко заметить в поле благодаря их выраженной слоистости (Рис. 2.20). Однако различные разновидности пород этой формации иногда могут постепенно переходить друг в друга без резких различий. Они в основном характеризуются флишевыми характеристиками и в основном состоят из пелитовых до псаммопелитовых и граувакковых отложений (El-Kassas and Bakhit, 1989). Этим породам характерны сильно изменяющиеся цвета, которые могут варьироваться от желтовато-белого до оранжево-

желтого, светло-серого до серо-зеленого, темно-серого до даже черного, в зависимости от их минералогического состава и степени выветривания (Рис. 2.20).

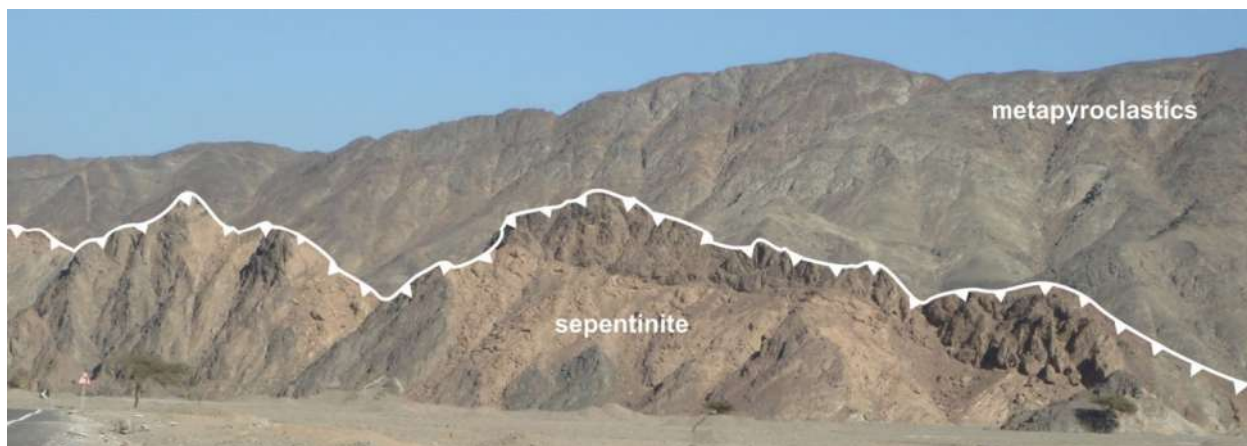


Рис. 2.20 Толща серпентинита тектонически прорывает метавулканы и метапирокластику (метаосадки), район Ум Харига, ЦВП (Источник фотографии: El Bahariya, 2018)

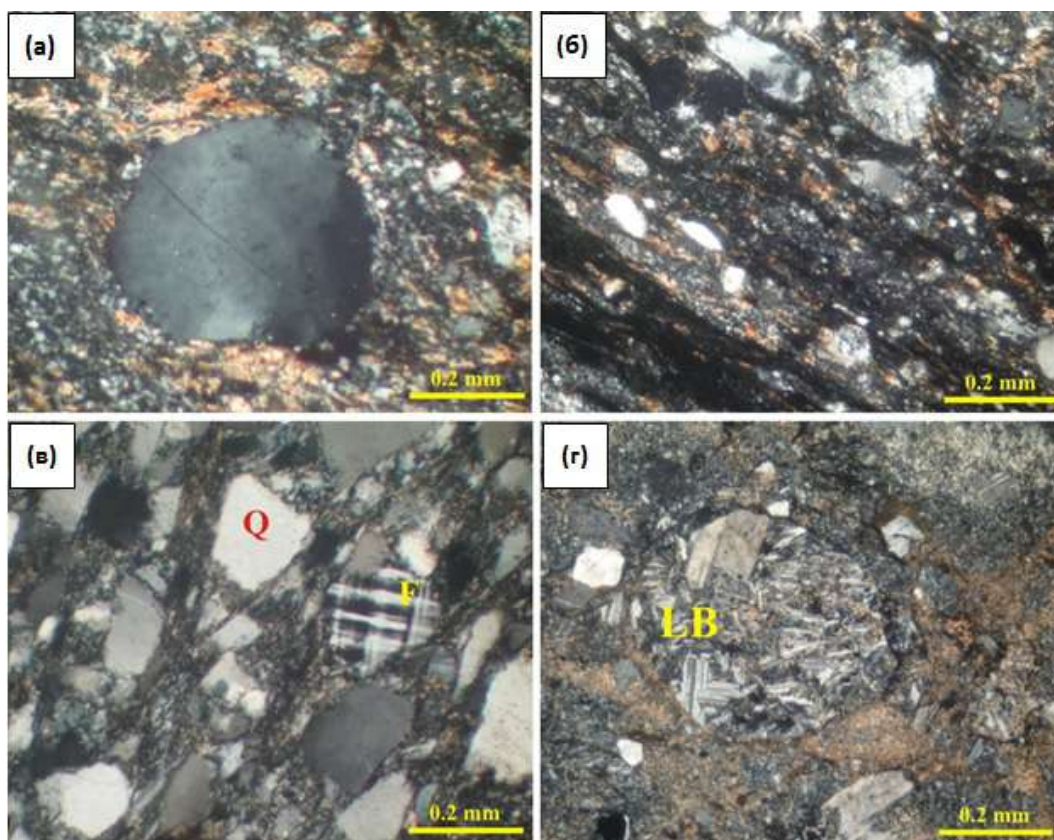


Рис. 2.21 Микрофотографии метаосадочных пород в Вади Аталла (а, б) и Вади Алам (в, г), ЦВП (Источник фотографии: El Bahariya, 2018): а) сланцевые метаграуваки, б) тонкое наложение сланцевого метаграувака, в) полевошпатовые метаграуваки с обильным кварцем (Q) и фра

Крупнейшее обнажение этой формации расположено в Вади Эль-Сагия и Каб Эль-Абси. Вдоль восточной стороны Вади Каб Эль-Абси обширный пояс метааргиллита согласно залегающим на слоях хлоритового сланца, образуя тонкие узкие полосы длиной около 2,5 км (El-Kassas and Bakhit, 1989).

Sabet et al., (1977) разделили эту формацию в два этажа. Нижний этаж (мощность 1000 м) состоит из туфогенных песчаников, туфогенных алевролитов, линз гравелитов и конгломератов. Мы считаем, что эти гравелиты и конгломераты являются поверхностью несогласия с пачкой Абу Фаннани (метаморфические сланцы). Верхний этаж (мощность 3000 м) состоит из средне – и крупнозернистых сланцев, включают биотит-кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые, хлорит-серицитовые типы и содержат линзы риолита, риолитовых порфиров, граувакков, мелкогалечных конгломератов.

Другие примеры из центральной части Восточной пустыни приведены здесь:

А) Метакластическая метаосадочная последовательность в Вади-Хаммуда, ЦВП, состоит из переслаивания метаграувакков, метаалевролитов, метааргиллитов, сланцев, и метапирокластов. Они хорошо расслоенные, плейчатые и метаморфизованы на контакте с гранитными породами.

Б) Метакластические породы в Вади Сивикат-Ум-Лассаф, ЦВП, преобладают туфы (описанные как метаграувакки Hamimi, 1988), переслаивающиеся с железистыми кварцитами и метааргиллитами (скорее всего, туфового происхождения). Контакт между мета-граувакками и железистыми кварцитами почти градационный и характеризуется обилием серицитовых и хлоритовых сланцев. Метаморфизованные лапиллиевые туфы содержат минеральные фрагменты плагиоклаза с кварцем, хлоритом, оксидами железа, кальцитом и эпидотом (Khalil et al., 2015). Они получили возраст в пределах 615-755 млн. лет для метаморфизованных лапиллиевых туфов.

2.2.1.3 Позднепротерозойская Формация Метавулканитов.

Выше метаосадочных отложений, располагается толща метавулканитов (Рис. 2.22). В этих метавулканитах широким развитием пользуются различные тела серпентинитов, амфиболитов и габбро-диорита. Andresen et al., (2010) и Habib et al. (1985 a, b) отметили в полевых наблюдениях, что эти габброидные и амфиболитовые породы представляют собой менее деформированные мафические линзы. Эти мафические и ультрамафические породы считались следами древних оффиолитовых покрытий или оффиолитового меланжа (например, Loizenbauer et al., 2001). Поэтому эти метавулканиты называются оффиолитовыми или древними метавулканитами (например, El-Ramly and Akaad, 1960) и метавулканиты Шадли (Schurmann, 1966) или геосинклинальные метавулканиты Шадли (El-Ramly, 1972) (Рис. 2.24).



Рис. 2.22 Мафические метавулканические породы в Вади Эль-Содмеин, район Митик.

Habib et al., (1985a, b) наблюдал полосу полимиктовых метаконгломератов (базальных конгломератов), которая наблюдается вдоль контакта между метаморфическими сланцами и верхним офиолитовым комплексом (включая метавулканиды, серпентинит, метагаббро-диоритовый комплекс) в северной и западной частях купола Митик (Рис. 2.23). Метаконгломераты образуют прерывистые линзы длиной до 100 м и мощностью 30 м, и прослеживаются в течение нескольких километров. Они содержат, среди прочих фрагментов, гальки амфиболитов, гранитогнейсов в нижней Формации Митик.



Рис. 2.23 Деформированные гальки полимиктового метаконгломерата вдоль северной границы купола Митик (источник фотографии: Habib, 1985a).

Подобные сильно деформированные слои конгломератов наблюдались вдоль западного фланга купола Митик в Вади Ум-Эш (Ries et al., 1983), которые продолжают на юг в широкую протяженность осадков Хаммамат, к северо-западу от Вади Хаммамата, Эль-Каш и Арак (Fowler and Osman, 2013). Хаммаматские бассейны образовались примерно в то же время что и сдвиг Нажд, вулканизм Дохана и внедрения розовых гранитов типа-А (~ 600 млн. лет).

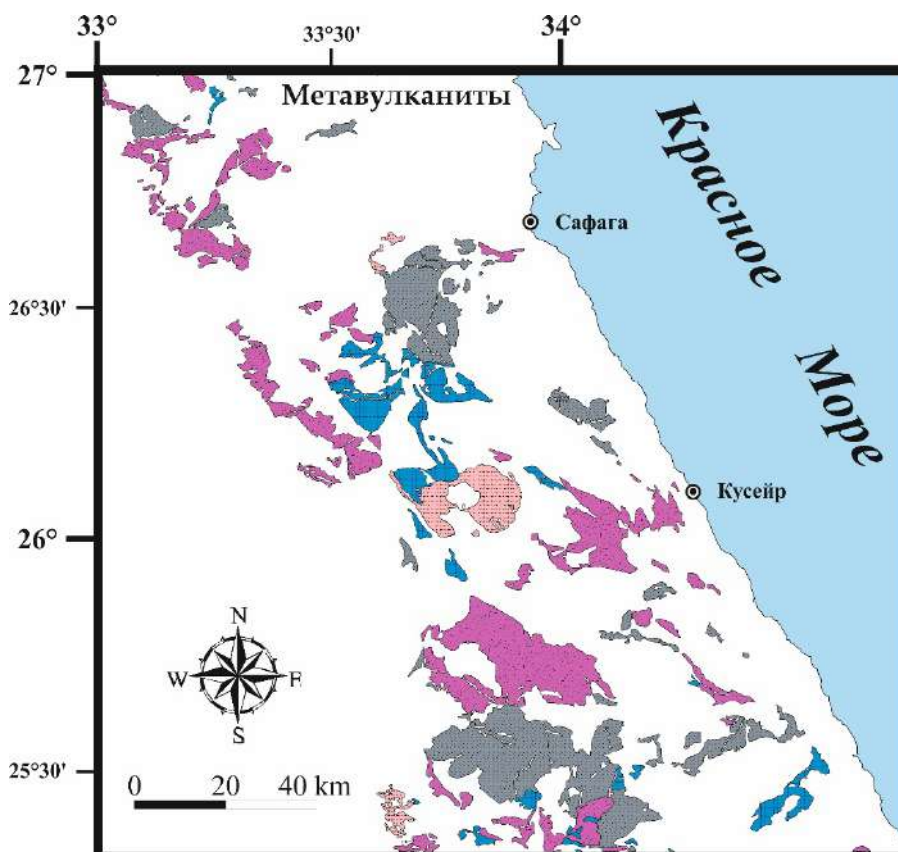


Рис. 2.24 Поля развития метавулканических пород с гнейсами в центральной части Восточной пустыни (Сопосо 1987) (условные обозначения см. на Рис. 2.3).

Основные и кислые метавулканииты составляют основные горные массы вокруг купола Митик. Мафические метавулканииты состоят в основном из базальтов и основных туфов, образующихся в определенной последовательности. Кислые метавулканииты включают метадацит, метариодацит и метариолит вместе с переслоенными туфами, которые показывают расслоенность и слоистость. Установлено, что метавулканииты в Вадии-Эль-Содмиене в северо-восточной части купола Митик (Рис. 2.22) состоят из ряда пород, включая плагиоклаз-порфировые андезиты, пузырьчатые базальты, андезитовые базальты, конгломераты, агломераты, туфовые отложения и подушечные лавы. В Вадии-Эль-Содмеине основные метавулканииты содержат распространенные кварцевые (Рис. 2.25) и флюоритовые жилы с выраженной карбонатизацией (кальцит и малахит). Метавулканическая формация среднего и основного составов пользуются ограниченным распространением. Они слагают крупное поле на северо-востоке в бассейне Вадии Семна и серию мелких блоков в центральной части бассейна Вадии Хамама. В поле, метавулканииты характеризуются отсутствием полосчатости. Морфологически средние метавулканииты выполняют глубоко вырезанные узкие долины на контакте с ниже лежащими породами метаосадков с постепенными переходами и тектоническими контактами, которые наблюдаются повсеместно (Salama and Zhukov, 1975).

Значительное количество выпуклостей или жил, которые состоят из кварца, наблюдаются в метавулканитах (Рис. 2.25, Рис. 2.26). Туфы по составу обломочного материала относятся к литокристаллокластическим разностям. В них преобладают обломки андезитобазальтов, полевых шпатов, роговой обманки и кварца. Вторичные изменения проявились в интенсивной эпидотизации и карбонатизации. Мощность отложений оценивается до 2000 метров.



Рис. 2.25 Параллельные и субпараллельные кварцевые жилы прорывают метавулканиты, район Митик.



Рис. 2.26 Микрофотография кварцевой жилы (Qz.) в метавулканитах, ник. +.

Кислые метавулканиты залегают согласно на метавулканитах основного состава. Низы разреза представлены кислыми туфами, риолитами, фельзитами, среди которых встречаются прослои туфопесчаников и основных эффузивов. В бассейне Вади Хамама и Аталла отмечаются прослои кремнистых сланцев с магнетит-гематитовой минерализацией (типа джеспилитов). Верхняя часть разреза сложена метариолитами и метадацитами с маломощными прослоями туфов и агломератов. В целом для них характерна грубая расслоенность. Среди туфов преобладают кристаллолитокластические туфы фельзитов и дацитов. Цемент состоит из пепловых перекристаллизованный зол. Вторичные изменения проявились в карбонатизации, серпентинизации и окварцевании. Мощность кислых метавулканитов 1000 – 1500 м.

2.2.1.4 Раннепалеозойская терригенная песчано-глинистая толща (Группа Хаммамат).

Группа Хаммамат объединяет в себе терригенные породы, покрывающие отложения метавулканитов. Наиболее широко они представлены в Восточной пустыне Египта, широко распространенных вокруг внешней линии контура комплекса ядра Митик (Рис. 2.27). Наиболее изучено место Вади Хаммамата, расположенное в 70 км к западу от г. Кусейра.

Группа Хаммамат представлена своеобразным комплексом грубообломочных пород, которые выполняют древние впадины и перекрывают с угловым несогласием отложения метаосадков и метавулканитов.

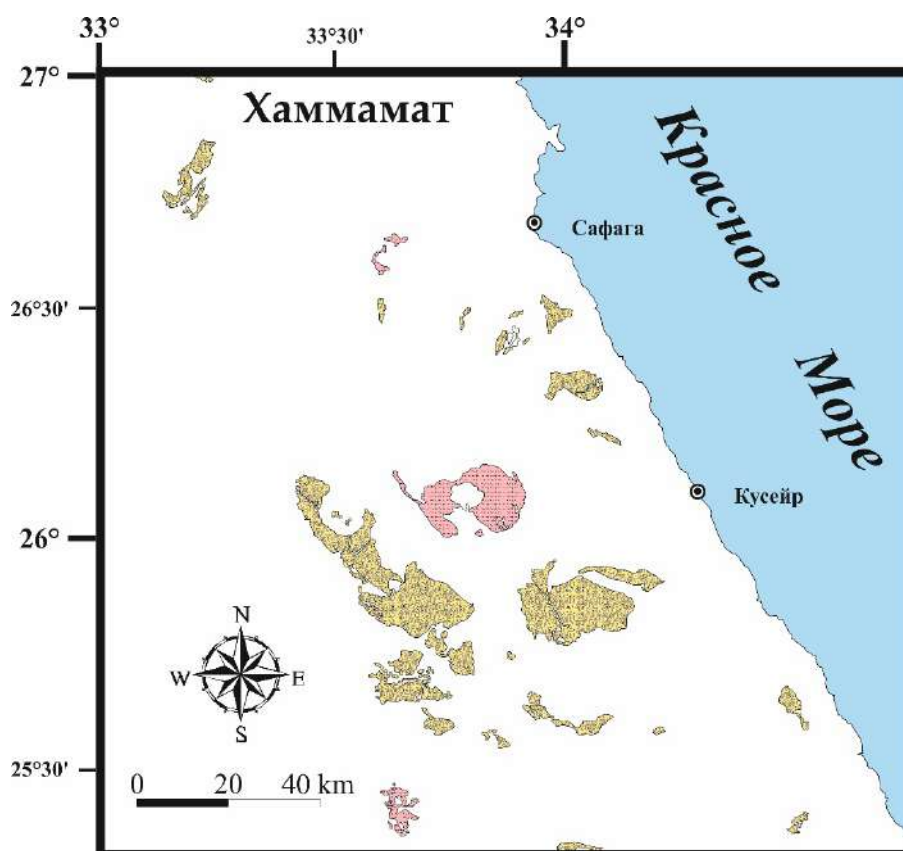


Рис. 2.27 Поля развития обломочных отложений Хаммамата с гнейсами в центральной части Восточной пустыни (Сопосо, 1987) (условные обозначения см. на Рис. 2.3).

В составе формации принимают участие песчаники, алевролиты и конгломераты, образующие горизонты сложного переслаивания, мощностью 150-500 метров. В подчиненных количествах встречаются гравелиты, глинистые сланцы, прослои туфового материала. Характерной чертой отложений является изменчивость окраски в различных оттенках бордового, зеленого и серого цветов. По вещественному составу породы полимиктовые и сложены обломками метавулканитов, гнейсов, осадочно-метаморфических пород и кварца. Окатанность обломков отличная. Мощность отложений оценивается до первых тысяч метров.

Второе место детального изучения осадочных пород Хаммамата расположено в районе Вади-Бали. Осадочные породы Хаммамата занимают небольшую площадь (~ 2 км²) в верховьях Вади-Бали, несогласно залегают над метавулканическими породами. Они представлены в основном массивными зеленоватыми и коричневыми алевролитами и граувакками, переплетенными с незначительными по мощности горизонтами

конгломератов. Конгломераты массивные, плохо отсортированы и содержат в основном фрагменты андезитовых пород с подчиненными риолитовыми гальками (Рис. 2.28).

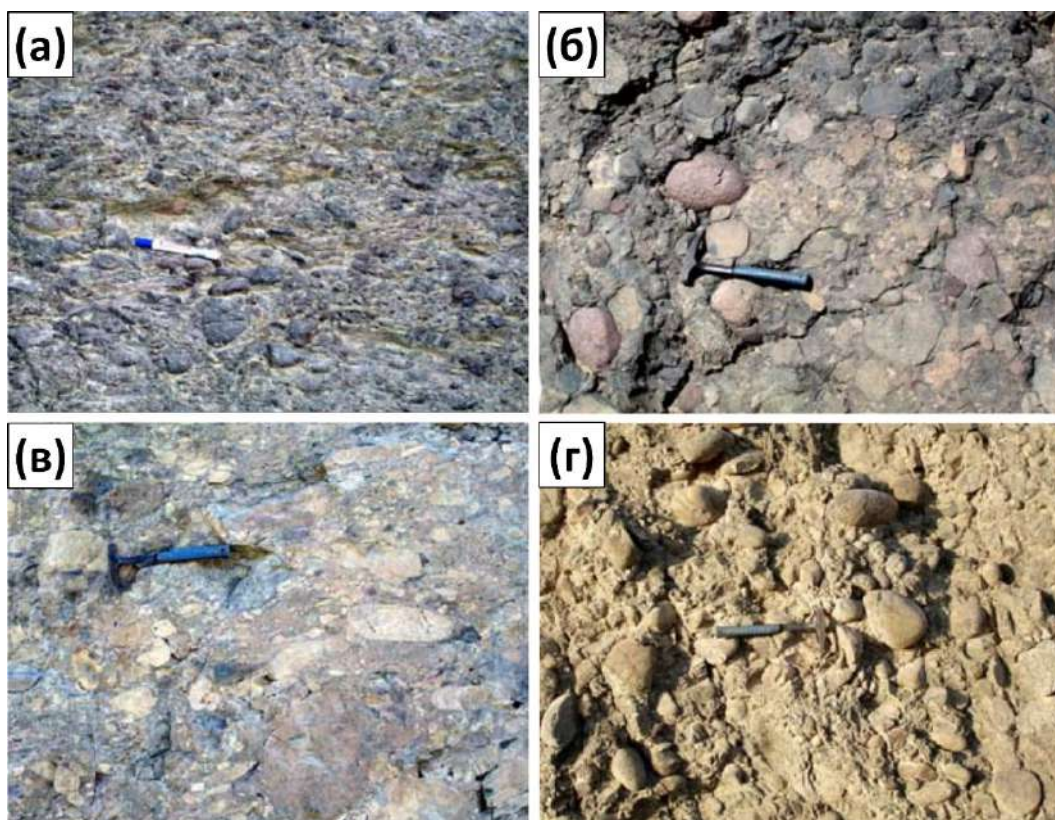


Рис. 2.28 Деформированные гальки из разных бассейнов группы Хаммамат (источник фотографии: Abd El-Wahed, 2010):

(а) из бассейна Вади-Кейх; (б) из бассейна Вади-Абу-Шекейли; (в) из бассейна Вади-Карейм; (г) из бассейна Вади-Абу-Гериан.

2.2.1.5 Раннепалеозойская Формация вулканитов Дохан-Аталла.

Доханские вулканиты в форме маломощных, пологозалегающих покровов широко распространены в пределах Восточной пустыни, в основном в северной части, с севера от широты 26° с.ш (Рис. 2.29). Наиболее широко они представлены в бассейнах Вади Абу Шигейли, Абу Зарабит, Эль Эсвид. Кроме того, небольшие по площади выходы картируются по вади Содмеин и Абу Диван. Данные образования залегают на породах более древних формаций с размывом и угловым несогласием.

Максимальная расчетная мощность формации составляет 1200 м в типовой местности в Габаль Дохан (Schurmann, 1966; Said, 1971). По вещественному составу подразделяются на две толщи: порфиритовую (Рис. 2.30) и фельзитовую.

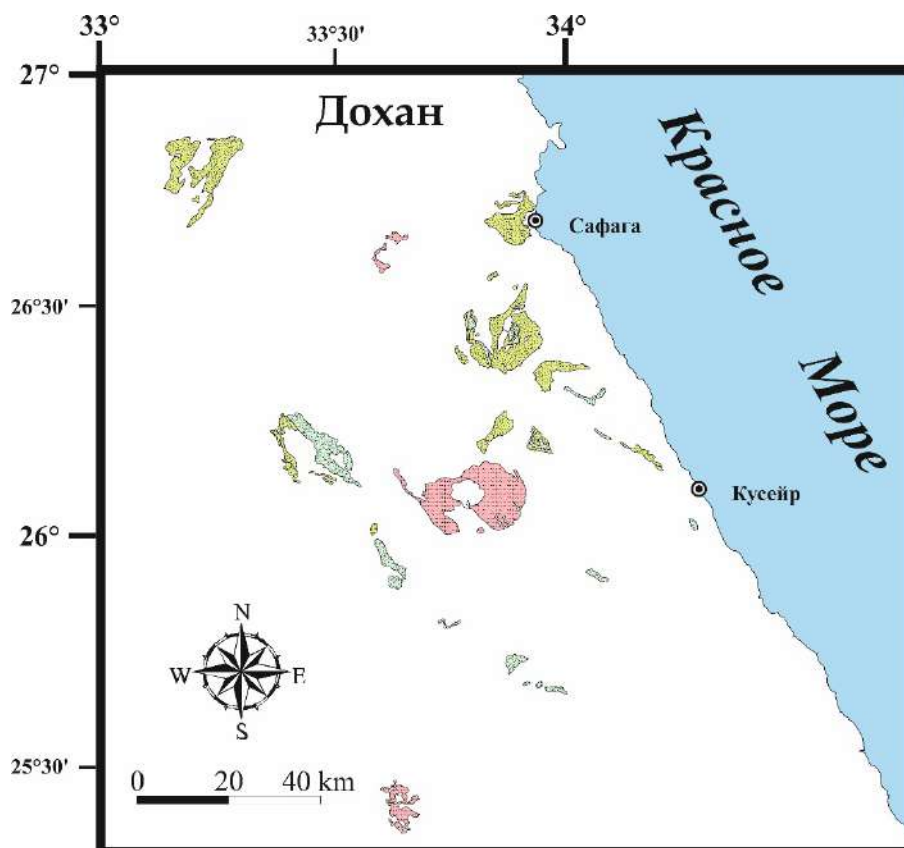


Рис. 2.29 Поля развития вулканитов Дохан-Аталла с гнейсами на исследуемой территории (Сопосо, 1987) (условные обозначения см. на Рис. 2.3).

Существуют различные мнения о том, представляют ли вулканиты Дохана бимодальную свиту с кремнеземистым разрывом между мафическими и кремнистыми породами (Ressetar and Monard, 1983; Stern and Gottfried, 1986; Stern et al., 1988) или образуют непрерывную последовательную дифференцированную серию (Basta et al., 1980; Abdel-Rahman, 1996; Eliwa, 2000; Moghazi, 2003; El Sayed et al., 2004). Eliwa et al., (2014) показали, что большая часть вулканитов Дохана не обнаруживает композиционного разрыва SiO_2 , но бимодальное распределение показано на нескольких разрезах в районе дороги Сафага-Кена и на север от Сафаги.



Рис. 2.30 Порфировая текстура кварцевого андезита и дацита вулканитов Дохана «Имперский порфир».

El-Gaby 2007 подразделял Формацию Дохана на две группы: а) древние вулканисты Дохана, в основном состоящие из андезитового базальта, андезита и дацита. Он считал что, ассимиляция известково-щелочной лавы, которая вырабатывала древние доханские вулканисты во время ее подъема магмы увеличивалось в них содержание кремнезема и калия; б) молодые вулканисты Дохана состоят в основном из дацита, риодацита, риолита и игнимбрита; образование пластовых фельзитовых интрузий также привели к отверждению и перекристаллизации кислых туфов (Abu El-Ela, 1999).

Порфиритовая толща (древние вулканисты Дохан) с видимой мощностью 400-600 метров, состоит в основном из андезитовых порфиритов и перлитов (разновидность вулканических стёкол, имеющих перлитовую структуру), состоящих из миндалин гематит-хлорит-кварц-карбонатного состава и микролитовой основной массы, перемежающихся с лавобрекчиями и туфами (Рис. 2.30). В основании разреза обычно залегает горизонт темно-зеленых лавобрекчий мощностью от 2-3 метров до 10 м.

Фельзитовая толща (молодые вулканисты Дохан) с видимой мощностью которой не превышает первых сотен метров, представлена пестроцветными фельзитами и полевошпат-кварцевыми порфирами, чередующимися с полосчатыми тонкослоистыми туфами, фельзито-дацитами и дацитами. Для толщи характерно присутствие сферолитовых горизонтов, состоящих из сферолитов халцедон-кварцевого состава размером 2-10 мм и кремнистой основной массы.

Вторичные изменения в породах формации проявились в хлоритизации, серицитизации и карбонатизации, реже отмечаются ожелезнение и пиритизация.

Dardir et al., (1971), Salama and Zhukov, 1975 сопоставляют доханские вулканисты с серией Габель Дохана. Абсолютный возраст данных вулканистов, определенный К-Аг методом, составляет 485-465 млн. лет (El Ramly, 1963). Тем не менее, более позднее определение возраста дает более древние возрасты (592-620 млн. лет) (Таблица 2.3)

Взаимоотношения с терригенными отложениями группы Хаммамат не достаточно изучены. Наиболее предпочтительное мнение –это близкий возраст образования этих двух толщ (Рис. 2.31). Существуют многочисленные описания их взаимоотношений как фациальные. Вполне возможно, что они являются продуктами двух фациальных зон: склоновой (вулканогенной) и удаленной (периферийной) относительно центра магматической активизации в районе структуры Митик. Однозначно всеми исследователями отмечается прорывание этих двух толщ, гранитоидными интрузиями (Рис. 2.32 б).

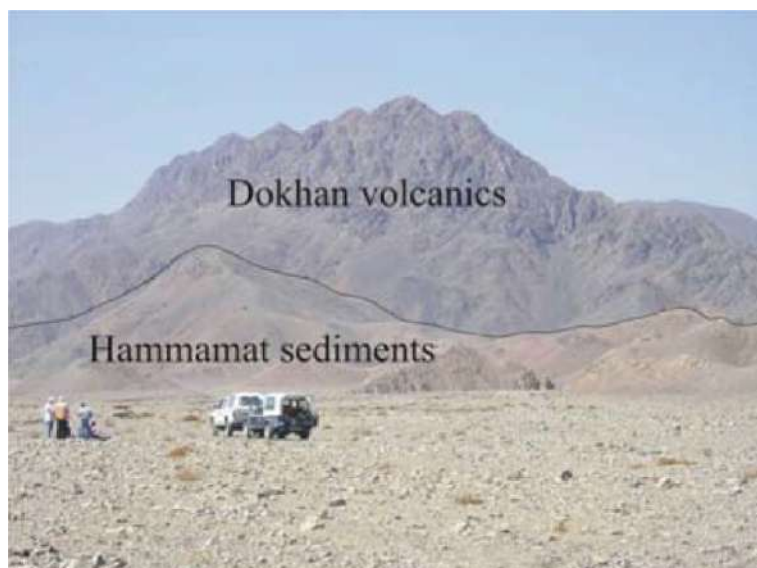


Рис. 2.31 Контакт между Доханскими вулканитами и отложениями Хаммамат (источник фотографии: Abd el Wahed et al., 2010).

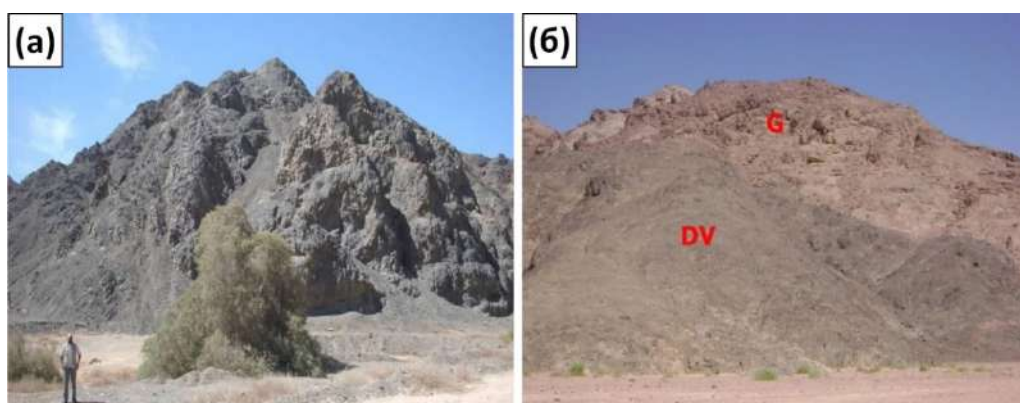


Рис. 2.32 Наблюдаемые обнажения вулканитов Дохан:

а) толеитовый базальт в районе Габаль-Вассиф (El-Desoky and Khalil 2014); б) Граниты (G), проникающие в вулканы Дохана (DV), Вади Хамад, северная часть Восточной пустыни (Mohy et al., 2017).

Таблица 2.3 – Данные абсолютного возраста Доханских вулканитов в Восточной пустыне.

Типа пород	Местонахождение	Возраст (млн. лет)	Метод	Автор
Разные вулканиты Дохана	Гебель Дохан	485-465	K-Ar	EI Ramly, 1963
Разные вулканиты Дохана	Дорога Кена-Сафага	602 ± 12	Rb/Sr	Stern, 1979
Андезит, риолит и пирокластики	Гебель Дохан	592 ± 13	Rb/Sr	Stern and Hedge, 1985
Разные вулканиты Дохана	Рас-Гариб (СВП)	620	Rb-Sr	Abdel-Rahman and Doig, (1987)
Разные вулканиты Дохана	Вади Абу Маамель Дохан	602 ± 9	U-Pb SHRIMP	Wilde and Youssef, 2000

Выполненные датировки абсолютного возраста в конце XX века (см. Таблица 2.3), доверия не вызывают, так как по абсолютным значениям они мало чем отличаются от данных для гнейсов и метаморфических сланцев структур Митик и Мигиф-Хафафит.

Удивительным для исследуемой территории, является полное отсутствие палеонтологических исследований. Отсутствует изучение хотя бы конодонтов из отложений, связанных с вулканитами, которые сыграли ключевую роль в выявлении стратиграфической последовательности отложений Медногорского рудного района Южного Урала (месторождения Гай, Блява и др.).

2.2.1.6 Мезо-кайнозойский осадочный чехол.

Отложения мезо-кайнозойского возраста, представляющие собой, платформенный чехол. Мезо-кайнозойские породы ЦВП можно разделить по тектоническим фазам Красного моря на 2 рифтовые последовательности следующим образом:

а) Дорифтовая последовательность, включает в себя все фанерозойские породы, которые откладывались до открытия Красного моря от позднего мела до эоцена. Меловые обнажения называются Нубийскими песчаниками, за которым следуют вверх по изменчивому сланцу Кусейра, фосфориты Дуви и сланцы Дахала соответственно. Палеоценовые отложения представлены мелом Формацией Тараван, за которым следует сланец Эсна. Эоценовые отложения представлены ранними эоценовыми известняками Формации Тибес "Фив".

б) Син-рифтовая последовательность, включает в себя отложения, образовавшиеся во время разлома Красного моря, от олигоцена до четвертичного периода. Олигоцен представлен обломочной Формацией Нахейль. Миоцен представлен тремя горными единицами: Формацией Ранга (гравий и песок с некоторыми эвапоритами), за которой следуют Формаций Ум-Махара и Формацией эвапориты Абу-Даббаб, соответственно. Плиоцен представлен Формацией Марса Аллам, сопровождаемым вверх Формации Шагара. Плейстоценовые к недавнему отложения в виде террас и отложений Вади (долинных) называются Формацией Самади.

2.2.2 Интрузивный магматизм

В пределах исследуемой территории широко развиты интрузивные образования. Наибольшим площадным развитием пользуются породы гранитоидного ряда. На северо-западе территории ими сложен крупный (2 200 км²) массив, известный под названием гранитоиды Дороги Кена-Сафага (Рис. 2.2 и Рис. 2.3). Этот гранитный массив относится к северной части Восточной пустыни и определяет их центральные и северные границы. Мелкие выходы гранитоидных пород широко развиты на юго-востоке территории.

Меньшей популярностью пользуются интрузивные породы ультраосновного и основного состава, рассматриваемые предшественниками в качестве самого древнего на данной территории.

Заключительные проявления интрузивной деятельности связаны с внедрением мелких тел, рассматриваемых в качестве комплекса щелочных тел мел-палеогенового возраста.

Существующие, на сегодняшний день взгляды предшественников, на последовательность формирования магматических (интрузивных) комплексов пород, не представляют единой стройной концепции.

Анализ собственных результатов полевых исследований и изучение фондовых материалов, дают нам основание высказать следующие взгляды:

1. У многочисленных предшественников отсутствует фундаментальное понятие последовательности формирования интрузивных пород в рамках общей концепции формирования магматических пород, определенных тектономагматических циклов (Рис. 2.33).



Рис. 2.33 Основные мировые эпохи тектогенеза.

Каждый цикл продолжается в среднем около 100 млн. лет. Основополагающим звеном развития каждого цикла являются мощные проявления магматической

деятельности, как в пределах континентов, так и складчатых поясах. Эта деятельность включает в себя мощные проявления эффузивных излияний на протяжении десятков миллионов лет. Характер состава накопления продуктов отвечает гомодромной последовательности (начиная с самых основных и заканчивая наиболее кислыми образованиями). Все начинается с излияния огромных масс базальтовых лав и продуктов их катаклаза. Формируются обширные щитовые палеосооружения. С течением времени, характер излияний меняется на существенно кремнекислотный и формируются стратовулканические сооружения, телескопируемые в ранее сформировавшиеся щитовые сооружения. Только после завершения эффузивного цикла, в области магматической активизации формируются интрузивные массивы, внутри накопившихся огромных масс эффузивов. Формы изверженных массивов пластообразные.

Для кадомской (байкальской) эпохи тектогенеза, характерно формирование интрузивных массивов ультраосновного и основного состав. Начиная с каледонской и салаирской эпох, интрузивный магматизм становится в основном гранитоидным.

Учитывая, что характер магматической деятельности в пределах континентов, как долгоживущей тепловой точки, может продолжаться в течение нескольких эпох тектогенеза, то можно считать, что в пределах изучаемой территории Египта, магматическая активизация продолжалась в период кадомийской, салаирской и каледонской эпох.

2. Исходя из выше изложенного, на данной территории, фиксируются две полноценные эпохи тектогенеза. Таким образом, и интрузивных комплексов должно быть соответственно три.

2.2.2.1 Позднепротерозойские интрузии ультраосновного и основного состава – гипербазитовый комплекс (Кадомский).

Интрузивные породы ультраосновного состава слагают уплощенные тела, вытянутые согласно залеганию (достаточно пологому) отложений метаосадочной и метавулканической формациям, накопление которых предшествовало внедрению интрузий. Реже они трассируют наклонные разрывные нарушения. Вмещающими их отложения являются метаосадочные и метавулканические породы, двух древних формаций. Гипербазиты образуют положительные формы рельефа и хорошо дешифрируются на космоснимках. Наиболее крупный массив, протяженностью 19 км. при ширине 1-5 км., картируется в бассейне Вади Аталла. Он сложен серпентинитами, которые подразделяются на антигоритовые, хризотилбаститовые и хризолит-антигоритовые. Изредка встречаются реликты серпентинизированных перидотитов и пироксенитов.

Данные абсолютного возраста серпентинитов в диапазоне от $736,5 \pm 1,2$ до 788 ± 13 млн. лет, но метагаббро-диоритового комплекса показывают разные возрасты от 421 ± 76 до 881 млн. лет (Таблица 2.4).

Таблица 2.4 – Данные абсолютного возраста серпентинитов и метагаббро-диоритового комплекса

Группа пород	Типа пород	Местонахождение	Возраст Млн. лет	Метод	Автор
Серпентиниты	Офиолитовые крышки	Купол Митик	788 ± 13	Циркон U / Pb	Loizenbauer et al. (1999)
	Плагิโอгранит в офиолите	Вади Гадир (ЮВП)	746 ± 19	Испарение циркона	Kröner et al., 1992
	Габбро (Фауахир офиолит)	Фауахир (ЦВП)	$736,5 \pm 1,2$	TIMS U-Pb циркон	Andresen et al., (2009)
Метагаббро-диоритный комплекс	Метагаббро (роговая обманка)	Митик (ЦВП)	599 ± 32 544 ± 21 539 ± 21	k – Ar	El-Mahallawi and Árvá-Sós 1993
	Метагаббро (тремолитная роговая обманка)	Эль Саид (ЦВП)	421 ± 76 440 ± 18 543 ± 75	k – Ar	El-Mahallawi and Árvá-Sós 1993
	Габбро-диорит-тоналит	Рас-Гариб (СВП)	881	Rb–Sr	Abdel-Rahman and Doig (1987)
	Габбро и диорит, связанные с офиолитом	Абу Суэйел	729 ± 17 и 736 ± 11	Испарение циркона	Kröner et al., 1992

Основные породы, представленные габбро, слагают небольшие, часто удлиненные штоки, размером от $0,3 \times 0,4$ км. до 2×7 км. Контакты с вмещающими породами крутые 75-850. По петрографическому описанию выделяют амфиболовые, пироксен-амфиболовые габбро и габбро-диориты. Скорее всего, тела габбро надо рассматривать в качестве тел, запечатавших подводящие каналы серпентинитовых инъекций.

Вмещающими породами для гипербазитового комплекса являются породы Метаосадочной и Метавулканической Формаций. Внедрение их произошло после накопления толщи кислых вулканитов Формации метавулканитов.

Серпентиниты встречаются как тектонически внедрившиеся массы по западе центральной части купола Митик. Кроме того, они встречаются как массивный удлиненный пояс в южной части и параллельные тонкие удлиненные пояса на северо-восточной части (Рис. 2.34). Последние пересекаются дискретными полосами, которые состоят из тремолита, талька и хлорита (Neumayer et al., 1998). Контакт отмечен наличием милонитовых метаосадков, обогащенных кварцем. Серпентиниты черновато-коричневые до зеленовато-черных и мелкозернистые.

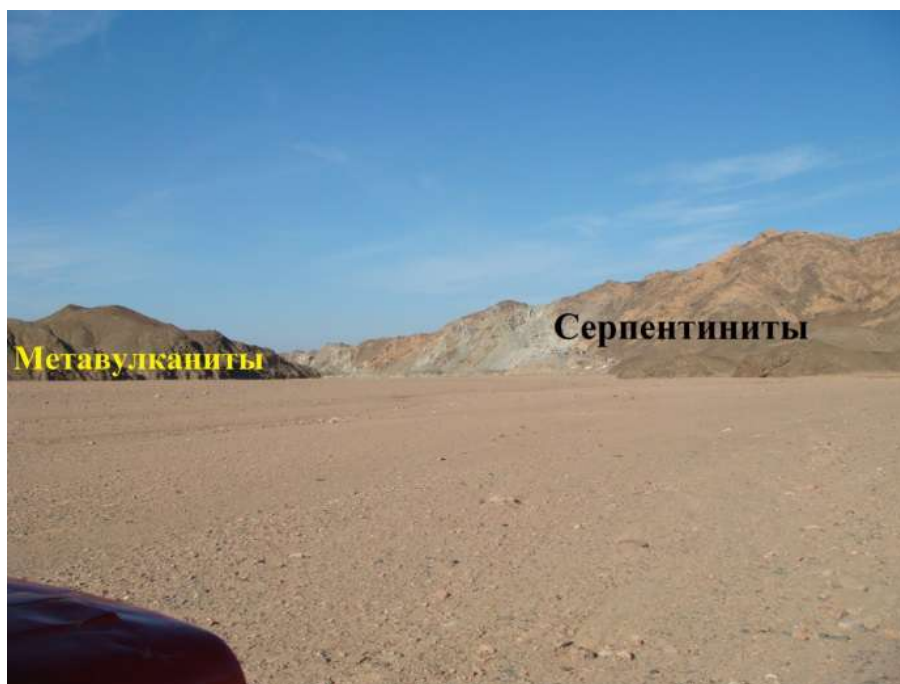


Рис. 2.34 Контакт между метавулканистами и серпентинитами, северо-восточная часть купола Митик.

Амфиболиты описываются трех типов, первый переслаивается с метаосадочными породами около Умм Бааниб гранитогнейсов. Это происходит как прерывистые стручки в южной части и массивные блоки в западной и южной частях (Рис. 2.3). Второй представлен телами мелкомасштабных ксенолитов в гранитогнейсах Умм-Бааниб. Третий – это амфиболиты, связанные с серпентинитом (Abu Anbar and El Bahariya, 2001).

Метагаббро-диоритовый комплекс встречается как мелкие массы в метавулканистах вдоль северной части купола. Их контакты трудно отслеживать из-за их сходного цвета. Метагаббро-диорит состоит в основном из актинолит-тремолитовых волокон, составляющих около двух третей (67,6%) объема горной породы (Рис. 2.35). Плагиоклаз входит во второй порядок с модальным процентом 25,5%. Небольшое количество кварца, присутствующего в породе около 7,5%, делает камень более похожим на кварцевый диорит. Эпидот является основным вторичным минералом, образующим волокнистые гипидиоморфные зерна, желтовато-зеленые и плеохроистые от бледно-зеленого до зеленовато-желтого и имеет разноцветный интерференционный цвет. Кальцит является общей составной частью в более измененных породах. Он присутствует в междоузлиях и иногда образует ядро нерегулярных пятен, покрытых хлоритом. Поскольку кальцит никогда не присутствует в неизмененных породах, предполагается, что он образуется, когда лайм выделяется путем изменения пироксена в хлорит. Большинство зерен грубые, случайно ориентированные и слаборасслоенные.

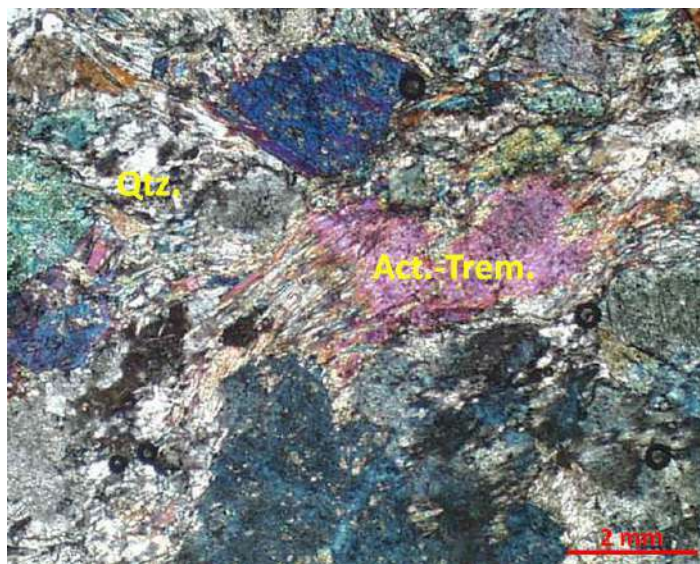


Рис. 2.35 Микрофотография (ник. +) метагаббро-диорита с актинолит-тремолитовыми волокнами (Act.-Trem.) и межзерновой матрицей из кварца (Qtz.) и полевого шпата.

2.2.2.2 Позднерифейские гранитоиды (Салаирский).

В строении Восточной пустыни обособленные массы известково-щелочных гранитоидов, называемые серыми, или древними гранитами с широким разнообразием состава от кварцевого диорита, тоналита, гранодиорита до гранита. Серые граниты – ранние, включающие в себя биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, тоналиты и кварцевые диориты.

Древние граниты характеризуются относительно умеренным содержанием кремнезема ($\leq 67\%$), высоким содержанием глинозёма, высоким содержанием кальция, также высоким содержанием натрия и меньшим содержанием калия (El-Shatoury et al., 1984). Данные абсолютного возраста Древних Гранитоидов «Серых гранитов» в диапазоне от 606 до 711 ± 7 млн. лет, и большинство данных имеют значения вокруг 650 млн. лет.

2.2.2.3 Раннепалеозойские гранитоиды (Каледонский).

Молодые или поздние до пост-тектонических гранитных рядов, называемые красными или розовыми гранитами которые высокодифференцированные щелочные интрузии и формируют тела с высоким рельефом (El-Ramly and Akaad, 1960; El Shazly, 1964; El-Ramly, 1972; Sabet et al., 1972; El-Gaby, 1975; Akaad and Noweir, 1980). Молодые граниты характеризуются более высоким содержанием кремнезема, низким содержанием кальция и натрия, и высоким содержанием калия (El-Shatoury et al., 1984). Молодые граниты – поздние, включающие в себя средне-крупнозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, аляскитовые граниты. Данные абсолютного возраста Младших

Гранитоидов «Розовых Гранитов» в диапазоне от 476 до 641 млн. лет, и большинство данных имеют значения вокруг 550 млн. лет (Таблица 2.5).

Таблица 2.5 – Данные абсолютного возраста серых и розовые гранитов.

Группа пород	Типа пород	Местонахождение	Возраст Млн. лет	Метод	Автор
Древние граниты «Серые граниты»	Гранодиорит	Абу-Муррат (СВП)	658,6	U–Pb	Aboazom and Abdel Ghani 2007
	Гранодиорит	Дорога Кена-Сафага (ЦВП)	652,5±2,6	SHRIMP циркон & Sm/Nd	Moussa et al. 2008
	Гранодиорит	Север Вади Хауация (СВП)	841	Rb–Sr whole-rock	Moussa (1998)
	Тоналит-гранодиорит-монzogранит и трондjemиты	Батолит между Сафагой и Кеной	632	Rb–Sr	El-Debeiky (1994)
	Гранитоиды	Митик	644±20	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb single zircon	Loizenbauer et al. (2001)
	Гранодиорит до тоналита	Гранита Эль-Умра, пояс Вади Мубарак	654 и 690	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb single-zircon	Shalaby et al. (2005)
	Кварцевый диорит (тоналит)	Вади-Шут (ЮВП)	711 ±7	Rb–Sr	Dixon 1981
	Гранодиорит Абу-Зиран	Купол Митик	614±8	Zircon U/Pb	Stern and Hedge, (1985)
	Гранодиорит-тоналит	Купол Митик (Абу-Зиран к западу от Умм-Бааниб)	644 ± 20	Zircon U / Pb	Loizenbauer et al., (1999)
	Гранодиорит-тоналит	Купол Митик (Абу-Зиран)	606	TDM model age	Liégeois and Stern, (2010)
	Диоритные линзы	Купол Митик (Абу-Зиран)	609 ± 1, 605,8 ± 0,9	TIMS U-Pb zircon	Andresen et al., (2009)
Молодые граниты «розовые граниты»	Сиеногранит	Эль-Сибай	540	U–Pb ID-TIMS	Augland et al., 2011
	Младшие граниты	Абу-Харба (СВП) Гаттар (СВП) Эль-Миссикат (ЦВП) Ум Ара (ЮВП)	595–605	SHRIMP zircon & Sm/Nd	Moussa et al. 2008
	Роговый обманки-биотитовый гранит	Абу-Марва (СВП)	641	Rb–Sr whole-rock	Moussa (1998)
	Гранит	Умм Арака-Ломан (СВП)	606	Rb–Sr whole-rock	Moussa (1998)
	Гранит	Милаха (СВП)	584	Rb–Sr whole-rock	Moussa (1998)
	Биотитовый гранит	Абу-Харба (СВП)	590	Rb–Sr whole-rock	Moussa (1998)
	Гранит	Гаттар (СВП)	570	Rb–Sr whole-rock	Moussa (1998)
	Гранит	Север Вади Хауация (СВП)	556	Rb–Sr whole-rock	Moussa (1998)
	Трондjemит (мусковит)	Рас-Гариб (СВП)	516	Rb–Sr	Abdel-Rahman and Doig 1987
	гранодиорит-адамеллит и лейкогранит	Рас-Гариб (СВП)	552	Rb–Sr	Abdel-Rahman and Doig 1987
	Ультращелочной гранит	Рас-Гариб (СВП)	476	Rb–Sr	Abdel-Rahman and Doig 1987
	Ультращелочной гранит	Гебель Абу-Хариф и Эль-Доб (ЦВП)	522±21	Rb–Sr	Abdel-Rahman (2006)
	Гранит	Купол Митик (Ариеки гранит)	585±4	zircon U-Pb	Sturchio et al., (1983a)
	Тоналиты	Север Митик купол	609±4	zircon U-Pb	Sturchio et al., (1983a)
	Гранит	Купол Митик (Ариеки гранит)	579 ±6	whole rock Rb/Sr	Hassan and Hashad, 1990
	Гранит	Купол Митик (Ариеки гранит)	590	TDM model age	Liégeois and Stern, (2010)
	Гранит (прорывает Хаммамат)	Ум Хад	596,3 ± 1,7	TIMS U-Pb zircon	Andresen et al., (2009)
	Гранит (вторгается в Умм Бааниб ортогнейс)	Купол Митик (Ариеки гранит)	590 ± 3,1	TIMS U-Pb zircon	Andresen et al., (2009)
	Монцодиорит прорывает офиолиты	Фауахир (ЦВП)	597,8 ± 2,9	TIMS U-Pb zircon	Andresen et al., (2009)

2.2.3 Тектоника (разрывные нарушения, этажи и ярусы)

Система разломов на исследуемой территории представляет собой два цикла развития (Рис. 2.36):

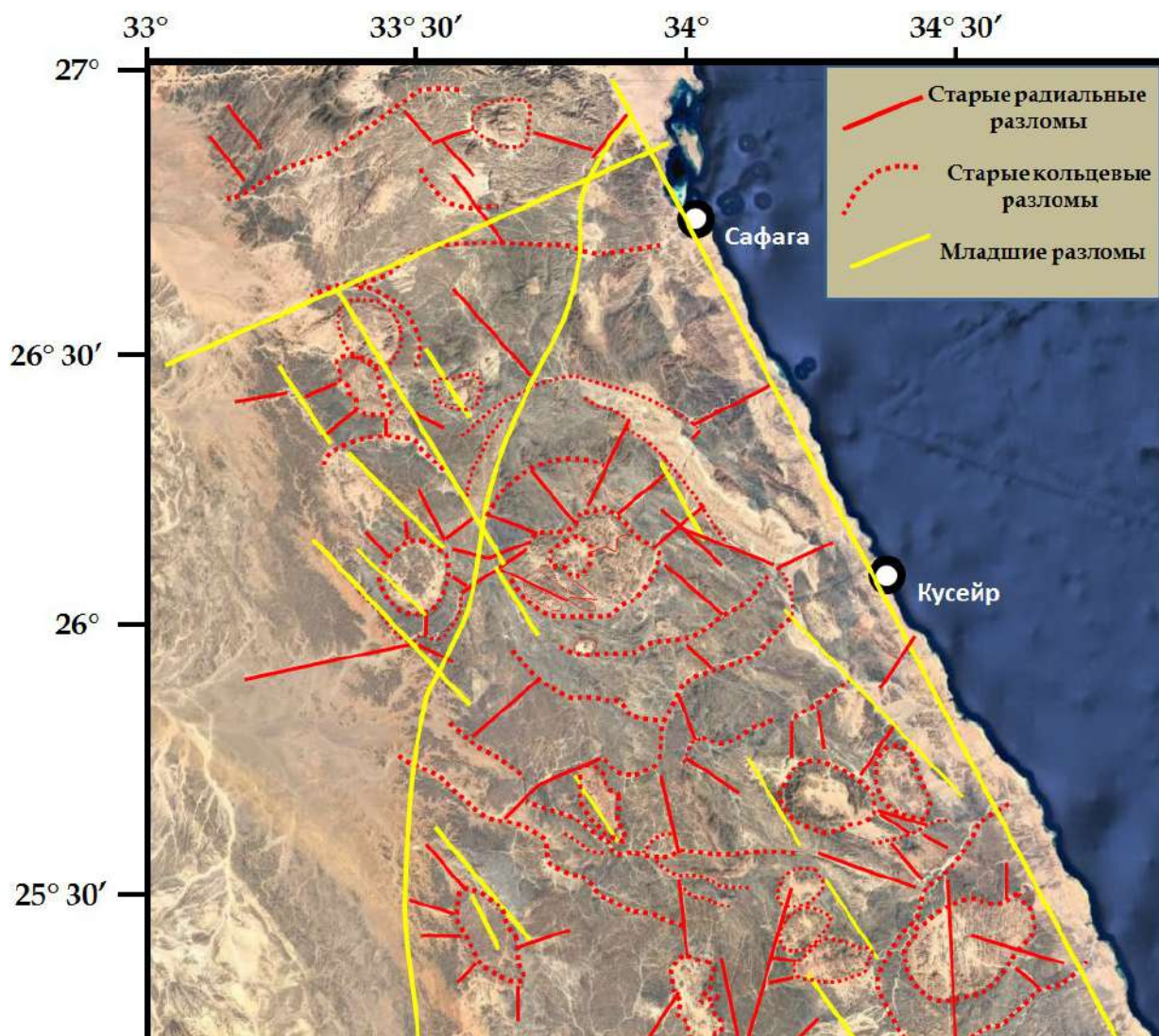


Рис. 2.36 Система молодых и древних разломов на исследуемой территории.

а) Древняя система разломов была сформирована на более ранних этапах развития палеовулканической структуры. Это выражается фрагментами радиальных разломов разных направлений, направленных из центра структуры Митик и фрагментами кольцевых разломов, окружающих структуру Митик и более поздние магматические интрузии (Рис. 2.36). Они, скорее всего, соответствуют времени куполообразования и возникли после внедрения гранитоидов. Радиальные разломы служили каналами для внедрения даек, а также образования зон более поздних гидротермальных метасоматитов. Вокруг центра структуры Митик и вдоль этих концентрических разломов скопились вулканогенно-осадочные, вулканогенные и осадочные толщи (Рис. 2.3, Рис. 2.4).

б) Молодая система разломов, представленная крупными разломами СЗ направления и перпендикулярно им, которые называются системой разлома Нажд. Эта система разломов отвечает за расчленение палеовулканической структуры на различные блоки. Блок Восточной пустыни определяется двумя разломами: Красное море с востока и река Нил с запада. Блок Восточной пустыни рассечен поперечными разломами, которые определяют три подразделения Восточной пустыни (северную, центральную и южную). Система разломов Нажд образовалась после того, как в конце формирования палеовулканической структуры, которая эквивалентна альпийской орогении. Проявление молодой системы разломов ограничило радиальные и концентрические разломы, привело к созданию сложно-складывающейся мозаичной блочной структуры, в которой преобладают вертикальные движения блоков крупных размеров.

Многие другие тектонические факторы осложнили эту палеовулканическую структуру и скрывают многие ее особенности, в том числе обширное появление гранитных интрузий, мезозойских и кайнозойских вулканов и мощного фанерозойского осадочного чехла. Изучение литостратиграфической последовательности с пространственным распределением единиц породы, полевых отношений, ранее зарегистрированных возрастов и т.д. помогает в реконструкции этой палеовулканической структуры.

Структурные этажи и ярусы.

Относительно благоприятной для проведения палеовулканических реконструкций континентальных сооружений оказались территория центральной части Восточной пустыни Египта в пределах Аравийско-Нубийского Щита. Теоретическая концепция представлена в деталях в работах (Дьяконов 2011, Котельников 2013). Здесь удалось выявить крупное палеовулканическое сооружение с центром в районе купола Митик. В пределах ЦВП проявления два цикла вулканизма образуя палеовулканическую структуру, где верхнепротерозойские и нижнепалеозойские магматические породы залегают непосредственно на древнем метаморфическом фундаменте протерозойского возраста, представленном разнообразными гнейсами и метаморфическими сланцами. Четыре структурных этажа выделяются в пределах этой палеовулканической структуры, следующим образом:

1. Нижний протерозойский структурный этаж, сложенный глубокометаморфизованными породами, относимых к Формации Митик. Породы формации слагают компактную структуру Митик в центральной части исследуемой территории. Структурно-литологические особенности пород формации, позволяют

выделить среди них два самостоятельных структурных яруса, гранитогнейсы Умм Бааниб и метаморфиты Абу Фаннани, сформировавшиеся в кадомскую эпоху тектогенеза.

Минералогически гранитогнейсы весьма однообразные. Состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца и роговой обманки. Они интенсивно расслоены. Присутствие значимых пликативных структур в полях их развития не отмечается. В кровле гранитогнейсов на контактах с выше залегающими метаморфическими сланцами, повсеместно картируется литифицированный горизонт, состоящий из кварца и мелкослюдястого агрегата (Habib et al., 1985). Он выделяется в своеобразный «панцирь» (Andresin et al., 2010) в кровле гнейсов. Природа их трактуется не однозначно. В нашем представлении этот горизонт, мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, является древней корой выветривания, о чем свидетельствует его внутреннее строение. Метаморфиты Абу Фаннани объединяет переслаивающиеся слои кварц-полевошпатовых, пелитовых и слюдястых метаморфических сланцев. Сланцы залегают практически горизонтально на нижележащих гранитогнейсах. На контактах повсеместно отмечается присутствие «панцирного» горизонта. Аналогичная последовательность наслоения метаморфических отложений отмечается в пределах структуры Мигиф.

2. Верхний протерозойский структурный этаж, сложен терригенными отложениями, объединяемые в Формацию Метаосадков. Наиболее полно они представлены вокруг структуры Митик (Рис. 2.3, Рис. 2.4 и Рис. 2.19). В основании формации повсеместно картируется базальный горизонт конгломератов, содержащий многочисленные гальки гранитогнейсов и метаморфических сланцев. Выше залегают мелкообломочные фракции и горизонты кремнистых и серицит – кремнистых сланцев. Отложения Формации метаосадков несогласно перекрывают нижележащие метаморфические отложения Формации Митик.

3. Позднепротерозойский – раннепалеозойский структурный этаж, представлен вулканогенными отложениями салаирской эпохи тектогенеза, выделяемых в Формацию метавулканитов. Эти отложения несогласно перекрывают нижележащие породы Формации метаосадков и метаморфиты Формации Митик. В основании картируются метаконгломераты, в виде отдельных линз и горизонтов, протяженностью от 100 метров до нескольких километров и мощностью до 30 метров. В выше лежащих метавулканитах четко выделяется нижняя мафическая часть, состоящая из лав и пирокластики основного состава, сменяющиеся вверх по разрезам метадоцитами, метариодацитами, метариолитами, переслаивающимися с кислыми туфами.

4. Палеозойский структурный этаж, сложен продуктами каледонского тектогенеза. Выявить среди них элементы ярусов достаточно проблематично, так как они

слагают небольшие по площади поля в виде эрозионных останцев, разбросанные по периферии структуры. К ним относим породы двух формаций – терригенной, породы которой перекрывают отложения метавулканитов, известной под названием группа Хаммамат. А так же вулканиты Формации Дохан, представленные в низах разрезов мафическими разновидностями эффузивов, выше сменяющихся кислыми дифференциатами эффузивного магматизма в виде фельзитов и пирокластики Формации Аталла.

Все вышеперечисленные структурные элементы, сложенные вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами на западе Красноморских холмов, перекрываются отложениями мезокайнозойского платформенного чехла.

2.2.4 Золотоносность

Шесть тысяч лет назад древние Египтяне начали первые систематические и масштабные поиски, разработки россыпных и рудных месторождений. Им золото было очень ценным товаром, так как считалось плотью бога солнца “Ра”, и поэтому считался символом вечной жизни (Botros, 2015). Несмотря на доступные им примитивные технологии, общий тоннаж всех древних рудников и подземных работ составляет 400-600 тыс. тонн кварцевой руды, и при условии восстановления 10 г/т было бы произведено максимум 6000 Кг Au. Предполагается, что производство аллювиального золота имеет тот же порядок или максимально удваивается. Это приводит к максимальному объему производства золота в 18 тонн. Примерно 40% этого золота было получено во времена фараонов, что составило около 7 тонн Au. Остальное равномерно распределено между Птолемеями и Арабскими временами, пренебрегая очень низкими темпами производства преднавальных и римско-византийских времен (Klemm and Klemm 2012, Klemm et al., 2001). В настоящее время золотодобывающие компании, работающие в Египте, полагаются на древние раскопки династического и римского периодов как сильный показатель золоторудной минерализации. Это связано с тем, что они полностью фокусировались на приповерхностных кварцевых жилах богатых золотом и связанных аллювиальных отложениях.

Пятьдесят лет назад в государстве были предприняты огромные усилия Геологической службой Египта (EGSMA) для изучения золота в старых шахтных районах и прилегающим к ним районам. Работа была проведена в сотрудничестве с российскими экспертами. Благодаря этой геологоразведочной работе были получены новые результаты по зонам изменения вокруг золотосодержащих кварцевых жил и образованиям железистых кварцитов (Рис. 2.37). Были также исследованы новые районы за пределами

известных старых рудников, такие как Южный Синай и Юго-западная пустыня (Naim, et al., 1997; Khalid and Diaf 1996; Botros 1991; Dardir and El Shimi 1970; Khalid et al., 2000).

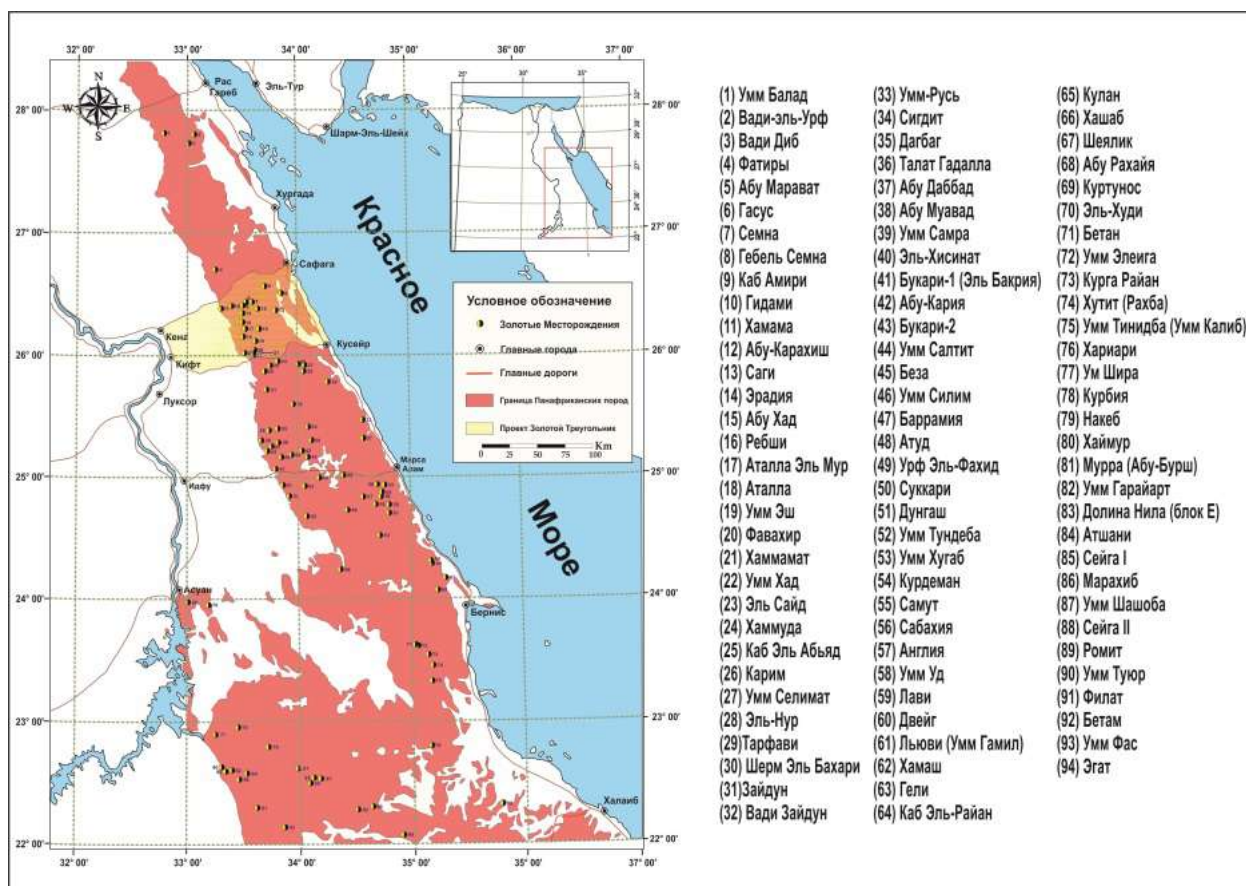


Рис. 2.37 Распределение золотых месторождений в Восточной пустыне Египта (Afia and Imat 1979; 1994; Botros 2015; El Ramly et al., 1970; Hume 1937).

В настоящее время производство золота в Египте сосредоточено в трех местах в Восточной пустыне:

1. Эль-Суккари рудник, центральная часть Восточной пустыни Египта: это жильное месторождение (18,8 Mt @ 2,14 г / т Au), расположенное в поздне-неопротерозойском граните, который внедрился в островодужные и офиолитовые породы. Он контролируется “Sukari Gold Mining Company”: совместная компания, действующая между Управлением по минеральным ресурсам Египта (EMRA) и "Australian Pharaoh Gold Mining" (Centamin).

2. Хамаш рудник, южная часть Восточной пустыни Египта: это офиолитовые серпентиниты и островные дуговые вулканиты богатые золотом. Он контролируется “Hamash Egypt for Gold Mines” – совместное предприятие между Управлением по минеральным ресурсам Египта (EMRA) и “American Cresset”, которое отказалось от всей своей доли “Cypriot Matz Holdings”. В 2007 году он выпустил свой первый экспериментальный золотой брусок.

3. Вади-Эль-Алаки рудник, южная часть Восточной пустыни Египта. Это Неопротерозойская офиолитовая ассоциация с зонами изменения и массивными сульфидами, содержащего до 12 г/т золота (Ramadan et al., 2001). Он контролируемый “Australian Gippsland”.

Будущее добычи и переработки золота в Египте является ярким. В настоящее время, правительство Египта применяет актуальный проект развития минеральных ресурсов в пределах Восточной пустыни называется “Золотой треугольник” (Рис. 2.38). Золотым треугольником является второй по величине проект развития, управляемый Египетским Правительством после Суэцкого канала.



Рис. 2.38 Пространство посвящено Проекту «Золотого Треугольника».

В «Золотом треугольнике» есть 19 месторождений золота, где Канадская компания «Aton Resources, предварительно Alexander Nubia Inc» приобретает большинство из них в концессионной зоне «Абу Марават». В 2008 году она начала поиски золота. Среди наиболее перспективных районов концессии – Абу-Марват, Хамама и Семна.

Итальянская компания «D'Appolonia» выиграла тендер на подготовку исследования по проекту “Золотой треугольник”. D'Appolonia будет определять на месте вид технологий и инвестиций, которые могут быть установлены в соответствии с природой региона. Проект делится на шесть этапов в течение 30 лет с инвестициями в размере 6,5 миллиарда долларов и с количеством создаваемых прямых рабочих мест – до 35000 человек и в дополнение к косвенной занятости около 1 млн. человек. Проект будет реализован на территории 2,7 млн. Акров (~11,000 км²), расположенный между Кусайром с юга, Сафагой с севера и Кеной с запада.

Министерство по инвестициям и международному сотрудничеству, работает над созданием благоприятного климата для инвесторов, чтобы побудить их инвестировать в эти проекты развития, через ряд законов, в частности, новый закон горнодобычи № 198/2014 года. Египетское Управление Минеральных Ресурсов (EMRA) отвечает за

проведение исследований полезных ископаемых, геологическое картографирование и выдачу разрешений. Целью проекта является создание нового промышленного кластера, путем создания международного коммерческого, промышленного и экономического центра для горнодобывающей промышленности и туризма, для обслуживания Египта и Африки. А также создание экономического логистического центра на северо-запад Сафаги, основанный на горнодобывающей деятельности.

Согласно официальному сайту Египетского министерства нефти (Ministry of petroleum official site, accessed 22 January 2017), в июле 2006 года “Система Разделения Производства” была предложена Египетским Управлением минеральных ресурсов (EMRA) в 9 районах Восточной и Западной пустынь. Шесть компаний разных национальностей (канадская, американская, русская, австралийская, эмиратская и кипрская) сделали 22 заявки, охватывающие все области, предложенные в раунде торгов. Это привело к подписанию 8 соглашений, которые превышают то, что было подписано за предыдущие 100 лет, что составляет всего 3 соглашения. В июне 2009 года был предложен первый международный раунд торгов, чтобы исследовать и использовать золото и связанные с ним полезные ископаемые в Египте с системой разделения производства. Турнир заявок включал 7 областей в Восточной пустыне. Компании из разных национальностей сделали 15 заявок по 6 областям, ставка была направлена на 3 компании, охватывающие 5 областей. Таким образом, общие соглашения (подписанные и подлежащие подписанию) составляют в общей сложности 14, что отражает уверенность в инвестиционном климате сектора минеральных ресурсов, что в значительной степени способствует увеличению национального дохода и увеличению рабочих мест.

В дополнение к Восточной пустыне некоторые районы на Синае, такие как Ум Зорейк и юго-запад Западной пустыни, считаются перспективными областями, которые могут быть предложены в предстоящих раундах ставок.

Первое защищаемое положение

В пределах Центральной части Восточной пустыни Египта выявлено палеовулканическое сооружение центрального типа. Фундамент сооружения представлен глубоко метаморфизованными породами Формации Митик. В строении палеовулкана принимают участие породы двух дифференцированных толщ, metabазальт – метариолитовых формаций – «Метавулканиды» и вулканиды Дохан-Атала.

Дополнительные выводы, косвенно подтверждающие первое защищаемое положение, сводятся к следующему:

1. Результаты структурно-морфологического изучения кристаллов циркона из отложений Формации Митик и всех последующих, включая гранитоиды заключительного цикла тектогенеза, показали:

а) во всех изученных отложениях кристаллы цирконов Формации Митик в подавляющем большинстве (более 70%) относятся к К+D типу, формирующихся в условиях высоких температур и давлений;

б) практически все изученные кристаллы цирконов являются зональными. Внутреннее ядро представлено реликтами метаморфических цирконов, типа «футбольного мяча» или «капусты». Вокруг ядра явно фиксируются две области обрастания, формирующих морфологический облик цирконов К+D типа;

в) выше изложенные признаки морфологии кристаллов циркона, свидетельствуют, что породы исследуемой территории после их накопления, как минимум, дважды подверглись воздействию высоких температур и давлений, что хорошо увязывается с двумя циклами внедрения магматических расплавов, сформировавших массивы гипербазитов-габбро и гранитоидов.

2. В структурном отношении рассматриваемая территория являлась областью продолжительной магматической активизации. Центр структуры располагался в районе структуры Митик и являлся морфологически наиболее приподнятой ее частью.

3. В характере дизъюнктивных нарушений четко просматриваются два основных цикла их формирования:

а) радиальные и концентрические разломы, сформировавшиеся в эпоху активного развития магматической структуры с докембрия до среднего палеозоя;

б) крупные разломы СЗ и СВ простираний, сформировавшихся в эпоху альпийской активизации и определивших существующую на сегодня «клавишную» модель структуры региона. Выделяют три региональных тектонических блока СЗ простирания – это два грабена («Красноморский» и «Нильский»), а между ними горст «Красноморских холмов». Разломы СВ простирания являются для данной территории менее выраженными. Они лишь осложняют тектонические блоки СЗ, формируя в них приподнятые и опущенные участки.

3 Геологическое строение и оруденение рудного поля Хамама

Золоторудные месторождения Египта сосредоточены в основном в пределах Аравийско-Нубийского Щита. Известно около 100 месторождений и проявлений, относимых главным образом к золото-кварцевой формации (Рис. 2.37). Нашими детальными исследованиями охвачена территория рудного поля Хамама, расположенное в центральной части Восточной пустыни (Сахара-эш-Шаркия) Египта. Оно считается одним из самых перспективных золотых колчеданных находок в Египте. Его площадь определяется координатами $26^{\circ}19' - 26^{\circ}24'$ с.ш. и $33^{\circ}17' - 33^{\circ}23'$ в.д. (Рис. 3.2) .

Древние Египтяне были первыми горными инженерами, кто развил технологию добычи и внес ряд основных принципов в систему обработки золота. Они оставили около 120 мест добычи золота в Восточной пустыне, которая простирается до Судана, примерно с 6000 лет назад (Klemm et al., 2001). Район Хамама славится своими древними горнодобывающими объектами, которые в основном являются добычей золота, железа и меди (Рис. 3.1), о чем свидетельствуют древние шахты, металлургические шлаки и остатки старых домн. Вначале исторически извлекалась медь (Abd El-Rahman et al., 2012).



Рис. 3.1 Остатки горнодобывающих объектов (глиняные сосуды, каменный молоток и мельница) используемые для добычи меди (б, в), , шахт (г) и домн для сплавления руды (а). Птолемеевский период, Вади-Абу-Грейда, Восточная пустыня, Египет.

Как выяснилось, приповерхностное золото было извлечено в Хамаме в древности из тектонического контакта метавулканитов с кварц-полевошпатовыми порфировыми дайками (El-Mansi 1994). В долине Абу-Грида, обнаружены старые горно-металлургические признаки меди с двумя группами шахт в области, приуроченных к периоду Птолемея (ок. 330-30 до н.э.). Кроме того, наблюдались терриконы шлака в устье долины Хамама (Abd El-Rahman et al., 2012). Klemm and Klemm 2012 определили историческую последовательность разработки древних участков в этом районе и разделили их на три древние фазы экстракции в районе Хамама (1) первая фаза добычи золота в Новом царстве; (2) Фаза экстракции птолемея периода и (3) Третья фаза экстракции относится к раннему Арабскому периоду.

В последние десятилетия были проведены несколько проектов по разведке в районе Хамама:

В 1980-ых годах, Сами Эль-Рагхи, который основал “Centamin Egypt” и построил Сукари, самый крупный золотой рудник в Египте, провел оригинальные разведочные работы на проекте Хамама.

В конце 1980-х годов, “Minex Minerals Egypt Ltd” пробурили около 40 поисковых скважин. Самого керна, его описания и данных опробования нет. Сохранились четыре неопознанных каротажа диаграмм, которые были найдены компанией «Alexander Nubia» во время полевых работ.

В 2008 году, “Alexander Nubia” закупила проект Абу Марават (включая перспективы Хамама) из Centamin Egypt через международный конкурсный аукцион.

В 2011 году, «Alexander Nubia» начала первичное разведочное бурение на проспекте, на основе полевого картирования и выявленных сильных магнитных аномалий под железной шляпой. Одиннадцать скважин были завершены (1185 м) с результатами, в том числе 0,81 г/т Au, 16,2 г/т Ag и 4,71% Zn в 16 м. Последующая разведка включала картирование, которое подтвердило три основные зоны массивной сульфидной руды (Восточная, Центральная и Западная) объединяемую в один технологический блок.

В 2012 году, «Alexander Nubia» проводила вторую программу алмазного бурения для 14 скважин (1 450 м), канавы и геофизическую съемку. Результаты работ послужили обоснованием для выделения высоко перспективной Западной зоны, а также проверили присутствие в железной шляпе на протяжении 650 метров содержание драгоценных металлов со средними содержаниями 2,05 г/т Au и 44,70 г/т Ag.

В 2013 году, по результатам исследований, подтвердили широкую зону массивной сульфидной минерализации в сильно измененном фельзитовом куполе под железной шляпой мощностью до 75,6 м. Бурение подтвердило глубину минерализации до 150 м.

В 2015 году дополнительная программа бурения была проведена Канадской компанией «Aton Resources Inc.». Она нашла высоко минерализованную скважину от поверхности до 210 м глубины с высокими содержаниями Zn, Cu, Ag и Au.

В 2016 году компания «Aton Resources Inc.» начала региональное дистанционное зондирование, охватывающие площадь по проекту Хамама, в дополнение к линейным 40-километровым минерализованным маршрутам на концессии Абу-Марават. Полезные геологические данные были получены по каждой скважине. При этом подтвердилось, что минерализация представляет собой руды массивных сульфидов.

Результаты горных работ в районе можно обобщить:

- 1- Хамама это высококачественное Вулканогенное Массивное Сульфидное (VMS) оруденение прожилково-вкрапленного типа;
- 2- Минерализованный участок делится на три основные зоны; Хамама Западная, Хамама Центральная и Хамама Восточная;
- 3- На северо-восточной части рудника VMS проявляется как карбонатная шляпа, толщиной до 20 м;
- 4- На юго-западе VMS представлена на поверхности в виде богатой железной шляпой, мощностью до нескольких метров. железная шляпа появляется как цинк-золото-серебряным богатым эксгальационным горизонтом, а также обширным минерализованным зоны брекчирования;
- 5- Западная Зона – это Главная зона VMS и прослеживается на поверхности протяженностью 3000 - 4500 м. Это крутопадающая зона из сложно ветвящихся трещин;
- 6- Западная Хамама содержит качественное золото-серебряное оруденение, как в приповерхностной железной шляпе, так и в ниже залегающих коренных породах, в зоне сульфидной минерализации.

3.1 Стратиграфия

В районе обнажаются следующие стратифицированные образования от древних к молодым (Рис. 3.2):

- (i) Позднепротерозойская толща метавулканитов PR₃
 1. Основные и средние метавулканиты с подушечной отдельностью
 2. Основные порфировидные туфы и железистые кварциты
 3. Кислые метавулканиты
 4. Кислые туфы и брекчии
- (ii) Мезо-кайнозойские отложения
 5. Меловые Нубийские песчаники (К)

6. Долинные отложения (Q)

Интрузивные породы включают следующие единицы от древних к молодым:

- 1) Позднепротерозойский (древний) гранодиорит (PR₃)
- 2) Позднепротерозойский (древний) тоналит (PR₃)
- 3) Позднепротерозойский габбро-диоритовый комплекс (PR₃)
- 4) Раннепалеозойский (Молодой) монцогранит (PZ₁)
- 5) Позднепалеозойские гранит-порфириновые дайки (PZ₂)

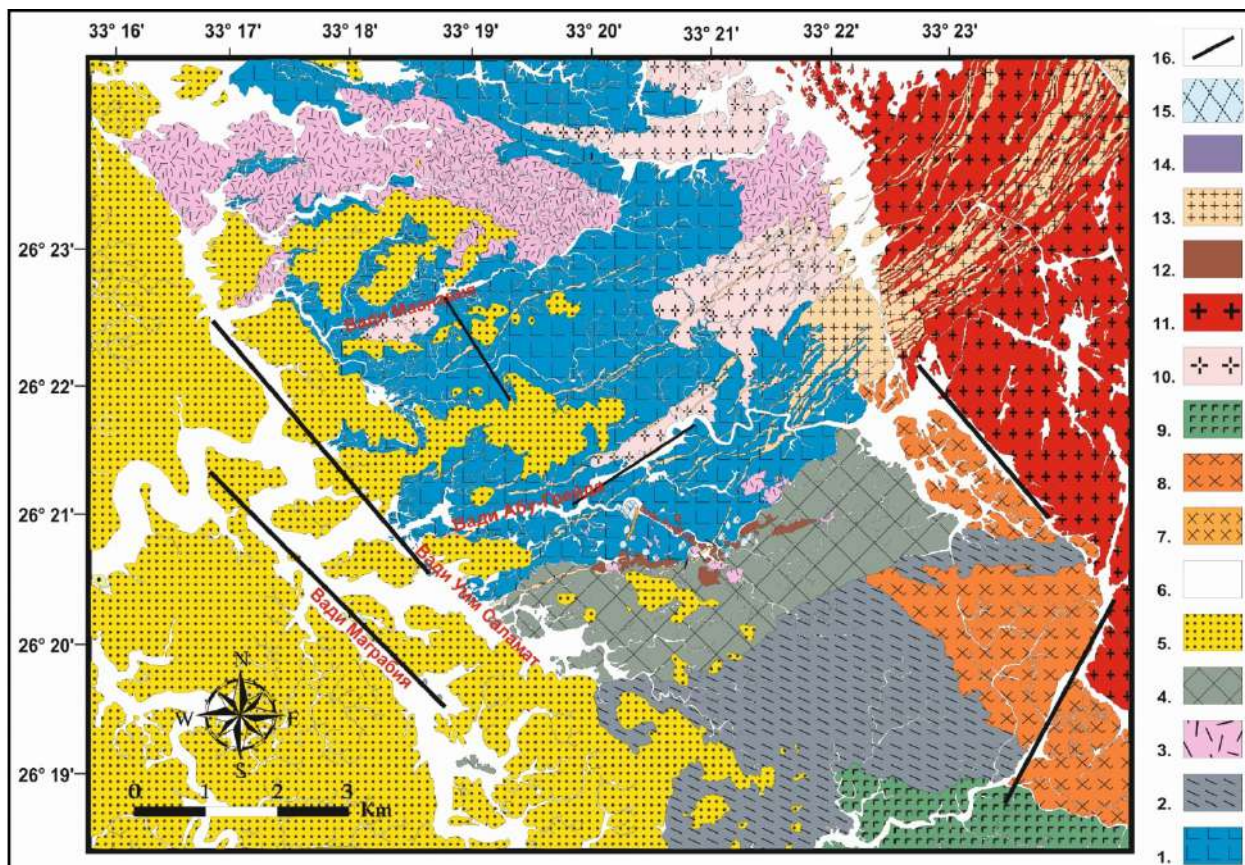


Рис. 3.2 Геологическая карта района месторождения Хамама.

Условные обозначения: (1-4) Позднепротерозойская толща (древние) метавулканитов PR₃: 1- Основные и средние метавулканиты (Андезит-базальт); 2- Железистые основные туфы; 3- Кислые метавулканиты (Риолит-Дацит); 4- Кислые туфы и брекчии; (5-6) Мезо-кайнозойские отложения: 5- Нубийский песчаник; 6- Долинные отложения; (7-8) Позднепротерозойский гранитоидный комплекс: 7- Гранодиорит; 8- Кварцевый диорит; 9- Габбро-диоритовый комплекс; (10-11) Раннепалеозойский гранитоидный комплекс: 10- Тоналит-Трондьемит; 11- Монцогранит; 12- Минерализованные кварц-карбонатные жилы; 13- Позднепалеозойские гранит-порфириновые дайки; 14- Кварцевые жилы; 15- Зоны метасоматического изменения; 16- Разломы.

В строении месторождения участвуют горные породы, относимые к Формации Метавулканитов (Рис. 3.2). Они представлены сильно дислоцированными метавулканическими породами и составляют основную массу вмещающих пород месторождения, занимают наибольшую площадь, причем не только в этом районе, но и в Центральной части Восточной пустыни (Рис. 2.2, Рис. 2.3) и простираются дальше на

северо-запад. Они состоят из четырех типов пород: метабазалты - метаандезиты с подушечной отдельностью (1), кислые лавы, преимущественно метариолиты, и метадациты (2), порфириовидные основные железистые туфы (3), а кислые и средние пластинчатые, лапиллиевые и кристаллокластические туфы, переслаивающиеся с полосчатыми железистыми кварцами (4), и редко встречающимися вулканическими брекчиями.

Метавулканические породы показывают широкий спектр состава, от основных до кислых. Они представлены в основном метабазальтом, пиллоу лавой, базальтовым метаандезитом, метаандезитом, метадацитом и метариолитом, в встречающиеся в различных количественных взаимоотношениях. Они могут быть выстроены в ниже рассмотренной стратиграфической последовательности.

3.1.1 Позднепротерозойская толща метавулканитов

3.1.1.1 Основные и средние метавулканиты.

Метабазалты, андезитовые метабазалты, и андезиты представлены палеопотоками, создающими холмистый рельеф от низкого до среднехолмистого (10-60 м), как правило, разбиты многочисленными протяженными трещинами и разломами со смещениями по простиранию. К востоку от Вадии-Абу-Грейды метабазалты выглядят более наклонными и трещиноватыми (Рис. 3.3 б, в, е), чем в западной части рудного поля. Базальтовые пиллоу-лавы состоят из многочисленных почти сферических «подушек» до 80 см в диаметре. В некоторых местах метабазалты имеют хорошо сохранившиеся подушечные структуры (Рис. 3.3 г). Некоторые подушки асимметричны с выпуклым верхом и килевидным выступом в основании. В полях развития андезитовых и базальтовых метавулканитов присутствуют заметные зоны изменения горных пород (Рис. 3.10), представляющих собой гидротермальные. Среди метабазалтов были обнаружены хорошо кристаллизованные кристаллы чистого кальцита (исландский шпат, Рис. 3.3 д).

Важной чертой стратиграфии Хамамы является обилие тонких серо-зеленого цвета «мраморных» полос (толщиной 1 – 15 см) с красными вкрапленниками, чередующимися с метавулканическими образованиями в нижней части формации в Вадии-Абу-Грейде (Рис. 3.3 б). Эти карбонаты существуют как система пересекающихся и параллельно ориентированных карбонатных слоев главным образом в основных метавулканитах (Рис. 3.3 б), и часто в туфах (Рис. 3.11 б). Происхождение этих слоев (или жилки) карбонатов неясно. Самые верхние части карбонатных слоев и иногда метавулканиты сильно изменены процессами выветривания, а сульфидные минералы превращаются в оксидные формы.

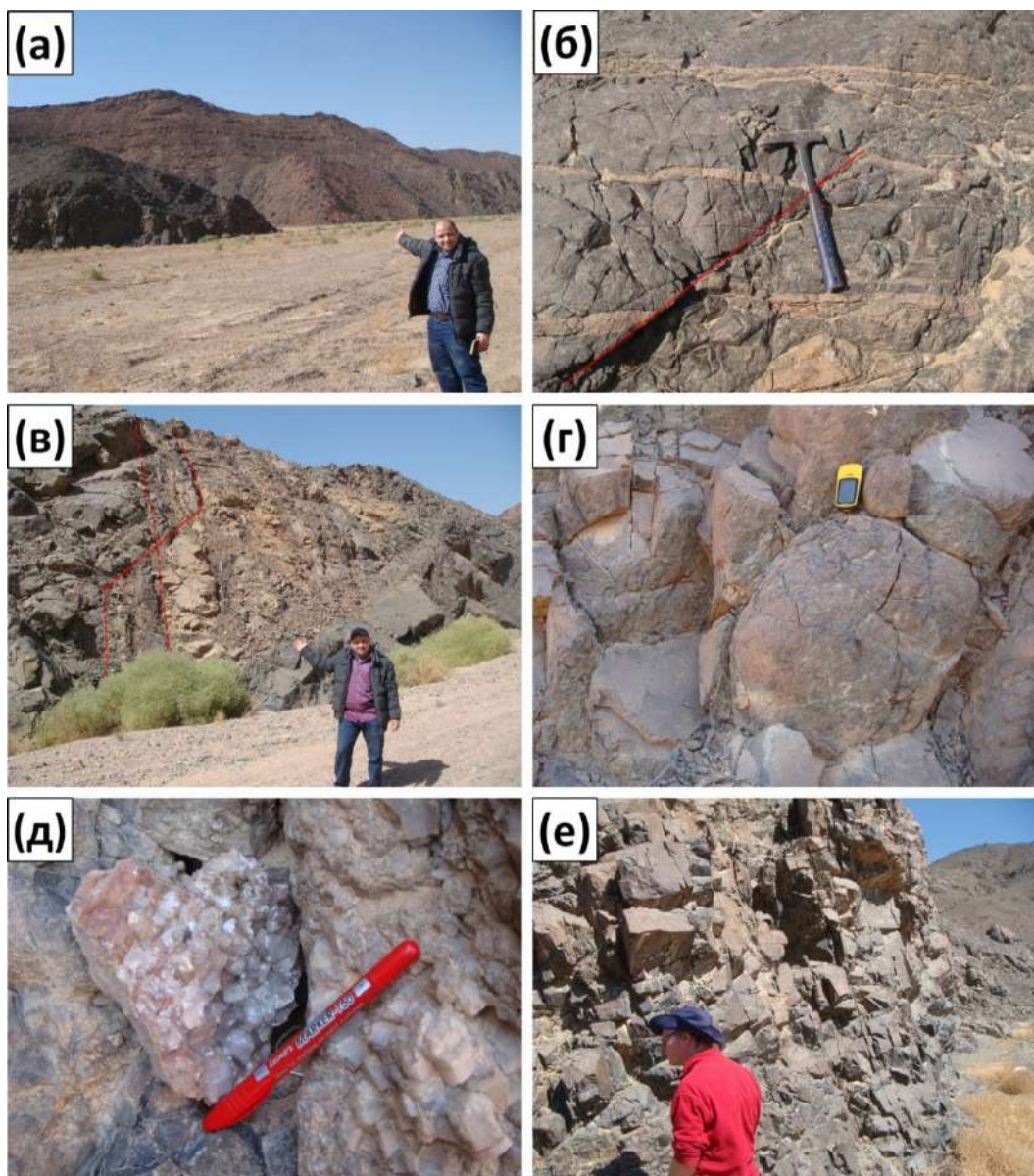


Рис. 3.3 Обнажения метавулканитов

а) низкий рельеф метавулканитов, перекрытых Нубийскими песчаниками; б) карбонатные жилы в базальте; в) почти вертикальные железисто-кварц-карбонатные жилы между туфами и метабазами; г) хорошо развитые подушки лавы; д) крупные кристаллы чистого кальцита (исландский шпат) среди метабазальтов; е) трещиноватость основных метавулканитов.

Важной чертой стратиграфии Хамамы является обилие тонких серо-зеленого цвета «мраморных» полос (толщиной 1 – 15 см) с красными вкрапленниками, чередующимися с метавулканическими образованиями в нижней части формации в Вадии-Абу-Грейде (Рис. 3.3 б). Эти карбонаты существуют как система пересекающихся и параллельно ориентированных карбонатных слоев главным образом в основных метавулканитах (Рис. 3.3 б), и часто в туфах (Рис. 3.11 б). Происхождение этих слоев (или жилки) карбонатов неясно. Самые верхние части карбонатных слоев и иногда метавулканиды сильно изменены процессами выветривания, а сульфидные минералы превращаются в оксидные формы.

Метабазальт характеризуется измененными иглообразными плагиоклазами в офитовой или порфиритовой основной массе. Как правило, плагиоклаз имеет различные степени изменения с более измененными ядрами (Рис. 3.4 а, б). Пироксен занимает промежутки между иглообразными плагиоклазами и показывает двойникование в менее измененных образцах (Рис. 3.4 г), но в сильно измененных образцах, он превращается в актинолит, хлорит и зелёный серпентинит (Рис. 3.4 б). Карбонатное изменение представляют пятнами и прожилками кальцита (Рис. 3.4 а); локально изменение достигает до 20% породы. Дополнительными минералами являются эпидот, апатит и оксиды железа.

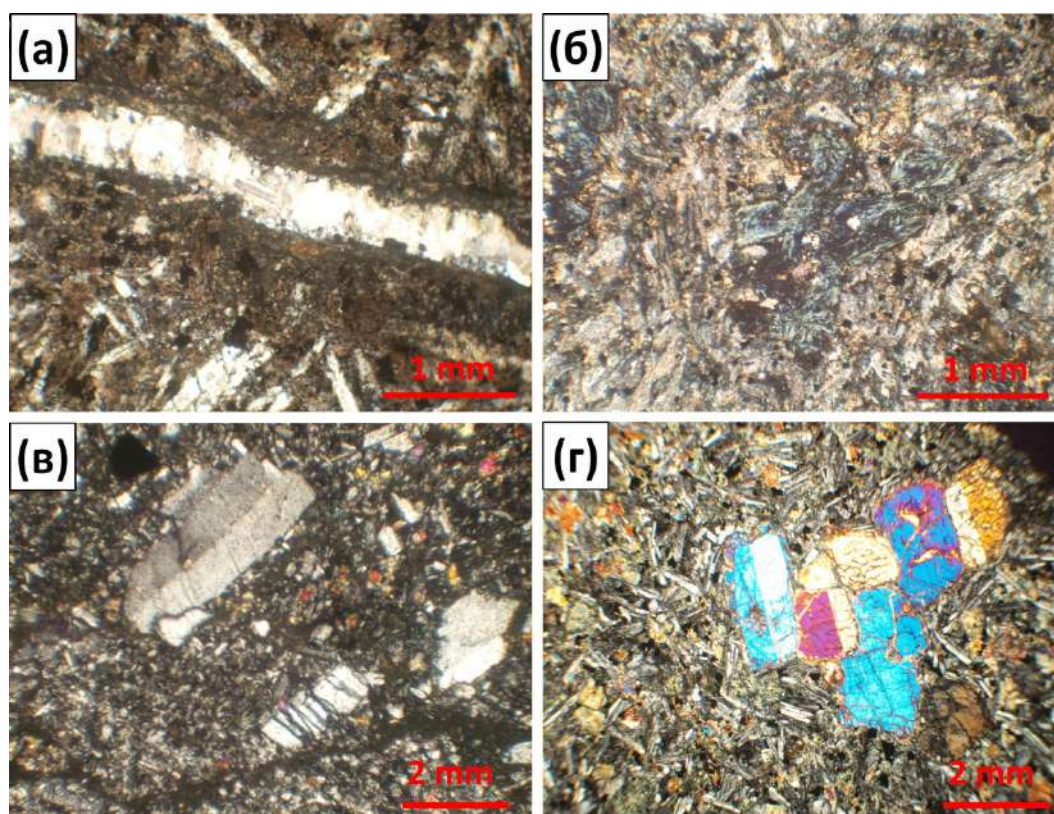


Рис. 3.4 Микрофотографии основных и средних метавулканитов вмещающих пород (Николь +): а) метабаза́лт с глубокой карбонатизацией и кальцитовой жилой, выложена оксидными минералами и глиной; б) серпетинизированный базальтовый метаандезит с карбонатным изменением; в) метаандезит с деформированными вкрапленниками полевого шпата и кварца; г) агрегат пироксен показывает двойникование в базальтовом андезите.

Метаандезит состоит из микрокристаллов плагиоклаза, клинопироксена, актинолита, кварца с незначительным серицитом, в матрице из хлоритизированного вулканического стекла и эпидота (Рис. 3.4 в). Плагиоклаз образует измененные и деформированные вкрапленники; клинопироксен встречается в виде реликтов, актинолит - призматических заменителей клинопироксена, аллотриоморфный кварц, а миндалины заполнены хлоритом, кальцитом и кварцем. Кальцит встречается в виде пятен и прожилок. Дополнительными минералами являются эпидот, апатит и оксиды железа.

Метавулканиды представляют широким спектром разностей от сильно кислых до основных. TAS-диаграмма (сумма щелочей – кремнезем), и AFM-диаграмма (Таблица 3.1, Рис. 3.5) метавулканидов района Хамама показывают, что основными разновидностями метавулканидов Хамама являются низкокалиевые толеитовый метабазальт, метаандезитовый базальт и метаандезит.

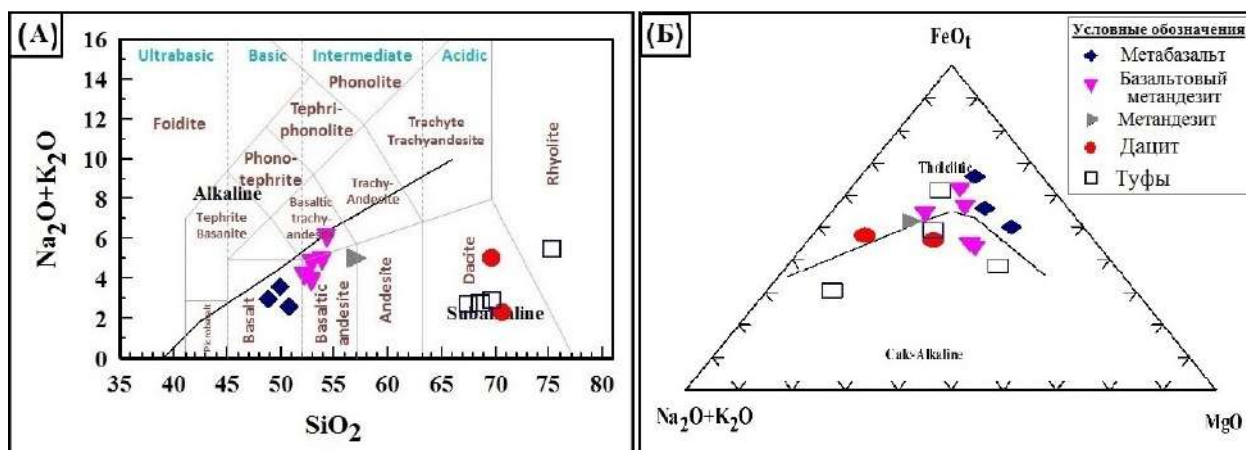


Рис. 3.5 Геохимическая классификация вмещающих пород

а) Диаграмма TAS для классификации метавулканических и вулканокластических пород Хамама (Le Maitre et al., 1989); б) диаграмма AFM для определения их геохимического сродства (Irvine and Baragar 1971).

Сложную проблему геологии района Хамама представляет определение возраста метавулканической фации. В фундаментном комплексе Египта установлены три группы вулканидов, относимые к неопротерозойским? вулканическим породам. Самые древние две группы известны как «Древние Метавулканиды» и «Молодые метавулканиды» (Stern, 1981) и обнажены, в основном, в центральной и южной части Восточной пустыни. «Древние метавулканиды» являются низко-калиевыми толеитами, а «Молодые метавулканиды» низко- и среднекалиевыми известково-щелочными. Ali et al. (2009) считал, что Метавулканиды как единая группа пород Египетского фундамента с возрастом около 750 млн. лет (U–Pb, SHRIMP). Третья группа (около 610-560 млн. лет), известная как Вулканиды Дохан, распространенные главным образом в северной части Восточной пустыни и южном Синае (Moghazi, 1994; El Sayed et al., 2004). Они неметаморфизированы и в основном состоят из промежуточного или кислого состава пород с известково-щелочным низко-среднекалиевым составом.

Предыдущие исследования по вулканическим породам Хамамы интерпретировали их как Неопротерозойские Молодые Метавулканиды, которые подверглись воздействию метаморфизма зеленосланцовой и реже амфиболитовой фации (Abd El-Rahman et al., 2015; Abdel Nabi and Prokhorov 1976).

Таблица 3.1 – Рентгенофлуоресцентный анализ (XRF) метавулканических образцов из района Хамама.

Образец	Метабазальт			Базальтовый андезит					Метаандезит	Метадацит		Туфы			
	Н-31	Н-35	Н-90	Н-6	Н-18	Н-19	Н-84	Н-99	Н-49	Н-48	Н-75	Н-38	Н-40	Н-46	Н-51
Основные оксиды (Wt.%)															
SiO ₂	50,77	49,97	48,88	52,83	53,78	52,86	52,2	54,23	57,11	70,64	69,59	75,37	68,7	67,56	69,84
TiO ₂	0,86	0,78	0,69	0,86	0,9	1,04	1,02	0,65	0,79	0,18	0,24	0,41	0,67	0,76	0,61
Al ₂ O ₃	13,32	15,61	14,82	14,19	15,92	15,56	14,82	13,79	17,8	13,25	12,87	12,17	11,43	14,35	12,99
Fe ₂ O ₃	14,93	14,42	12,2	14,9	10,03	9,72	13,41	13,11	9,29	3,9	6,26	3,25	8,63	5,11	5,49
MnO	0,27	0,18	0,17	0,26	0,18	0,12	0,22	0,17	0,18	0,1	0,09	0,1	0,19	0,24	0,14
MgO	4,46	6,55	7,97	4,54	6,73	6,12	5,2	3,98	2,74	1,78	1,18	1,17	2,17	4,78	2,23
CaO	7,24	3,76	9,37	6,67	5,25	4,8	7,13	5,2	5,27	6,36	1,65	0,99	4,03	0,06	3,16
Na ₂ O	2,44	3,25	2,39	3,69	4,84	3,97	3,2	5,64	4,72	1,9	4,19	5,25	2,59	0,35	0,42
K ₂ O	0,14	0,38	0,55	0,1	0,05	0,74	0,91	0,39	0,28	0,4	0,85	0,2	0,12	2,29	2,45
P ₂ O ₅	0,11	0,17	0,06	0,08	0,05	0,36	0,14	0,09	0,13	0,09	0,1	0,06	0,1	0,03	0,09
S tot.	0,08	0,06	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,08	0,01	0,08	0,04	0,07	0,02	0,03
nnn	4,31	3,94	2,54	1,29	2,11	3,72	1,56	2,03	1,48	1,1	2,43	0,89	1,19	3,49	2,32
Сум.	98,93	99,07	99,65	99,42	99,85	99,06	99,82	99,3	99,87	99,71	99,53	99,9	99,89	99,04	99,77
Микроэлементы (ppm)															
Cr	21	75,9	86,9	14,6	41,9	92,1	16,6	11,1	20,1	22,2	6,4	21,5	40,2	18,4	20,2
V	375	417	443	462	312,9	405,4	388,4	357,2	287,2	42,6	102	57,9	105,8	127,7	122,8
Co	47,1	36,3	37,8	35	36	28,1	35,2	20,4	22,1	12,2	4,4	6,2	7,4	6,5	11
Ni	16	32,3	102	12,6	36,3	58,9	12,1	10,5	9	8,4	4,2	8,3	54	12	7,6
Cu	14,1	48,3	53,8	16,5	71	30,6	47	18,8	48	7,6	28	8,5	9,6	356	43,6
Zn	110,2	82,5	79	95,6	110	222,3	101,7	64,5	106	75,6	33,4	64,3	119,2	2978,1	238,2
Sr	159,1	144,5	160,2	183,1	192,1	244,2	192,7	187,6	191	164	188,2	85	114	39,3	47
Zr	53,3	51,2	53,4	49,3	42,8	48,3	58,3	48,2	53,7	132,4	145,3	179	154,5	112,3	144,5
Ba	96,1	85,5	139	91,6	194,7	1376	67	83,4	190,2	194	184,3	255	115,1	2699	692
Y	18,1	17,5	17,9	17,3	17,8	17,1	20,7	16,4	25,7	20,3	28,7	65,1	33,3	23,4	26
Nb	3,1	2,5	2,6	2,8	3	3,7	2,3	4,2	5,7	9,1	15	4,3	8,2	7,7	6,1

Они имеют ярко выраженную полосчатую текстуру с широко развитой хлоритизацией и эпидотизацией (позеленение) на поверхностях скола и вдоль трещин.

3.1.1.2 Основные железистые лапиллиевые туфы.

Основные железистые лапиллиевые туфы занимают юго-восточную часть района Хамама (Рис. 3.2). Они образуют большую площадь в форме ромба, площадью около 10 км² с ярко выраженным темным изображением на космоснимках. На площади они обнажаются в виде небольших холмов, достигающих высоты до 15-20 м (Рис. 3.6 д).

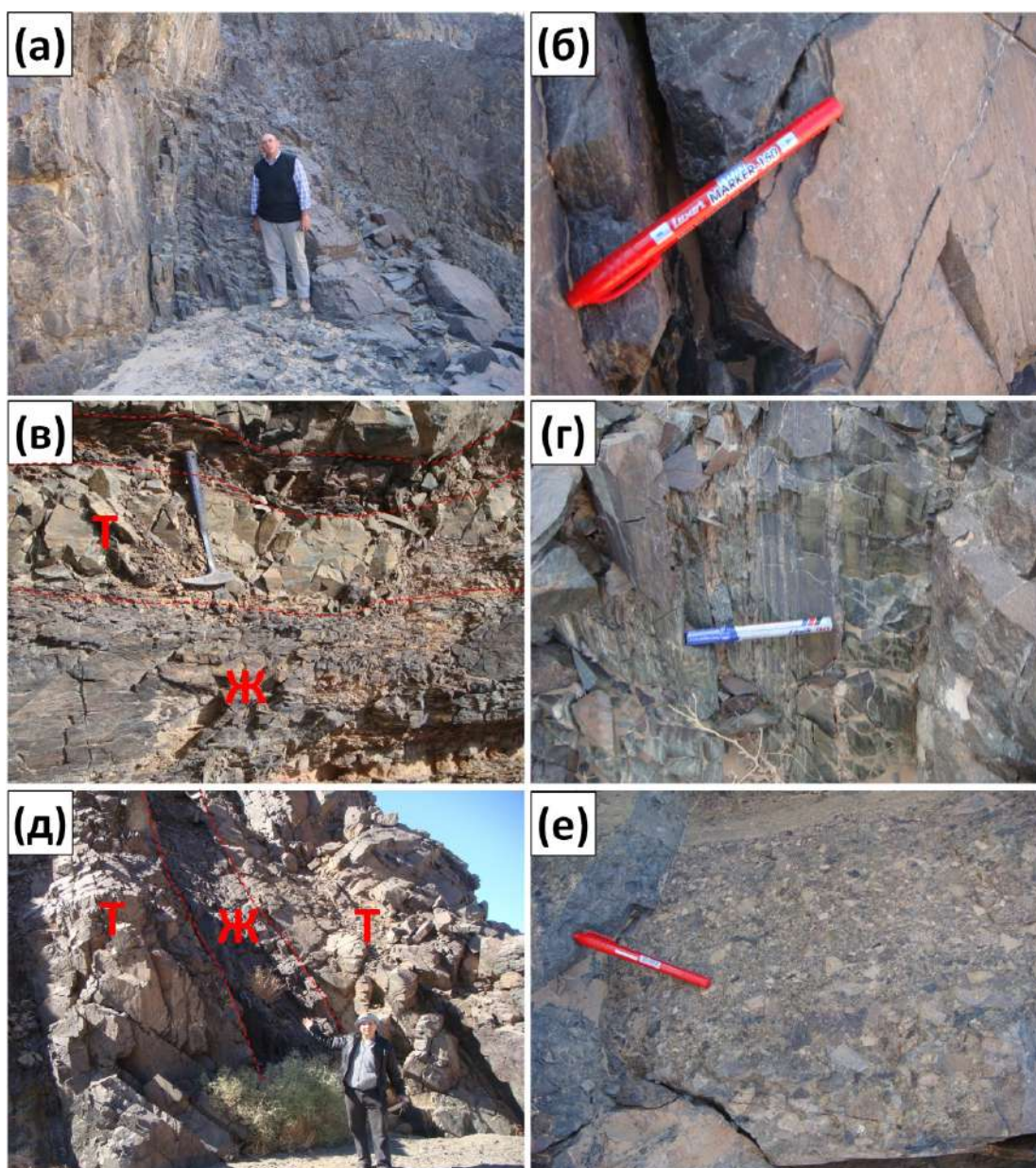


Рис. 3.6 Вулканокластические породы, Район Хамама

а) вертикально лежащие мафические туфы; б) Мафические туфы с тонкой слоистостью и бледной выветрившейся поверхностью; в) Контакт между железистыми кварц-карбонатами (Ж) и туфами (Т); г) близкий вид полосчатых туфов кислого состава; д) чередование слоев полосчатых туфов (Т) и железистых кварцитов (Ж); е) полимиктовая умеренно отсортированная брекчия.

Они отражают высокий толеитовый характер первой стадии вулканизма. Порода слоистая, сильно ожелезненная и измененная, в некоторых местах даже рыхлая, представленная железисто-метаграувакковыми песчанистыми слоями. Предыдущие исследователи рассматривали их в качестве метатифов и вулканогенных метаграувакков (El-Manawi et al., 2006).

Появление черных скопления вдоль стенки некоторых обнажений, подчеркивает, что поступление ожелезненных растворов происходило по тектоническим трещинам. Туфы и метаграувакки чередуются с железными полосами (Рис. 3.6 в). Контакты между ними обычно резкие, но иногда имеют постепенные переходы. Железорудные полосы в основном состоят из оксидной фации, тогда как основными составляющими железа являются гематит и магнетит, которые чередуются с яшмой или аморфным кремнеземом.

3.1.1.3 Кислые метавулканиды.

Кислые метавулканические породы перекрывают базальтовые метавулканиды и предполагается, что они представляют собой вторую фазу вулканизма, и настоящие массы являются остатками эродированного кислого этапа вулканизма. Фельзические метавулканические породы классифицируются как известково-щелочные дациты и риолиты с низким и средним содержанием калия (Рис. 3.5). Эти породы встречаются менее чем на 10% площади. Они сосредоточены главным образом в форме останцев риолитовых куполов с низким рельефом в северной части района расчленения поле развития базальтовых лав на две части. Кроме того, присутствуют небольшие дацитовые тела в центральной и северной части района (Рис. 3.2, Рис. 3.7 а) в виде отдельных останцев над основными метавулканидами. Этот риолит характеризуется хорошо развитыми трещинами и слабо развитой столбчатой отдельностью (Рис. 3.7 б, в). Он варьируется в цвете от белого до серого и очень мелкозернистый до слегка порфирового. Вкрапленники составляют менее 5% и состоят из идиоморфного полевого шпата, который установлен в девитрифицированной богатой кремнием основной массе. Дациит встречается в виде линз в зоне изменения, простирающейся вдоль границы между metabазальтовыми и вулканокластическими породами (Рис. 3.2, Рис. 3.18). Он порфировый и имеет цвет от темно-красного до отбеленного бледно-коричневого (Рис. 3.7).

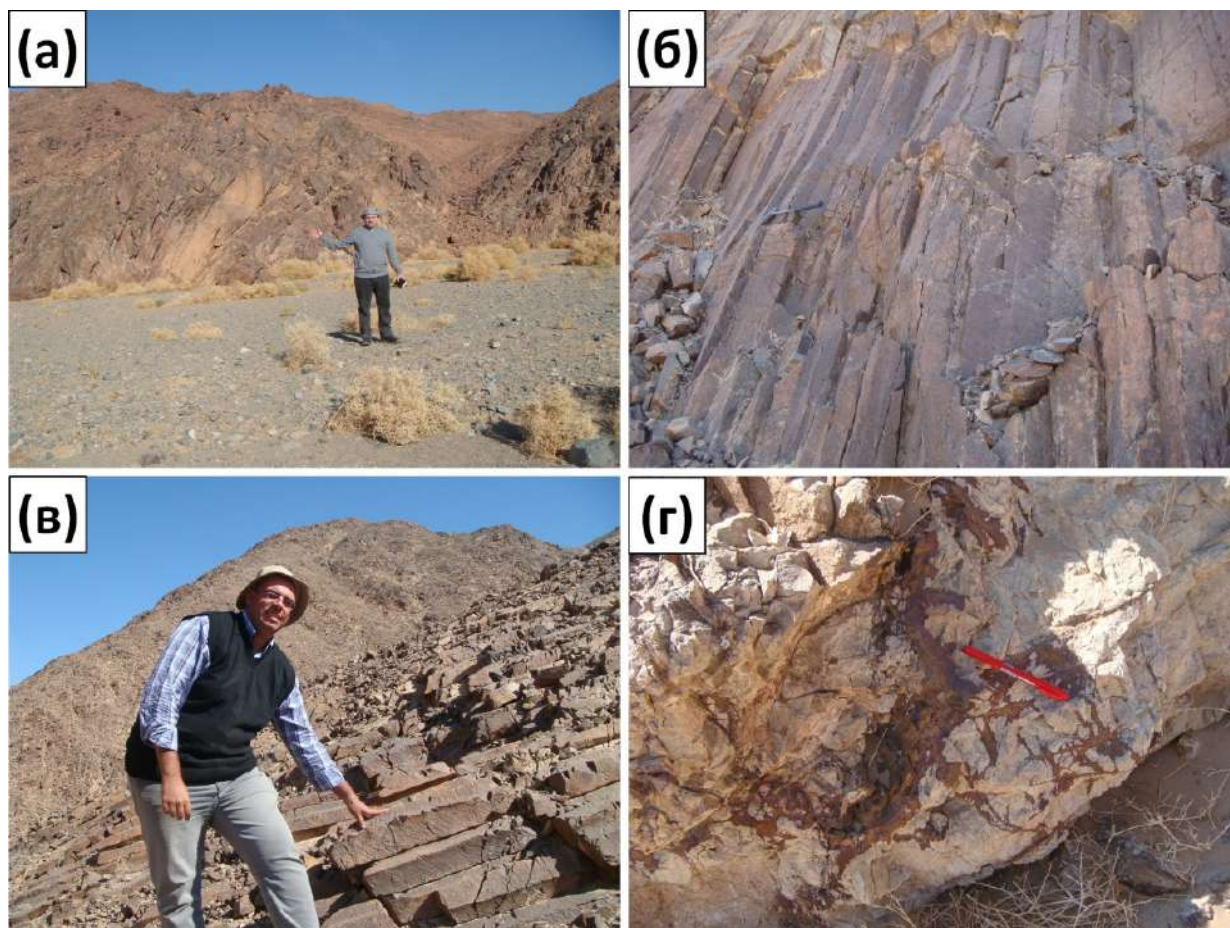


Рис. 3.7 Кислые метавулканиды

а) трещиноватый метариолит, образующий низкие рельефные холмы; б) хорошо развитые шестигральные столбы в метариолите; в) круто погружающийся столчатый риолит на контакте с массивными риолитовыми холмами; г) Сильно измененный риолит с проникновением растворов, богатые железом.

Вкрапленник и основная масса метариолита, как правило, состоят из кварца с небольшими пропорциями плагиоклаза и калиевого полевого шпата, не превышающего 15% состава. Лейстообразные кристаллы полевого шпата встречаются в виде гипидиоморфных или прямоугольных токарных, альбитовых токарных станков. Эти лейстообразные кристаллы встречаются в группах (Рис. 3.8 б), как проникающие близнецы, или как отдельные вкрапленники, и иногда мантии К-полевого шпата имеют свои собственные альбитовые наросты с изометрической привычкой. Кальцит является вторичным минералом, позднее образующимся в брекчиеванных переломах и поверхностях трещин, образуя прожилки и пятна (Рис. 3.8).

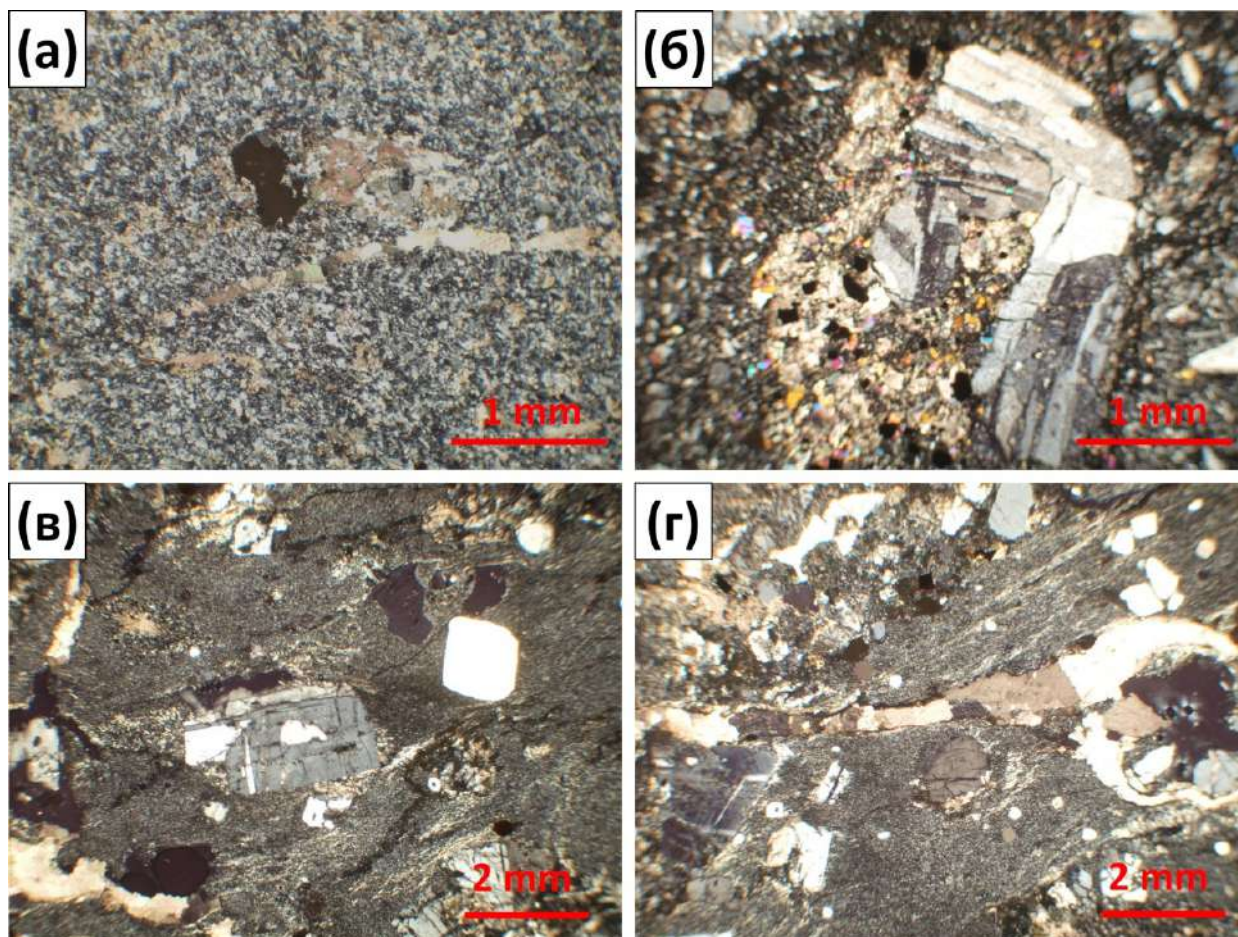


Рис. 3.8 Микрофотографии основных и средних метавулкаников вмещающих пород (Николь +): а) мелкозернистый метариолит с микрокальцитовыми прожилками и пятнами; б) Вкрапленники полевого шпата, измененные на кальцит, в мелкозернистой основной массе кварца и эпидота; в) Вкрапленники полевого шпата, и кварца в стекланной и мелкозернистой основной массе; г) метариолит показывает микрокальцитовые прожилки пересекают порфиритовую массу из кварца и полевого шпата.

3.1.1.4 Кислые туфы и брекчии.

Кислые туфы являются наиболее распространенной вулканокластической породой, ими сложен юго-восточный фланг района Хамама. Пирокластические и вулканокластические породы плохо сортируются и состоят из вулканических фрагментов в мелкозернистой матрице плагиоклаза, хлорита, кварца и оксидов железа (Рис. 3.9).

Кислые полосчатые туфы – основная вулканокластическая порода в этом районе. Они мелкозернистые и состоят из светло-серо-зеленых пластинок толщиной в несколько мм, чередующиеся с темно-зелеными пластинками, хорошо сортированными и иногда богатыми лапиллями (Рис. 3.9 г). Горизонтально напластованные мелкозернистые туфы, липиллиевые туфы и туфовая брекчия, залегающие несогласно с вулканогенными продуктами залегающих ниже, указывают на то, что эта область представляет собой осадочный бассейн и что накопление вулканического материала произошло во впадинах, сформировавшихся сингенетично извержению лав.

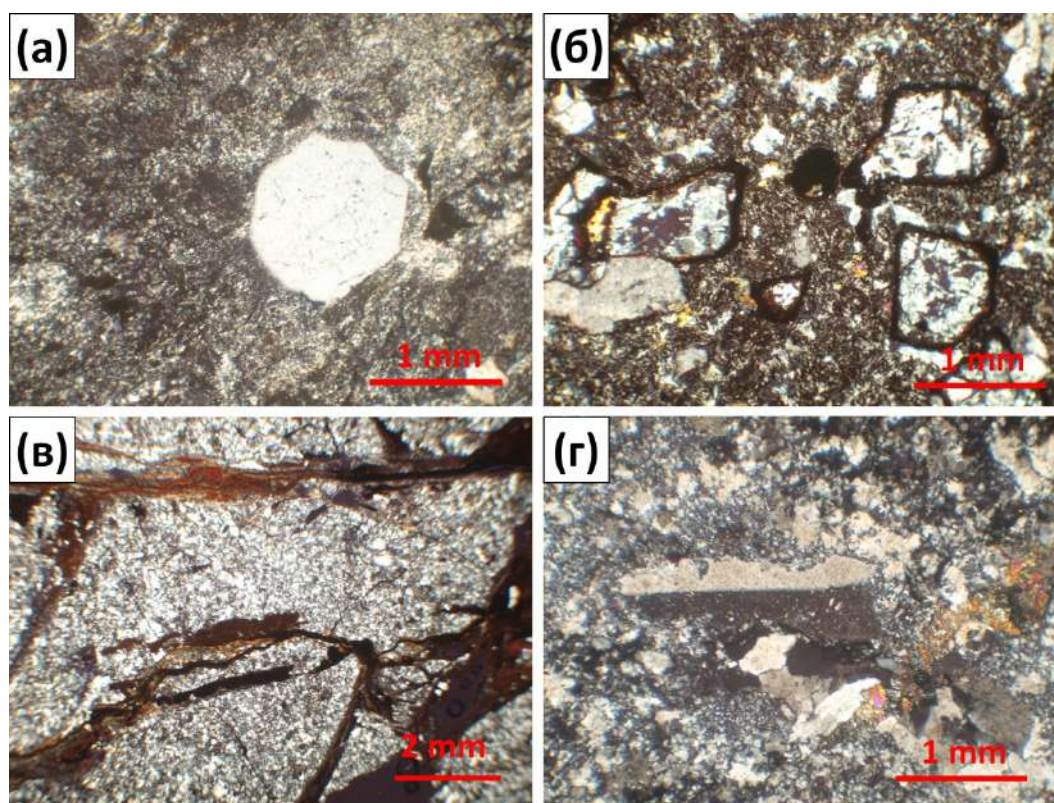


Рис. 3.9 Микрофотографии вмещающих вулканокластических пород, Николи +:
 а) мелкозернистая основная масса из кварца и непрозрачных минералов с порфиробластом кварца; б) железистые лапиллиевые туфы, богатые хлоритом, и оксидами железа вокруг деформированного кварца; в) прожилки оксидов железа в мелкозернистых туфах; г) риолитовые лапиллиевые туфы с вкрапленниками полевого шпата.

Туфы состоят из аллотриоморфных мелкозернистых зерен кварца, нерегулярных пятен кальцита в матрице, состоящей из глинистых минералов, хлорита и оксидов железа. Их зеленый цвет обусловлен обогащением хлорита и эпидота (Рис. 3.9 б, г). Тонкопереслаивающийся туфы демонстрируют различия между пластинами из-за различного содержания железа или размера зерна. Состав этих пород в основном кислый, а их фрагменты в основном состоят из кварца и плагиоклаза. Лапиллиевые туфы представляют кристаллическими, так и лититовыми типами. Кристаллический тип состоит в основном из фрагментов кварца и полевого шпата (Рис. 3.9 г), в то время как лититовый тип обогащен фрагментами пород, расположенными в более тонкой туфовой матрице, состоящей из кварца, полевого шпата, хлорита и эпидота (Рис. 3.9 а, б, в).

Геохимически кислые туфы классифицируются как низкокалиевые известково-щелочные, высокоглинозёмистые трахиты и риолиты (Рис. 3.5).

Как правило, метавулканические породы как часть океанической коры вмещают зоны изменения. Интенсивные гидротермальные и эпигенетические изменения, метаморфизм зеленой сланцеватой фаций и тектонические деформация уничтожили первичный состав и текстуры вмещающих метавулканических пород. Видимые широко распространенные зоны метасоматического изменения вмещающих пород, хорошо

развиты как в основных, так и в кислых метавулканитах, локально контролируемые разломами и поздними переломами (Рис. 3.10). Наиболее обширные зоны изменения расположены там, где гидротермальные флюиды взаимодействуют с туфами и кислыми метавулканическими породами, и вокруг мелких интрузий и даек. Они образуют изменения в виде кварц-хлоритовых и каолинизированных типов. Ожелезнение, окремнение, карбонизация и серицитизация являются наиболее последовательными типами изменений, отражающими подвижность Fe, Si, Ca, K и CO₂ в гидротермальных системах. В этих зонах особенно в туфах минерализация присутствует в форме рассеянного пирита и халькопирита, который частично или полностью окисляется на поверхности, давая красновато-коричневый оттенок породы (Рис. 3.10).

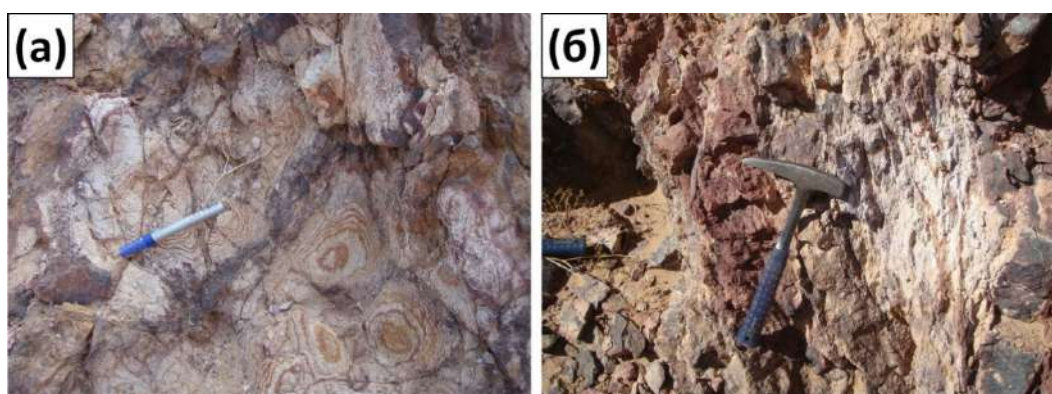


Рис. 3.10 Зоны изменения в метавулканитах:

а) лизеганговская концентрическая полосчатость регулируемая трещинами в сильно измененной кислой метавулканической породе; б) зона гидротермальной изменении на стенке основной метавулканической пород заполненная блестящим гематитом (спекулярит) и халцедоном окруженная раствором железа.

Исходные силикатные минералы полностью превращаются в смесь глинистых минералов, талька и хлорита и окрашиваются раствором оксида железа (Рис. 3.10 б). Кислые и средние вулканические породы были более приемлемы для гидротермального изменения, которое проявляется как замена первичного магматического стекла и минералов альтернативными минералами, устойчивыми в условиях изменения, как правило, в низкотемпературном диапазоне, характерном для этого типа. Стоит отметить, что измененные вулканические породы содержат значительные количества монацита, циркона и рутила, зарегистрированные с помощью сканирующего электронного микроскопа и анализа EDX. Перколяция гидротермальных растворов между зернами оставляет множество жил, а каналы между зернами, заполненных оксидами железа и серицитом. Зарегистрированные минералы изменения включают тонкую слюду, глинистые минералы, кварц, хлорит, серпентин, карбонаты, тальк, каолинит, пирит и оксиды железа. Эти зоны изменения служат дополнительным доказательством о наличии золоторудной минерализации и хорошо дешифрируются на космоснимках. Причем,

отмеченные зоны изменения не являются репродуктивными для добычи золота в районе Хамама. Околорудные изменения, наблюдаемые в породах метавулканитов и туфов, слабо развиты в некоторых местах в вулканокластической последовательности, что может быть связано с поздним карбонатным раствором. Кроме того, они окружают небольшую диоритовую дайку в центральной части района. Кислые Метавулканиты обычно имеют широко развитые серицитизацию и силицификацию (Рис. 3.10 а). Наибольшие две зоны изменения в районе определяются координатами 33°20'45" N, 26°20'30" E и 26°20'40" N, 22°21'10" E. На основе применения алгоритмов к данным ASTER, Abdelkareem and El-Baz 2017 пришли к выводу, что в районе Хамама доминируют процессы гидротермального изменения в три зоны, пропилитовая (хлорит-эпидот-кальцит); филлитовая (серицит-иллит-мусковит); и аргиллитовая (каолинит-диксит-монтмориллонит).

3.1.1.5 Железистые кварциты.

Основные выходы железистых кварцитов в последовательности вулканокластических пород (туфы с некоторыми вулканогенными метаграувакками и метаконгломератами), расположены на юге района Хамама (Рис. 3.2). Железные руды в основном встречается в виде отдельных тонких полос и реже встречается в плотных толстых полосах (Рис. 3.11). В Вади-Маграбии на юго-восточной стороне района Хамама хорошо обнажена самая мощная и массивная последовательность железистых кварцов. Также они встречаются в виде отдельных фрагментов, включенных в мафическую метавулканическую толщу Вади Абу Гейрда в северной части района.

Туфы и связанные с ними железные слои в основном твердые и высокопрочные, но на сильно размытых обнажениях они разрушаются параллельно плоскостям напластования. Метаграувакки, как правило, твердые и массивные, некоторые сорта показывают градуированные напластования, и они среднезернистые с темно-зеленовато-серым цветом из-за присутствия хлорита.

Напластования являются наиболее преобладающей первичной структурой. Как правило, отмечены два размера полос, а именно - микрослои и макрослои. Макрослои имеют мощность от 0.5 м до 2 м и состоят из чередования железистых полос красноватого цвета и вулканических полос зеленоватого цвета (Рис. 3.11 в). С другой стороны, микрослои представляют собой циклическое чередование различных тонких слоев железа и туфа (Рис. 3.11 г). Иногда железные слои слегка сгибаются при разрушении (Рис. 3.11 а).

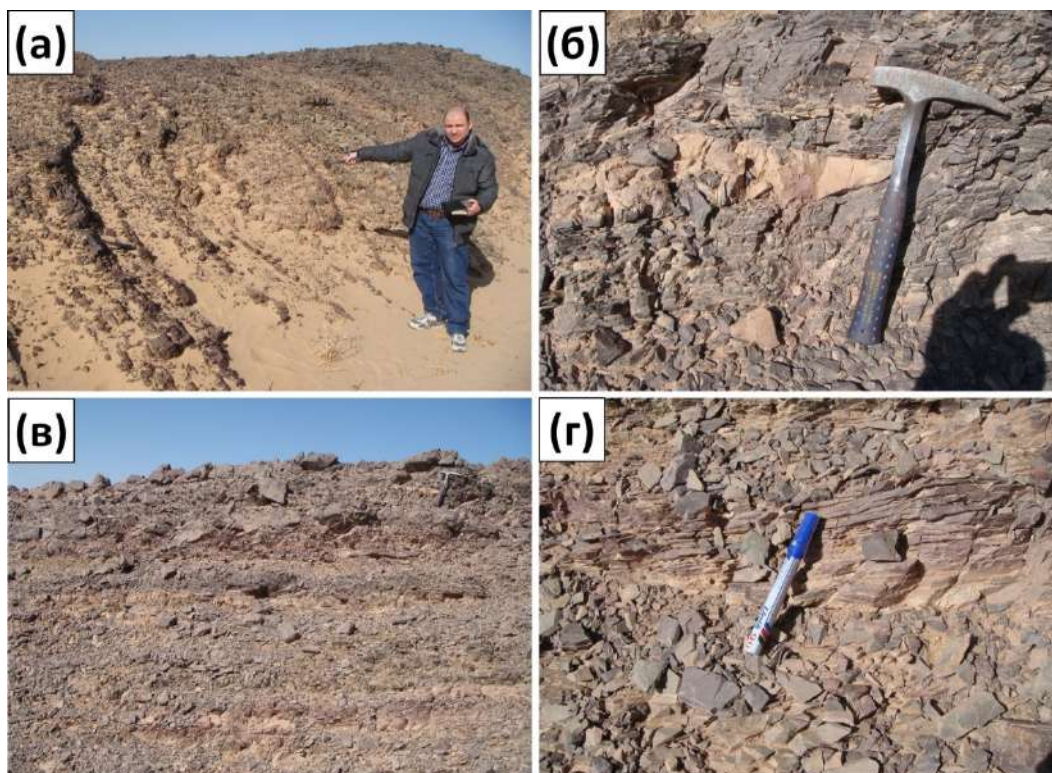


Рис. 3.11 Железистые кварциты, Район Хамама

а) и б) Складчатые железистые кварциты с раздувами и пережимами, в) массивная последовательность железистых кварцитов с туфами, г) линза туфа в железистых кварцитах.

Согласно их магнитной восприимчивости и толщине слоев, выделяются два типа железистых кварцитов, первый тип обладает сильным магнитным свойством с большей мощностью слоев. Другой тип менее магнитный, толщина слоев достигает нескольких миллиметров и блестящий. Это объясняется разным количеством магнетита и гематита, а также обилием кварца в их структуре.

3.1.2 Осадочный чехол (Меловые Нубийские песчаники)

Западная часть района Хамама полностью покрыта крупными слоями Нубийского песчаника (мощностью 20 – 50 м). При этом они размыты в восточной части, где сохранились в виде небольших по мощности и площади останцев (Рис. 3.2).

Рассматриваемый песчаник состоит преимущественно из кварца и цементируется кремнеземом, карбонатом, а иногда и железом. Песчаники мелкозернистые, хорошо сортированные и средно цементированные до рыхлых. Просачивание богатого железом раствора в нижней части записывается во многих обнажениях (Рис. 3.12 б). Нубийские песчаники, покоящиеся на докембрийском фундаменте, характеризуются отсутствием фауны и флоры в большей ее части и однообразием литологии (Shukri 1945).

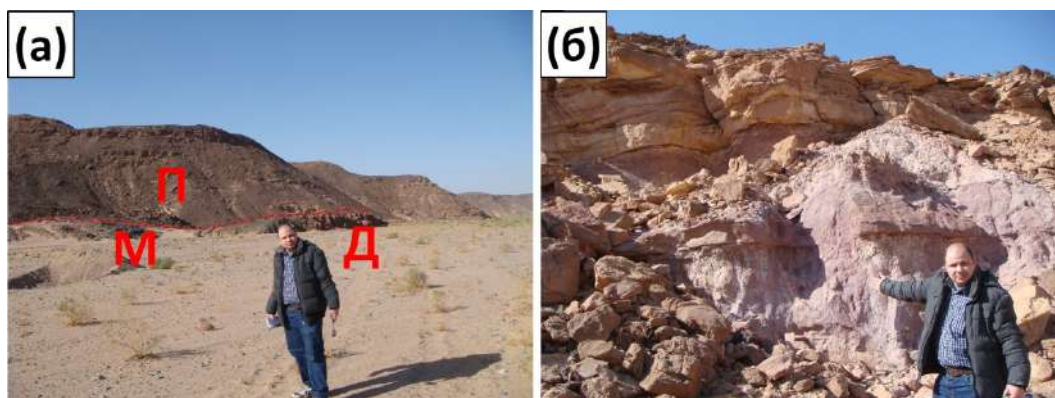


Рис. 3.12 Нубийские песчаники района Хамама
а) нормальное залегание песчаников (П) на метавулканитах (М) и гранитной дайке (Д); б) влияние железо-богатых растворов на нижнюю часть Нубийского песчаника.

3.2 Интрузивные образования

3.2.1 Позднепротерозойские (Древние) гранитоиды

Древние граниты включают в себя два массива и небольшой кварц-диоритовый интрузивный (дайковый) пояс в центральной части района. Гранодиоритовый плутон в юго-востоке района разделен на три отделенные части, южные две части имеют форму треугольника, они отделенные друг от друга правым боковым сдвигом (Рис. 3.2, Рис. 3.13).



Рис. 3.13 Контакт между древними и молодыми гранитоидами с разницей в рельефе и степени эрозии.

Кварц-диоритовая дайковая интрузия протяженностью 500 м в СЗ направлении и ширина достигает 60 м в северном крае и уменьшается до 10 м в южном крае (Рис. 3.18).

Эта порода сильно размыта с низким рельефом (Рис. 3.13) и показывает почти эквивалентный процент щелочного полевого шпата и плагиоклаза.

3.2.2 Раннепалеозойские (Молодые) гранитоиды.

Эта группа представлена огромным монцо-гранитовым массивом, известный под названием Габал Маграбия (Рис. 3.13). Его ширина около 5 км и длина около 20 км (Рис. 3.2). Массив слабо деформирован, практически не метаморфизован и имеет интрузивные контакты с мафическими метавулканитами.

Тоналитовый-грондьемитовый плутон в центральной восточной части района разделен на 5 отдельных блоков. На периферических контактах с метавулканическими породами существует зона закалки, представляющий собой гибридную породу, богатую мафическими минералами со средним размером зерна (Рис. 3.14 в). Он также содержит много мафических ксенолитов метавулканитов (Рис. 3.14 г). Присутствие этих ксенолитов можно интерпретировать как свидетельство смешивания между магмами (например, Ratajeski et al., 2001; Barbarin, 2005).

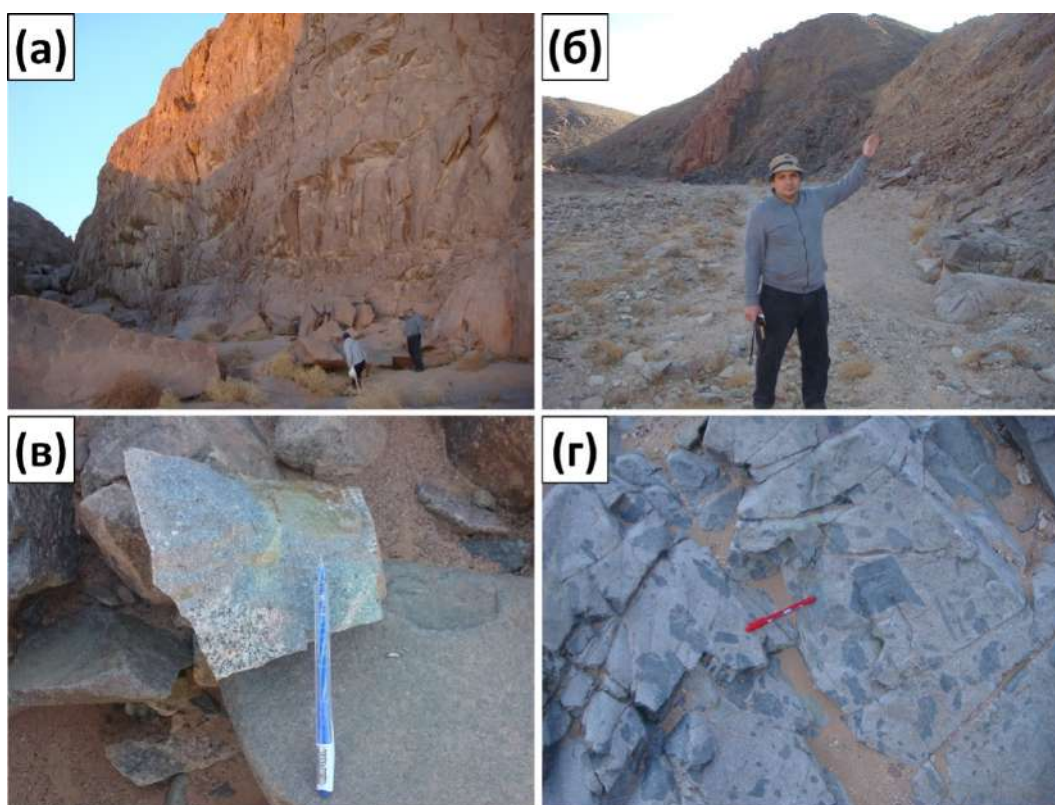


Рис. 3.14 Интрузивные образования

а) Монzogранит плутон красного цвета с высоким рельефом; б) контакт базальтовых пород со древним гранитом; в) гибридные породы из смешения гранитов с базальтовыми породами; г) базальтовые ксенолиты в гранитоидах.

3.2.3 Габбровые кумулаты

Метагаббро ВП подразделяются на два типа: (1) древние метагаббро в качестве члена офиолитовой последовательности и имеют толеитовый состав; (2) молодые метагаббро обычно составляющие габбро-диоритовый комплекс.

Молодые метагаббро в юго-восточной части района образуют большой (6 км²) массив, морфологически выраженный в виде низких холмов с пологим уклоном. Породы крупнозернистые, массивные и состоят в основном из мафических минералов с плагиоклазом. Эти габбро слегка раздроблены, имеют характерные валунные формы выветривания в обнажениях.

3.2.4 Позднепалеозойские гранит-порфириновые дайки

В районе Хамама представлены две группы даек: большинство принадлежит к первой группе (фельзитовые дайки), породы по составу соответствуют риолитам и дацитам, а вторая группа (мафические дайки) – диабазы. Первый рой гранит-порфириновых даек (риолитовых с порфировой текстурой) были введены в молодые гранитоиды в качестве инъекции. Протягиваются до нескольких километров (до 15 км) в юго-западном направлении от границы массива молодых гранитов Габал Маграбия. Мощность даек не превышает первые десятки метров. Дайки все субвертикальные (Рис. 3.15).

В северо-восточной части района обнаружен обширный рой риолитовых даек (общая ширина около 1 900 м), нерегулярно секущий посттектонический молодой гранит. Затем дайки продолжают радиально и раздельно пересекают метавулканические породы в центральной части площади (Рис. 3.2). Их внедрение, вероятно, связано, с крупными разломами северо-востока. Их направление перпендикулярное основному тектоническому направлению Восточной пустыни, связанной с системой разломов Нажд. Сами дайки усложнены малыми сдвигами (в основном левый боковой).

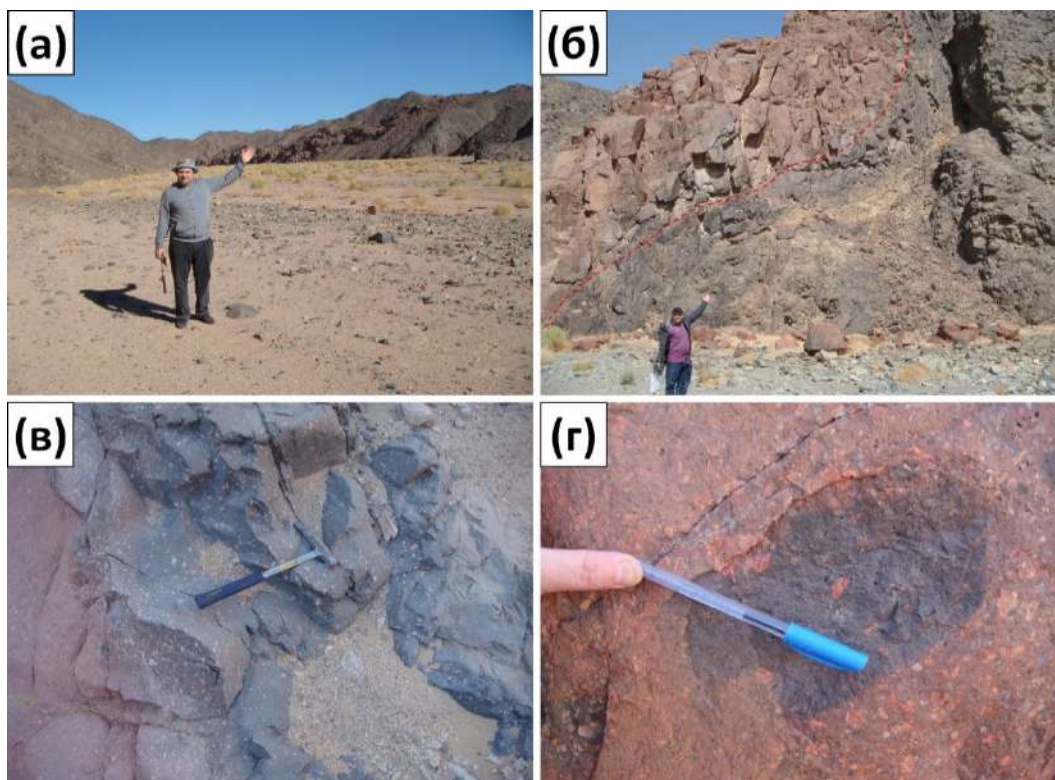


Рис. 3.15 Гранит-порфировые дайки

а), б) гранит-порфировая дайка, разрезающая метабазальтовые породы; в) охлажденная периферия вдоль постепенного контакта гранит-порфирового дайки с метабазальтом, базальтовые породы приобрели вкрапленники калишпата из дайки; г) Мафический ксенолит в гранит-порфировой дайке.

Порфировые дайки темно-красные, 5 – 20 м в ширину, с почти вертикальным погружением и протяженной длиной в несколько километров (около 15 км). Они содержат бледно-серые мелкокристаллические ксенолиты базальта (Рис. 3.15 г) и часто имеют постепенный контакт с метабазальтом красновато-черного цвета этого контакта (Рис. 3.15 в). Обильные мегакристаллы калишпата можно легко увидеть в мелкозернистой основной массе. Проявление этих даек сыграло важную роль в формировании месторождений кварцево-карбонатной руды Хамамы. Они внедрялись по системе вертикальных разрывов, и явились причиной дробления ранее сформировавшихся рудных тел. Один из этих даек пересекает рудное тело в его центральной части, разделяя его на Хамамы Западной и Восточной, которые отличаются тектоническим характером и содержанием металлов и карбонатов.

3.3 Тектоника

Как правило, метавулканиты и вулканокластические толщи, сильно тектонизированы и имеют большие углы падения (Рис. 3.3 в; Рис. 3.6 а, д; Рис. 3.7 б, в; Рис. 3.22 б, г). Даже Нубийские песчаники испытывают небольшие погружения во многих местах. Поздняя стадия тектонической активности с востока изменила положение

метавулканических и вулканокластических пород в районе Хамама. Замечено, что породы в западной части района менее тектонизированы и меньше подвержены этой тектонической активности (Рис. 3.16).



Рис. 3.16 Разница в угле погружения пород восточного (а) и западного (б) участка района Хамама

Бурение, выполненное в рудных зонах, показало, что минерализованный горизонт круто погружается (Alexander Nubia 2012, 2014 и Aton Resources, 2017), породы переворачиваются с углами от субвертикального до умеренно опрокинутого к северо-западу (со средним углом наклона 550). Эти особенности указывают на то, что район подвержен длительным периодам тектонической деформации. Месторождение Хамама разделено на мелкие площади (то есть не группируются в сплошное тело) и контролируются разнонаправленными разломами и зонами разрушения. Эти разломы образовались после полного формирования рудного тела и сильно изменили его конфигурацию.

Хамама Восточная появляется на поверхности в виде изолированных минерализованных масс, расчлененных многими разнонаправленными разломами из-за его близости к центру тектонической активности на востоке, где расположены крупные гранитоидные массивы (Рис. 3.2, Рис. 3.18). В Центральной Хамаме рудное тело пересекается гранит-порфировой дайкой, и к югу эта дайка расчленена на небольшие фрагменты множеством разломов (Рис. 3.18). Эти разломы были сформированы в основном перед внедрением гранитоидов. Во многих местах сдвиги заполнены кварц-карбонатной породой (Рис. 3.17, Рис. 3.22). Карбонаты присутствуют в виде многочисленных апофиз в окружающих метавулканитах (Рис. 3.22 д), что лишнее свидетельствует в пользу их гидротермального происхождения. Поздние окремненные и ожелезненные карбонаты, образуются вдоль С-З правосторонних сдвигов в метавулканитах и на их контакте с туфами. Большие объемы карбонатов вводились в дробленую руду, особенно Хамамы восточной, и вмещающие породы в более поздние

времена в виде низкотемпературного гидротермального раствора, что приводило к снижению сорта руды (Рис. 3.17).



Рис. 3.17 Фотография образцов керна показывает интенсивное проникновение кварц-карбонатных пород (белые) в колчеданной полиметаллической руде.

Система разломов на районе Хамама представляет собой два цикла развития (Рис. 3.2, Рис. 3.18):

а) Древняя система разломов была сформирована на более ранних этапах развития раннепалеозойских и позднепротерозойских гранитных массивов. Это выражается фрагментами радиальных разломов разных направлений, направленных из центра массива монцогранита (Маграбия) и его фрагментами кольцевых разломов. Радиальные разломы служили каналами для внедрения позднепалеозойских гранит-порфировых даек, а также зон более поздних гидротермальных растворов, которые отвечают за формирование полиметаллических колчеданных руд.

(б) Молодая система разломов, представленная крупными разломами СЗ направления (Красного Моря) и перпендикулярно им, которые называются системой разлома Нажд. Эти разломы служили места для более поздних щелочных растворов, что привело к осаждению огромных масс карбонатов в метавулканитах района Хамама, при их контактах с туфами и внутри раздробленного рудного тела (Рис. 3.20 е, ж, з).

3.4 Оруденение

Месторождение Хамама представлено мощной (до 100 м.) зоной сплошной кварц-карбонатизации северо-восточного простирания. Кварц-карбонатное тело заполняет зону разлома между metabазальтовыми породами и туфами толщи метавулканитов (Рис. 3.18).

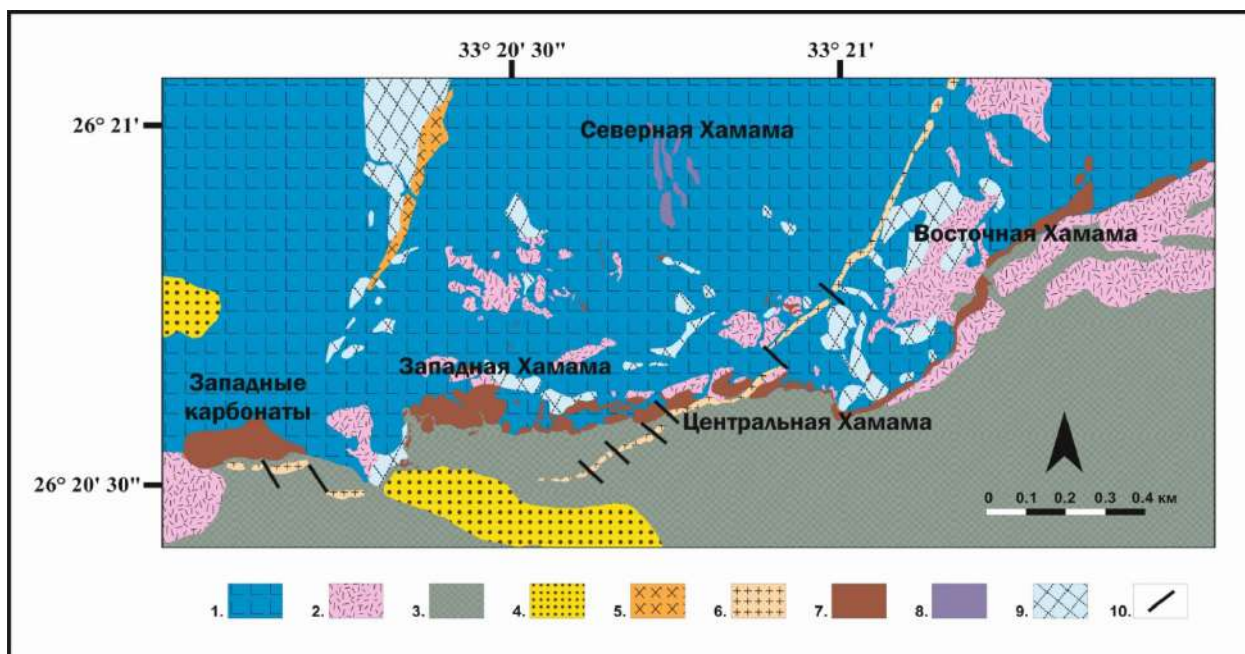


Рис. 3.18 Геологическая карта зон минерализации (Aton Resources, 2018).

Условные обозначение: 1 – основные и средние метавулканы (метаандезит-метабаза́лт); 2 – кислые молодые метавулканы (метариолит-метадацит); 3 – Вулканокластические породы (туфы-брекчии); 4 – Нубийский песчаник; 5 – кварцевый диорит; 6 – гранит-порфировые дайки; 7 – минерализованные кварц-карбонатные жилы; 8 – кварцевые жилы; 9 – зоны метасоматического изменения; 10 – разломы (сдвиги).

На поверхности образуется кора выветривания (железная шляпа) (Рис. 3.19).



Рис. 3.19 Панорамный вид западного участка месторождения Хамама (фотография “Alexander Nubia”).

Месторождение Хамама принадлежит горнодобывающей компании «Aton Resources». Оно состоит из основных четырех участков минерализации: Северная Хамама, Западная Хамама, Восточная Хамама и Центральная Хамама. В пределах Северной Хамамы встречены остатки древних горных выработок (Рис. 3.22 г).

Рудная минерализация проявляется в виде вкраплений или массивных скоплений сульфидов, главным образом в виде мелких кубиков пирита. Минерализация развита с кварц-карбонатной матрицей как в метавулканитах, так и туфах (Рис. 3.22 г). Минерализация в районе Хамама относится к месторождениям полиметаллического колчеданного типа. Этот тип обычно встречается в деформированных вулканогенных поясах всех возрастов, и связан с проявлениями толеитовых лав.

3.4.1 Неокисленные сульфидные руды

Результаты бурения компанией "Aton resources" и предыдущими компаниями, подтвердили, что рудное тело простирается на глубину более 250 метров. Неокисленные сульфидные руды в районе Хамама локализованы в пачке мраморизованных кварц-карбонатов. Доломитизация является очевидным наложенным процессом в этой руде. Некоторые хорошо кристаллизованные доломитовые ромбы наблюдались в шлифах (Рис. 3.25 д). Оруденение в доломитизированных карбонатах сопровождается оталькованием и окварцеванием (Блинов, 2016). Карбонатные растворы, являлись наиболее активными ошелачивающими средствами (Емлин, 1991). Во многих шлифах наблюдалось растворение силикатов (кварца и туфов) высоко щелочными растворами с последующей карбонатной цементацией (Рис. 3.24), по следующей реакции: $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{H}^+$ (Utenkov et al., 2003). Также гидротермальный раствор образует реакционный ободок с карбонатами и силикатами в полостях. Колчеданные руды на глубине весьма разнообразны. По текстуре выделяют массивные, пятнистые руды и брекчиевидные, а также прожилковые, вкрапленные и полосчатые со значительным содержанием нерудных минералов (Рис. 3.20).

Исследованные керны показывают, что объем сульфидной минерализации, в кернах скважин, составляет от 5% и более до 30%. В некоторых глубоких буровых кернах встречены массивные руды с суммарным содержанием сульфидов до 60% (Рис. 3.20 ж). Образцы первичной руды обогащены пиритом и сфалеритом больше, чем медными минералами. Минералогически существуют два типа минеральных ассоциаций: пирит-богатые и полиметаллические. Зоны сульфидной минерализации обычно представляют собой штокверки, жилы и вкрапленность. Массивная руда наблюдается в основном в скважинах Западной Хамамы. Основные рудные минералы – пирит и сфалерит при

подчиненным количеством галенита. Второстепенные – пирротин, реже халькопирит, редкие – сульфосоли свинца и арсенопирит. Среди нерудных минералов наиболее распространены кварц, кальцит, доломит, барит и тальк. Присутствуют серицит, хлорит, плагиоклаз, оксиды железа, сидерит и гранат (пироп). Карбонаты в целом распространены значительно, особенно доломит (основной карбонатный минерал) (Рис. 3.20 е, ж, з).

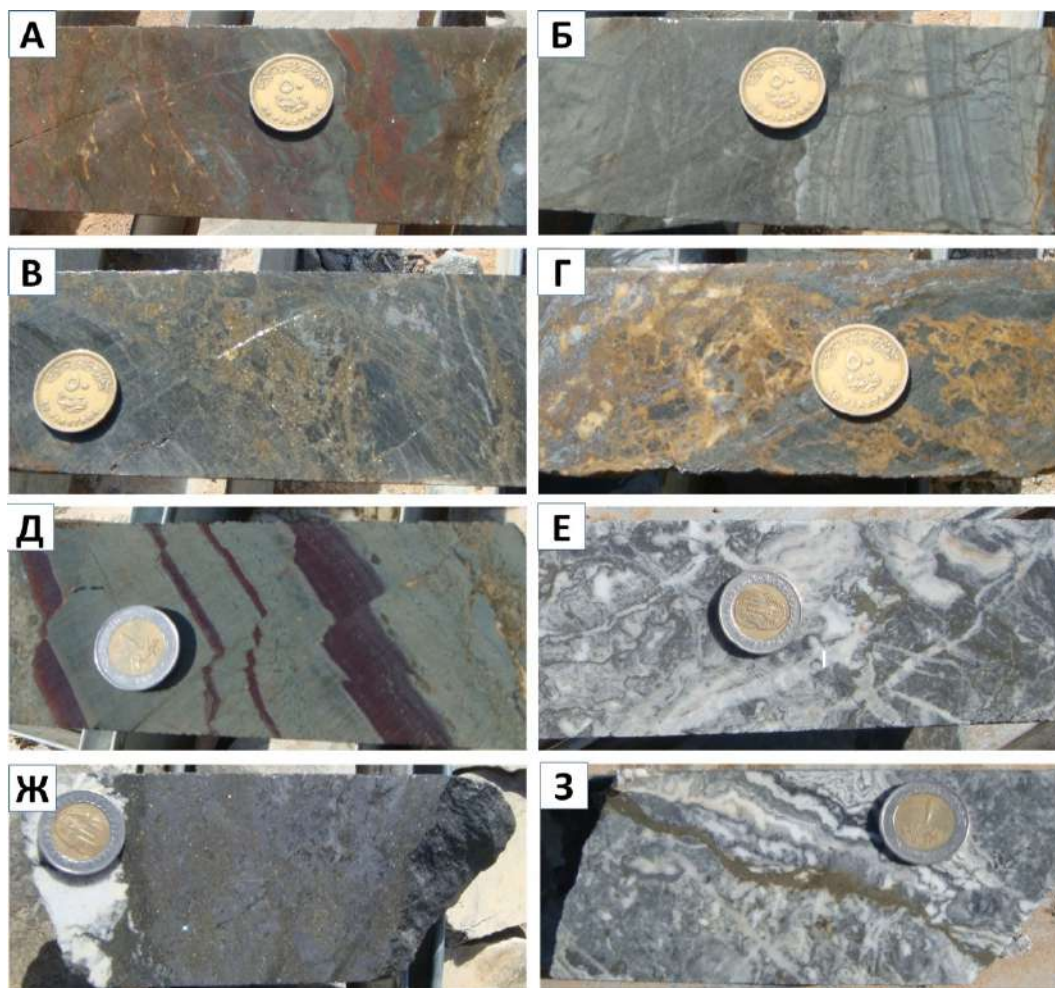


Рис. 3.20 Фотография керн, раскрывающая характер взаимоотношений руды и вмещающих пород:

а) переслаивающиеся полосы яшмы и магнетита; б) полосатые пепельные кислые туфы; в) иштокверк пирита в туфовой массе; г) окисленные сульфиды в аморфном кремнеземе; д) микрошаговые разломы в яшмовых и полосатых пепловых туфах; е) набор карбонатных жил, врезающихся в матрицу из тонких кварцевых и пиритовых масс; ж) массивный узел сфалерита в карбонатах, кальцитовые жилы, режущие рудной массы; з) пиритовая жилка с коллоформной карбонатной полосчатостью.

3.4.2 Железная шляпа (Госсан)

Госсан определяется (Оксфордский словарь науки о Земле, третье издание) как верхняя (близкая к поверхности), богатая зона оксидом железа, лежащая над сульфидсодержащим рудным месторождением, вызванная окислением и выщелачиванием сульфидов.

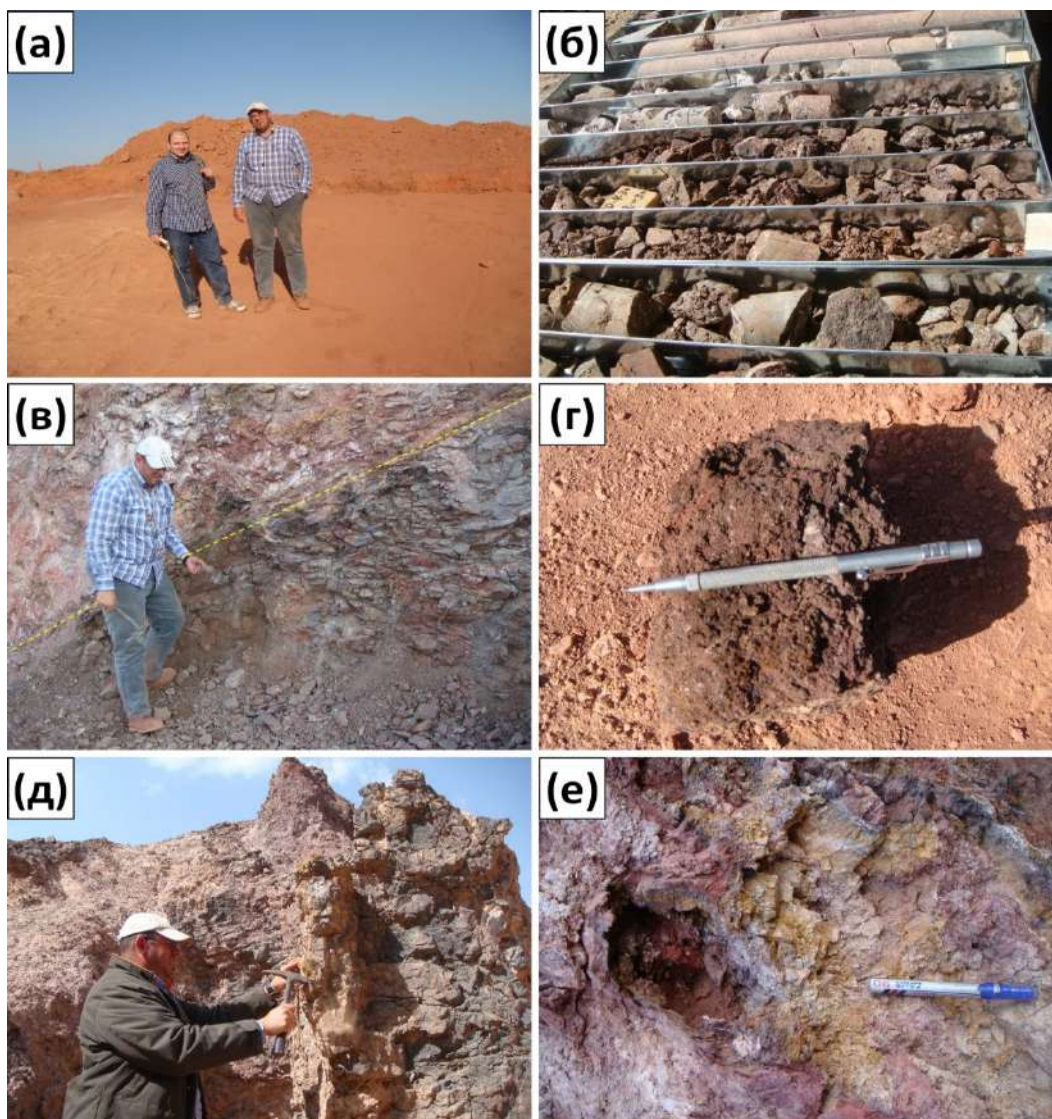


Рис. 3.21 Различные формы продуктов окисления:

а) верхняя часть зоны окисления (Госсан); б) рыхлые остатки керна из зоны окисления; в) острый контакт между рыхлыми и твердыми карманами (богатыми магнетитом) в зоне окисления; г) темная смесь глины с оксидами, гидроксидами железа и др.; д) ожелезненный кварц-карбонатный прожилок в метавулканитах, без признаков золота (Западная Хамама); е) разноцветная смесь трех разных типов продуктов окисления.

В районе Хамама железная шляпа представляет собой кирпично-красный массивный гематит (Рис. 3.21), но в некоторых карманах накапливается черный оксид марганца, магнетит и желтый лимонит (Рис. 3.21 е), карбонаты металлов окрашивают стены в желтый цвет. Таким образом, железная шляпа может быть подразделена в соответствии с содержанием и прочностью минеральных агрегатов на два типа: твердые гематитовые и магнетитовые богатые тела (Рис. 3.21 в, д) и рыхлые гематитовые, лимонитовые, пиролюзитовые и смитсонитовые образования (Рис. 3.21 а, б, г, е).

Железная шляпа, которая распространяется на среднюю глубину до 35 м с протяженностью более 3 км, содержит значительные концентрации золота. Граница между железной шляпой (рыхлыми рудами) и плотными рудами постепенная, она

подсечена на глубинах 25-35 м. Минерализация на высоких отметках толщи глубоко выветренная в качества железистых глин и карбонатов имеющих специфическое строение (Рис. 3.21 г). Она обогащена оксидами железа, кремнеземом, карбонатом и щелочноземельными элементами особенно Са и Mg, и обеднена щелочными элементами (Na и K). Глинизированные вмещающие породы, часто преобразованные в «несульфидные» цинковые руды. Бурые железняки (Рис. 3.20 а) обычно скрытокристаллические, колломорфные, и сферолитовые, в то время как псевдоморфозы сульфидных минералов в них редки, а также встречаются кавернозные и ящичные структуры. Зеркальный гематит (железный блеск) очень распространен в железной шляпе (Рис. 3.20 г). Там, где граница грунтовых вод (между окислительными и восстановительными поровыми водами) проходит по глинистым туфам, наблюдаются серовато-глинистые породы.

Под зоной окисления залегает горизонт «рыхлых» полуокисленных руд, в которых относительное содержание гипергенных минералов уменьшается с глубиной. Однако даже в верхних горизонтах «рыхлых» руд присутствует значительная доля реликтовых сульфидов, главным образом – пирита, как одного из наиболее стабильных сульфидных минералов. Набор гипергенных минералов в рудах этого типа близок к составу бурых железняков, однако существуют некоторые отличия.

3.4.3 Кварц-карбонатные жилы

Обнаруженная минерализация встречается в основном в основном связана с кварц-карбонатными жилами, слоями или неправильными телами, субширотными ориентациями (В-З и С-В) вдоль контакта между метавулканитами и туфами (Рис. 3.18). Минерализованный горизонт круто погружается со средним углом падения около 55°. Кроме того, они были найдены как жилы переменных размеров в зонах сдвига в metabазальтах и редко в туфах (Рис. 3.22 д, е). Они заполняют деформационные структуры, такие как разломы и переломы. Кварц-карбонатные тела являются прерывистыми и имеют разные размеры и формы. Они более распространены на востоке Хамамы, но недавно было обнаружено массивное мощное тело шириной около 100 м и длиной 250 м в далекой западной части района (Рис. 3.18).

В карбонатах сохраняются фрагменты «губок» пиритового и сфалерит-пиритового состава, а в наиболее прокварцованных участках – плотные скальные фрагменты. В дальней северной части области (например, Вади-Муаанавия) они выглядят как доломитовая жила, заполняющая полость сдвигового разлома в метавулканитах и цементированные железными минералами. В центральной части района, на контакте

туфов с базальтовыми метавулканитами, обнаружено скарновое карбонатное тело с малахитом.

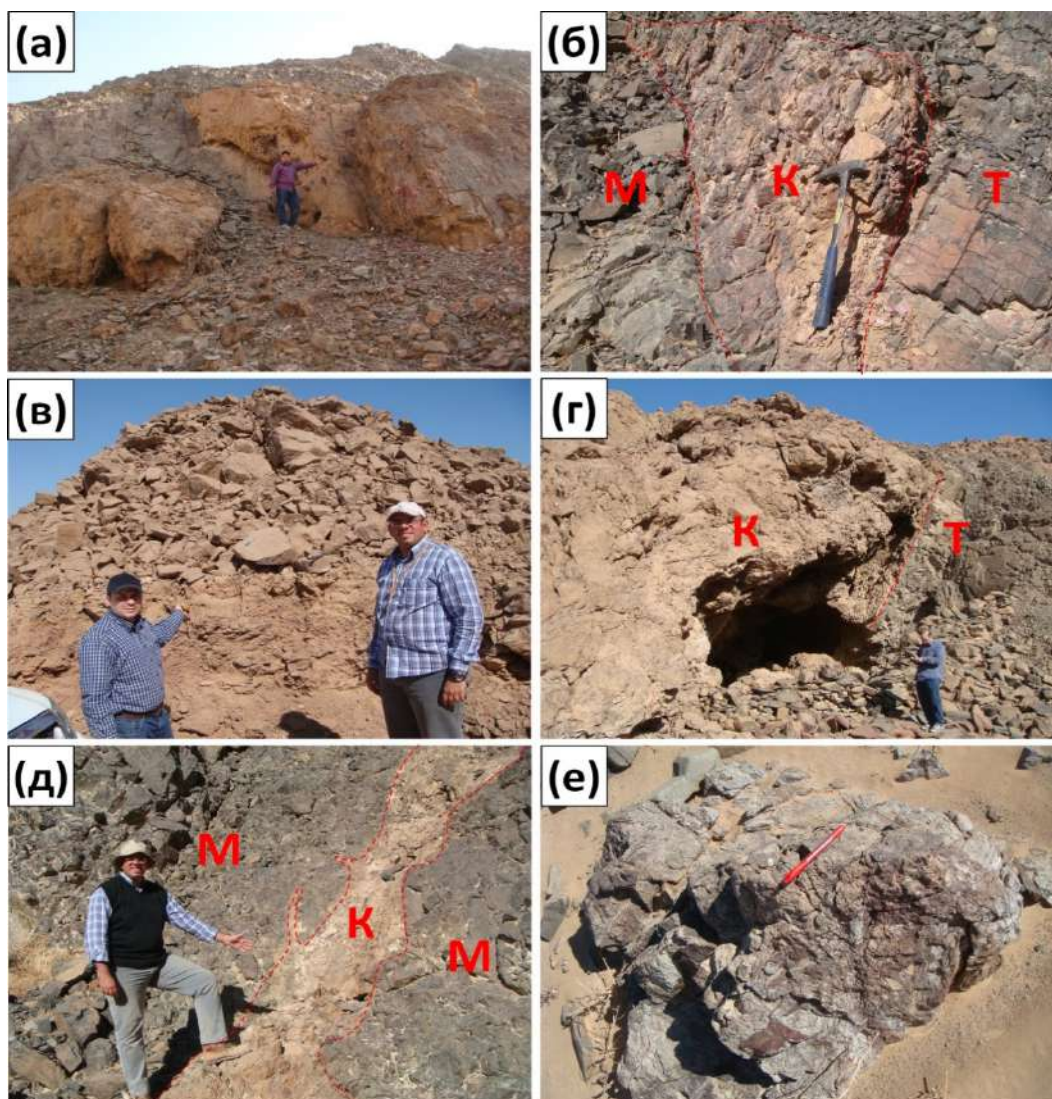


Рис. 3.22 Кварц-карбонатные тела:

а) нарушенное линзообразное кварц-карбонатное тело; б) тектоническая обратная последовательность, где туфы появляются снизу, а пиллоу-лавы сверху, между ними наклонная карбонатная жила; в) крупное, минерализованное кварц-карбонатное рудное тело с высоким содержанием золота; г) древние раскопки (пещера) в наклонной кварц-карбонатной жиле; д) доломитовая жила сцементированная железистыми минералами в метабазальте (Вади Муаанабия); е) тонкие кварц-карбонатные жилы образованные вдоль сдвиговых зон в метавулканиках.

Чистые тонкие карбонатные (CaCO_3) полосы, толщиной до 15 см, наблюдаются в многих местах (например, нижней части метавулканической последовательности, в Вади-Абу-Грейде) (Рис. 3.3 б). Эти карбонаты постоянно обнаруживаются во вмещающих измененных метавулканических породах, в поздних жилах. Они образовались как в виде самостоятельных образований, так и в прорастаниях с пиритом, кварцем, слюдой (серицитом) (Рис. 3.23). Как правило, карбонаты образуются на заключительной стадии гидротермального процесса и пересекают более ранние образования. В большинстве

образцов керна карбонаты существуют в виде жил кальцита и доломита, которые пересекают силикатную массу (Рис. 3.24 г) и более раннюю карбонатную матрицу. Во многих шлифах наблюдалось растворение силикатов (кварца и туфов) более поздним раствором карбонатов (Рис. 3.24). Также гидротермальный раствор образует реакционный ободок с карбонатами и силикатами в полостях (Рис. 3.25 в).

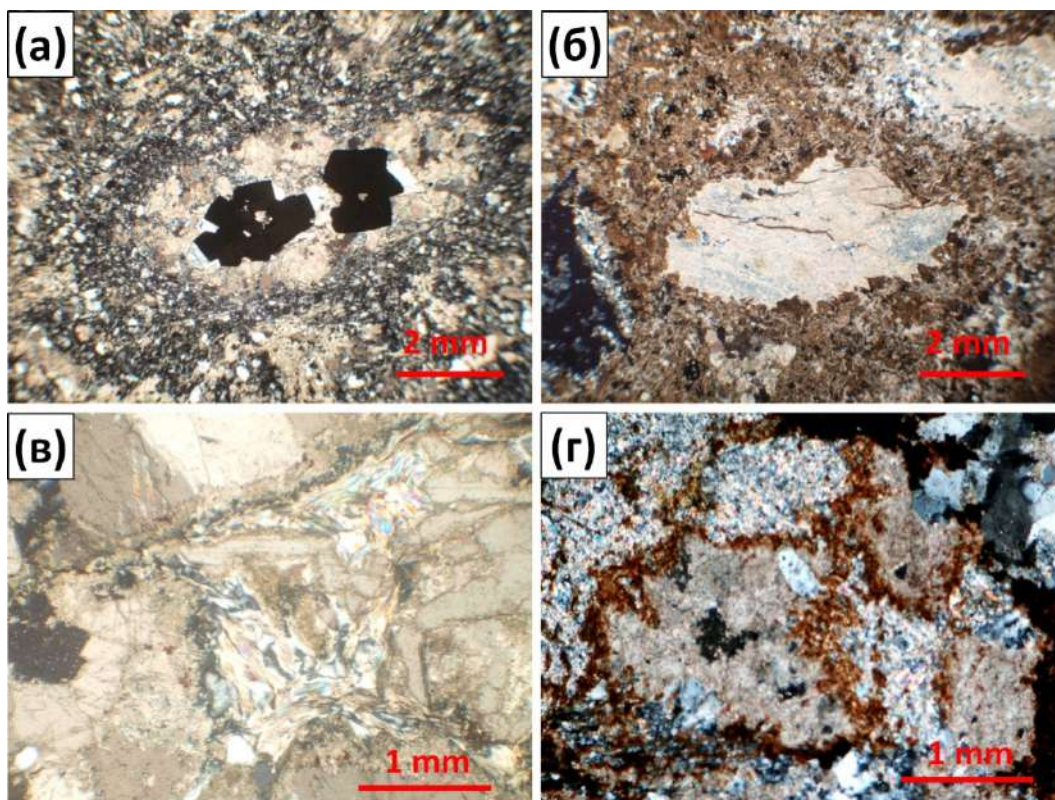


Рис. 3.23 Микрофотографии кварц-карбонатных пород в проходящем свете (Николи +):
 а) зональное распределение карбонатов вокруг кубов пирита, на которых кристаллизуются тонкие кварцевые призмы; б) агрегат талька в кварц-карбонатной матрице; в) реакционный ободок гидротермального раствора с кальцитом в метабазальте; г) ассоциация кварца, карбонатов и серицита, и реакционный обод оксидов железа вокруг карбонатов.

Хотя карбонаты образовались на поздней стадии после образования руды, они подвергаются дигенетическим процессам, после того как их образование привело к образованию некоторых вторичных осадочных структур (Рис. 3.25). Наиболее заметные дигенетические структуры включают сферолитическую (Рис. 3.25 а), коллоформную (Рис. 3.25 б, г, д, е) и кокардовую структуру (Рис. 3.25 в). Так же часть кальцита была превращена в доломит путем доломитизации. Крупные (до 20 мм) зональные доломитовые ромбы наблюдались (Рис. 3.25 д) в ядре доломитовой жилы в метавулканитах (Рис. 3.22 д).

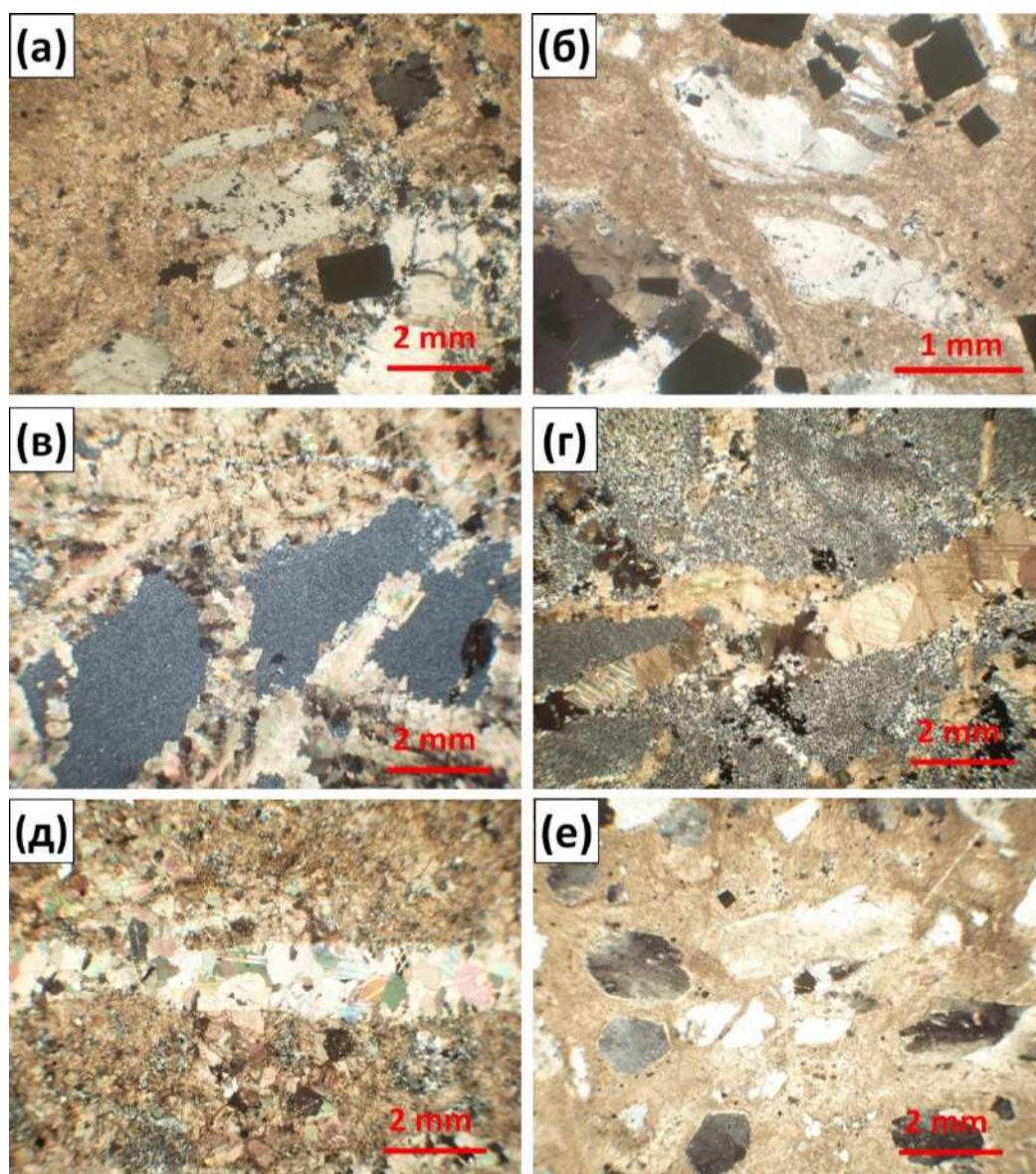


Рис. 3.24 Микрофотографии кварц-карбонатных пород в проходящем свете (Николи +) показывают растворение кварца щелочным раствором, приводящее к осаждению карбонатов: а), б) растворение кварца карбонатным раствором; в) Карбонаты полностью окружают и растворяют силикаты туфов; г) вторичные карбонатные жилы (с хорошо развитыми кристаллами кальцита), разрезанные на мелкозернистую силикатную матрицу; д) вторичная кальцитовая жила, пересекающая более раннюю доломитизированную основную массу; е) Резорбированные кварцевые зерна с закругленными краями в мелкозернистой карбонатной матрице.

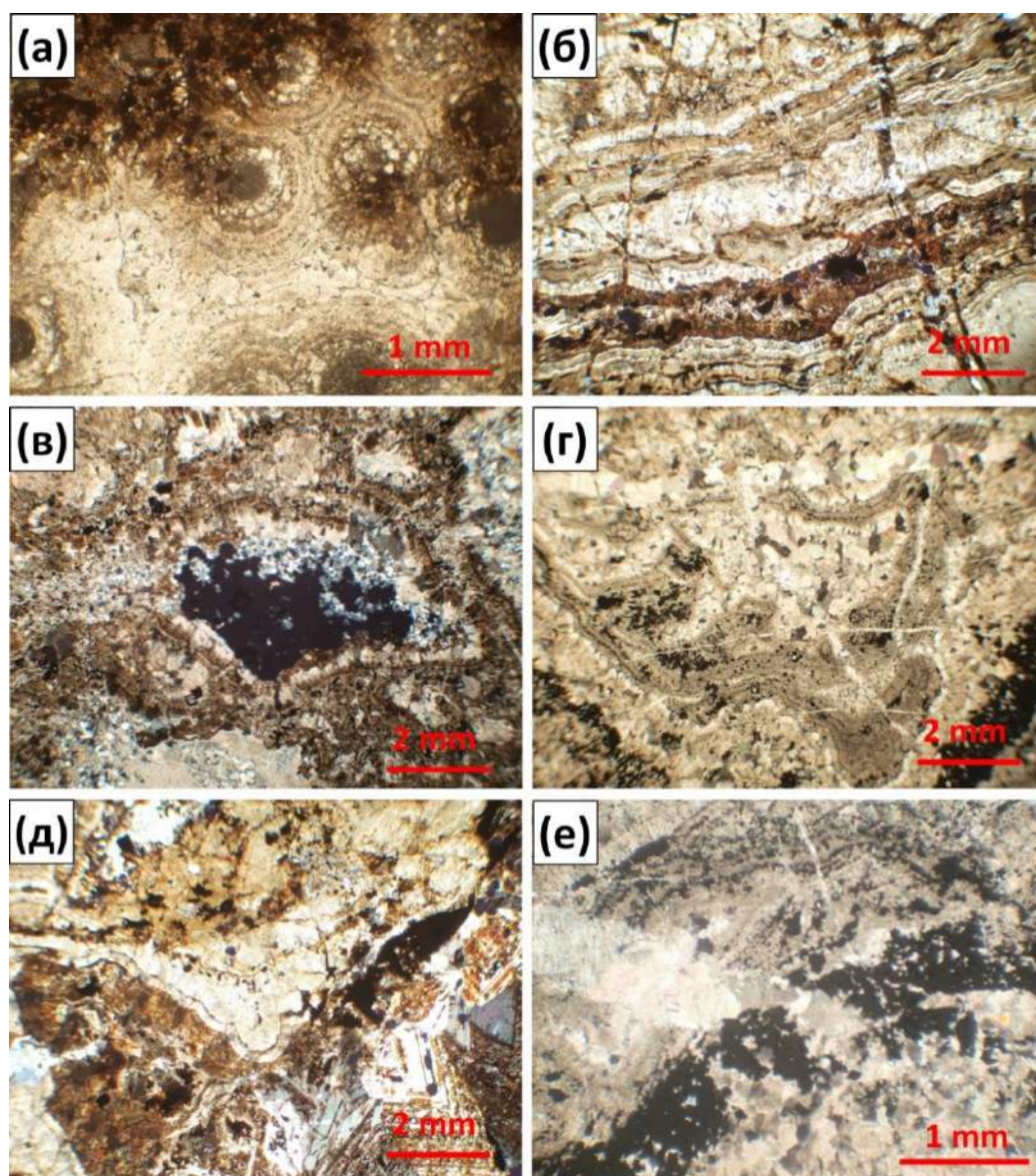


Рис. 3.25 Микрофотографии текстуры карбонатов в проходящем свете (Николи +):
 а) Доломитовые сферуллиты с окисленной сульфидной пластинкой и кварцем в ядрах; б) Коллоформная текстура, образованная полосами карбонатов, глинистых минералов и оксидов железа; в) пустая полость, выровненная полосами карбонатов (кокардовая структура) и оксидов железа; г) переслаивание тонких полос карбонатных и рудных минералов; д) Доломитовые ромбы с коллоформными полосами; е) Вторичная кальцитовая жилка разрезает расслоенные коллоформные сульфидные минерализации и ранние карбонаты.

4 Вещественный состав руд месторождения Хамама

Месторождение Хамама, как промышленный золоторудный объект представляет собой кору выветривания над дезинтегрированным колчеданным оруденением, сцементированным кварц-карбонатным цементом.

Минераграфические исследования использовались для классификации руд, исследования минерального состава, генезиса и строения рудного тела. Для этого использовались рудная микроскопия в полированных и прозрачных шлифах с использованием поляризационного микроскопа и сканирующего электронного микроскопа, а также микрохимические испытания минералов в энергодисперсионном рентгеновском анализе (EDX).

4.1 Общие минералогические характеристики руд

По минеральному составу руды в основном представлены пиритовыми и реже пиритовыми с небольшой долей других сульфидов (сфалерит, халькопирит, блеклая руда, и т.д) собственно вкрапленными, гнездово-вкрапленными и прожилково- вкрапленными рудами, а также зонами рассеянной сульфидной минерализации, образованной в основном пиритом. Сплошные узлы руд характерны массивными и полосчатыми текстурами, гипидиоморфнозернистыми, аллотриоморфнозернистыми структурами. Общий минеральный состав руд представлен на таблице ниже (Таблица 4.1).

Таблица 4.1 – Общий минеральный состав руд.

Распространенность минералов	Минералы		
	Рудные		Нерудные
	Гипогенные	Гипергенные	
Главные	Пирит	Гетит	Кварц Карбонат Полевые Шпаты Глинистые Минералы
Второстепенные	Сфалерит Халькопирит	Литаргит (Глёт) Цинкит Ковелин	Серицит Хлорит Барит Каолин
Редкие	Галенит Блѣклая Руда Арсенопирит Акантит Киноварь Энаргит Гринокит Рутил Золото Стибнит	Арсенолит Пиролозит Смитсонит Отавит Йодаргирит	Тальк Серпентин Апатит Оливин (Форстерит) Гранат (Пироп) Магнезит Циркон

Рудная минерализация разной интенсивности размещена практически в ассоциации с кварц-карбонатными и карбонатными породами. Они имеют широкое распространение в метавулканических и вулканокластических породах, в пределах зон влияния тектонических нарушений. Они сильно различаются по размеру, от нескольких миллиметров до десятков метров. Часть из них представляют маломощные жилы, выполнившие трещины отрыва в магматических породах и не несут сульфидную минерализацию. Во втором случае они цементируют раздробленную колчеданную руду и формируют мощные зоны. Карбонатизированные зоны сульфидной минерализации существуют в виде мощных десятиметровых слоев, связанных с минерализацией (сульфиды ниже зон окисления или оксиды в зоне окисления). А также они связаны с тектоническими нарушениями и в основном ограничиваются трещинами и разломами. Минерализованные линзы выполняют зону протяженностью 6 км и на глубину более 250 м. Рудное тело круто погружается со средним углом падения около 55°. Ширина линз варьируется в широких пределах от 10 до 110 м. Средняя ширина зоны окисления на поверхности 44 метра. Ширина залежи увеличивается вверх, достигая максимальной ширины на поверхности в западной участке.

Минерализованные образцы характеризуются слабой и средней сульфидной минерализацией (от 5% до 30%). Минералогически они состоят в среднем из 30% модалного кварца и аморфного кремнезема, 25% доломита, 15% кальцита, 10% пирита (или гематита), 10% других сульфидов (или их оксидных продуктов), 5% полевого шпата и глинистых минералов и 5% хлорита с другими составляющими. Карбонатизация произошла после окремнения. Реликты кварца с корродированными краями часто встречаются в тонкой карбонатной матрице (Рис. 3.24). Многие карбонатные жилы с типичным заполнением трещин, имеют полосчатую структуру и сферолиты, состоящие из нескольких слоев цинка, а также карбонатов и оксидов свинца (Рис. 3.25 а, Рис. 5.3) наблюдаются в образцах керна и под микроскопом. Карбонаты с их окисленными сульфидными минералами подвергались диагенетическим преобразованиям, выраженным в виде коллоформной, кокардовой и сферолитовой структур (Рис. 5.3).

Первичную руду из буровых кернов можно разделить на две группы: а) Обогащенная пиритом (Рис. 4.1 а, г и б) Полиметаллическая сульфидная (Рис. 4.1 д, е). Руда обогащенная пиритом является наиболее распространенным типом сульфидной минерализации месторождения Хамама. Совокупностью сульфидных минералов первичной руды являются пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, (с их оксидными эквивалентами: гематит, гетит, лимонит, цинкит, литаргит и куприт) с различными количествами киновари, арсенопирита, ковеллин, стибнита, энаргит, иодаргирит,

гринокит, акантит и тетраэдрит. Эти текстурные и минералогические особенности, характерны для руд полиметаллической сульфидной минерализации.

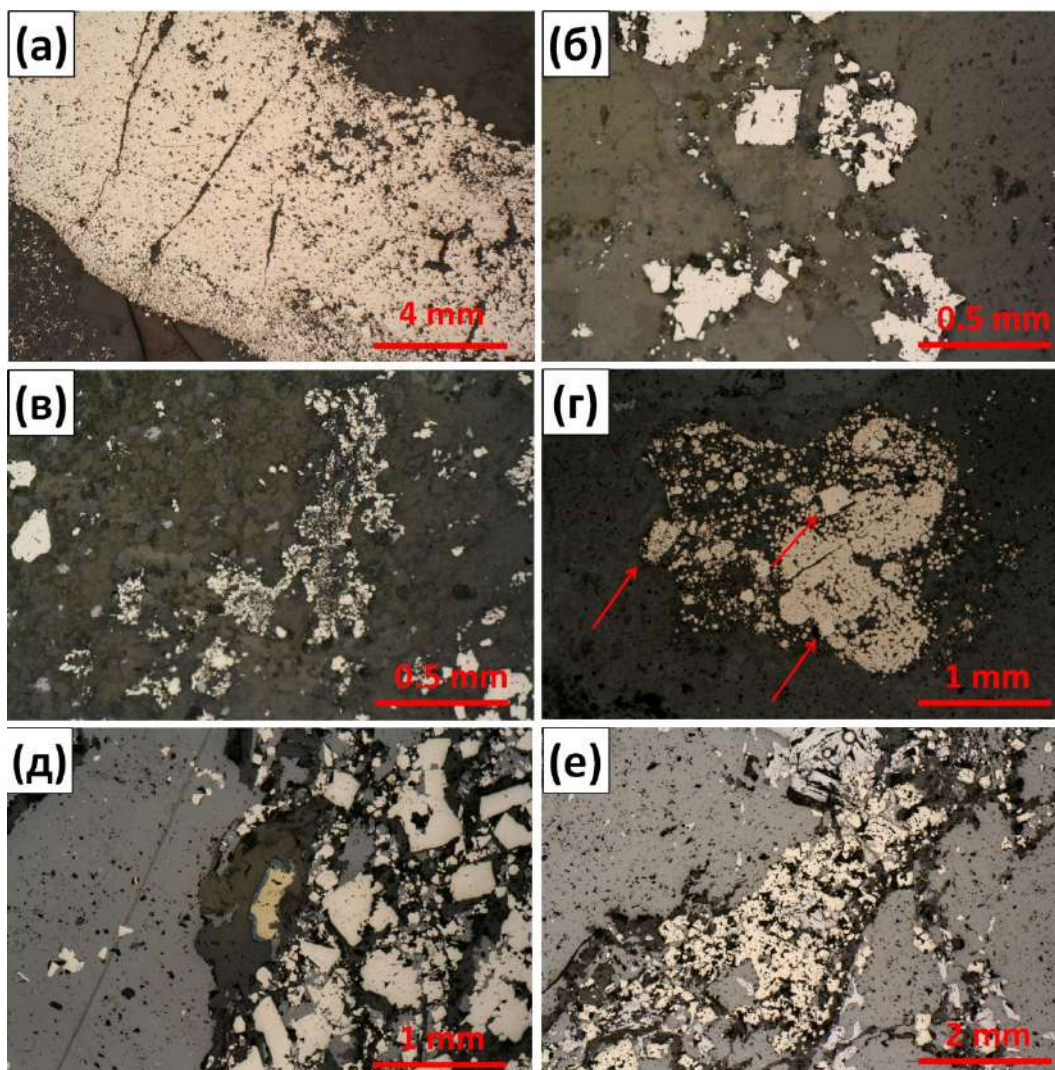


Рис. 4.1 Типы оруденения разной интенсивности:

прожилково – вкрапленные руды (а- г), и массивная руда (д, е). а) жилы тонких пиритов, вкрапленных в карбонатных слоях; б) распространение идиоморфного и деформированного пирита в кварц-карбонатной матрице; в) кластеры дендритового пирита в карбонатах; г) агломераты фрамбоидов пирита и идиоморфные кубики, показанные стрелками; д) полиметаллическая руда с преобладанием пирита и сфалерита и небольшого количества межзеренного галенита и халькопирита, окруженная ободком ковеллина; е) включение пирита и галенита с треугольными ямами в сфалерите.

Руды можно разделить на два типа: а) прожилково-вкрапленная, и б) массивная руда (например, образец АНА-072). Прожилково-вкрапленная руда состоит из 20% пирита, 2% сфалерита, 1,5% халькопирита, 0,5% галенита и 76% неметаллических минералов, содержащих в себе маломощные жилы руд, а также прослои слабоминерализованных (вкрапленных), а также пустых пород. Вкрапленная руда в большинстве случаев образуется из небольшого количества пирита, а другие сульфиды присутствуют в небольших количествах. Морфогенетические типы пирита различны,

такие как идиоморфные, изометрические, неправильные формы, скелетные, катакластические крупные дробленые зерна и фрамбоиды. Размер кластеров пирита колеблется от первой сотой части мм до нескольких мм. Массивная руда состоит из более чем 30% рудных минералов (Рис. 4.1 д, е). Сфалерит является основным рудным минералом в этом типе, за которым следуют пирит, халькопирит, галенит и дополнительные количества киновари, арсенопирита, энаргита, тетраэдрита, стибнита, гринокита, акантита и йодаргирита.

4.2 Текстуры руд и парагенезис

Процесс рудообразования был весьма сложным. Рудные текстуры показывают, что руды выявлены как гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматических процессов. Он включал два этапа -гидротермальная и гипергенная, которые разделены на четыре стадии (Рис. 4.2): предрудную, рудную стадию, пострудную стадию, а затем руда подверглась гипергенным процессам. Все эти стадии показаны ниже:

А) Предрудная стадия (кварц-пиритовая), представлена вкраплением рудных минералов сочетаются с вмещающими породообразующими минералами. Для этой стадии характерна минеральная ассоциация кварц-пиритовая с самородным золотом (Рис. 4.7 а). Минеральная ассоциация этой стадии представлен полевым шпатом, аморфным кремнеземом, кварцем, мелкозернистым пиритом (Py-0), редким галенитом, и сфалеритом. Минеральная ассоциация этой стадии сохраняется в основном в прожилковой зоне в туфах и метавулканитах. Наиболее распространенными текстурами являются пятнистая и вкрапленная (Рис. 3.20 в, е). Структура породы и идиоморфнозернистая (Рис. 4.4 д, Рис. 4.5 д). Кварц-пиритовой ассоциацией определяется свободная видимая форма золота месторождения, но в небольших количествах.

Б) Рудная стадия (галенит-сфалеритовая), включает в себя интенсивное осаждение рудных минералов с сопутствующими минералами редких металлов и редких земель, включающих в порядке убывания: пирит (Py-I), сфалерит, галенит и халькопирит (Csp-I), вторичный – пирротин, реже – арсенопирит, энаргит, гринокит, киноварь, акантит; нерудные минералы – хлорит, серицит, каолинит. Минеральное скопление этой стадии наблюдается в основном в массивной полиметаллической руде из глубоких буровых кернов Западной Хамамы. Наиболее высокие концентрации золота связаны с галенит-сфалеритовой ассоциацией в невидимой форме, пространственное положение которой отчетливо контролируется разрывами, ограничивающими группу тектонических блоков метавулканитов и их туфов. Наиболее распространенными текстурами являются массивная (Рис. 3.20 ж) и полосчатая. Структура породы аллотриморфнозернистая (Рис.

Г) Гипергенный этап, включает в себя образование вторичных минералов оксидов и карбонатов, таких как гематит, гетит, лимонит, акантит, цинкит, литаргит (глёт), малахит, сидерит, смитсонит, отавит, и англезит, с переосаждением самородного золота и т.д. Наиболее распространенными текстурами являются пятнистая, полосчатая (Рис. 3.20 а) и порошковатая. Структура породы фрамбоидальная (Рис. 5.4), концентрически-зональная (Рис. 4.3 б), сфериолитовая (Рис. 3.25 а), и разедания (Рис. 4.3 в).

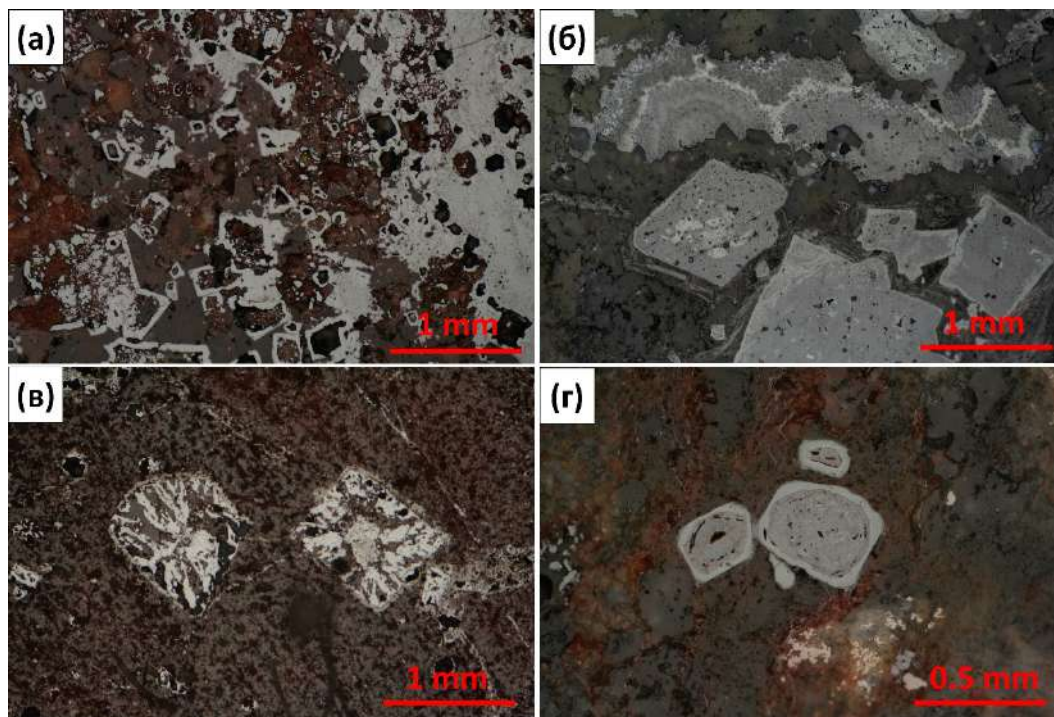


Рис. 4.3 Минеральные структуры гипергенной стадии:

а) продукты изменений сульфидных минерализаций с сохранением кубической формы пирита; б) окисленный пирит и коллоидная структура оксидов железа; в) остатки корродированного окисленного пирита в карбонатной глинистой матрице; г) кубики окисленного пирита, показывающие концентрически-зональная структура.

Текстурные отношения могут объяснить последовательность образования рудных и нерудных минералов. Точное время их образования сложно определить, но можно определить их последовательность кристаллизации. Другие минералы образуются как замещение или изменения рано сформировавшихся минералов. Ниже рассматриваются формирование различной генерации минералов на месторождении Хамама.

Пирит является основным сульфидным рудным минералом. Исследование полированных шлифов показало, что существует четыре генерации пирита в рудах:

а) *Пирит-0* представляет первичный хорошо кристаллизованный пирит в виде включений в раннем сфалерите и галените (Рис. 4.4 в, г, е) и встречается в основном в массивной руде.

б) *Пирит-I* составляет основную массу пирита. Эта генерация сформировалась рано из низкотемпературного гидротермального раствора. Его агрегаты обычно

сохраняют свою идиоморфную форму, чаще всего в виде крупных зерен размером до 1,5 мм. Зерна пирита-I содержат включения неметаллических минералов, часто крупные кристаллы измельчаются до мелкозернистых агрегатов (Рис. 4.4 а, Рис. 4.5 а, б, в, д, е). Иногда они содержат мелкие и средние включения сульфидов, главным образом галенита и сфалерит. Халькопирит, галенит, сфалерит частично замещают идиоморфные зерна пирита-I. Текстура замещения представлена тонким межзерновым ростом более поздних минералов, которые развиваются вдоль трещин в зернах пирита. Иногда пирит-I представлен вкрапленными агрегатами внутри сфалерита.

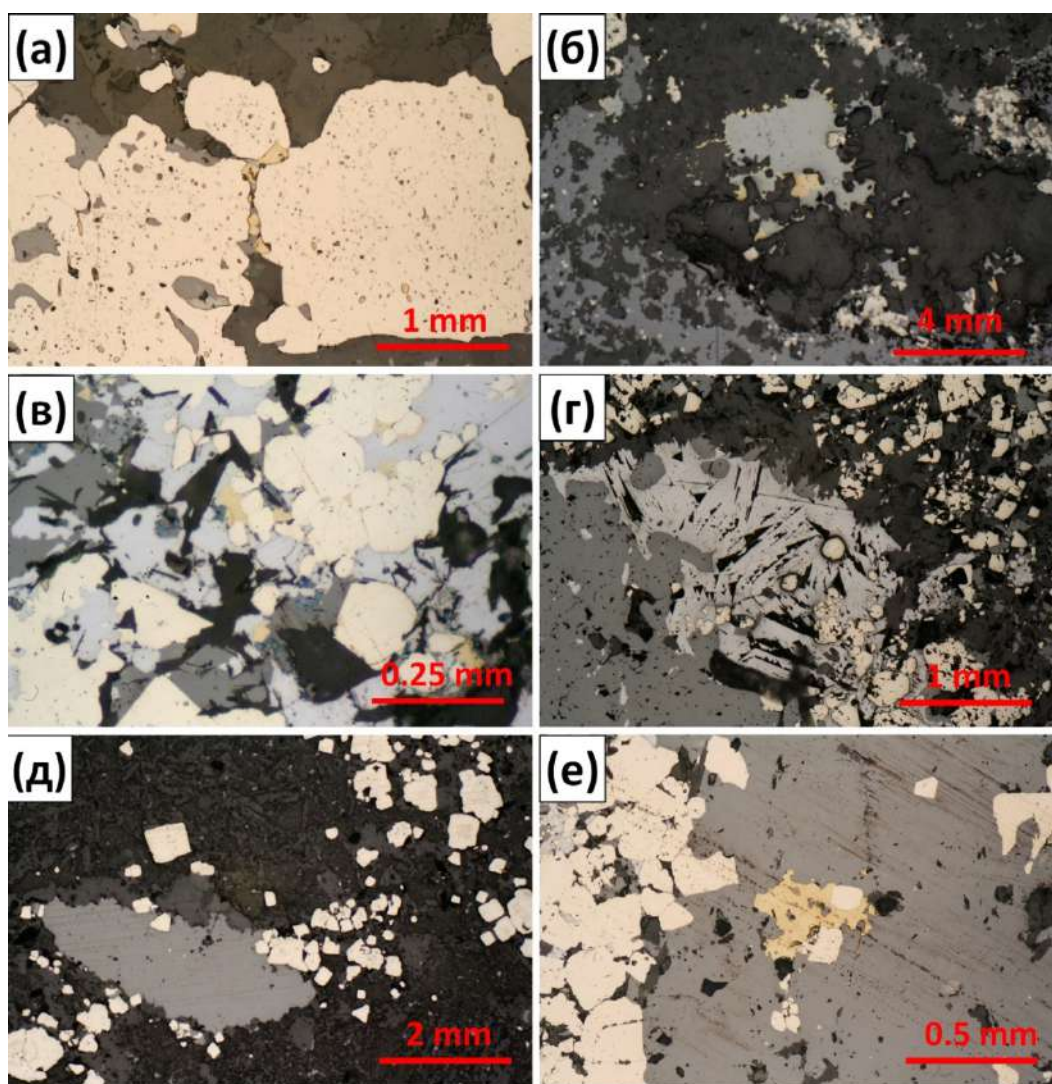


Рис. 4.4 Текстуры отношения рудных минералов:

а) заполнение халькопиритом (Сср-I) межзернового пространства пирита (Ру-I) и включениями сфалерита; б) тетраэдрит замещен халькопиритом (Сср-I) с образованием метасоматического края; в) включение пирита (Ру-0) и халькопирита (Сср-0) (частично замещенного ковеллином) в тетраэдрите и сфалерите; г) деформация галенита (Смятия) с треугольными ямами на внешней границе сфалерита с включением пирита (Ру-0); д) рассеянный пирит (Ру-II) вокруг сфалерита (Sph-II) и в кварц-карбонатной матрице; е) включение пирита (Ру-0) и халькопирита (Сср-0) в сфалерите.

в) Пирит-II представлен фрамбоидальным пиритом (образованным бактериальной восстановительной средой) и ограничен в основном зоной выщелачивания ниже зоны окисления. Диаметр фрамбоида 5–50 μm (в основном более 20 микрон), в то время как кластерный (композитный) фрамбоид превышает 200 μm . Индивидуальный фрамбоид состоит из кубов пирита микроразмера. Фрамбоидальные пириты показывают различную плотность, что связано с поздними диагенетическими процессами (Рис. 4.5 е, Рис. 5.4). Фрамбоидальный пирит присутствует в большом количестве во многих полированных шлифах, особенно в пирит-богатой руде. Фрамбоиды содержат мелкие примеси галенита, акантита, стибнита, халькопирита, теллура и самородного серебра.

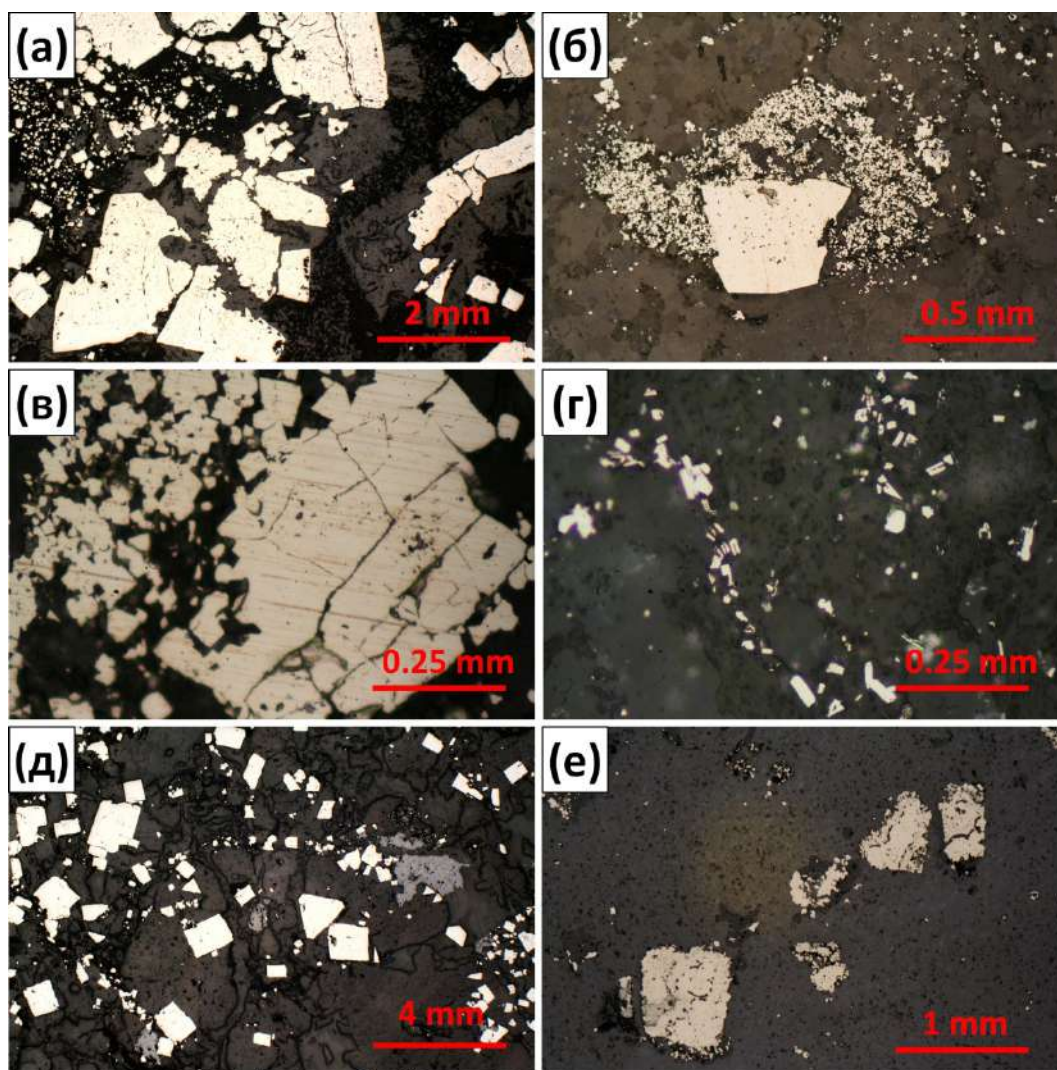


Рис. 4.5 Четыре генерации пирита:

а) разрушенный пирит (Py-I) с его мелкими обломками и мелкозернистым пиритом (Py-III) в карбонатах; б) скелетные зерна пирита (Py-III), разъедали куб первичного пирита (Py-I); в) дробление пирита (Py-I) вдоль плоскостей расщепления с образованием маленьких кубиков; г) мелкие скелетные зерна пирита (Py-III); д) мелкозернистый пирит (Py-III) и сфалерит в кварц карбонатной матрице, пирит (Py-I) внутри кварца; е) зарезервированные бактериальные гнезда фрамбоидальных пиритов, построенных на первичных кубах пирита (Py-I).

Фрамбоидальный пирит указывает на бактериальное происхождение в восстановительных средах, проходящих через различные железо-серные соединения (Folk 2005; Suits and Wilkin, 1998). Donald and Southam (2019) сообщают, что FeS осаждается на клеточных стенках бактерий, а (Posfai et al., 1998) показывает, что он образуется в клетках бактерий. Предполагается, что пиритовые фрамбоиды относительно быстро осаждаются в водных растворах, когда моносulfиды железа, становятся перенасыщенными (Raiswell, 1982; Passier et al., 1997). Как правило, фрамбоидальные пириты имеют низкое содержание золота, однако считается, что механизм бактериального действия играет важную роль в осаждении наночастиц золота (Konishi et al., 2007).

Существуют также скопления отдельных фрамбоидов, скрепленных металлическими и неметаллическими минералами (Рис. 5.4 г). Фрамбоиды подвергались многим процессам переработки, производя новые формы, включающие «атолловые», «кокардовые» и тонкие кольца пирита. Пиритовая атоллковая структура представляют собой тонкие кольца пирита или халькопирита вокруг грубого ядра минералов пустой породы, в основном карбонатов и кварца (Рис. 5.4 б). Атоллообразный пирит в большей степени связан с карбонатами, чем с кварцем, что указывает на то, что их образование было связано с поступлением щелочного раствора, который отвечает за осаждение карбонатов. England and Ostwald (1993) предположили, что структуры «атолла» получают позже из фрамбоидального пирита путем диагенетической трансформации. Внутри «атоллов» находятся мелкие примеси галенита и акантита (Рис. 5.4 б).

г) Пирит-III встречается в виде идиоморфных скелетных кристаллов без включений других минералов и трещин. Зерна пирита-III очень тонкие, от тысячных до сотых части миллиметра, образуют цепочки или равномерные вкрапления в рудах (Рис. 4.5 а, б, г, д). Пирит-III характеризуется большим разнообразием форм, в том числе скелетных, кубических, длинных призматических, и дендритовых. Эта поздняя генерация пирита ограничено главным образом продуктом изменения серицитовых полевых шпатов (Рис. 4.5 б), что указывает на то, что они образовались на стадии изменения. Раствор, образующий мелкие скелетные пириты, разъедал первичные пириты (Py-I), образуя коррозионные ободки (Рис. 4.5 б). Некоторые из этих мелких идиоморфных зерен пирита имеют зональный рост (Рис. 4.6 б).

Пирит записан не только в форме кубического кристалла, но и реже в додекаэдрической форме пирита. Кристаллографическая грань кристалла этой формы является шестигранной. Размер зёрен додекаэдрического пирита колеблется от 5 до 50 μm . Они могут быть единичными зонированными зёрнами или кластерами, сваренными другим позднее образовавшимся минералом, особенно халькопиритом (Рис. 4.6).

Пентагональный додекаэдр (пиритоэдр) габитус пирита типичны для средно-низкотемпературных, но интенсивно минерализованных зон при больших пересыщениях (Пшеничкин и Ананьев, 2015).

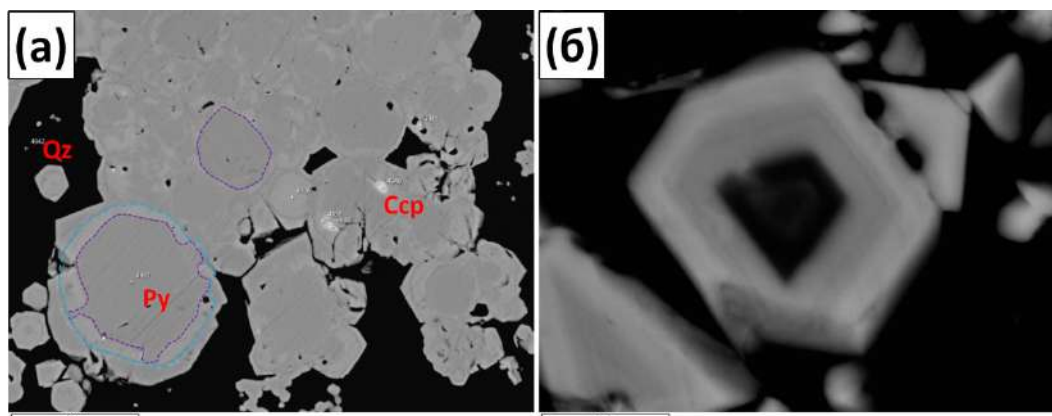


Рис. 4.6 канирующие электронные микроскопические изображения и EDX анализ показывают додекаэдрическую форму пирита:

а) уплотненные пиритогедральные (додекаэдрические) пириты, сваренные с халькопиритом; б) Ближайший вид на зонированный додекаэдрический пирит.

Сфалерит. В общем сфалерит обнаружен в подчиненном количестве, кроме как в массивной руде, может превышать 70%. Сфалерит встречается в виде сложных сростков «самостоятельных» ксеноморфных зерен или агрегатов (Рис. 4.4 д). Эти отдельные (Sph-II) зерна почти не содержат включений сульфидов и рудных минералов (образец АНА-071). Сфалерит имеет выющиеся границы, разъедаемые карбонатами. Он явно более ранний минерал, образовавшийся на первой стадии рудообразования. Сфалерит связан с пиритом, халькопиритом, тетраэдритом и галенитом в форме аллотриоморфных агрегатов, где его межзерновые пространства ограничены породообразующей матрицей. Характерной чертой раннего сфалерита (Sph-I) являются эмульсионные включения халькопирита. Размер таких включений редко превышает 0,1 мм.

Халькопирит встречается в виде ксеноморфных зерен в срастании с рудообразующими сульфидами и в виде эмульсиевидной вкрапленности в сфалерите, а также образует поздние прожилки в сфалерит-пиритовой ассоциации.

Халькопирит-0 наиболее часто встречается со сфалеритом в составе эмульсиевидных ксеноморфнозернистых скоплений, приуроченных к межзерновым пространствам пирита и заполняет в них трещины как сварка или просто пломбы (Рис. 4.4 в, е).

Халькопирит-I – это более поздние ксеноморфные скопления между зернами пирита или разрастание на сфалерите, свидетельствующие, что после отложения основной массы сфалерита, не прекратилось поступление меденосных рудообразующих растворов (Рис. 4.2 а, б).

Галенит встречается в виде включений и изогнутых прожилков внутри крупных зерен сфалерита (Рис. 4.4 г). Пространственные соотношения галенита с пиритом, и сфалеритом свидетельствуют о том, что накопление галенита началось позднее, но без временного перерыва в рудообразовании.

Золото в основном объединено в пирите, и в его окисленных продуктах в зоне окисления. Геохимическая карта распределения элементов в пирите показывают, что большая часть золота находится в виде наноразмерных включений золота иногда с серебром (Рис. 4.7 в, е). Часть золота в образцах неокисленной руды встречается в виде дискретных чешуек самородного золота (иногда с низким содержанием Ag) (Рис. 4.7 а).

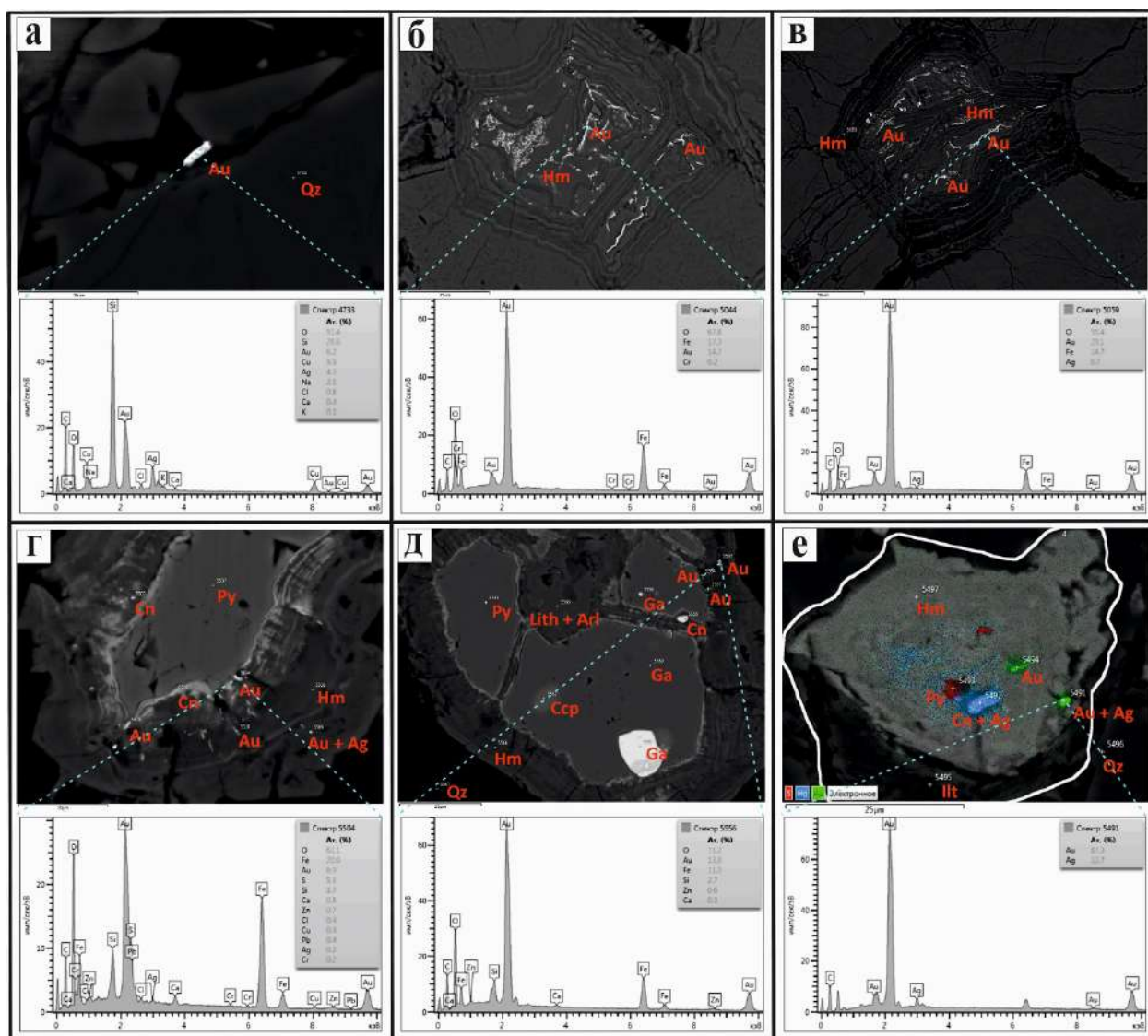


Рис. 4.7 Сканирующие электронные микроскопические изображения и EDX анализа для золота в зоне окисления:

а) золотые чешуйки между зернами кварца, (б, в) тонкие нити золота в трещинах и слоях окисления, (г, д) мелкие зерна золота вдоль границы между пиритовым реликтом и слоями окисления, е) геохимическая карта распределения элементов Au, Hg и S в окисленном пирите.

В окисленной руде золото повторно осаждали в виде тонких филаментов (Рис. 4.7 б, в) или микрозерен вдоль трещин окисленного пирита или на периферии пиритовых реликтов в ядре (Рис. 4.7 г, д). Около 60 % анализируемых золотых зерен по EDX содержат различные количества серебра, варьируется от 0 до 69 атомных %, при среднем содержании около 9 атомных%, что говорит о низком риске медленного плавающего Ag-богатого электрума. Самородное золото крайне редко встречается, размером от 5 до 30 μm (до 150 μm) (Рис. 4.7 а). Очевидно, что появление золота в железной шляпе было связано, главным образом, с выделением изоморфных наночастиц Au из сульфидов, а также с огрублением крошечных «невидимых» зёрн самородного золота во время эпигенетических гидротермальных изменений.

Серебро является широко распространенным драгоценным металлом в месторождениях Хамама. Оно встречается во многих фазах либо в форме самородного серебра (Рис. 4.8 а, в), либо в виде отдельных Ag-содержащих фаз, включая, акантит (Ag_2S) (Рис. 4.8 б, г), йодаргирит (AgI), и в качестве включения в большинстве сульфидов, включая пирит, халькопирит, энаргит, сфалерит и стибнит.

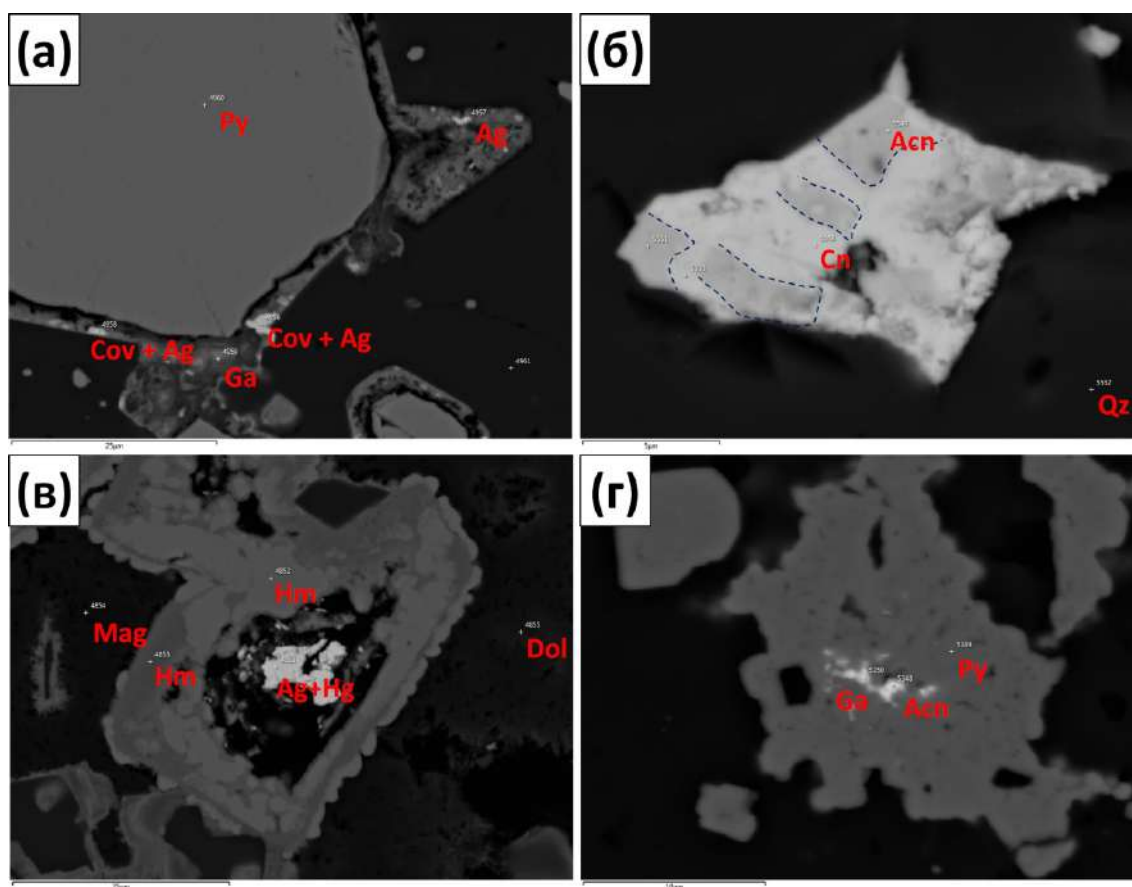


Рис. 4.8 Сканирующие электронные микроскопические изображения и EDX анализ для серебра: а) покрытия самородного серебра и ковеллина на кристалле пирита; б) двойниковые зерна акантита и киновари; в) ассоциация самородного серебра и ртути в ядре окисленного пирита; г) включение акантита и галенита в пирите.

Анализы EDX показывают, что серебро демонстрирует сильную связь с медьсодержащими сульфидными минералами, особенно халькопиритом и ковеллином. Серебро в некоторых шлифах наблюдается в сростках с киноварью (Рис. 4.8 б). Галенит является еще одним сульфидным минералом, который может содержать значительное количество Ag вместе с селеном (Se). Следует отметить, что образцы окисленной руды, которые содержат более высокое содержание свинца в цельной породе, также содержат высокое содержание серебра и золота (например, АНА-001, Н-14, Н-24).

Блѣклая руда (тетраэдрит) встречается в виде небольших ксеноморфных масс, межзеренных заполнителей или отдельных полосчатых масс в сфалерите (Рис. 4.4 б, в).

Нерудной массой являются в основном хлорит, серицит, полевошпатовые, кварцевые метасоматически измененные породы, карбонаты, и в единичном случае, с включениями талька. Карбонаты на месторождении относятся к числу главных нерудных минералов. Они постоянно встречаются в вмещающих измененных породах и в поздних прожилках. Встречаются различные формы выделения карбонатов: прожилки, гнезда и скопления разнообразной формы. Образуется как в виде самостоятельных образований, так и в сростаниях с пиритом, кварцем, слюдой (серицитом). Как правило, образуется с поздними минералами и пересекает более ранние.

Второе защищаемое положение

Эндогенные руды месторождения Хамама принадлежат к гидротермально-метасоматической золотосодержащей колчеданно-полиметаллической формации. Формирование руд проходило не менее, чем в три стадии минерализации: 1 – кварц-пиритовую, 2 – галенит-сфалеритовую и 3 – карбонат-баритовую. В результате процессов гипергенного обогащения, наночастицы золото в кристаллической решетке пирита освобождались и сконцентрировали вдоль трещин, между зонами окисления или осажжены вдоль границы между реликтовыми ядрами пирита и окислительным ободком.

5 Вертикальная зональность месторождения Хамама

В строении месторождения Хамама выделяются несколько подзон по минералогическим и геохимическим характеристикам. Вслед за В. И. Смирновым (Смирнов, 1955), нами выделены 4 основные зоны изменений на месторождении Хамама (сверху-вниз) (Рис. 5.1): а) зона окисления (полного окисления, железная шляпа или госсан); б) зона выщелачивания (сыпучие руды); в) зона вторичного обогащения; и г) зона первичного оруденения. Наблюдения были выполнены на репрезентативных образцах из естественных обнажений и образцах кернов алмазного бурения из района Хамама. Мы отобрали образцы из кернов буровых скважин, представляющие каждый рудный интервал. Определяющие границы между каждым интервалом не могут быть точно определены, но мы дадим приблизительные пределы глубины каждой зоны на основе данных геохимического опробования элементов и минералогических исследований.

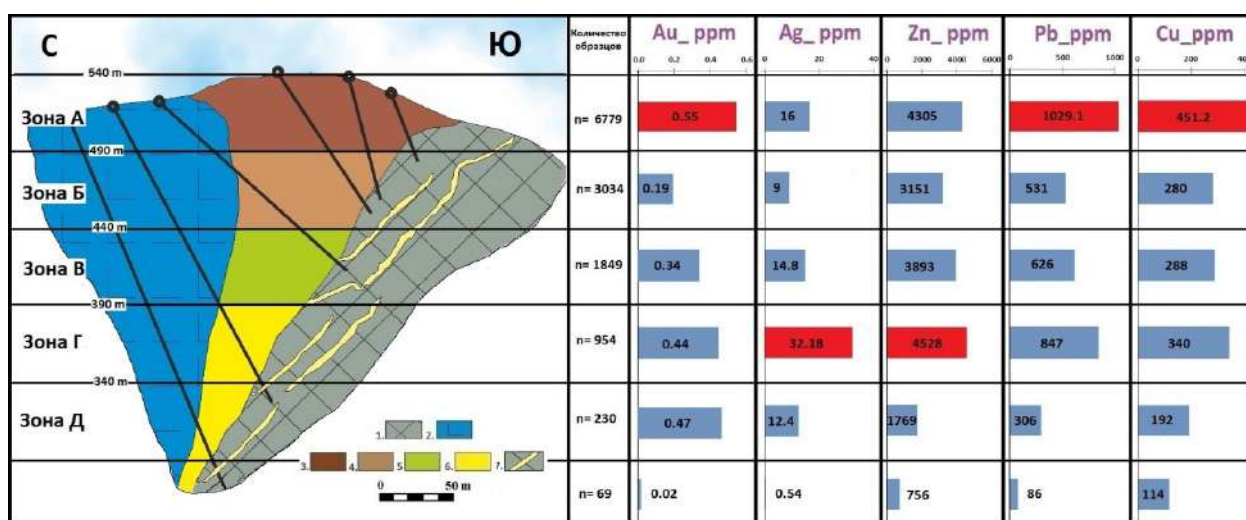


Рис. 5.1 Схематическое поперечное сечение участка Западная Хамама, показывающее вертикальную зональность по модели (Смирнов, 1955) и концентрация элементов в каждой зоне. Легенда: 1. Вулканокластические породы; 2. Метавулканыты; 3. Железная шляпа (Госсан); 4. Зона выщелачивания; 5. Зона вторичного обогащения; 6. Первичная руда; 7. Зоны изменения.

5.1 Зона окисления - госсан (от 0 до 35 м)

Согласно предыдущим сообщениям из программ бурения, проводимых в этом районе, зона окисления простирается под поверхностью до средней глубины около 35 м (Aton Resources, 2016). В районе разломов и на высоких отметках может достигать 50 м.

Месторождение подверглось интенсивным процессам физического выветривания. Пустынный район Хамама характеризуется аридным климатом, где отсутствует сплошной почвенно-растительный покров. В этой связи кислород насыщает грунтовые воды. В

результате чего образуется окислительный барьер, что привело к обогащению одними элементами и истощению другими, в соответствии с их физико-химическими свойствами, особенно растворимостью, сопровождающуюся глубокими минералогическими изменениями. Таким образом, руды на поверхности месторождения характеризуются рыхлой текстурой, обусловленной процессами гипергенного выщелачивания и иногда сохраняются фрагменты «губок» пиритового и сфалерит-пиритового состава.

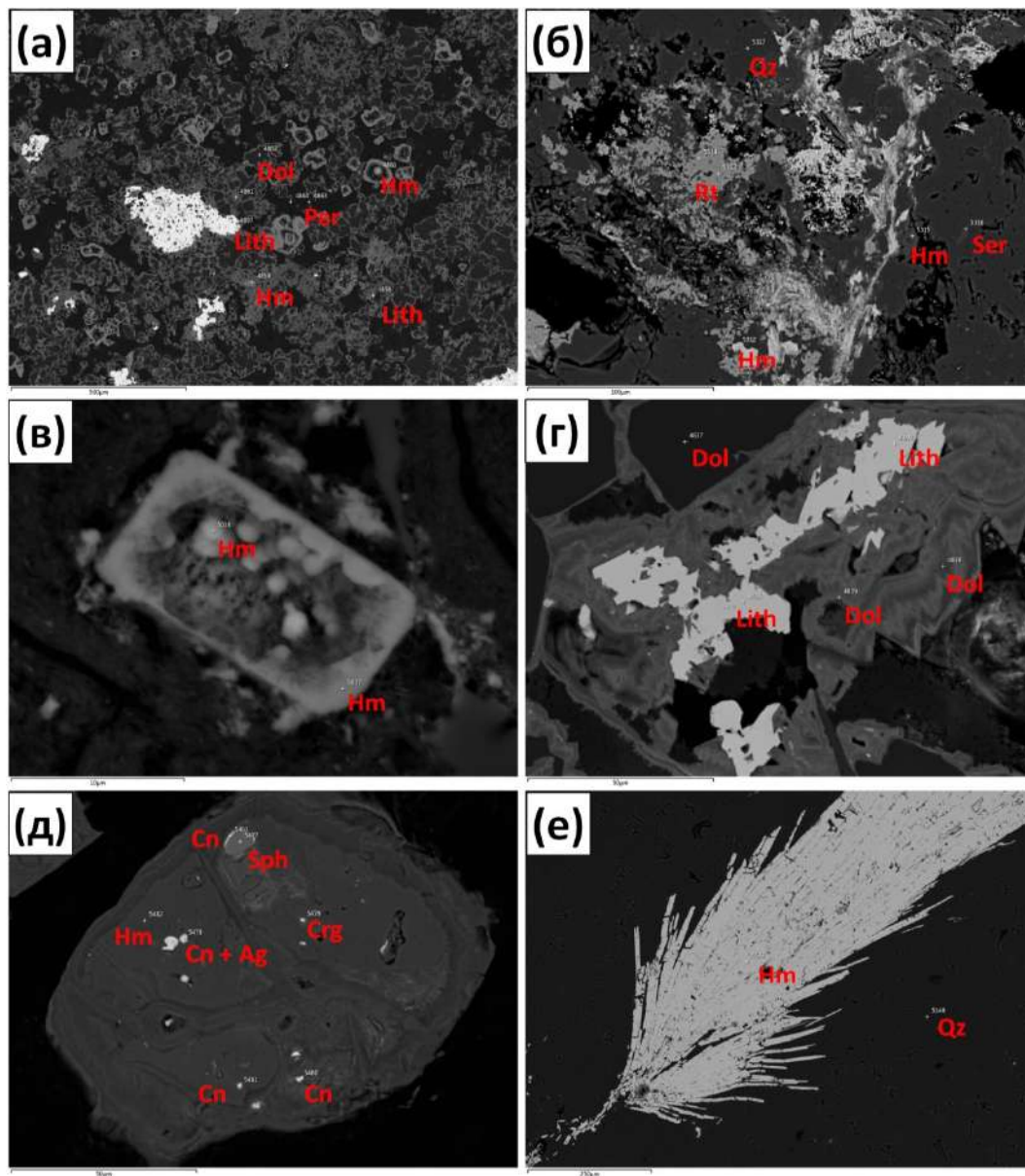


Рис. 5.2 Минералогические особенности руды зоны окисления:

а) продукты окисления руды, в том числе гематит, периклаз (MgO), литаргит (PbO), цинкит (ZnO) с доломитом; б) пятна рутила (TiO_2), гематита и глинистых минералов окисленной руды, в) окисленное зерно пирита, занятое фрамбоидальными бактериальными колониями; г) заполнение глетом в полостях в доломите; д) гематит (в виде кристаллов пирита), содержащий включения киновари, сфалерита и серебра; е) перообразная форма железного блеска.

В зоне окисления пирит окислялся на оксиды и гидроксиды железа в виде гематита, гетита и лимонита с сохранением контура первоначальной кубической формы (Рис. 5.2 а,

в, д). Поскольку пирит более устойчив к выветриванию, он оставил некоторые реликты с окисленным ободком гематита (Рис. 4.7 г). Сильно переработанные пириты рекристаллизуется в форму железного блеска (Рис. 5.2 е). Сфалерит превращается в оксиды цинка (цинкит, ZnO), карбонаты (смитсонит, $ZnCO_3$) гидроксиды и соли цинка, которые сложно идентифицировать под микроскопом. Другие оксидные эквиваленты первичной руды включают в себя: литаргит или «глёт» (PbO), куприт (Cu_2O), арсенолит (As_2O_3) и др.

Общая минеральная ассоциация зоны окисления может быть описана как гематит-лимонит-гетит-кварцевая, несущая Au-Ag оруденение с обильным баритом. Изобилие гематита по сравнению с гетитом и лимонитом изменчиво, но обычно гематит намного больше, чем гетита и лимонита. Глинистые минералы встречаются между слоями гематитовых пятен (Рис. 5.2 б) и развиваются над ядрами нерудных минералов и заполняя пустот. Внешние края этих агрегатов всегда состоят из гематита, вероятно из-за дегидратации гетитовых фаз (Capitán et al., 2003).

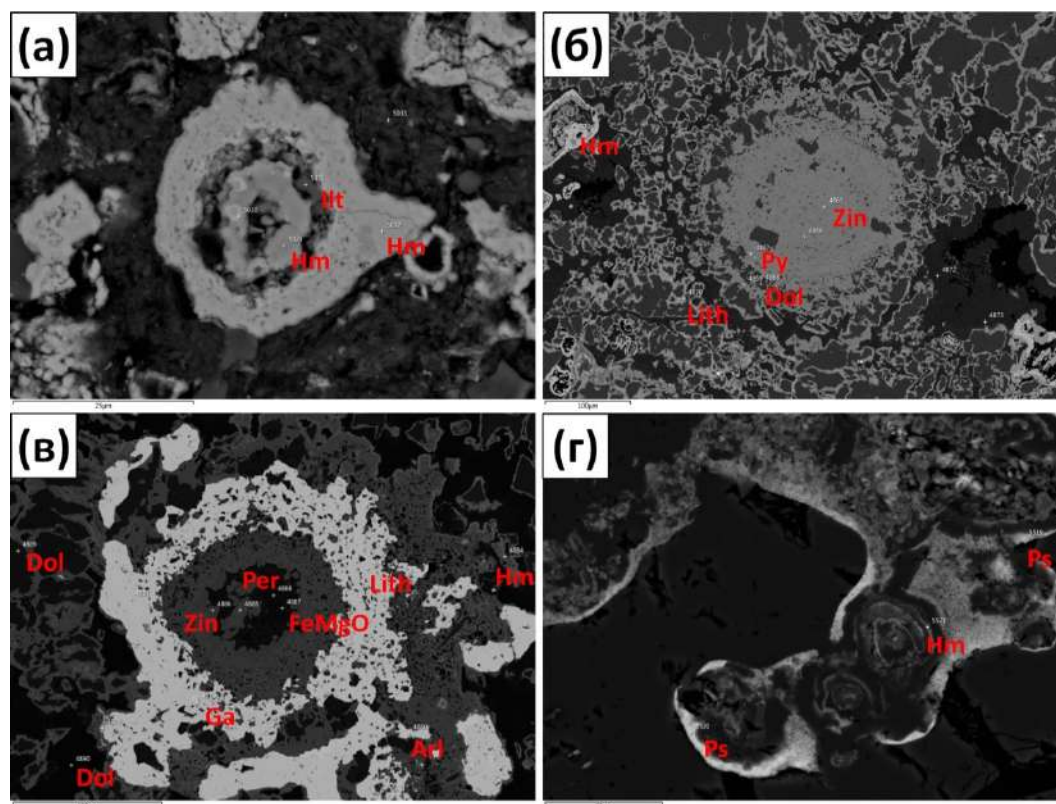


Рис. 5.3 Структуры переработанной руды (карбонаты, глинистые минералы, оксиды и сульфиды) в зоне окисления:

а) сферолит с последовательными слоями глинистых минералов (иллит) и гематита; б) сферолит с крупным ядром из цинкита и последовательными слоями доломита и цинкита; в) сферолит с ядром из доломита, за которым следуют цинкит (ZnO), затем литаргит (глёт) (PbO) и внешний край гематита и доломита; г) сферолиты с альтернативными слоями гематита и пиролюзита.

Карбонаты и окисленные сульфидные минералы подвергались диагенетическим процессам, привело к образованию некоторых вторичных осадочных структур выраженным в коллофорной, кокардовой и сферолитовой структурах. Также большинство кальцита был превращен в доломит путем доломитизации. Крупные (до 20 мм) зональные доломитовые ромбы наблюдались (Рис. 3.25 д) в ядре доломитовых жил в базальтовых метавулканитах. Некоторые карбонаты реагировали с Zn в коллоидном растворе при образовании этих текстур. Глинистые минералы представляют собой основной компонент зоны окисления, образовавшейся в результате выветривания силикатных минералов, вмещающих вулканических пород.

Отличительной чертой этой зоны является наличие ритмически наложенных и концентрических структур. Некоторые концентрические структуры состоят из карбонатов (доломита) или гематита (окисленного пирита) в ядерной части и внешнего обода из литаргита (Рис. 5.3 а) или гематита (Рис. 5.3 в), в то время как другие сфероиды состоят из альтернативных оболочек цинкита (окисленного сфалерита) с доломитом и ядра, состоящего из нерудных минералов (Рис. 5.3 б, в). Предполагается, что эти структуры были сформированы путем быстрой кристаллизации из низкотемпературного сульфидного геля. Часто отмечается, что окисленные кубы идиоморфного пирита растрескивались и по трещинам заполнялись единичными и сложными сфероидальными бактериальными единицами (Рис. 5.2 в). Барит является распространенным аксессуарным минералом, особенно в частично окисленной руде. Часто барит содержит включения акантита. Обилие фрагментов барита делает опознание зерен драгоценных металлов крайне затруднительным под сканирующим электронным микроскопом, из-за их высокой способности отражать электроны, такие как золото. Выявляется тесная связь между баритом и серебром.

Важной особенностью «железной шляпы» является то, что она содержит обильные зерна и чешуйки золота. Золото связано с окисленными слоями пирита или тонкого гетита, образующими богатые кластеры, которые, немного богаты Ag. Хотя золото было обнаружено с помощью ICP-MS анализа в значительных количествах в ядрах колчеданной руды (до 22 г/т), однако, в исследуемых шлифах из буровых скважин было мало обнаружено визуальных зерен золота. Основная причина заключается в том, что золото объединяется в решетке пирита и других сульфидных минералов в виде наноразмерных включений, как показано на геохимической карте (Рис. 4.7 е) в окисленном пирите. Эти наночастицы были сконцентрированы вдоль трещин (Рис. 4.7 г, д), между зонами окисления (Рис. 4.7 б, в) или осаждены вдоль границы между реликтовыми ядрами пирита и окислительным ободком (Рис. 4.7 д). Самородное золото

имеет вид тонких нитей (шириной 0,5 $\mu\text{м}$ и длиной до 25 $\mu\text{м}$) или очень тонких округлых зерен; размер их зерен составляет от 2 до 10 $\mu\text{м}$.

Помимо крупного объема и простоты извлечения металлов, зона окисления содержит лучшие средние содержания золота (0,55 г/т), свинца (1 029 г/т) и меди (451 г/т). Средняя концентрация золота в зоне окисления выше, чем среднее содержание самой руды в 1,3 раза, что подтверждает его гипергенное обогащение при окислении. Кроме того, Статистика показывает, что верхний 10-метровый интервал поверхности месторождения Хамама показывает отличные содержания большинства металлов- самые высокие концентрации металлов Au (0,61 г / т) и с нормальными значениями Cu (524 г/т), Pb (1 227 г/т) и Zn (4 929 г/т), но низким значением Ag (14,4 г/т) (Таблица 6.3). В целом зона окисления обогащена Au, Cu, Fe, Sb, As и Hg. С другой стороны, зона окисления обеднена серой S, Ag, Te, V, Co, Cr и Ni, из-за их высокой растворимости при окислении.

5.2 Зона выщелачивания (от 35 до 85 м)

Минеральная ассоциация этой зоны в основном богата пиритом с низким содержанием сфалерита и минералов меди. Пирит в этой зоне наблюдается в двух формах с переходной смешанной формой между ними. Первая представлена идиоморфными кубическими кристаллами с интенсивной трещиноватостью. Вторая является основной формой, представленной фрамбоидальным пиритом (Рис. 5.4 а, в, г). Переходная форма представлена кубиками пирита с вытравленным краем бактериями для строительства новых растущих фрамбоидов (Рис. 4.5 е).

Фрамбоиды ограничены этой зоной и верхней зоной окисления, а в первичной рудной зоне они отсутствуют. В зоне окисления они интенсивно окисляются и преобразуются в коломорфную массу (Рис. 5.3 г). Эти фрамбоиды образуются за счет переработки первичных крупнозернистых пиритов бактериями в восстановительной среде, при низких температурах. Rickard and Luther III, (1997) показал, что пирит образуется в виде чрезмерного роста и зародышеобразования и растет на ранее образованном пирите в бескислородных системах. Температуры образования фрамбоидов значительно различаются, но большинство фрамбоидов находятся. Halbach et al. (1993) определил температуру образования фрамбоидального пирита в гидротермальной системе в диапазоне 150 – 210° C.

Сканирующая электронная микроскопия показывает сохранившиеся гнезда этих бактерий, построенных на первичных пиритах (Рис. 5.5). Это условие позволило бактериям приобретать только низкотемпературные компоненты из раствора, что выражалось в тонком включении тетраэдрита и Ag-Te (Рис. 5.4 а). Барит является

распространенным второстепенным минералом, особенно в этой зоне. Карбонаты в основном доломитовые и мелкозернистые.

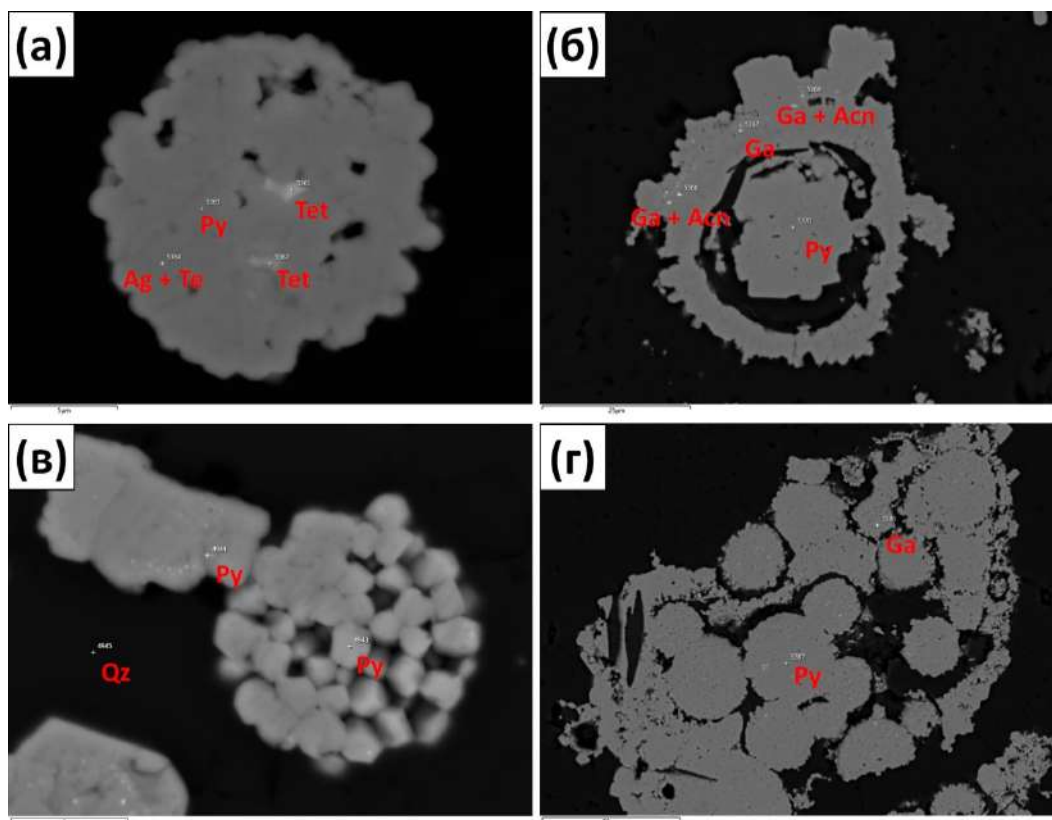


Рис. 5.4 Сканирующие электронные микроскопические изображения и EDX анализ показывают разновидности фрамбOIDов:

а) фрамбOID пирита (Py.) с тонкими включениями тетраэдрита (Tet.), самородного теллура (Te), и серебра (Ag); б) фрамбOIDальный пирит, заросший атоллоподобным пиритом вокруг идиоморфного пирита; в) Ближайший вид на фрамбOID, показывающий регулярное распределение очень мелких кубиков пирита (размером 1 микрон) в последовательных оболочках; г) скопление пиритовых фрамбOIDов, окруженных более поздними оболочками фрамбOIDальных композитов.

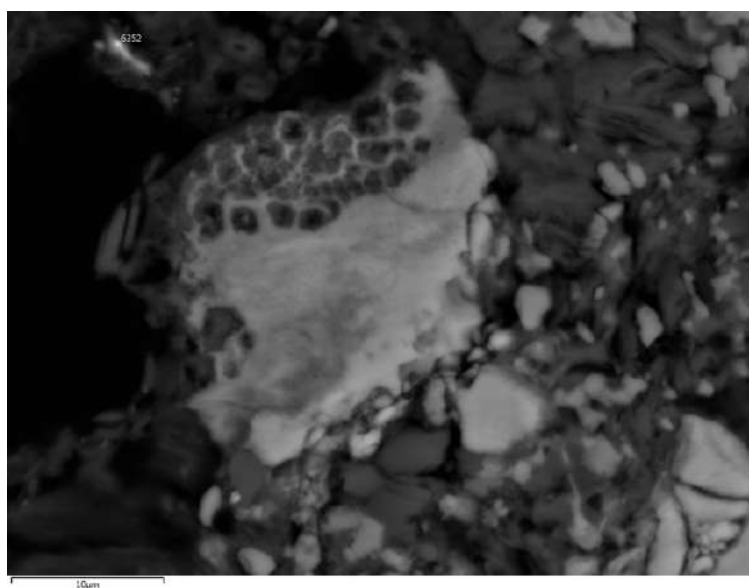


Рис. 5.5 Сканирующее электронное микроскопическое изображение показывает сохраненные гнезда фрамбOIDальных бактерий, построенных на первичных кубиках пиритов.

Зона выщелачивания характеризуется резким истощением содержания металла, где концентрация Au снижается с 0,55 до 0,19 г/т, а Ag уменьшается с 16 до 9 г/т (Рис. 5.1). Кроме того, зона выщелачивания имеет меньшую концентрацию свинца, примерно в половину от зоны окисления. Средняя концентрация меди снижается с 451 до 280 г/т. Содержание Sb также снижается с 1 274 г/т (образец АНА-001 на глубине 22 м) до менее чем 1 г/т (образец АНА-066В, на глубине 61 м). Элементы Zn, As и Hg показывают небольшое снижение, в то время как Cd показывает наоборот – увеличение.

5.3 Зона вторичного обогащения (от 85 до 135 м)

Эта зона характеризуется обилием текстур обрастания (Рис. 5.6 а) и замещения вторичной сульфидной минерализацией, включая сульфидные минералы меди (Рис. 5.6 а, б, в), такие как ковеллин (Рис. 5.6 а), халькозин и борнит. Халькопирит распространен более широко, чем в зонах окисления и выщелачивания. Небольшое количество сфалерита и галенита можно найти в виде включения в карбонатную матрицу или в массивных пиритовых массах (Рис. 5.6 б, в). Мелкие включения галенита, энаргита, киновари и теллура распространены в пирите (Рис. 5.6 а, г).

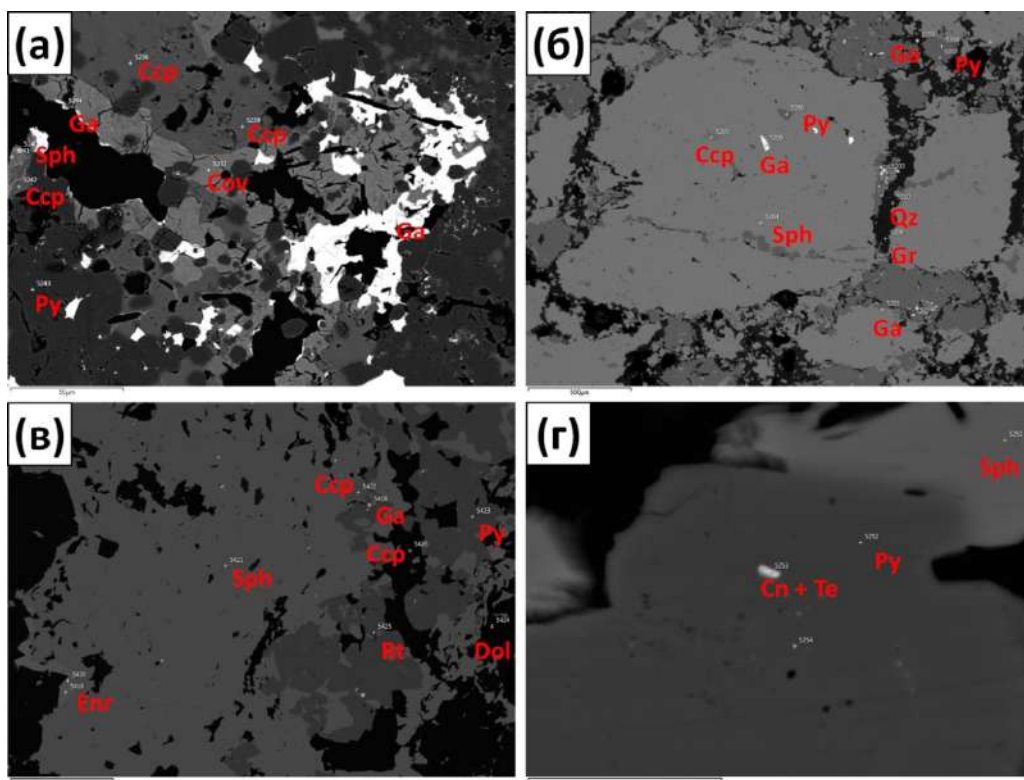


Рис. 5.6 Сканирующие электронные микроскопические изображения и EDX анализ показывают минералогические особенности руд зоны вторичного обогащения:

а) зональное распределение галенита, ковеллина и халькопирита; б) сфалерит с включениями пирита, халькопирита и галенита, и внешние реакционные ободки ковеллина, заполняющего промежутки между сфалеритом и кварцем; в) сфалерит с включениями энаргита, стибнита, акантита и пирит, на границе последнего фиксируются включения рутила; г) мелкие включения теллура и киновари в пирите.

Карбонаты этой зоны существуют в основном в двух генерациях, первая из которых представляет собой доломитовую массу, содержащую пирит и кварц. Вторая – представлена вторичными жилами кальцита, которые секут силикатные минералы, пиритовые жилы и более раннюю карбонатную матрицу. Во многих прозрачных полированных шлифах наблюдалось растворение силикатов (кварца и туфов) более поздним щелочным раствором с осаждением карбонатов. Также гидротермальный раствор образует реакционный ободок с карбонатами и силикатами в полостях.

Отмечено, что в этой зоне содержание всех металлов очень близко к общему среднему значению по месторождению. В образцах из зоны вторичного обогащения присутствуют в основном полиметаллические, представленные в основном сфалеритом, пиритом, халькопиритом, галенитом и т.д. (образцы: АНА-004b, АНА-071, АНА-072). Они характеризуются высокими средними концентрациями Zn (3893 г/т), Pb (626 г/т), As (500 г/т), Cd (400 г/т), Hg (150 г/т), Ag (15 г/т) и Au (0,34 г/т) (Рис. 5.1). Кроме того, они содержат массивные сульфидные конкреции, "подчиняющиеся геохимическому индексу ($Zn + Cu + Pb > 5\%$)", но содержат наивысшее содержание золота и серебра (около 2 г/т и 95 г/т, соответственно). Эти массивные конкреции обнаруживаются в образцах керна, в основном в зоне вторичного обогащения и в верхней части первичной рудной зоны, особенно из Западной Хамаме (Рис. 3.20 ж), то есть на интервале (340 – 440 м).

5.4 Зона первичного оруденения (глубже 135 м)

Результаты буровых проектов, выполненных компанией "Aton resources" и предыдущими компаниями, подтверждено, что кварц-карбонатное тело простирается на глубину более 250 метров. Неокисленные сульфидные руды в районе Хамама локализованы в пачке мраморизованных кварц-карбонатов (Рис. 3.20 е, ж, з). Исследованные керны показывают что, объем сульфидной минерализации в этой зоне, составляет от 5% до 30% (Рис. 3.20 в, г, е, з). В некоторых глубоких буровых кернах встречены массивные руды с суммарным содержанием сульфидов до 60%.

Основные рудообразующие минералы – пирит и сфалерит при подчиненном распространении галенита (Рис. 5.7 а). Второстепенные – пирротин, реже халькопирит, редкие – арсенопирит и энаргит (Рис. 5.7 в). Среди нерудных минералов наиболее распространены кварц, кальцит, доломит, барит и тальк. Присутствуют серицит, хлорит, плагиоклаз, сидерит и гранат (пироп). Карбонаты в целом распространены значительно, особенно доломит (основной карбонатный минерал) (Рис. 5.7 г).

Глубинный интервал первичной зоны определить затруднительно, однако мы оцениваем не выше 80 м от поверхности, мы считали это глубже 135 м. Образцы

первичной руды обогащены пиритом и сфалеритом больше, чем медными минералами. Они состоят в среднем из 30% преобладающего кварца с аморфным кремнеземом, 25% доломита, 20% пирита, 10% кальцита, 10% других сульфидов и 5% полевого шпата.

По текстуре выделяют руды массивные, пятнистые и брекчиевидные, а также прожилковые, вкрапленные штокверки, и полосчатые со значительным содержанием нерудных минералов (Рис. 3.20). Массивная руда сосредоточена в основном в скважинах Западной Хамамы.

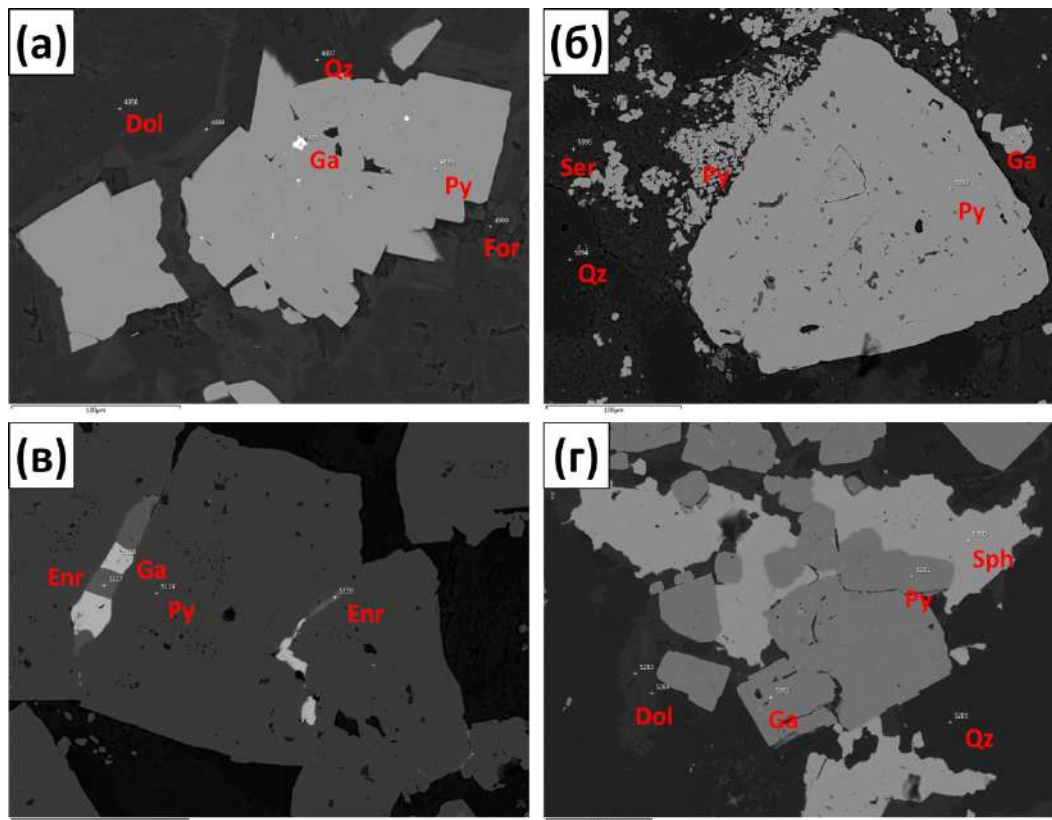


Рис. 5.7 Сканирующие электронные микроскопические изображения и EDX анализ показывают минералогические особенности руды зоны первичного оруденения:

а) идиоморфный пирит с тонким включением галенита в массе доломита и кварца; б) крупнозернистый пирит, корродированный мелкозернистым новообразованным пиритом; в) межзерновое заполнение энаргита и галенита между пиритами; г) ассоциация аллотриморфного сфалерита и идиоморфного пирита.

Установлена более поздняя карбонатизация по отношению к кварцу. В большинстве образцов керна карбонаты существуют в виде жил кальцита и доломита, которые секут силикатную массу (Рис. 3.24 г) и более ранний карбонат (Рис. 3.24 д). Также гидротермальный раствор образует реакционный обод с карбонатами и силикатами в полостях (Рис. 3.23 а). Реликты кварца с корродированными краями часто встречаются в тонкой карбонатной матрице. Во многих прозрачных полированных шлифах наблюдается растворение силикатов (кварца и туфов) высоко щелочными растворами с последующей карбонатной цементацией по следующей реакции (Utenkov et al., 2003): $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} +$

$\text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{H}^+$. Также гидротермальный раствор образует реакционный ободок с карбонатами и силикатами в полостях. Колчеданные руды на большой глубине весьма разнообразны. В результате карбонатные растворы являлись наиболее реакционными ошелачивающими растворами. Доломитизация является также установленным процессом в этой руде. Хорошо кристаллизованные доломитовые ромбы наблюдаются в шлифах. Оруденение в доломитизированных карбонатах сопровождается оталькованием и окварцеванием (Блинов, 2016).

Акцессорный рутил и вторичный ковеллин развиты внутри пирита. Ковеллин образуется в качестве внешнего ободка и заполнения в халькопирите. Неметаллические минералы состоят в основном из кварца, доломита (основного карбонатного минерала) и кальцита с небольшим количеством калиевого полевого шпата, и барита.

Микроскопически образцы из зоны первичного оруденения богаты пиритом, где пирит является основным компонентом сульфидной минерализации. Эта зона содержит самое высокое среднее содержание Ag (20,1 г/т), при этом варьируя от 0,1 до 2 910 г/т. Золото показывает среднее значение 0,38 г/т, варьируя от 0 до 12,9 г/т. Среднее значение Zn составляет (3 932 г/т), в диапазоне от 34 г/т до 12 100 г/т, Cu (297 г/т) и Pb (660 г/т). Ширина этой рудной зоны и содержание металлов уменьшаются сверху-вниз.

Третье защищаемое положение

В вертикальном строении месторождения Хамама выделяются четыре зоны (сверху-вниз) отличающиеся по минералогическим и геохимическим характеристикам: а) зона окисления (железная шляпа или госсан); б) зона выщелачивания; в) зона вторичного обогащения и г) зона первичного оруденения.

6 Геохимия и статистические параметры распределения элементов в руде

В этой главе, изложены результаты геохимических исследований по следующим направлениям: 1 – определение геохимического состава руд; 2 – определение геохимического типа минерализации; 3 – определение форм существования золота, серебра, и цветных металлов; 4 – корреляционные отношения между различными рудными металлами, макроэлементами, и основными оксидами в руде; 5 – оценку рудных интервалов и участков месторождения; и 6 – оценку качества и сортность руд.

6.1 Геохимическая классификация минерализации

Первичная руда месторождения Хамама показывает минералогические характеристики раздробленных и карбонизированных колчеданных месторождений, которые обсуждались в предыдущем разделе. В ранних работах (Abd El-Rahman et al., 2015; Aton Resources, 2018), Хамама рассматривался как месторождение «вулканических массивных сульфидов» (VMS). Термин «колчеданное месторождение» почти не используется в английском языке, его скорее можно перевести как «пиритовые месторождения». Тем не менее, большинство исследователей используют термин «вулканические массивные сульфиды» (VMS), при переводе колчеданных месторождений, независимо от большой разницы в содержании железа, золота, и серебра (Herrington et al., 2005; Maslennikov et al., 2013; Melekestseva et al., 2013). Термин «колчеданное месторождение» впервые был установлен Заварицким Н. А. на месторождениях Урала (Zavaritskiy, 1936; Zavaritsky, 1943). Эта группа месторождений включает отложения массивных сульфидов железа, меди и часто цинка с незначительными количествами нерудных минералов, ограниченных вулканогенными последовательностями геосинклиналей и до их метаморфизма. Месторождения колчеданных руд можно разделить на четыре основных типов по преобладающему составу: а) пирит; б) халькопирит; в) пирит-медно-цинк и г) пирит-полиметаллический (Tvalchrelidze, 1980).

Статистическое исследование на базе данных (Aton Resources) показывают, что среднее содержание основного металла ($Zn + Pb + Cu$ %) составляет около 0,5%, а только 1,7% проанализированных образцов содержат более 5% основного металла. Эти значения в 10 раз меньше, чем среднее содержание провинций VMS (1,4% Cu, 2,9% Zn, 0,7% Pb, 30 ppm и 0,5 ppm Au), представленное (Ohmoto, 1996). С другой стороны, средний мас. %

Fe_2O_3 в первичной руде составляет около 13% (т.е. $\text{Fe} = 9,1\%$), с более высоким значением в зоне окисления (26,7 мас.%). Исходя из этого, месторождение Хамама может быть классифицировано как вулканическое полу-массивное сульфидное месторождение из-за его низкого содержания Au, Ag и основного металла и низкого отношения ($\text{Au ppm} / \text{Zn} + \text{Cu} + \text{Pb}\% = 0,77$), в результате его раздроблении и последующей цементации кварц-карбонатными цементами.

Различные диаграммы для классификации VMS были использованы для определения тип руд месторождения Хамама. Судя по содержанию золота, серебра и цветных металлов ($\text{Cu} + \text{Zn} + \text{Pb}$) большинство образцов руды ($> 70\%$) относятся к месторождениям цветных металлов (Рис. 6.1 а), а не к золотоносными месторождениям (Hannington et al., 1999; Poulsen and Hannington, 1995; Poulsen, 2000). Однако некоторые образцы руды попадают в область золотоносных месторождений из-за относительно высокого содержания серебра, а не содержания золота. При этом средняя точка попадает в области месторождений цветных металлов.

На трехкомпонентной диаграмме (Large, 1992) большинство ($> 70\%$) образцов относятся к ассоциации Zn–Pb–Cu, около 20% заполняют поле типа Zn–Cu, остальная часть заполняет поле типа Pb с небольшим количеством образцов попадают в тип Cu (Рис. 6.1 б). Низкое отношение Cu / Zn (1:12) и Pb / Zn (1:6) месторождения Хамама отражают преобладание цинка над свинцом и преобладание свинца над медью. Средняя точка попадает в поле типа Zn–Pb–Cu.

Корреляция N-MORB-нормализованного содержания металлов месторождения Хамама на основе типа вмещающей породы показывает сильную корреляцию с VMS расположены в бимодальных фельзических и бимодальных мафических вмещающих породах (Рис. 6.2 а). Фактически, месторождение Хамама оказывается в бимодальной мафической последовательности, но силицификация месторождения привела к его более высокой корреляции VMS расположены в бимодальных фельзических вмещающих породах. Корреляция N-MORB-нормализованного содержания металлов месторождения Хамама с распространенными типами VMS (Рис. 6.2 б) показывает, что месторождение Хамама хорошо коррелирует с типами месторождения Куроко и Сибай в Южного Урала и имеет некоторые сходства с Кид-Крик, Маттаби и Иберийским пиритовым Поясом.

Таблица 6.1 – ICP-MS анализы для 28 поверхностных рудных образцов и буровых кернов из руды месторождения Хамама.

Тип образца	Полиметаллическая				Богатая пиритом										Окисленная руда													
Образец	АНА-072	АНА-071А	АНА-071В	АНА-004А	АНА-026	АНА-004В	АНА-066В	АНА-050В	АНА-052	АНА-066А	АНА-050А	АНА-044	АНА-053В	АНА-053А	АНА-001	Н-14	Н-9	Н-12	Н-21	Н-24	Н-25	Н-30	Н-34	Н-41	Н-53	Н-56	Н-62	Н-73
Вертикальная глубина	83,2	120,3	118,1	33,2	114,2	79,4	61,6	47	44,9	43,7	39,3	30,8	131	130,3	22,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Основные оксиды (мас.%)																												
ППП	8,89	14,93	9,41	6,54	9,14	21,78	14,6 6	8,14	10,2	9,4	10,69	13,92	17,28	8,03	17,55	8,69	6,51	12,72	28,625	17,29	7,19	16	8,26	8,21	5,87	11,14	5,02	11,65
Na ₂ O	0,18	0,13	0,1	0,29	1,28	0,06	0,07	0,78	0,82	0,08	0,19	0,1	0,09	0,12	0,38	0,12	0,154	2,02	0,105	1,7	0,23	1,335	0,251	0,54	0,19	0,918	1,06	0,157
MgO	5,56	9,44	8,81	22,08	15	22,35	23,11	11,55	10,49	5,31	2,89	9,36	19,06	3,04	21,77	0,79	0,192	10,82	13,625	0,91	1,89	0,657	1,463	5,09	0,755	15,41	1,99	1,13
Al ₂ O ₃	7,94	3,62	3,39	1,92	13,53	6,24	0,09	12,21	16,01	3,56	5,18	0,99	10,23	11,68	0,6	3,78	0,581	1,39	0,285	5,74	3,58	1,54	8,05	2,47	15,318	1,47	9,855	3,918
SiO ₂	12,8	42,48	35,38	6,93	40,08	20,59	0,96	47,15	34,28	56,41	43,93	57,3	25,85	52,21	1,02	51,37	19,93	38,82	15,21	34,43	49,65	59,36	58,551	47,64	32,517	34,19	47,094	64
K ₂ O	1,25	0,96	0,95	0,07	0,9	0,02	0,01	0,09	2,95	0,03	0,18	0,18	0,03	3,18	0,04	1,36	0,026	0,354	0,03	0,75	1,36	0,412	0,022	0,48	3,826	0,026	2,243	0,574
CaO	0,88	16,67	17,81	27,83	5,61	16,44	29,38	7,97	2,3	2	12,37	13,21	0,41	3,27	31,14	3,51	0,533	13,45	25,59	0,77	5,51	0,69	0,906	6,32	0,718	8,073	3,041	12,65
TiO ₂	0,22	0,21	0,1	0,15	0,89	0,59	0,02	1,4	1,89	0,16	0,32	0,04	0,29	1,01	0,01	0,01	0,133	0,01	0,02	0,14	0,02	0,06	0,485	0,22	2,1	0,05	0,576	0,049
MnO	0,06	5,15	5,33	1,2	0,54	2,09	1,13	0,23	1,05	0,39	0,24	0,72	0,51	0,91	1,43	0,153	0,137	0,13	4,275	2,74	0,153	0,05	0,069	0,25	0,367	0,36	0,086	0,424
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	21,79	3,99	8,94	14,32	11,43	8,37	24,81	8,7	15,94	15,29	13,78	2,8	17,53	11,93	15,67	29,72	71,17	19,47	7,372	34,33	29,83	19,475	21,39	28,25	37,33	26,26	28,26	5,2
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,03	0,02	0,05	0,06	0,02	0,15	0,12	0,19	0,05	0,01	0,07	0,07	0,02	0,027	0,42	0,027	0,0143	0,11	0,028	0,0134	0,291	0,032	0,154	0,583	0,56	0,008
S ^{tot}	23,27	1,88	5,58	5,24	1,22	1,31	5,53	1,5	3,27	7,02	9,92	1,19	8,24	4,39	0,14	0,12	0,12	0,34	2,1	0,21	0,32	0,11	0,13	0,45	0,2	0,1	0,18	0,13
Сумма	82,85	99,47	95,83	86,59	99,67	99,9	99,79	99,87	99,32	99,84	99,74	99,82	99,59	99,84	89,77	99,65	99,90	99,55	97,25	99,12	99,761	99,70	99,868	99,95	99,345	98,58	99,96	99,89
Микроэлементы (ppm)																												
Au	0,126	0,602	0,19	0,0025	0,387	0,202	0,641	0,0025	0,0025	1,385	0,0025	0,125	0,016	0,031	0,421	2,29	0,188	0,278	1,11	4,33	0,412	1,23	0,168	0,553	0,446	0,652	0,512	0,358
Ag	13,5	16,4	13,7	0,54	25	35,9	28,1	1,23	0,5	71,1	0,5	9,2	10,94	10,13	170	173	1,14	7,06	5,93	55,2	56,2	9,12	0,375	2,97	2,51	5,7	0,57	0,393
Cu	6450	46	165	6323	112	17,4	113,1	29	54	83,7	260,61	25,8	111	55	8596	79,2	355	84,7	777	1359	86,4	254	524	51,1	94,1	689	35,5	10,6
Zn	127354	2666	26983	124970	275	121,8	259,1	158	2880	679	980	294	2753	191	47260	215	181	3720	19988	3284	65,5	1776	69,6	67	5345	10653	64,6	52,4
Pb	14801	183,21	165	414	55	52,5	669	19	5,6	73,32	210	87,03	716	126,5	38062	1741	37,8	70,2	2135	2634	122	181	7,21	12,3	99,6	2054	6,43	2,27
As	570	73,67	72	798	60	5,3	117,21	5,31	10,38	40,48	21,77	59,4	5,32	160,32	683	123	118	76,8	318	291	457	69,8	16,6	13,3	63,5	108	12,2	8,01
Ba	1014	291	340	77	1721	38,71	58,73	67,43	1442	29,3	57	717	137	315,55	107	335	55,83	319	240	22,67	10,42	270	10,67	37,89	99,58	26,56	4,91	34,22
Cd	295	1,37	65,1	330	0,47	0,35	0,46	0,52	2,1	0,94	0,83	0,48	1,19	0,32	353,4	2,12	8,61	15	56,2	3,17	0,076	4,05	0,482	2,76	22,6	81,5	0,261	0,237
Hg	15,1	7,84	12,15	20,4	10,81	5,47	14,12	15,12	0,28	28,44	0,05	127	5,5	0,67	160,11	62	0,05	0,1	0,03	0,345	2,33	0,4995	0,06	0,048	0,1595	0,9335	0,0245	0,067
Sb	3,63	85	77,14	422	5,55	0,47	0,85	13,43	112	3,82	43,1	1,93	0,366	13,33	1274	115	0,588	3,03	135	48,5	94,7	15,4	0,401	0,982	5,23	25,9	0,907	1,71
Te	20,57	1,29	12,73	0,034	11,1	0,053	13,2	0,53	0,04	0,53	0,04	1,21	0,05	1,12	0,02	2,27	25,1	0,186	0,204	7,1	1,59	3,65	0,791	2,48	6,58	3,42	0,263	0,291
Bi	0,06	0,153	0,06	0,007	1,12	0,12	0,2	0,004	0,003	3,28	0,002	0,02	0,004	0,02	3,4	8,35	5,06	0,008	0,011	0,202	0,043	0,056	1,92	4,63	10,2	0,215	0,067	0,172
V	66	43	18,1	16,41	292	186	5,26	328	413	36,42	56,02	21	85	254	5,61	20,7	123	17,7	36,7	108	99,2	75,8	111	184	510	33,6	113	13,3
Cr	99,4	24,22	13	13,2	42,12	48,45	5,23	5,71	5,34	19,51	20	14,35	95	5,23	5,09	11,7	4,76	4,36	3,48	33,8	28,4	8,5	23,3	18,5	18,9	3,61	11,6	3,08
Co	19,1	10	3,11	8,08	29	3,31	3,06	13,7	26	3,31	5,61	2,21	9,8	18,2	8,12	1,3	10,56	19,2	7,83	67,5	1,97	4,52	7,47	20,5	6,24	8,52	8,75	13,1
Ni	62,21	10,11	11,2	18,43	30,04	21	2,98	6,12	14,32	2,03	4,43	1,01	51,21	7,67	24	4,7	1,3	16,1	25,8	84	3,8	9,53	3,35	7,35	4,97	17,7	4,75	1,28

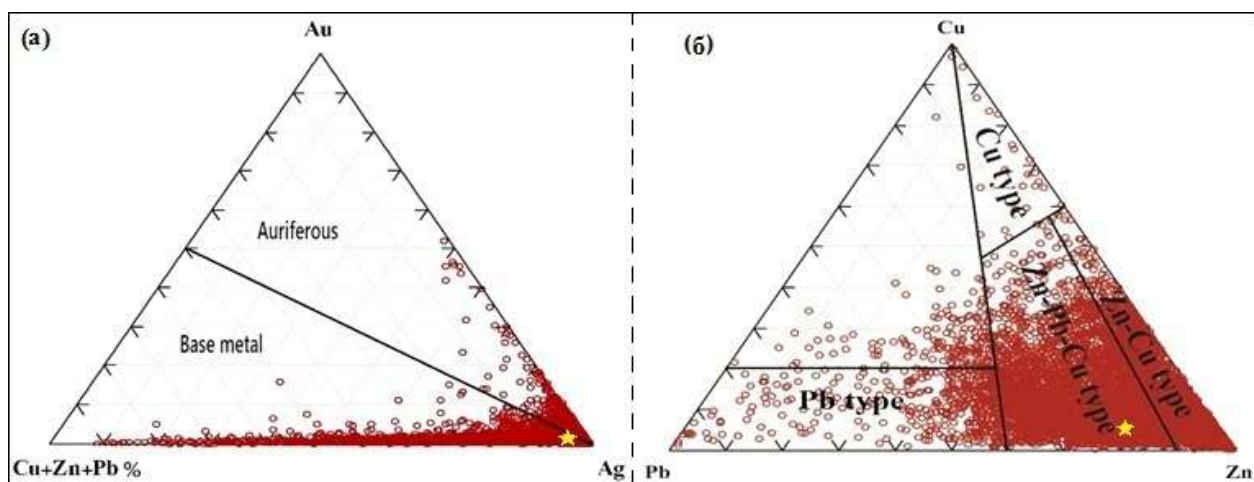


Рис. 6.1 Тройные диаграммы

а) Тройная диаграмма относительного содержания Au (ppm), Ag (ppm) и основного металла ($Cu+Zn+Pb\%$) для месторождения Хамама (Poulsen and Hannington, 1995); б) Тройная диаграмма относительного содержания Cu , Zn и Pb в месторождении Хамама (Large, 1992); средние значения на обеих диаграммах представлены звездочкой.

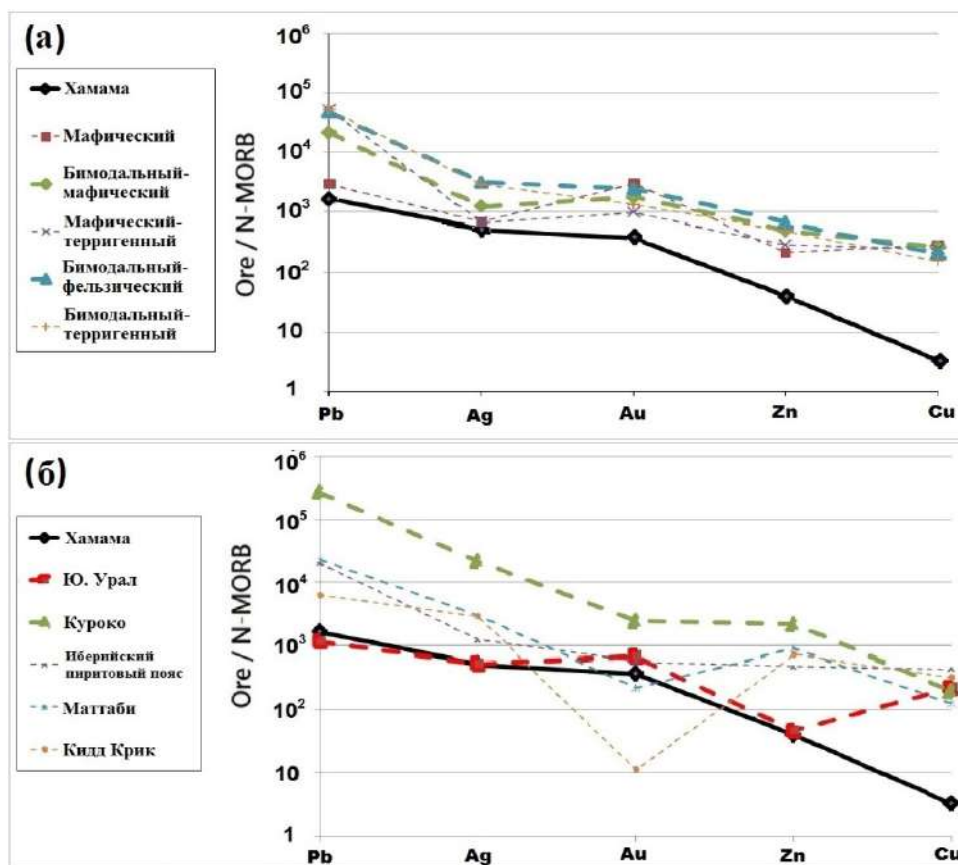


Рис. 6.2 Спайдер-диаграммы значений элементов, нормированных к базальтов типа N-MORB для средних содержаний Pb , Ag , Au , Zn и Cu для месторождений Хамама (сплошная линия) в сравнении с типом вмещающей породы:

(а) и распространенными типами VMS (б); значения для нормализации N-MORB и типов принимающей породы VMS из (Barrie and Hannington, 1999; Galley, 1999); для м-я Сибай Южного Урала из (Galley et al., 2007); для типа Кууроко, Учнотай, рудник Kosaka, Япония (Oshima, 1974); для Кидд-Крик, округ Тимминс, Канада (Franklin and Thorpe, 1982); для Рио Тинто, Иберийский пиритовый пояс, Испания (Leistel et al., 1997). Примечание: $Ore/N-MORB$ – это отношение среднего содержания рудного элемента к стандартному содержанию этого элемента в толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов геохимически нормального типа.

Месторождение Хамама в целом схожа с типом Куроко в том, что оба они являются комплексом Zn-Pb-Cu. Однако содержание металлов Хамамы ниже, так-как руда сильно раздроблена и сцементирована кварц-карбонатным субстратом. Кроме того, Хамама по содержанию металлов, за исключением меди, более сравнима с месторождением Сибай на Южном Урале, где концентрация меди выше. Сибай относится к Cu-Zn колчеданными месторождениям (Прокин, 1977). Он отличается от Хамама по содержанию меди, возрасту вмещающей породы и присутствию фауны (Little et al., 1999), но есть много общих сходств, таких как низкое содержание цветных металлов (Galley et al., 2007); бимодально-мафические вмещающие породы, сложенная риолит-базальтовым образованием; Рудные тела расположены на контактах кислых вулканитов (риолитов) с базальтовыми порфировыми породами и аналогичный минеральный состав с пиритом является основным металлическим минералом, формирующим 65-90% рудной массы (Прокин, 1977).

6.2 Общие статистические параметры распределения элементов в руде

Статистические параметры взаимосвязи между 5 элементами (Au, Ag, Zn, Cu и Pb) основаны на 12 915 проб керна и траншей (предоставлено Aton Resources). Другие исследования оставшихся элементов основаны на 28 проб рудных образцов, из различных рудных участков и глубин в районе Хамама (Таблица 6.1).

Среднее содержание основных оксидов руды Хамама (рассчитано по Таблица 6.1) в порядке убывания составляет: SiO₂ (36,8 мас.%), Fe₂O₃ общ. (19,8 мас.%), CaO (9,6 мас.%), MgO (8,7 мас.%) и Al₂O₃ (5,54 мас.%). Эти значения указывают на то, что силикаты, карбонаты и сульфиды железа (или оксиды) являются основными составляющими руды. Среднее содержание микроэлементов приведено в таблице ниже (Таблица 6.2).

Таблица 6.2 – Общие статистические параметры базы данных месторождения Хамама.

Элемент	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Hg	Sb	Cd	Te
Минимальное	0,00	0,10	0,5	1	4	5,3	0,02	0,37	0,08	0,02
Максимальное	38,8	2710	15140	82600	376000	798	160,1	1274	353,4	25,1
Медиана	0,05	3,20	81	104	552	71	1,6	9,4	1,74	1,2
Среднее значение	0,42	15,23	373	819	3927,7	155,6	17,5	89,4	44,6	4,3
Стандартное отклонение	1,05	50,4	914	2917,6	14349,2	216	38,1	247,1	101,8	6,6

Примечание: Средние значения в г/т, количество проб (n = 12 915 для Au, Ag, Cu, Zn; n = 11 901 для Pb; n = 28 для As, Hg, Sb, Cd, Te)

Среднее содержание золота месторождения Хамама - низкое (0,42) г/т, при этом менее 24,5% образцов равномерно распределяются выше этого значения, а 11,6% популяции превышают значения 1 г/т. Содержание серебра также низкое – в среднем 15,23 г/т, где около 23,2% популяции выше среднего значения. Содержание меди колеблется от 0,5 г/т до 1,51%. Среднее значение составляет 0,037%, и около 20,7% образцов имеют значение выше среднего. Цинк, как правило, самый богатый металл в образцах, после железа, в диапазоне от 4 г/т до 37,6 % и в среднем около 0,4%. В целом содержание свинца низкое (в среднем 0,08%), максимум 8,2%, в более чем 87% образцов свинец ниже среднего значения 0,08%. Концентрации мышьяка составляют от 5 до 798 г/т. Среднее значение составляет 155,6 г/т а медиана 71 г/т. Сурьма присутствует всегда, а иногда и в высоких концентрациях до 1 274 г/т. Половина образцов имеет концентрацию Sb ниже среднего значения (89 г/т), но другая половина имеет высокие значения около 500 г/т. Кадмий распределяется по многим фазам в виде включения, а иногда и в виде сульфидной фазы гронокита. Однако содержание Cd очень низкое в большинстве образцов (в среднем при 44 г/т), за исключением образцов полиметаллической руды, где его содержание достигает 353 г/т.

Рассчитанные статистические значения (среднее и стандартное отклонение) в (Таблица 6.2) следует оценивать осторожно, особенно для металлов с небольшим количеством проанализированных образцов, таких как As, Sb, Cd и Hg. Здесь два явления играют важную роль в точности данных. Во-первых, образцы с содержаниями ниже предела опробования (определяемые количеством ценного вещества по данным анализа составляют Au = 0,005 г/т, Ag = 1 г/т, Cu = 1 г/т, Pb = 1 г/т, в то время как минимальное значение Zn = 56 г/т, выше предела опробования) считались в два раза ниже, что незначительно влияет на общее среднее. Во-вторых, образцы с очень высокими содержаниями сильно увеличивают стандартное отклонение (которое использует квадрат отклонений к среднему). Эти эффекты еще более важны из-за большего разнообразия между образцами (от безрудных до массивных руд и от окисленных до свежих). В результате значения стандартного отклонения могут превосходить средние значения. Это означает, что распределение асимметрично относительно среднего. Отклонение гораздо важнее, когда оно выше среднего значения, чем ниже его. Таким образом, приведенные выше значения отклонения дают приятные средние значения для Cu, Zn, Pb, а в некотором роде точные для Au и Ag и приблизительное представление об значениях для As, Sb, Hg, Cd и т. д. в таком случае, высокие стандартные отклонения указывают на элементы с сильными изменениями содержаний.

6.3 Геохимическене ореолы

В попытке сопоставить поверхностные аномалии с тектоникой, мы подготовили следующие контурные карты по распределению концентрации металлов на поверхности (Рис. 6.3). Геохимическое картографирование на площади приблизительно 2,5 км² с размерами 960 x 2660 метров, выполненное с использованием программы «ArcGIS», на основе значений анализа проб траншей и среднего значения верхнего интервала проб бурового керна (до 5 метров глубиной).

Были выявлены две потенциальные аномальные зоны для Au, первая из которых расположена на Западной Хамаме (до 38,8 г/т) с самой мощной частью на восточной стороне (Рис. 6.3). Вторая аномалия расположена в центральной части Восточной Хамамы (до 7,8 г/т).

Также были идентифицированы две потенциальные зоны для Ag, которые совпадают с двумя аномалиями золота. Первая расположена на Западной Хамаме (до 2 710 г/т), в ее центральной части, а вторая аномалия на Восточной Хамаме с концентрацией до 253 г/т Ag.

Цинк имеет только одну крупную аномалию на Западной Хамаме с концентрациями до 37,6 %. В западном участке концентрации цинка не превышают 1000 г/т, за исключением нескольких точек в центральной части Западной Хамамы.

Свинец сконцентрирован в двух аномалиях, первая из которых расположена вдоль центральной части Западной Хамамы с концентрацией свинца до 6,33 % и простирается до восточной части Центральной Хамамы. Вторая аномалия расположена в центральной части Восточной Хамамы с концентрациями до 3,22%.

Крупная аномалия меди протягивается через центральную и южную части Западной Хамамы со значениями до 1,43 % и простирается до восточной части Центральной Хамамы. Еще две небольшие аномалии расположены в Восточной Хамаме (до 1,51 %) и в Центральной Хамаме с более низкими концентрациями до 7 440 г/т.

В итоге Восточная Хамама представляет собой главный источник для цинка, свинца и меди в этом районе.

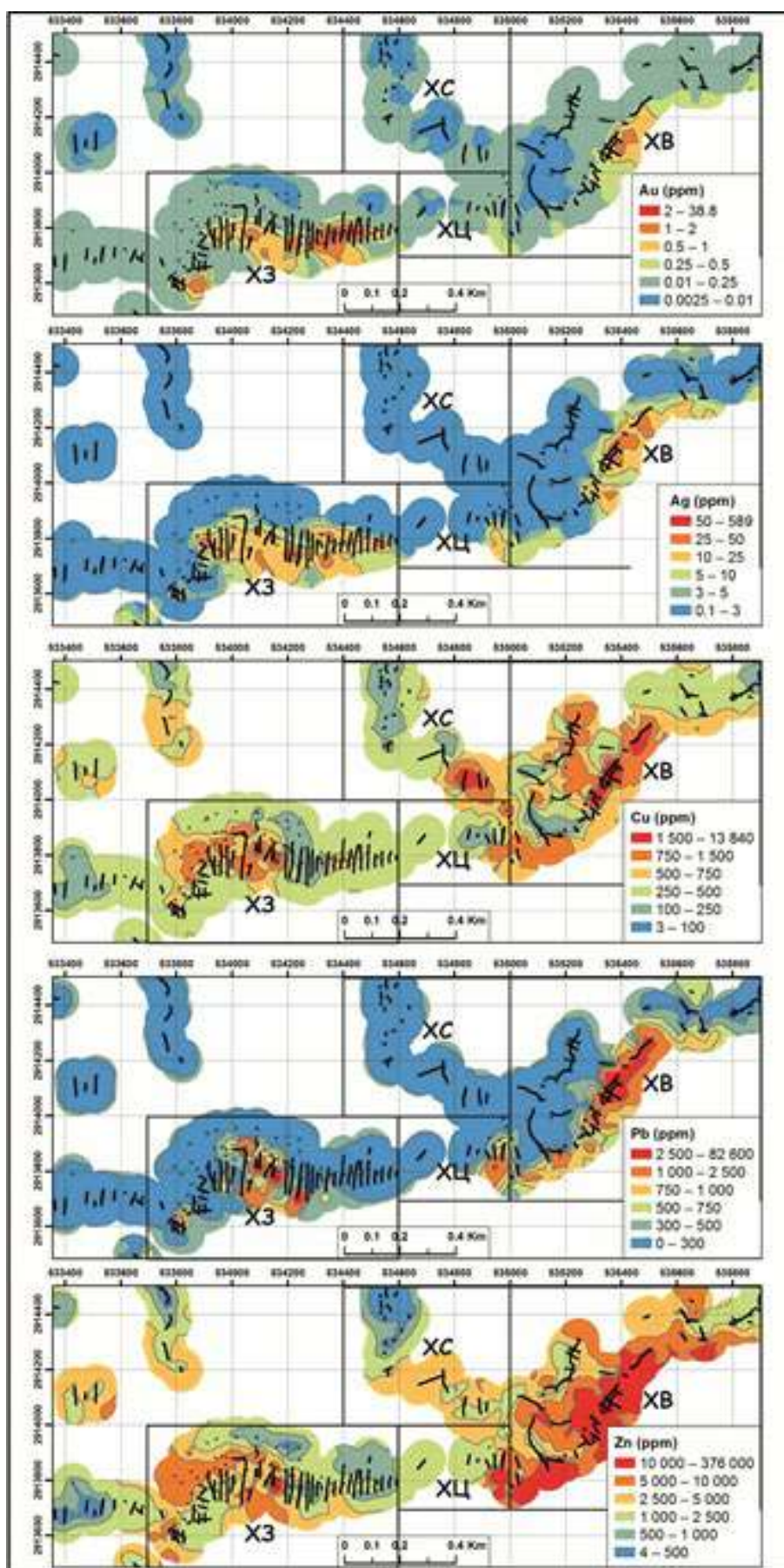


Рис. 6.3 Контурные карты поверхностного распределения элементов Au, Ag, Zn, Cu и Pb. Именованние участков сокращены следующим образом: Хамама Западная (X3); Хамама Центральная (XЦ); Хамама Восточная (XB); Хамама Северная (XC).

Полученные статистические результаты по средам содержаниям рудных металлов по интервалам (Таблица 6.3) показывает, что зона окисления является более продуктивной для золота (0,55 г/т), цинка (4306 г/т), свинца (1029 г/т) и меди (451 г/т), а первичная руда содержит массивные богатые обломки руд с высоким содержанием серебра (20,1 г/т).

Таблица 6.3 – Вертикальная распределения элементов

Интервал	Приповерхностная руда	Зона окисления	Зона выщелачивания	Зона вторичного обогащения	Первичная руда
Высота над уровнем моря	540-530 м	540-490 м	490-440 м	340-390 м	390-283 м
Количество образцов	n= 4579	n= 6788	n= 3034	n= 1849	n= 3033
Au	0,61	0,55	0,19	0,34	0,38
Ag	14,14	16	9	14,8	20,1
Zn	4929	4306	3151	3893	3932
Pb	1227	1029	531	626	660
Cu	524,24	451	280	288	297

6.4 Трехмерная интерполяция базы данных

Трехмерная 3D интерполяция базы данных и поперечные сечения для распределения металлов Au, Ag, Pb, Cu и Zn на западе Хамама (Рис. 6.4, Рис. 6.5, Рис. 6.6) показывают, что минерализация разделяется на мелкие массы, а не сгруппирована в сплошное рудное тело, а контролируются множеством кулисообразных разнонаправленных (близко расположенных) разломов и зон трещиноватости. Эти разломы образовались после полного формирования рудного тела и сильно изменили его конфигурацию. Мощность западного участка самая большая среди всех участков. Ряды поперечных сечений С-Ю (Рис. 6.6) иллюстрируют круто погружающийся характер месторождения (со средним углом падения 55°) к югу, где вмещающими породами являются туфы. Пористость вулканокластических пород выше, чем базальтовых пород (на север). Этот наклон и высокая пористость, облегчают проникновение гидротермального раствора и, следовательно, богаче содержанием металлов.

Восточная Хамама проявляется на поверхности в виде изолированных минерализованных масс, расчлененных многими сдвиговыми разломами из-за его близости к центру тектонической активности с востока. В Центральной Хамаме рудное тело пересекается большой гранит-порфириновой дайкой, а дальше эта дайка фрагментируется в небольшие массы с посредством серии разломов (Рис. 3.18). При этом во многих местах видно, что, эти разломы заполнены кварц-карбонатной породой (Рис. 3.22 д). Апофизы вырастают от карбонатных жил в окружающие метавулканы, которые увеличивают вероятность гидротермального происхождения этих карбонатов.

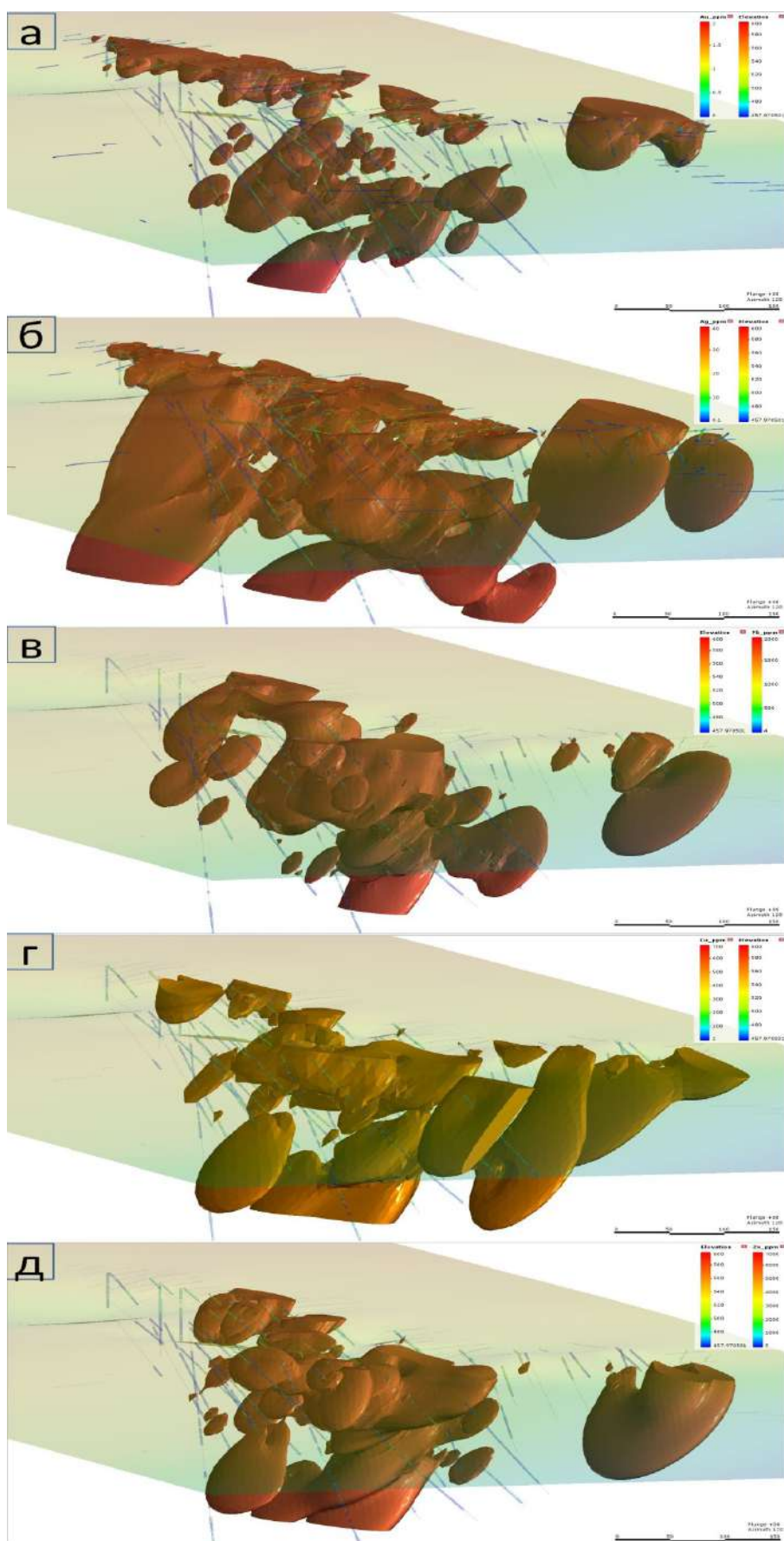


Рис. 6.4 3D-модели для распределения Au, Ag, Pb, Cu и Zn соответственно в Западной Хамаме.

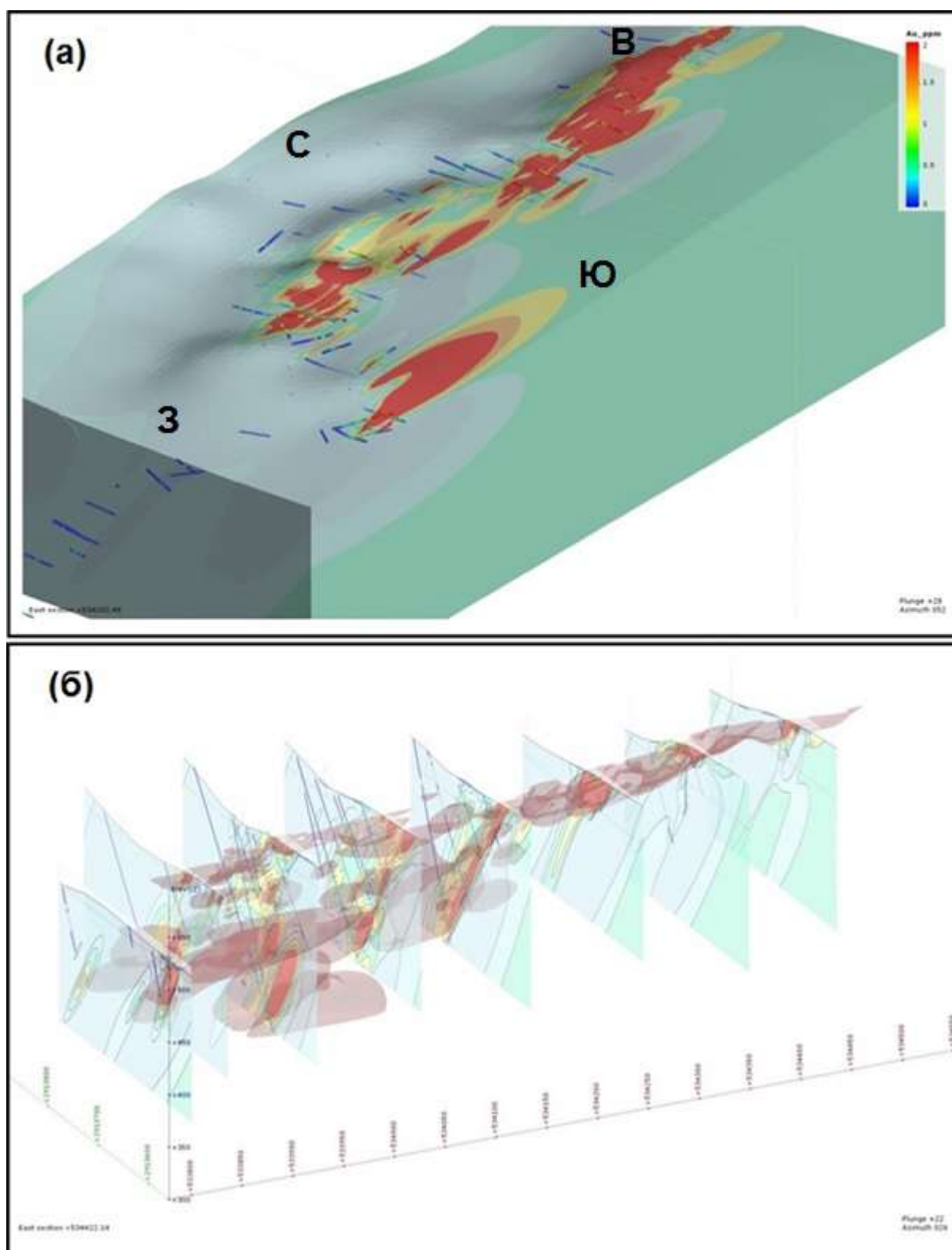


Рис. 6.5 а) 3D-модель распределения золота на Западной Хамамы; б) Набор сечений в 3D-модели с интерполяцией зон высокого сорта (> 1 г/т).

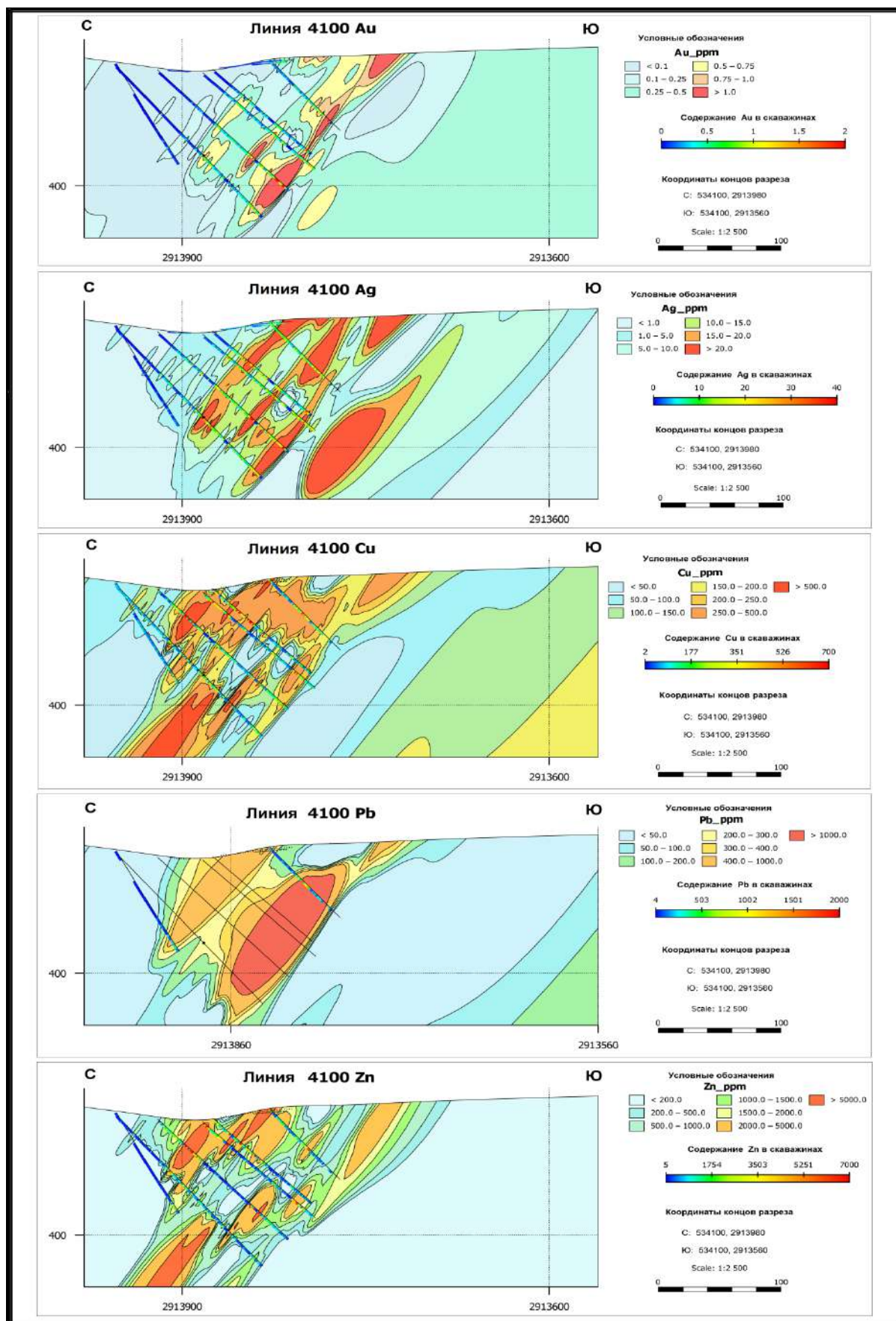


Рис. 6.6 Одинаковое сечение с контурным распределением пяти элементов Au, Ag, Cu, Pb и Zn в центральной части Западного Хамама.

6.5 Продуктивность рудных участков

Координатные пределы четырех участков рудного тела (Западная, Восточная, Северная, и Центральная Хамама) определяются, как показано на (Рис. 6.3). Мы рассчитали средние содержание элементов из кернов и траншей в каждом участке приведены на (Таблица 6.4). Полученные результаты согласуются с поверхностными аномалиями. Западная Хамама является основным источником для золота (0,56 г/т) и серебра (19,66 г/т), в то время как Восточная Хамама является основным источником для цинка (8 571 г/т), свинца (1 110 г/т), и меди (548 г/т). Минерализация в Северной Хамаме встречается в виде зон изменения и кварцевых жил с железным блеском (спекуляритом). Эта зона самая бедная. Центральная Хамама была нарушена пострудной гранитной порфировой дайкой, что привело к снижению среднего содержания всех металлов и отделению западного и восточного участков.

Таблица 6.4 – Боковая вариация среднего содержания металлов в каждом участке месторождения.

Участок	Западная Хамама	Центральная Хамама	Восточная Хамама	Северная Хамама
Координаты (UTM)	X=533700-534600 Y=2913500-2914000	X=5347600-535000 Y=2913700-2914000	X=535000-535900 Y=2913700-2914500	X=534400-535000 Y=2914000-2914500
Количество образцов	n= 9109	n= 486	n= 2263	n= 618
Au	0,56	0,09	0,14	0,014
Ag	19,66	3	6,17	0,64
Zn	3034,5	2188,4	8571	1051
Pb	758,5	507	1110	90
Cu	337,8	197,4	548,3	408

6.6 Корреляция и минеральная форма существования элементов

Функция корреляции является важным индикатором прочности взаимосвязи между двумя непрерывными переменными. Тем не менее, возможна «простая числовая корреляция», которая может закончиться так называемой "бессмысленной корреляцией" (Yule, 1926). Поэтому, более точный подход состоит в сочетании статистики, минералогии и геохимии, то есть сочетание классических минералогических исследований с геохимическим анализом рудного месторождения. Корреляции между различными элементами были изучены в пределах всей популяции образцов, а также в совокупности богатых пиритом, полиметаллических и окисленных руд. Значения коэффициентов корреляции между Au, Ag, Cu, Pb и Zn друг с другом из общей выборки основаны на базе данных «Aton Resources», тогда как другие коэффициенты корреляции основаны на пробах, собранных автором (Таблица 6.5).

Медь проявляет сильную корреляцию со многими элементами, такими как Cd, As и Sb. Сильная положительная корреляция между Cd и Cu ($r = 0,97$) отражает тесную связь Cd с медьсодержащими минералами (халькопиритом, ковеллином, энаргитом и борнитом). Sb обнаружен в виде мелких включений тетраэдрита в пирите, халькопирите и арсенопирите.

Таблица 6.5 – Коэффициент корреляции некоторых элементов месторождения Хамама.

	Cu	Cd	As	Sb	Hg	Zn	Pb	Au	Ag
Cu	1	0,97	0,87	0,77	0,5	0,65	0,53	0,18	0,17
Cd	0,97	1	0,87	0,73	0,78	0,9	0,74	-0,16	0,28
As	0,87	0,87	1	0,66	0,63	0,8	0,61	0,06	0,34
Sb	0,77	0,73	0,66	1	0,7	0,38	0,87	-0,03	0,61
Hg	0,5	0,45	0,36	0,7	1	0,17	0,69	0	0,65
Zn	0,65	0,9	0,8	0,38	0,71	1	0,53	0,21	0,18
Pb	0,53	0,74	0,61	0,87	0,69	0,53	1	0,42	0,47
Au	0,18	-0,16	0,06	-0,03	0	0,21	0,42	1	0,5
Ag	0,17	0,28	0,34	0,61	0,65	0,18	0,47	0,5	1

Примечание: заштрихованные квадраты показывают высокий коэффициент корреляции ($\geq 0,75$).

Кадмий. Несмотря на то, что кадмий имеет низкие средние содержания (около 50 г/т), многие образцы очень богаты Cd (например, АНА-001, АНА004А, АНА-072). Как показывает анализ EDX, кадмий обнаруживается в основном в сульфидной форме гринокита CdS (или кадмиевой обманки), в полиметаллических образцах в виде включений в гематите, сфалерите, халькопирите и киновари. Иногда он обнаруживается в карбонатной фазе отавит (CdCO_3) с доломитом (например, Н-56). Отметим, что кадмий повсеместно является индикатором минерализации цинка. В месторождениях Хамама имеет сильную связь между образцами, обогащенными Zn, и содержанием Cd, что подтверждает его присутствие в сфалерите. Содержание Cd в сфалерите составляет около 0,18 атомных% (АНА-072).

Мышьяк показывает хорошую корреляцию со многими элементами (Cu, Cd и Zn), что можно объяснить тем, что он представлен во многих минералах в качестве примесей, включая арсенопирит (FeAsS), энаргит (Cu_3AsS_4), а также в халькопирите, пирите, киновари, стибните, сфалерите, акантите, галените и его оксидном эквиваленте - литаргите (глёте) (PbO).

Сурьма. Среднее содержание сурьмы месторождения Хамама составляет около 100 г/т. Это высокое содержание сурьмы в основном обусловлено высоким распределением стибнита (Sb_2S_3), тетраэдрита ($((\text{Cu},\text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13})$) и различными сульфосолями сурьмы в виде халькостибита (CuSbS_2) и фаматинита (Cu_3SbS_4). Стибнит является распространенным минералом в руде, что указывает на низкотемпературную

среду формирования (Williams-Jones and Norman, 1997). Она демонстрирует сильную корреляцию с медью, так как она обнаружена в виде примеси халькостибита, фаматинита и тетраэдрита в пирите, арсенопирите и халькопирите, особенно в руде богатой пиритом. Как правило, полиметаллические образцы обогащены сурьмой (например, АНА-001, АНА004А, Н-21 и Н-24). Высокая корреляция Sb с Pb указывает на тесную связь галенита и стибнита, и их продуктов окисления, где они прочно связаны друг с другом в зоне окисления, в окисленном пирите. Корреляция между Sb и Ag может быть объяснена совместным нахождением в тетраэдрите.

Цинк показывает сильную корреляцию с кадмием. Анализ EDX показал, что большинство сфалеритов содержат заметные количества кадмия (до 0,99 мас.%, в образце АНА-090), что является характерной особенностью для сфалеритов (Schwartz, 2000).

Между основными металлами Cu, Zn, Pb не фиксируется высокий коэффициент корреляции, потому что эти металлы находятся в слишком многих различных минералах. Высокие положительные межэлементные корреляции между Pb, Cd, As, Sb и Hg отражают тесную связь арсенопирита, энаргита, стибнита, гринокита и галенита в полиметаллическом типе руды (Таблица 6.5).

Ртуть демонстрирует положительную корреляцию с большинством элементов, что может быть связано с ее амальгирующим свойством. Однако, напротив, она показывает небольшую отрицательную корреляцию с золотом, поскольку золото в основном связано с пиритом. Ртуть и серебро тесно коррелируют друг с другом, их коэффициент корреляции около 0,8, при этом соотношение содержаний Ag : Hg близко к 1:1. В основном ртуть встречается в виде самостоятельных пятен киновари или тонкого включения киновари в пирите (Рис. 5.6 г), сфалерите, галените, халькопирите, ковеллине и акантите.

Золото не коррелирует с большинством элементов, за исключением умеренной корреляции с серебром и слабой корреляции со свинцом, медью, железом и цинком, что указывает на его связь с сульфидами основных металлов как в полиметаллической, так и в пиритной руде. Чтобы исследовать связь золота в основных минералах породы (кварц и карбонаты), мы сопоставляем Au с основными элементами, такими как Fe, Ca, Si и Mg. Обычно основные оксиды не коррелируют с микроэлементами, потому что основные элементы не имеют дискретных физических факторов, контролирующих их изменение как микроэлементы. Тем не менее, некоторые микроэлементы могут проявлять некоторые склонности к конкретным основным оксидам, как об этом свидетельствует минералогическое изучение (микроскопическими и анализы EDX). Золото показывает наилучшую корреляцию с Fe_2O_3 ($r = 0,23$), что подтверждает результаты EDX, где наночастицы золота импрегнированные в кристаллическую решетку пирита и

переосаждаются после разрушения этой решетки во время окисления. Кроме того, золото демонстрирует слабую отрицательную корреляцию с CaO и MgO ($r = -0,18$ и $-0,29$ соответственно), что свидетельствует о наложенной карбонизации на сульфидную, что, соответственно, привело к снижению содержания металлов.

Теллур очень редкий, сильно колеблется от 0,024 до 25,1 г/т (в среднем 3,4 г/т). Он встречается только в виде включений в киновари, сфалерите и редко в самородном серебре. Окисленные пириты с высоким содержанием Ag обычно содержат высокие концентрации теллура. Он показывает небольшую корреляцию с Zn ($r = 0,44$), Hg ($r = 0,26$) и Fe_2O_3 ($r = 0,23$), что подтверждается результатами исследований EDX.

Барий встречается в процентном количестве в ряде образцов, достигая максимума 2442 г/т (образец АНА-052). Игольчатые кристаллы барита часто встречаются в небольших полостях и пустотах образцов, богатых пиритом.

Марганец, как правило, показывает низкие содержания, среднее содержание около 1 масс % MnO_2 . Несколько образцов оказались обогащенными Mn с концентрациями более 5 масс % MnO_2 (например, АНА-071 А, В). Mn обнаруживается как в исходном, так и в окисленных образцах, связанных с карбонатными минералами, особенно с доломитом, или в виде оксидных минералов, включая псиломелан ($\text{BaMn}_9\text{O}_{16}(\text{OH})_4$) и пиролюзит.

Селен более редок и редко обнаруживается методом EDX, но галенит, ковеллин, киноварь и серебро являются его основными ископаемыми минералами. Селен отмечается с присутствием серебра, акантита (Ag_2S), галенита (АНА-053b) и ковеллина (Н-30). Серебро в Хамаме содержит самые высокие концентрации Se (до 50 атомных%, например, АНА-090).

Висмут по содержанию очень низкое, оно регистрируется только в касситерите в измененных вулканических грунтах.

Металлы платиновой группы (PGE), согласно данным ICP-MS, установлены три редкие металла платиновой группы (Pt, Pd и Ru) с очень низким средним содержанием, равным 0,015, 0,11 и 0,034, соответственно. Эти значения указывают на то, что PGE не образуют собственные минералы в рудах месторождения Хамама.

6.7 Запасы руд месторождения

Как опубликовано Aton Resources Inc. (Aton Resources, 2017), предполагаемый ресурс добычи (бортовое содержание более 0,5 г/т Au) месторождения Хамама составляет: 2,58 млн. тонн полуокисленной руды, 5,36 млн. тонн первичной руды и 0,22 млн. тонн рыхлой руды коры выветривания (Tot. = 8,21 млн. т) при 29,7 г/т Ag и 0,87 г/т Au (Таблица 6.6, Таблица 6.7) (Aton Resources, 2017). Западная зона считается богатой золото-

серебряной минерализацией, как в приповерхностной золото-оксидной шляпе (самые высокие пробы по содержанию золота в этом районе), так и в области более глубокой сульфидной минерализации, оцениваемой как весьма перспективной. Запасы Западной Хамамы оценены на уровне «Предполагаемых минеральных ресурсов» (т.е. оценены с низким уровнем достоверности) в 341 тыс. унций золотого эквивалента («AuEq») и «Обозначенными минеральными ресурсами» (т.е. может быть добыто экономически целесообразным способом) в 137 тыс. унций AuEq (Aton Resources, 2017). Недавний отбор проб в восточной части пояса минерализации, протяженностью около 500 м, выявил наличие высокосортной руды с минерализацией Au-Ag-Zn (Aton Resources, 2018).

Таблица 6.6 – Обозначенный минеральный ресурс по доменам: бортовое содержание 0,5 г/т, по "Au equiv" (Aton Resources, 2017).

Минеральный ресурс	Домен	Плотность	Тонны	Сорт			Содержания металла		
				Au (г/т)	Ag (г/т)	Au_equiv (тыс. унций)	Au (тыс. унций)	Ag (тыс. унций)	Au_equiv (тыс. унций)
Обозначенный	Свежая руда	3,0	3 805	0,72	27,6	1,12	88	3,376	137
	Итого	3,0	3 805	0,72	27,6	1,12	88	3,376	137

Таблица 6.7 – Предполагаемый минеральный ресурс по доменам: бортовое содержание более 0,5 г/т, по "Au equiv" (Aton Resources, 2017).

Минеральный ресурс	Домен	Плотность	Тонны	Сорт			Содержания металла		
				Au (г/т)	Ag (г/т)	Au_equiv (тыс. унций)	Au (тыс. унций)	Ag (тыс. унций)	Au_equiv (тыс. унций)
Предполагаемый	Окисленный (поверхность)	2,4	220	1,63	19,9	1,92	12	141	14
	Полуокисленная руда	2,57	2 360	0,80	28,9	1,22	61	2,193	93
	Первичная руда	3,0	5 630	0,87	30,4	1,30	157	5,503	235
	Итого	2,85	8 210	0,87	29,7	1,29	230	7,836	341

Четвертое защищаемое положение

Статистическая обработка результатов опробования поверхности, позволила выявить пространственное распределение аномальных содержаний элементов: а) золото и свинца на западном участке, б) меди и цинка на восточном участке. Обработка данных опробования керна позволила создать 3D модель месторождения и выявить что, зона окисления является главным рудным интервалом.

По приведенным данным главы 6 можно сделать совокупности дополнительных выводов и рекомендаций:

1. Рудное тело имеет круто погружающийся характер месторождения (со средним углом падения 55°) к югу с Объемными параметрами составляют - около 3 км длиной, до 110 м мощностью и более 250 м глубиной.

2. Судя по тесным межэлементным корреляционным связям элементов-индикаторов (Cu, Pb, Hg, Cd, As и Sb), о чем подтверждает полиметаллический характер первичной руды Хамама.

3. При организации добычных работ на Au, Ag и другие металлы из месторождения Хамама рекомендуется первоначально заложить карьер на оксидной шляпе на западном участке. При необходимости в добыче Cu, Zn и Pb открыть карьер на восточном участке.

4. Мы также рекомендуем «Aton Resources» провести дополнительную проверку содержания Au в основных железистых туфах в юго-восточной части района Хамама из-за выявленной геохимической аномалии в восточной зоне и результатов анализа образца Н-62 (Таблица 6.1), где получено 0,512 г/т Au.

7 Закономерности локализации оруденения и основные черты генезиса

В этой главе рассматривается локализация золоторудного оруденения Хамама, включая генетическое отношение руд и вмещающих пород, а также условия образования, размещения и эволюции месторождения. Месторождение протягивается более чем на 3 км в тектонической плоскости пересечения протерозойской бимодальной метавулканической толщи и её туфы формирующиеся на заключительных стадиях тектоно-магматической активизации.

7.1 Генетические соотношения руд и вмещающих пород

Чтобы определить наличие каких-либо генетических связей между карбонатами, минерализацией и вмещающими породами, мы отобрали пять образцов для анализа РЗЭ и микроэлементов (Таблица 7.1).

Отобранные образцы представлены следующим образом: 2 образца из вмещающих породы; метабазальта (Н-31) и туфы (Н-101), 1 образец из чистых неминерализованных карбонатов (Н-33), 1 образец из переработанных карбонатов с сульфидной минерализацией (АНА-001) и 1 проба из сульфидной минерализации с небольшим количеством кварц-карбонатной матрицы (АНА-071b). Затем получены спайдер-диаграммы значений элементов, нормированных к стандартному содержанию в толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов (N-MORB) для РЗЭ и микроэлементов, которые были использованы для проверки этого генетического соотношения.

На РЗЭ-диаграмме (Рис. 7.1 а), метабазальт имеет плоское построение, указывающие на низкую дифференцировку, с очень тонкой отрицательной аномалией Yb. Метабазальт и туфы имеют сходную структуру в тяжелых РЗЭ, но туфы показывают обогащение легкими РЗЭ. Несмотря на различную степень минерализации, фигуры РЗЭ значительно однородны, что указывает на одинаковый источник для всего карбонатного вещества.

Таблица 7.1 – ICP-MS Анализы микроэлементов вмещающих пород, чистых неминерализованных карбонатов, переработанных карбонатов с сульфидной минерализацией, пиритной руды, метабазальта и туфов.

Элемент (ppm)	Н-101	Н-33	Н-31	АНА-001	АНА-071b
<i>Be</i>	0,400	0,000	0,478	0,000	0,069
<i>Al</i>	49386	4260	58624	793	11184
<i>P</i>	486	32,6	423	38,2	70,6
<i>Ti</i>	4310	358	9528	110	740
<i>V</i>	116	109	440	7,43	30,9
<i>Cr</i>	40,4	8,22	27,9	5,48	11,4
<i>Mn</i>	953	6420	3530	5004	30908
<i>Fe</i>	39583	53862	83747	52586	70334
<i>Co</i>	20,4	15,4	37,6	1,91	3,91
<i>Ni</i>	34,0	19,7	9,79	4,22	5,59
<i>Zn</i>	64,6	160	84,7	49639	10352
<i>Ga</i>	12,0	2,23	17,2	5,33	9,78
<i>Rb</i>	8,58	0,000	2,33	0,448	11,8
<i>Sr</i>	140	176	106	124	57,9
<i>Y</i>	18,8	14,1	33,5	1,30	3,85
<i>Zr</i>	110	3,70	63,0	15,3	15,9
<i>Nb</i>	13,3	0,009	0,752	27,0	18,2
<i>Mo</i>	1,24	0,536	1,23	150	7,08
<i>Sn</i>	0,945	0,181	0,418	0,822	0,000
<i>Sb</i>	3,65	1,09	0,909	1830	0,400
<i>Cs</i>	0,075	0,000	0,141	0,000	0,226
<i>Ba</i>	26,5	12,3	114	86,0	252
<i>La</i>	7,27	1,29	2,57	0,343	0,451
<i>Ce</i>	20,0	2,93	8,35	0,527	1,45
<i>Pr</i>	2,77	0,506	1,49	0,074	0,248
<i>Nd</i>	12,2	2,81	8,28	0,226	1,17
<i>Sm</i>	3,05	1,46	3,14	0,091	0,406
<i>Eu</i>	0,896	0,845	1,26	0,042	0,240
<i>Gd</i>	3,07	2,44	4,55	0,100	0,482
<i>Tb</i>	0,580	0,430	0,867	0,022	0,095
<i>Dy</i>	3,47	2,33	5,54	0,160	0,575
<i>Ho</i>	0,770	0,460	1,31	0,044	0,144
<i>Er</i>	2,13	1,15	3м62	0,137	0,405
<i>Tm</i>	0,350	0,153	0,551	0,025	0,057
<i>Yb</i>	2,14	0,949	3,30	0,212	0,402
<i>Lu</i>	0,370	0,145	0,561	0,028	0,065
<i>Hf</i>	3,00	0,038	1,91	0,059	0,235
<i>Th</i>	2,16	0,060	0,165	0,024	0,105
<i>U</i>	0,495	0,000	0,143	1,27	0,575

Все карбонатсодержащие пробы руды истощены в отношении РЗЭ и с различной степенью. Образцы руды, неминерализованных карбонатов и минерализованных карбонатов, нормализованные к стандартному содержанию толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) демонстрирует положительную аномалию Европия Eu; это сходство объясняется тем, что все карбонаты унаследовали аналогичный источник углерода. Наличие аномалий (Eu) в трех проанализированных образцах руды может оправдать гидротермальное происхождение этих карбонатов (Sverjensky, 1984; Prudêncio et al., 1992). Положительная аномалия Eu в карбонатах и

карбонизированной минерализации может быть объяснена следующим образом: (а) значительное количество Eu присутствует в полевых шпатах в виде Eu^{2+} ; (б) Eu^{2+} сохраняется в растворе, возможно, в виде стабильных карбонатных комплексов с Eu^{2+} (карбонатные комплексы преобладают при pH от почти нейтрального до основного (Wood, 1990) до осаждения кальцита и (с) Eu^{2+} поглощается кальцитом (при замещении Ca^{2+}) в большей пропорции, чем другие трехвалентные РЗЭ.

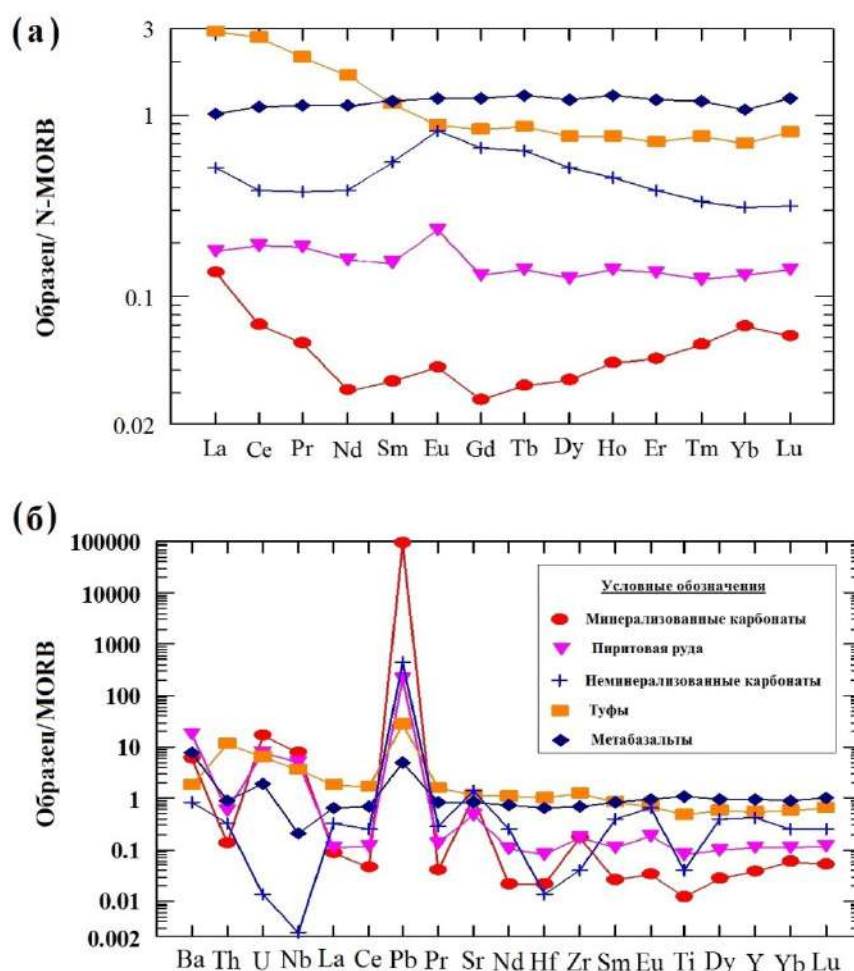


Рис. 7.1 РЗЭ (а) и многоэлементные спайдер-диаграммы (б) значений элементов, нормализованных к стандартному содержанию в толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов "N-MORB" для неминерализованных карбонатов, минерализованных карбонатов, пиритовой руды, метабазальта и туфов. Значения нормализующих констант из (Sun and McDonough, 1989).

Многоэлементные нормализованные к стандартному содержанию в толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов "N-MORB" (спайдер-диаграммы) для минерализованных и неминерализованных карбонатов, пиритовой руды, а также метабазальта и туфов представлены на (Рис. 7.1 б). На рисунке микроэлементы расположены в порядке убывания несовместимости слева направо.

Профили метабазальта и туфов почти одинаковы и прямолинейные в области высокочarged элементов (HFSE) от Sr до Lu, с выравниванием профилей в диапазоне (0,5-2) от состава базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), Они показывают различную картину в области крупноионных литофилов (LILE: Cs, Rb, Ba, Sr), где туфы демонстрируют приемлемое обогащение в LILE, что может быть связано с более высокой восприимчивостью туфов к последующему изменению и действию гидротермальных растворов.

Минерализованный карбонат и пиритовая руда имеют очень похожие профили с истощением в HFSE. Неминерализованные карбонаты обеднены большинством микроэлементов, кроме Sr, и имеют «остроконечный» профиль с заметными низкими значениями Ti, Zr, Hf, Nd и Nb и полным отсутствием Cs, Rb и U.

Профиль метавулканитов и минерализации вмещающих пород (минерализованные карбонаты и пиритная руда) демонстрирует сходные тенденции, особенно в области HFSE, но с разным содержанием. Различия в профилях спайдер-диаграмм неминерализованных карбонатов и других образцов указывают на то, что карбонаты образуются в отдельной фазе после образования пород.

РЗЭ и спайдер-диаграммы (Рис. 7.1) минерализации (минерализованные карбонаты и пиритовой руды) показывают сходство с метавулканическими вмещающими породами, что предполагает их происхождение из того же источника. Напротив, неминерализованный карбонат демонстрирует более истощенные LILE, REE и аномалию Eu.

7.2 Происхождение карбонатов на основе изучения изотопов С и О

Карбонатизация – распространенная минералогическая особенность, связанная с метаморфизованными метавулканитами фации зеленых сланцев Восточной пустыни. Stern and Gwinn (1990), заявили, что большое количество карбонатов было привнесено в фундамент Восточной пустыни во время деформаций фундамента и метаморфизма.

7 образцов были отобраны специально из месторождения Хамама для анализа изотопов, которые представляют разнообразную минералогию. Минералогические исследования показали, что эти образцы состоят из кальцита (Н-33, АНА-050а, АНА-066b, АНА-071b), доломита + кальцита (АНА-004b, АНА-044) и кальцита + смитсонита + доломита (АНА-001) (Таблица 7.2). Изотопы С и О в образцах карбонатов находятся в диапазоне от -7,68 до -3,55 ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ (в среднем = - 6,26), а также + 11,45 ‰ и + 22,37 ‰ (в среднем = 16,94) для $\delta^{18}\text{O}$ (Таблица 7.3).

Таблица 7.2 – Описание исследуемых карбонатсодержащих образцов.

Образец	Вертикальная глубина, м	Минералогическое описание	Описание ручного образца
Н-33	Поверхностный (0)	Чистый, хорошо кристаллизованный кальцит, мало кварца.	Жилы зеленовато-серого цвета, секущие metabasaltom
АНА-001	37,3	Карбонатные сферолиты (карбонаты цинка) - доломит - лимонит - гематит – кварц	Белые карбонаты, заполняющие пустоты
АНА-004b	110,4	Доломит, кальцит. Мало кварца. Рудные минералы (пирит, сфалерит).	Зеленовато-серая доломитовая жила.
АНА-044	32,82	Кальцитовые жилы (крупнозернистые с явной спайностью) рассекают силикатную массу из мелкого кварца. Доломит, мало рудных минералов. Параллельные жилы и пятна белых карбонатов.	Параллельные жилы и пятна белых карбонатов.
АНА-050a	51,3	Заполнение крупной карбонатной полости аморфным кремнеземом, гематитом и лимонитом. Параллельные кварцевые жилы, окисленные красными оксидами и гидроксидами железа.	Белые карбонатные сегрегации в железистых туфах
АНА-066b	80,37	Пирит, кальцитовые пятна, прорезанные поздними хорошо кристаллизованными кальцитовыми прожилками, мало кварца.	Межслойные белые карбонаты и пирит.
АНА-071b	129,3	Кальцит, кварц корродирован карбонатом, пирит.	Деформированные силикатно-карбонатные жилы рассекают кварцевую матрицу. Пиритовые прожилки.

Изотопная сигнатура $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов согласуется со значением пород, полученных из мантии ($\delta^{13}\text{C} \sim -5$ до -6 ‰; Pineau et al., 1976; Deines, 1980; Exley et al, 1986). Такое низкое значение обычно используют для обозначения отсутствия жизни, поскольку фотосинтез обычно действует для повышения значения. Биологические материалы, с одной стороны, сильно истощены при $\delta^{13}\text{C}$ (от -20 до -30 ‰; среднее значение наземной биомассы составляет -26 ± 7 ‰ согласно (Schidlowski, 1987), тогда как морская вода и морские карбонаты имеют ($\delta^{13}\text{C} \sim 0$).

Таблица 7.3 – Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ выделенных карбонатов на месторождении Хамама.

Образец	Содержание карбоната в пробе, мас. %	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)	^{13}C (Станд. отклонение)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW)	^{18}O (Станд. отклонение)
Н-33	73	-5,54	0,04	12,59	0,06
АНА-001	99	-3,55	0,04	22,37	0,06
АНА-004b	101	-7,61	0,04	21,42	0,06
АНА-044	48	-6,38	0,04	14,54	0,06
АНА-050a	121	-7,68	0,04	19,18	0,06
АНА-066b	105	-5,91	0,04	17,03	0,06
АНА-071b	65	-6,94	0,04	11,45	0,06

Наши значения $\delta^{18}\text{O}$ (от $+11,45$ до $+22,37$ ‰) согласуются с предыдущей работой (Stern and Geinn 1990), проведенной на образцах из центральной части Восточной пустыни Египта ($\delta^{18}\text{O}$ от $+9,5$ до $+27,4$ ‰). Они объяснили происхождение этих «интрузивных» карбонатов как смешивание между ремобилизованными осадочными карбонатами и мантийными растворами при относительно низких температурах ($<300^\circ\text{C}$), что продемонстрировано их повсеместной ассоциацией со скальными породами зеленой сланцевой фации. Этот вывод также согласуется с отсутствием каких-либо доказательств охлаждения полей на любом из карбонатных даек. Эти результаты предполагают

возникновение некоторого изотопного дисбаланса с раствором более низкой температуры и, вероятно, участие метасоматических растворов.

На диаграмме Кулешова (Кулешов, 2001) (Рис. 7.2) видно, что три образца располагаются в поле карбонатов атмосферной пресной воды, которые имеют $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) > 19 . Из минералогических исследований видно, что три сильно выветрившиеся образца и их карбонаты существенно переработаны. Таким образом, их более высокие значения ^{18}O обусловлены дальнейшим добавлением из метеорной воды при изменении.

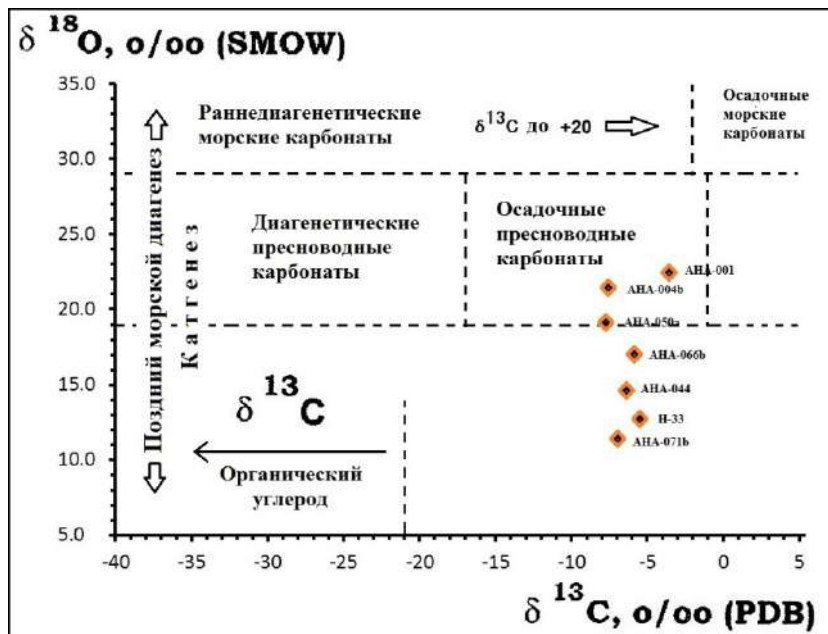


Рис. 7.2 Изотопный состав ^{18}O и ^{13}C карбонатов из месторождения Хамама. Расположение образцов на диаграмме генезиса различных карбонатов (Кулешов, 2001).

7.3 Возрастные соотношения оруденения с вмещающими породами и генезис

Из нашего исследования возрастных соотношений руды с метавулканидами и другими вмещающими породами можно сделать следующие выводы:

1. Высокая деформация рудного тела в восточной части около гранитных массивов свидетельствует о том, что руда сформировалась до внедрения этих гранитных массивов.
2. Внедрение гранит-порфировых даек в рудное тело указывают на то, что оно образовалось до внедрения этих даек.
3. Тесная генетическая связь руды и метавулканидов, отраженная в геохимии РЗЭ, указывает на их близвременное образование.
4. Микроскопическое и макроскопическое исследование карбонатов указывает на растворение щелочными растворами ранее сформировавшихся силикатных минералов метавулканидов, что приводит к образованию карбонатов. Также изотопные исследования

подтверждают их гидротермальное происхождение и свидетельствует о том, что их образование было позднее образования и деформации рудного тела в результате внедрения гранитных массивов и даек.

5. Большие объемы карбонатов вводились в дробленую руду и вмещающие породы в более поздние времена в виде низкотемпературного гидротермального раствора, что приводило к снижению сорта руды.

Появление двух фаз гранитоидов в восточной и северной частях района Хамама, в дополнение к возникновению пост-тектонических дайк, сыграло важную роль в изменении конфигурации рудного месторождения. История формирования и развития месторождения Хамама может быть кратко изложена в следующих шагах:

а. Формирование массивных колчеданных руд типа Кууроко аналогично современным черным курильщикам.

б. Рудное тело было вскрыто серией разломов и трещин и стало раздробленным и цементированным силикатом.

в. Рудное тело было подвергнуто второй тектонической стадии с введением высокощелочного карбонатного гидротермального раствора, заполнением полостей и вновь образовавшихся трещин. Эта стадия сочеталась с образованием пиритовых расслаиваний, стратифицированных карбонатами, в результате переработки колчеданной руды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках выполненного исследования по уточнению геологического строения Центральной части Восточной пустыни Египта и особенностей локализации золоторудной минерализации месторождения Хамама, были обоснованы следующие выводы:

1. На глубоко метаморфизованных породах Формации Митик (разнообразные гнейсы и сланцы), представляющих собой Протерозойский фундамент, залегают осадочные и магматические породы, представляющие собой продукты двух последовательных, самостоятельных эпох тектономагматической активизации;

2. Данные абсолютного возраста пород Формации Митик колеблются от 1150 до 600 млн. лет, а возраст залегающих на них отложений от 600 до 350 млн. лет;

3. Данные абсолютного возраста цирконов не являются полностью объективными, поскольку они в основном выполнены по методике (TIMS U–Pb циркон), без учета зонального роста кристаллов циркона;

4. Выполненное изучение внутренней структуры и морфологии кристаллов циркона, отобранных из различных стратиграфических единиц купола Митик, показало их сложно-зональное строение, а центральная часть их сложена, как правило, метаморфической разностью цирконов типа «футбольный мяч», или «кочан капусты». Назрела острая необходимость выполнить зональную абсолютную датировку кристаллов циркона методом SHRIMP и палеонтологическое датирование отложений, связанных с метавулканитами и вулканитами Дохан-Аталла;

5. Стратиграфическое строение отложений, залегающих на метаморфитах Формации Митик, представляет собой следующую последовательность (снизу-вверх):

а) Породы, представленные разнообразными терригенными отложениями, метаморфизованными до фации зеленых сланцев, выделяемые в качестве *Туфогенно-осадочной Формации* (Метаосадки);

б) Породы толщи *Метавулканитов*. Толща метавулканитов делится на две части: внизу – метавулканиты основного состава, и связанные с ней серпентиниты, выше более поздние метавулканические и туфогенные породы, кислого и среднего состава;

в) Породы Формации Хаммамат, представленные терригенными отложениями и Формации Дохан – магматическими породами, от основных до кислых эффузивов и связанные с ними гранитных интрузий. Формация Дохан включает в себя два основных скальных свита:

а) нижний маломощный вулканический свит, состоящий из базальтового андезита, андезита, дацита и связанных с ними пирокластических пород, называемых «древние доханские вулканиты»;

б) Верхняя мощная вулканическая свита фельзитов, состоящая из дацитовых, риодацитовых, риолитовых, игнимбритовых и риолитовых туфов, которые в совокупности называются «Младшие Доханские вулканиты». Фельзиты пост-хаммамата тесно связаны с доханскими вулканами. Они состоят из риолитов и туфов. Мы считаем, что они принадлежат младшим Доханским вулканитам. Доханские вулканиты интенсивно выветрились, и нынешние явления представляют лишь немногие их останки.

6. В структурно-тектоническом плане, в пределах рассматриваемой территории, образовалось крупное палеовулканическое сооружение. Время формирования сооружения охватило огромный интервал времени не меньше 200 млн. лет и соответствовало периодам развития двух тектоно-магматических этапов. Центральная часть этого сооружения располагалась в пределах современного поднятия Митик;

7. Анализ предыдущих работ и интерпретации космоснимков (Landsat) позволил выявить две системы разломов. Древняя - представлена кольцевыми и радиальными разломами. Младшая система - представлена разломами направления СЗ и перпендикулярно им. Последняя система тектонических нарушений определила современную сложную блочную структуру территории;

8. Месторождение Хамама приурочено к полиметаллическому колчеданному типу оруденения, расположенной на контакте metabазальтовых лав и их вулканокластических разностях Формации Метавулканитов;

9. Основными рудными минералами являются пирит и сфалерит с подчиненными количествами галена, халькопирита и арсенопирита. Вторичный - ковеллин пирротин, и борнит. Среди нерудных минералов наиболее распространены кварц, кальцит, доломит, серицит, барит и тальк, в то время как, хлорит, плагиоклаз, сидерит и гранат (пироп) присутствуют в меньших количествах;

10. По данным ассоциации рудных минералов и геохимических особенностей керна выявлена вертикальная зональность коры выветривания, состоящая из четырех зон (сверху-вниз): 1 – зона окисления; 2 – зона выщелачивания; 3 – зона вторичного обогащения и 4 – первичная рудная зона (дезинтеграции). За зоной окисления следует зона резкого истощения содержания металлов, затем содержание металлов увеличивается в зоне вторичного обогащения, а затем уменьшается с истончением мощности рудного тела;

11. Установлены межэлементные корреляции между основными металлами Pb, Hg, Cd, As, и Sb, которые отражают полиметаллический характер первичных руд;

12. Процесс рудообразования был очень сложным. Включает два этапа: гидротермальный и гипергенный. Гидротермальный этап разделен на три стадии, а) прерудная (кварц-пиритовая), б) рудная (галенит-сфалеритовая), и в) пострудная (карбонат-баритовая). Каждая стадия характеризуется своей минеральной ассоциацией, особыми текстурами и структурами;

13. Минерализация сгруппирована в основных трех участках; Западная Хамама, Центральная Хамама и Восточная Хамама. Западная Хамама является более продуктивной на Au и Ag, в то время как Восточная Хамама содержит большие количества Zn, Pb и Cu;

14. Выявлен характер аномальных полей. Самые высокие содержания Au, Pb, Zn и Cu распределены в зоне окисления, а наибольшее содержание Ag наблюдается в массивной первичной руде в интервале 390-283 м с богатыми мелкими интервалами на Zn, Pb и Cu;

15. Результаты трехмерной интерполяции базы данных поперечных сечений по распределению металлов Au, Ag, Pb, Cu и Zn показывают, что минерализация не сгруппирована в сплошное рудное тело. Оно представлено разрозненными блоками, перемещенными по зонам тектонических нарушений. Пространства между блоками заполнены квац-карбонатной цементирующей массой. Эти разломы образовались после полного формирования рудного тела и сильно изменили его конфигурацию.

Библиографический список

Опубликованные источники

- 1 Блинов, И.А. Гипергенные минералы цинка на сульфидных месторождениях Южного Урала. Дисс. Институт минералогии, Уральское отделение Российской академии наук. 2016. 163 с.
- 2 Григорьев, В.М. Поникаров, В.П., Долгинов, Е.А. Геология и полезные ископаемые Африки: Учебное пособие. Недра. 1990. 414 с.
- 3 Дьяконов, В.В. Фанерозойские палеовулканические сооружения и рудная минерализация медно-молибден-порфирового типа. Автореферат диссертации на соискание ученой степени д. г.-м. н. Москва. 2011. 51 с.
- 4 Емлин, Э.Ф. Техногенез колчеданных месторождений Урала. Изд-во Урал. ун-та. 1991. 256 с.
- 5 Котельников, А.Е. Медногорское палеовулканическое сооружение и перспективы его рудоносности. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. 2013. 25 с.
- 6 Кулешов, В. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез. Литология и полезные ископаемые. 2001. С. 491-508.
- 7 Прокин, В. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. Недра. 1977. 176 с.
- 8 Пшеничкин, А.Я., Ананьев, Ю.С. Поиски и локальный прогноз золоторудных месторождений на основе типоморфных свойств пирита. Проблемы геологии и освоения недр: труды XIX Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 70-летию юбилею Победы советского народа над фашистской Германией, Томск, 6-10 апреля 2015 г. Т. 1. Томск. 2015. С.155-160.
- 9 Смирнов, С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. АН СССР. 1955. 324 с.
- 10 Abdel-Rahman, A. Petrogenesis of anorogenic peralkaline granitic complexes from eastern Egypt. Mineralogical Magazine 70. 2006. p. 27-50.
- 11 Abd El-Rahman, Y., Surour, A.A., El-Manawi, A.H.W., El-DougDoug, A.-M.A., Omar, S. Regional setting and characteristics of the Neoproterozoic Wadi Hamama Zn–Cu–Ag–Au prospect: evidence for an intra-oceanic island arc-hosted volcanogenic hydrothermal system. International Journal of Earth Sciences 104. 2015. p. 625-644.

- 12 Abd El-Rahman, Y.A., Surour, A.A., El Manawi, A.H.W., Rifai, M., Motelib, A.A., Ali, W.K., El Dougdoug, A.M. Ancient Mining and Smelting Activities in the Wadi Abu Gerida Area, Central Eastern Desert, Egypt: Preliminary Results. *Archaeometry* 55. 2012. p. 1067-1087.
- 13 Abd El-Wahed, M.A., The role of the Najd Fault System in the tectonic evolution of the Hammamat molasse sediments, Eastern Desert, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences* 3, 2010. p. 1-26.
- 14 Abdel-Khalek, M., Abdel-Wahed, M. Structural setting of the Hafafit gneisses, Eastern Desert, Egypt. Fifth International Conference on Basement Tectonics, Cairo. 1983. p. 85-104.
- 15 Abdel-Rahman, A.-F.M. Pan-African volcanism: petrology and geochemistry of the Dokhan Volcanic suite in the northern Nubian Shield. *Geological Magazine* 133, 1996. p. 17-31.
- 16 Abdel-Rahman, A.-F.M., Doig, R. The Rb-Sr geochronological evolution of the Ras Gharib segment of the northern Nubian Shield. *Journal of the Geological Society* 144. 1987. p. 577-586.
- 17 Abdel Meguid, A. Geologic and radiometric studies of uraniferous granites in Um Ara-Um Shilman area south Eastern Desert, Egypt. Ph. D. Thesis, Suez Canal Univ., Ismailiya, Egypt. 1986. 233 p.
- 18 Abdel Moneim, A.A. Hydrogeological conditions and aquifers potentiality for sustainable development of the desert areas in Wadi Qena, Eastern Desert, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences* 7. 2014. p. 4573-4591.
- 19 Abdelkareem, M., El-Baz, F. Characterizing hydrothermal alteration zones in Hamama area in the central Eastern Desert of Egypt by remotely sensed data. *Geocarto international* 33. 2018. p. 1307-1325.
- 20 Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.-P., Stern, R.J. The saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 34, 2002. p. 119-136.
- 21 Aboazom, A.S., Abdel Ghani, M.S. U-Pb Geochronology and Zr Saturation Temperatures for Granitoid Rocks from Abu Murrat Area, North Eastern Desert, Egypt. *Journal of Sebha Univ.(Pure and Applied Sc.)* 6, 2007. 85 p.
- 22 Abu Anbar, M.M., El Bahariya, G.A. Petrology and geochemistry of metamorphosed bimodal volcanic suite, Meatiq dome area, Central Eastern Desert Egypt The fifth international Conference on Geochemistry, Alexandria University, Egypt. 2001. Part I11. p. 119-146.

- 23 Abu El-Ela, F.F. Neoproterozoic tholeiitic arc plutonism: petrology of gabbroic intrusions in the El-Aradiya area, Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 28. 1999. p. 721-741.
- 24 Afia, M.S., Imam, I. Mineral map of the Arab Republic of Egypt, scale 1:2,000,000. Egyptian Geological Survey. First edition. 1979.
- 25 Afia, M.S., Imam, I. Mineral map of the Arab Republic of Egypt, scale 1:2,000,000. Egyptian Geological Survey. Second edition. 1994.
- 26 Akaad, M., Noweir, M. Geology and Lithostratigraphy of the Arabian Desert Orogenic Belt of Egypt Between Latitudes 25 35' and 26 30'N. Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield 4. Pergamon Press, Oxford. 1980. p. 127-136.
- 27 Ali, K.A., Stern, R.J., Manton, W.I., Kimura, J.-I., Khamees, H.A. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb SHRIMP zircon dating of Neoproterozoic volcanic rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: New insights into the ~ 750Ma crust-forming event. *Precambrian Research* 171. 2009. p. 1-22.
- 28 Allen, R.L., Weihed, P. Global comparisons of volcanic-associated massive sulphide districts. Geological Society, London, Special Publications 204. 2002. p. 13-37.
- 29 Andresen, A., Augland, L., Boghdady, G., Lundmark, A., Elnady, O., Hassan, M., El-Rus, M.A. Structural constraints on the evolution of the Meatiq gneiss dome (Egypt), East-African Orogen. *Journal of African Earth Sciences* 57. 2010. p. 413-422.
- 30 Andresen, A., El-Rus, M.A.A., Myhre, P.I., Boghdady, G.Y., Corfu, F. U–Pb TIMS age constraints on the evolution of the Neoproterozoic Meatiq Gneiss dome, Eastern Desert, Egypt. *International Journal of Earth Sciences* 98. 2009. p. 481-497.
- 31 Augland, L.E., Andresen, A., Boghdady, G.Y. U–Pb ID-TIMS dating of igneous and metagneous rocks from the El-Sibai area: time constraints on the tectonic evolution of the Central Eastern Desert, Egypt. *International Journal of Earth Sciences* 101. 2012. p. 25-37.
- 32 Barbarin, B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80. 2005. p. 155-177.
- 33 Barrie, C., Hannington, M. Introduction: classification of VMS deposits based on host rock composition, in volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient environments. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology. Edited by CT Barrie and MD Hannington 8. 1999. p. 2-10.
- 34 Basta, E., Kotb, H., Awadallah, M. Petrochemical and geochemical characteristics of the Dokhan volcanics at the type locality-Jabal Dokhan, Eastern Desert, Egypt. *Precambrian Research* 6, 1978. p.122-140.

- 35 Be'eri-Shlevin, Y., Katzir, Y., Whitehouse, M. Post-collisional tectonomagmatic evolution in the northern Arabian–Nubian Shield: time constraints from ion-probe U–Pb dating of zircon. *Journal of the Geological Society* 166. 2009. p. 71-85.
- 36 Bentor, Y. The crustal evolution of the Arabo-Nubian Massif with special reference to the Sinai Peninsula. *Precambrian Research* 28. 1985. p. 1-74.
- 37 Botros N. S. Geological and Geochemical Studies on Some Gold Occurrences in the North Eastern Desert, Ph.D. Thesis. Zagazig University, Zagazig, Egypt. 1991. p. 146.
- 38 Botros N.S. Gold in Egypt: Does the future get worse or better?. *Ore Geology Reviews* 67. 2015. p. 189–207.
- 39 Breitreuz, C., Eliwa, H., Khalaf, I., El Gameel, K., Bühler, B., Sergeev, S., Larionov, A., Murata, M. Neoproterozoic SHRIMP U–Pb zircon ages of silica-rich Dokhan volcanics in the North Eastern Desert, Egypt. *Precambrian Research* 182. 2010. p. 163-174.
- 40 Capitán, A., Nieto, J.M., Sáez, R., Almodóvar, R. Caracterización textural y mineralógica del gossan de Filón Sur (Tharsis, Huelva). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*. 2003. p. 45-58.
- 41 Clifford, T.N. The structural framework of Africa, African magmatism and tectonics. Oliver and Boyd Edinburgh. 1970. p. 1-26.
- 42 Dardir A.A., and El Shimi K.A., Geology and geochemical exploration for gold in the banded iron formation of Um Nar Area, central Eastern Desert, Egypt. *Ann. Geol. Surv. Egypt* 18. 1992. p. 381–409.
- 43 Deines, P. The isotopic composition of reduced organic carbon. *Handbook of environmental isotope geochemistry*. 1980. p. 329-406.
- 44 Dixon, T.H. Age and chemical characteristics of some pre-Pan-African rocks in the Egyptian Shield. *Precambrian Research* 14. 1981. p. 119-133.
- 45 Donald, R., Southam, G. Low temperature anaerobic bacterial diagenesis of ferrous monosulfide to pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63. 1999. p. 2019-2023.
- 46 El-Debeiky, S. Petrology, geochemistry and geochronology of the old granite batholith between Safaga and Hurghada, Eastern Desert, Egypt. M. Sc. Thesis. Faculty of Science, Ain Shams University. 1994.
- 47 El-Desoky, H.M., Khalil, A.E. Petrography and geochemistry of Basic Dokhan Volcanics from the Eastern Desert of Egypt and their use as aggregates in concrete mixes. *Arabian Journal of Geosciences* 8. 2014. p. 6791-6809.
- 48 EL-Gaby, S. Petrochemistry and geochemistry of some granites from Egypt. *Neues Jahrb. Miner. Abh.* 124. 1975. p. 147-189.

- 49 El-Gaby, S. Integrated classification and evolution of the Neoproterozoic Pan-African Belt in Egypt. The Fifth International Conference on the Geology of Africa. 2007. p. 143-154.
- 50 El-Gaby, S., El-Nady, O., Khudeir, A. Tectonic evolution of the basement complex in the Central Eastern Desert of Egypt. *Geologische Rundschau* 73. 1984. p. 1019-1036.
- 51 El-Gaby, S., List, F., Tahrani, R. The basement complex of the Eastern Desert and Sinai Said, R eds. *The geology of Egypt* Balkema Rotterdam, Netherlands 175. 1990. 184 p.
- 52 El-Manawi, A.W., Surour A. A., M., H.Y. Leaching of iron from BIF ores and the formation of granite-related specularite veins: a case study from Wadi Hamama area ,central Eastern Desert, Egypt, *Proceedings of the 7th Conference on Geochemistry*, Alexandria University, Egypt. 2006. 46 p.
- 53 El-Mansi, M.M. Petrology, radioactivity and mineralizations of Abu Gerida–El Erediya area, Eastern Desert, Egypt. M.Sc. Thesis. Geology department, Cairo University, Egypt. 1994. 223 p.
- 54 El-Ramly, M. A new geological map for the basement rocks in the Eastern and Southwestern desert of Egypt: Scale 1: 1,000,000. *Annals of the Geological Survey of Egypt* 2. 1972. p. 1-18.
- 55 El-Ramly, M., Akaad, M. The basement complex in the CED of Egypt between lat. 24 30' and 25 40'. *Geological Survey of Egypt* 8. 1960. 33 p.
- 56 El Ramly, M.F., Ivanov, S.S., Kochin, G.C. The occurrence of gold in the Eastern Desert of Egypt. In: Moharram, Osman, et al. (Eds.), *Studies on some mineral deposits of Egypt. Part I, Sec. A, Metallic Minerals*, Geol. Surv. Egypt. 1970. p. 53–63.
- 57 El-Sayed, M., Obeid, M., Furnes, H., Moghazi, A. Late Neoproterozoic volcanism in the southern Eastern Desert, Egypt: petrological, structural and geochemical constraints on the tectonic-magmatic evolution of the Allaqi Dokhan volcanic suite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry* 180. 2004. p. 261-286.
- 58 El-Shatoury, H., Mostafa, M., Nasr, F. Granites and granitoid rocks in Egypt, a statistical approach of classification. *Chem. Erde* 43. 1984. p. 229-246.
- 59 El Bahariya, G.A. Classification of the Neoproterozoic ophiolites of the Central Eastern Desert, Egypt based on field geological characteristics and mode of occurrence. *Arabian Journal of Geosciences* 11(12). 2018. 23 p.
- 60 El Kassas, I., Bakhit, F. Geology of Wadi Atalla-El Missikat area, Eastern Desert, Egypt. *Qatar Univ. Sci. Bull.* 9. 1989. p. 227-244.
- 61 El Kholy, S.B., Selim, E.T. Isotopic composition of some egyptian galena by thermal emission mass spectrometry. *pure and applied geophysics* 87. 1971. p. 192-202.

- 62 El Shazly, E. On the classification of the Precambrian and other rocks of magmatic affiliation in Egypt. Proceedings of the 22nd international geological congress, New Delhi, 1964. p. 88-101.
- 63 El Shazly, E. The geology of the Egyptian region, The ocean basins and margins. Springer. 1977. p. 379-444.
- 64 Eliwa, H. Petrology, geochemistry, mineral chemistry and petrogenesis of Samr El-Qaa Volcanics, North Eastern Desert, Egypt. Sci. J. Fac. Sci. Minufiya Univ 14. 2000. p. 1-45.
- 65 Eliwa, H.A., El-Bialy, M.Z., Murata, M. Edicaran post-collisional volcanism in the Arabian-Nubian Shield: The high-K calc-alkaline Dokhan Volcanics of Gabal Samr El-Qaa (592 ± 5 Ma), North Eastern Desert, Egypt. Precambrian Research 246. 2014. p. 180-207.
- 66 England, B., Ostwald, J. Framboid-derived structures in some Tasman fold belt base-metal sulphide deposits, New South Wales, Australia. Ore Geology Reviews 7, 1993. p. 381-412.
- 67 Exley, R., Matthey, D., Clague, D., Pillinger, C. Carbon isotope systematics of a mantle "hotspot": a comparison of Loihi Seamount and MORB glasses. Earth and Planetary Science Letters 78. 1986. p. 189-199. 78.
- 68 Folk, R.L. Nannobacteria and the formation of framboidal pyrite: Textural evidence. Journal of Earth System Science 114. 2005. p. 369-374.
- 69 Fowler, A., Osman, A. Sedimentation and inversion history of three molasse basins of the western Central Eastern Desert of Egypt: Implications for the tectonic significance of Hammamat basins. Gondwana Research 23. 2013. p. 1511-1534.
- 70 Franklin, J., Thorpe, R. Comparative metallogeny of the Superior, Slave and Churchill provinces. Spec Pap Geol Assoc Can 25. 1982. p. 3-90.
- 71 Fritz, H., Dallmeyer, D.R., Wallbrecher, E., Loizenbauer, J., Hoinkes, G., Neumayr, P., Khudeir, A.A. Neoproterozoic tectonothermal evolution of the Central Eastern Desert, Egypt: a slow velocity tectonic process of core complex exhumation. Journal of African Earth Sciences 34. 2002. p.137-155.
- 72 Galley, A.G. Setting and characteristics of ophiolite hosted volcanogenic massive sulfide deposits. Volcanic-associated massive sulfide deposits: Process and example in modern and ancient settings. 1999. p. 221-246.
- 73 Galley, A.G., Hannington, M.D., Jonasson, I. Volcanogenic massive sulphide deposits. Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5. 2007. p. 141-161.

- 74 Gass, I. Pan-African (upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian—Nubian shield, *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier. 1981. p. 387-405.
- 75 Habib, M.E., Ahmed, A., El Nady, O.M. Tectonic evolution of the Meatiq infrastructure, Central Eastern Desert, Egypt. *Tectonics* 4. 1985a. p. 613-627.
- 76 Habib, M.E., Ahmed, A., El Nady, O.M. Two orogenies in the Meatiq area of the central Eastern Desert, Egypt. *Precambrian Research* 30. 1985b. p. 83-111.
- 77 Halbach, P., Pracejus, B., Marten, A. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa Trough, Japan. *Economic Geology* 88. 1993. p. 2210-2225.
- 78 Hamimi, Z. Geology and structure of Gebel El Hadid area, Eastern Desert, Egypt. M. Sc. Thesis, Zagazig University. 1988. 108 p.
- 79 Hamimi, Z., El-Kazzaz, Y., Fawzy, K., Abdelrahman, E., El-Shafei, M., Elfakharani, A. Geology and Tectonic Setting of the Arabian-Nubian Shield. *The Open Geology Journal* 8, issue 1, 2014. p. 1-2.
- 80 Hannington, M.D., Barrie, C.T., and Bleeker, W. The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology Monograph* 10. 1999a. p. 1-30.
- 81 Hannington, M., Kjarsgaard, I., Bleeker, W. Sulfide mineralogy, geochemistry and ore genesis of the Kidd Creek deposit. Part I. The North, Central, and South Orebodies. *Economic Geology Publishing Company*. 1999b.
- 82 Hannington, M.D., Bleeker, W., and Kjarsgaard, I. Sulfide mineralogy, geochemistry and ore genesis of the Kidd Creek deposit: Part II. The bornite zone. 1999c, in Hannington, M.D., and Barrie, C.T., eds., *The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada*. *Economic Geology Monograph* 10. p. 225-266.
- 83 Hashad, A. Present status of geochronological data on the Egyptian basement complex. In: *Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield* (Edited by Al-Shanti, A. M. S.) King Abdulaziz University, Jeddah, Saudi Arabia 3. 1980. p. 31-46.
- 84 Hassan, M. and Hashad., A. H. Precambrian of Egypt. In: Said, R. (ed.), *The Geology of Egypt*. Balkema, Rotterdam, Brookfield. 1990. p. 201-245.
- 85 Herrington, R., Maslennikov, V., Zaykov, V., Seravkin, I., Kosarev, A., Buschmann, B., Orgeval, J.-J., Holland, N., Tesalina, S., Nimis, P. 6: Classification of VMS deposits: lessons from the South Uralides. *Ore Geology Reviews* 27. 2005. p. 203-237.
- 86 Hume, W.F. *Geology of Egypt*, V. II: The Fundamental Pre-Cambrian Rocks of Egypt and the Sudan; Their Distribution, Age, and Character., Part III: The Minerals of Economic Value. *Geol. Surv. Egypt*. 1937.

- 87 Irvine, T., Baragar, W. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences* 8. 1971. p. 523-548.
- 88 Johnson, P., Andresen, A., Collins, A., Fowler, A., Fritz, H., Ghebreab, W., Kusky, T., Stern, R. Late Cryogenian–Ediacaran history of the Arabian–Nubian Shield: a review of depositional, plutonic, structural, and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen. *Journal of African Earth Sciences* 61. 2011. p. 167-232.
- 89 Johnson, P.R., Woldehaimanot, B. Development of the Arabian-Nubian Shield: perspectives on accretion and deformation in the northern East African Orogen and the assembly of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 206. 2003. p. 289-325.
- 90 Khalid A. M. and Diaf A. A. Geological and Geochemical Exploration for Gold and REE at Jabal Nazar and Jabal Arkenu, Egypt-Libya. *Proceedings of Geological Survey, Egypt*. 1996. p. 425-446.
- 91 Khalid M. A., M. M. Said, A. El Naggar and N. Moselhy. Geological and Geochemical Exploration at Gabal Kulyeit and Its Environs, South Eastern Desert, Egypt. *Annal of Geological Survey of Egypt*, Vol. 23. 2000. p. 223-233.
- 92 Kennedy, W. The structural differentiation of Africa in the Pan-Africa (± 500 my) tectonic episode. *Univ, Leeds, Res. Inst. African Geol., Ann. Rept.* 1964. p. 48-49.
- 93 Khalil, K.I., El-Shazly, A.E., Lehmann, B. Late Neoproterozoic banded iron formation (BIF) in the central Eastern Desert of Egypt: mineralogical and geochemical implications for the origin of the Gebel El Hadid iron ore deposit. *Ore Geology Reviews* 69. 2015. p. 380-399.
- 94 Klemm, D., Klemm, R., Murr, A. Gold of the Pharaohs–6000 years of gold mining in Egypt and Nubia. *Journal of African Earth Sciences* 33. 2001. p. 643-659.
- 95 Klemm, R., Klemm, D. Gold and gold mining in ancient Egypt and Nubia: geoarchaeology of the ancient gold mining sites in the Egyptian and Sudanese eastern deserts. *Springer Science & Business Media*. 2012. 648 p.
- 96 Köksal, S., Göncüoğlu, M.C., Toksoy-Köksal, F., Möller, A., Kemnitz, H. Zircon typologies and internal structures as petrogenetic indicators in contrasting granitoid types from central Anatolia, Turkey. *Mineralogy and Petrology* 93. 2008. p. 185-211.
- 97 Konishi, Y., Tsukiyama, T., Tachimi, T., Saitoh, N., Nomura, T., Nagamine, S. Microbial deposition of gold nanoparticles by the metal-reducing bacterium *Shewanella algae*. *Electrochimica Acta* 53. 2007. p. 186-192.
- 98 Kröner, A. Pan African plate tectonics and its repercussions on the crust of northeast Africa. *Geologische Rundschau* 68. 1979. p. 565-583.

- 99 Kröner, A. Ophiolites and the evolution of tectonic boundaries in the late proterozoic Arabian—Nubian shield of northeast Africa and Arabia. *Precambrian Research* 27. 1985. p. 277-300.
- 100 Kröner, A., Grieling, R., Reischmann, T., Hussein, I., Stern, R., Dürr, S., Krüger, J., Zimmer, M. Pan-African crustal evolution in the Nubian segment of northeast Africa. *Proterozoic Lithospheric Evolution* 17. 1987. p. 235-257.
- 101 Large, R.R. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; features, styles, and genetic models. *Economic Geology* 87. 1992. p. 471-510.
- 102 Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous rocks. London: Blackwell Scientific Publications. 1989. 254 p.
- 103 Leistel, J., Marcoux, E., Thiéblemont, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodóvar, G., Pascual, E., Sáez, R. The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt Review and preface to the Thematic Issue. *Mineralium Deposita* 33. 1997. p. 2-30.
- 104 Liégeois, J.-P., Stern, R.J. Sr–Nd isotopes and geochemistry of granite-gneiss complexes from the Meatiq and Hafafit domes, Eastern Desert, Egypt: no evidence for pre-Neoproterozoic crust. *Journal of African Earth Sciences* 57. 2010. p. 31-40.
- 105 Little, C.T., Maslennikov, V.V., Morris, N.J., Gubanov, A.P. Two Palaeozoic hydrothermal vent communities from the southern Ural mountains, Russia. *Palaeontology* 42. 1999. p. 1043-1078.
- 106 Loizenbauer, J., Wallbrecher, E., Fritz, H. The Deformation History of the Meatiq Metamorphic Core Complex, Eastern Desert, Egypt: Constraints on Geochronology, Structural Analyses and Fluid Inclusion Studies, Session A05:5A, *Journal of Conference Abstracts*. 1999. p. 1.
- 107 Loizenbauer, J., Wallbrecher, E., Fritz, H., Neumayr, P., Khudeir, A., Klotzli, U., Structural geology, single zircon ages and fluid inclusion studies of the Meatiq metamorphic core complex: implications for Neoproterozoic tectonics in the Eastern Desert of Egypt. *Precambrian Research* 110. 2001. p. 357-383.
- 108 Maslennikov, V., Maslennikova, S., Large, R., Danyushevsky, L., Herrington, R., Stanley, C. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu–Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia. *Mineralogy and Petrology* 107. 2013. 67-99.
- 109 Melekestseva, I.Y., Zaykov, V., Nimis, P., Tret'Yakov, G., Tessalina, S. Cu–(Ni–Co–Au)-bearing massive sulfide deposits associated with mafic–ultramafic rocks of the Main

Urals Fault, South Urals: Geological structures, ore textural and mineralogical features, comparison with modern analogs. *Ore Geology Reviews* 52. 2013. 18-36.

110 Ministry of petroleum official site, accessed 22 January 2017: <http://www.petroleum.gov.eg/en/ProjectsandActivities/StrategicProjects/Pages/GoldandElSoukr.aspx>

111 Moghazi, A. Geochemical and radiogenic isotope studies of some basement rocks at the Kid area, Southeastern Sinai, Egypt. Unpublished Ph. D. Thesis. Alexandria University, Egypt. 1994. 377 p.

112 Moghazi, A. Geochemistry and petrogenesis of a high-K calc-alkaline Dokhan Volcanic suite, South Safaga area, Egypt: the role of late Neoproterozoic crustal extension. *Precambrian Research* 125. Issue 1-2. p. 161-178.

113 Mohamed, F., Moghazi, A., Hassanen, M. Petrogenesis of late Proterozoic granitoids in the Ras Gharib magmatic province, northern Eastern Desert, Egypt: petrological and geochemical constraints. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*. 1999. p. 319-353.

114 Mohy, H., Basta, F.F., Saber, S.G., El Sobky, A.F.A. Using Landsat 8 and ASTER Data for lithological Discrimination and Mapping in Wadi Hamad area, North Eastern Desert, Egypt. *Journal of American Science* 13 Issue 7. 2017. 13 p.

115 Moussa, E. Geochronological studies of some granitoids: application to geochemical evolution and tectonic history of the northern Eastern Desert, Egypt. Ph. D. Thesis. Ain Shams University. 1998.

116 Moussa, E.M., Stern, R.J., Manton, W.I., Ali, K.A. SHRIMP zircon dating and Sm/Nd isotopic investigations of Neoproterozoic granitoids, Eastern Desert, Egypt. *Precambrian Research* 160. 2008. p. 341-356.

117 Neumayr, P., Hoinkes, G., Puhl, J., Mogessie, A., Khudeir, A. The Meatiq dome (Eastern Desert, Egypt) a Precambrian metamorphic core complex: petrological and geological evidence. *Journal of Metamorphic Geology* 16. 1998. p. 259-279.

118 Ohmoto, H. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Ore geology reviews* 10. 1996. p. 135-177.

119 Oshima, T. Geology of the Kosaka mine, Akita prefecture. *Mining Geol. Spec.* Issue 6. 1974. p. 89-100.

120 Passier, H.F., Middelburg, J.J., de Lange, G.J., Böttcher, M.E. Pyrite contents, microtextures, and sulfur isotopes in relation to formation of the youngest eastern Mediterranean sapropel. *Geology* 25. 1997. p. 519-522.

121 Patchett, P.J., Chase, C.G. 2002. Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geology* 30. p. 39-42.

- 122 Pineau, F., Javoy, M., Bottinga, Y., 1976. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of rocks and inclusions in popping rocks of the Mid-Atlantic Ridge and their bearing on the problem of isotopic composition of deep-seated carbon. *Earth and Planetary Science Letters* 29. p. 413-421.
- 123 Pósfai, M., Buseck, P.R., Bazylinski, D.A., Frankel, R.B. Reaction sequence of iron sulfide minerals in bacteria and their use as biomarkers. *Science* 280. 1998. p. 880-883.
- 124 Poulsen, H., Hannington, M. Auriferous Volcanogenic Sulfide Deposits. *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. *Geology of Canada* 8. 1995. p. 183-196.
- 125 Poulsen, K.H. Geological classification of Canadian gold deposits. *Bulletin of the Geological Survey of Canada* 540. 2000. p. 1-106.
- 126 Prudencio, M. REE distribution as an indicator of the origin of carbonates and silicates in basaltic rocks. *Mineralogical Magazine* 58. 1994. p. 744-745.
- 127 Pupin, J.-P., Turco, G. Une typologie originale du zircon accessoire. *Bulletin de Minéralogie* 95. 1972. p. 348-359.
- 128 Pupin, J., Bonin, B., Tessier, M., Turco, G. Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoïdes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7. 1978. p. 721-725.
- 129 Pupin, J., Turco, G., 1981. Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes. *Bull. Mineral* 104. p. 724-731.
- 130 Ragab, A., El-Alfy, Z. Arc-arc collision model and its implications on a proposed classification of the Pan-African rocks of the Eastern Desert of Egypt. *MERC Ain Shams University Earth Science Series* 10. 1996. p. 89-101.
- 131 Raiswell, R. Pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron. *American Journal of Science* 282. 1982. p. 1244-1263.
- 132 Ramadan T.M., Abdelsalam M., and Stern B., Mapping gold-bearing massive sulfide deposits in the neoproterozoic Allaqi suture, southeast Egypt with Landsat TM and SIR-C/X SAR images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 67(4). 2001. p. 491-497.
- 133 Ratajeski, K., Glazner, A.F., Miller, B.V. Geology and geochemistry of mafic to felsic plutonic rocks in the Cretaceous intrusive suite of Yosemite Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* 113. 2001. p. 1486-1502.
- 134 Ressetar, R., Monrad, J. Chemical composition and tectonic setting of the Dokhan Volcanic formation, Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 1 (2). 1983. p. 103-112.
- 135 Rickard, D., Luther III, G.W. Kinetics of pyrite formation by the H_2S oxidation of iron (II) monosulfide in aqueous solutions between 25 and 125 C: the mechanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61. 1997. p. 135-147.

- 136 Ries, A., Shackleton, R., Graham, R., Fitches, W. Pan-African structures, ophiolites and mélange in the Eastern Desert of Egypt: a traverse at 26 N. *Journal of the Geological Society* 140. 1983. p. 75-95.
- 137 Said, R. *The geology of Egypt*. Routledge. 2017. 734 p.
- 138 Schidlowski, M. Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15. 1987. p. 47-72.
- 139 Schürmann, H.M.E. *The Pre-cambrian Along the Guld of Suez and the Norther Part of the Red Sea*. Brill Archive. 1966. 404 p.
- 140 Schwartz, M.O. Cadmium in zinc deposits: economic geology of a polluting element. *International Geology Review* 42. 2000. p. 445-469.
- 141 Shalaby, A., Stüwe, K., Makroum, F., Fritz, H., Kebede, T., Klötzli, U. The Wadi Mubarak belt, Eastern Desert of Egypt: a Neoproterozoic conjugate shear system in the Arabian–Nubian Shield. *Precambrian Research* 136. 2005. 27-50.
- 142 Shukri, N. Geology of the Nubian sandstone. *Nature* 156. 1945. 116 p.
- 143 Stern, R., Sellers, G., Gottfried, D. Bimodal dyke swarms in the North Eastern Desert of Egypt: significance for the origin of late Precambrian “A-type” granites in northern Afro-Arabia, The Pan-African belt of Northeast Africa and adjacent areas. *Vieweg & Sohn Weisbaden*. 1988. p. 147-179.
- 144 Stern, R.J. Late Precambrian ensimatic volcanism in the central Eastern Desert of Egypt. *California Univ., San Diego (USA)*. 1979. 210 p.
- 145 Stern, R.J. Petrogenesis and tectonic setting of Late Precambrian ensimatic volcanic rocks, Central Eastern Desert of Egypt. *Precambrian Research* 16. 1981. p. 195-230.
- 146 Stern, R.J., Gottfried, D. Petrogenesis of a late Precambrian (575–600 Ma) bimodal suite in northeast Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92. 1986. p. 492-501.
- 147 Stern, R.J., Gwinn, C.J. Origin of late Precambrian intrusive carbonates, Eastern Desert of Egypt and Sudan: C, O and Sr isotopic evidence. *Precambrian Research* 46. 1990. p. 259-272.
- 148 Stern, R.J., Hedge, C.E. Geochronologic and isotopic constraints on late Precambrian crustal evolution in the Eastern Desert of Egypt. *American Journal of Science* 285. 1985. p. 97-127.
- 149 Sturchio, N., Sultan, N.C., Sylvester, P., Batiza, R., Hedge, C., El Shazly, E.M., Abdel-Maguid, A. Geology, age and origin of the Meatiq dome: Implications for the Precambrian stratigraphy and tectonic evolution of the Eastern Desert of Egypt. *Faculty of Earth Sciences, King Abdulaziz University Bulletin* 6. 1983a. p. 127-143.

- 150 Sturchio, N.C., Sultan, M., Batiza, R. Geology and origin of Meatiq Dome, Egypt: A Precambrian metamorphic core complex?. *Geology* 11. 1983b. p. 72-76.
- 151 Suits, N.S., Wilkin, R.T. Pyrite formation in the water column and sediments of a meromictic lake. *Geology* 26. 1998. p. 1099-1102.
- 152 Sun, S.-S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42. 1989. p. 313-345.
- 153 Sverjensky, D.A. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters* 67. 1984. p. 70-78.
- 154 Takla, M., Hussein, A. Shield rocks and related mineralization in Egypt, Eleventh Symp. On Precambrian and Development, Cairo, Abstract. 1995.
- 155 Tvalchrelidze, G. Types of pyrite deposits and provinces. *International Geology Review* 22. 1980. p. 125-134.
- 156 Utenkov, V.A. Petrology of the Mórágý Granite (SW Hungary) based on the Bátaapáti (Üveghuta) boreholes. *Tartalom—Contents* 2000. 2003. 153 p.
- 157 Wilde, S., Youssef, K. Significance of SHRIMP U-Pb dating of the imperial porphyry and associated Dokhan volcanics, Gebel Dokhan, north Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 31. 2000. p. 403-413.
- 158 Williams-Jones, A.E., Norman, C. Controls of mineral parageneses in the system Fe-Sb-SO. *Economic Geology* 92. 1997. p. 308-324.
- 159 Willis, K., Stern, R., Clauer, N. Age and geochemistry of Late Precambrian sediments of the Hammamat Series from the Northeastern Desert of Egypt. *Precambrian Research* 42. 1988. p. 173-187.
- 160 Wood, S.A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chemical Geology* 82. 1990. p. 159-186.
- 161 Xu, X., Griffin, W.L., Ma, X., O'Reilly, S.Y., He, Z., Zhang, C. The Taihua group on the southern margin of the North China craton: further insights from U–Pb ages and Hf isotope compositions of zircons. *Mineralogy and Petrology* 97. 2009. 43 p.
- 162 Yule, G.U. Why do we sometimes get nonsense-correlations between Time-Series?--a study in sampling and the nature of time-series. *Journal of the royal statistical society* 89. 1926. p. 1-63.
- 163 Zavaritskiy, A.N. Origin of the pyrite deposits. *AN SSSR Izvestiya* 3. 1943. p. 3-18.

164 Zavaritsky, A.N. The Blyava pyrite deposit in the southern Urals. Akad. Nauk SSSR Inst. Geol. 5. 1936. p. 29-65.

165 Zoheir, B., Creaser, R., Lehmann, B. Re-Os geochronology of gold mineralization in the Fawakhir area, Eastern Desert, Egypt. International Geology Review 57. 2015. p. 1418-1432.

Фондовая литература

166 Abd El Nabi, A., Prokhorov, D. Report of the Safaga party on the results of prospecting for gold and rare metals in the area of Wadis Safaga, El Barrud, Abu Makhadeg, El Marah and Hamama, conducted in 1974-1975. Internal report, The Egyptian Geological Survey and Mining Authority, Cairo. 1976.

167 Alexander Nubia. Technical report on the Abu Marawat Concession, Egypt. Company report. 2012. 112 p. URL: https://www.atonresources.com/site/assets/files/1201/abu_marawat_43-101.pdf

168 Alexander Nubia. Summary note. Vicarage Capital Limited. Company report. 2014. 2 p. URL: https://www.js-research.de/fileadmin/user_upload/AAN_VCL.pdf

169 Aton Resources, 2016. For immediate release, Aton begins Remote Sensing and Spectral Imaging survey over its 40km gold mineralized Abu Marawat concession to further define its multiple exploration sites in this mining district. Company report. URL: <https://www.atonresources.com/site/assets/files/1197/aton-resources-inc-press-release-remote-sensing-aug-29-2016-1.pdf>

170 Aton Resources, Hamama west deposit, Abu Marawat concession, Arab Republic of Egypt. Company report NI 43-101. 2017. URL: https://www.atonresources.com/site/assets/files/1172/hamama_west_jan2017_ni43-101tr_v3_final.pdf

171 Aton Resources. High Grade Gold-silver-Zinc Oxide Mineralization From Channel Sampling Of Excavated Road Cuttings At Hamama East, Electronic report: VANCOUVER, British Columbia. 2018. URL: <https://www.atonresources.com/news/2018/aton-announces-high-grade-gold-silver-zinc-oxide-mineralization-from-channel-sampling-of-excavated-road-cuttings-at-hamama-east/>

172 Conoco, C. Geological map of Egypt: Qusier Quadrangle, scale 1:500,000. The Egyptian General Petroleum Corporation. 1987.

173 Dardir, A., Abu Zeid, K., et.al., Report on geology of the basement rocks west of Gabal Duwi, between latitudes 26°00'N and 26°20'N, Eastern Desert, Internal Report Geological Survey of Egypt Geological Survey of Egypt. 1971.

- 174 EGSMA. Geological map of Egypt, Sheet NG-36 The Egyptian Geological Survey and Mining Authority, Cairo, Egypt. 1979.
- 175 EGSMA, Geologic Map of Egypt. Egyptian Geological Survey and Mining Authority. 1981.
- 176 El-Ramly, M.F. The absolute ages of some basement rocks from Egypt. Geol. Surv. Paper 15. 1963. 13 p.
- 177 Naim, G.M., Hassan, A.K., et al., Project of economic evaluation and methods of treatment for dump and tailing of the old Egyptian gold mines. Final Report, Geol. Surv. Egypt. Documentation center, Internal Report No. 11/1997, 1997 (In Arabic).
- 178 Sabet, A., Bykov, B., Berezin, Y. Geological setting and ore deposits of the Bir Umm Fawakhir sheet. EGSMA. 1977. 57 p.
- 179 Said, R. Explanatory notes to accompany the geological map of Egypt. Ministry of Industry, Petroleum, and Mineral Wealth, Geological Survey of Egypt. 1971. 123 p.
- 180 Salama, A., Zhukov, M. Results of prospecting for gold and rare metals in the central Eastern Desert of Egypt, in the area of Wadis Abu Ziran, Sodmein, Sagia, Queh, Abu Shigeili and others. (Report on the works, conducted by the Quseir Party in 1973-1974, scale 1:40000). Internal report. The Egyptian Geological Survey and Mining Authority. 1975.