

Российский университет дружбы народов имени Патриса Лумумбы

На правах рукописи

Хассан Мусаб Авад Ахмед

Минерализация благородных металлов (элементы платиновой группы, золото) в офиолитовом комплексе Кала Эн Нахаль–Умм Сагата обрамления Аравийско-Нубийского щита (Гедареф, Судан)

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

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
кандидат геолого-минералогических наук,
Котельников А.Е.

Москва

2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	10
1.1 Местоположение и доступность	10
1.2 Морфология	11
1.2.1 <i>Топография</i>	11
1.2.2 <i>Гидрография</i>	11
1.2.3 <i>Климат</i>	11
1.2.4 <i>Почвы и растительность</i>	12
1.3 Население и социально-экономические аспекты.....	12
1.4 Предыдущие исследования.....	12
2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА	14
2.1 Введение	14
2.2 Пара- и ортогнейсы	18
2.3 Низкосортная метавулкано-осадочная последовательность	20
2.4 Офиолитовый комплекс	22
2.5 Ранние - поздние тектоно-магматические образования (Син-посторогенные интрузии магматического происхождения).....	24
2.6 Посторогенные граниты	27
2.7 Формация Нубийских песчаников (Nubian Sandstone Formation)	30
2.8 Кайнозойские базальты	32
2.9 Четвертичные поверхностные отложения.....	32
3 ДЕТАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, СТРУКТУРНАЯ, ТЕКСТУРА, ГЕОХИМИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА	33
3.1 Геология офиолитового комплекса	33
3.1.1 <i>Базальные ультраосновные тектониты (мантийные перидотиты)</i>	36
3.1.2 <i>Кумулятивные основные-ультраосновные породы</i>	40
3.1.3 <i>Массивные габбро и связанные с ними плагиограниты</i>	43
3.1.4 <i>Подушечная базальтовая лава с пластовыми долеритовыми дайками</i>	46
3.2 Структурная геология	47
3.3 Геохимия.....	51
3.3.1 <i>Мантийный перидотит</i>	52
3.3.2 <i>Кумулятивные ультраосновные и основные породы</i>	65
3.3.3 <i>Плагиограниты</i>	69
3.3.4 <i>Подушечная лава</i>	77
4 ГЕОЛОГИЯ, ТЕКСТУРА, СТРУКТУРА И СОСТАВ РАЗЛИЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	90

4.1	Введение	90
4.2	Хромитовые месторождения	90
4.2.1	<i>Условия залегания</i>	91
4.2.2	<i>Текстуры и минеральный состав руды</i>	91
4.2.3	<i>Сульфиды цветных металлов, арсениды и минералы платиновой группы в хромититах</i>	95
4.3	Лиственит	100
4.3.1	<i>Карбонатные минералы</i>	100
4.3.2	<i>Сульфидные минералы</i>	101
4.3.3	<i>Белая слюда с высоким содержанием хрома (фуксит и марипозит)</i>	102
4.3.4	<i>Хромит (хромовая руда)</i>	106
4.4	Золотоносность (рудопроявление золота)	107
5	Геохимия и геохимический контроль металлогении	111
5.1	Химический состав хромитовой руды	111
5.2	Геохимический контроль металлогении	113
5.2.1	<i>Геохимия хромитовых проявлений (хромовой руды)</i>	113
5.2.2	<i>Происхождение хромитовых месторождений (месторождений хромита)</i>	117
5.2.3	<i>Происхождение хромитовых месторождений.</i>	118
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	123
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	125

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы.

Объектом исследования является офиолитовый комплекс Кала Эн Нахаль–Умм Сагата, расположенный в районе Гедарэф Судана. Офиолитовые комплексы установлены во многих местах Судана, например, Красноморские холмы, холмы Ингессана в северных провинциях, а также в южной части центрального Судана.

В последние годы правительство Судана интенсивно развивает горнодобывающую промышленность страны. Задача - увеличение промышленных доказанных запасов промышленных типов месторождений полезных ископаемых и расширению минерально-сырьевой базы Судана. Район исследования очень перспективен для выявления залежей полезных ископаемых, которые связаны с офиолитовыми породами. В работах предшественников сообщалось о минерализации хромита, асбеста, талька и магнезита, связанной с ультраосновными породами. Месторождения цветных металлов, металлов платиновой группы (МПП), золота и хромитов, и особенности вмещающих их пород не были подробно описаны и остаются малоизученными в этой неотъемлемой частью Аравийско-Нубийского щита. Поэтому в настоящем исследовании приведены новые данные по МПП и золоту.

Актуальность работы заключается в выявлении благоприятной тектонической обстановки образования офиолитового комплекса Кала Эн Нахал –Умм Сагата, а также оценке наличия в них экономически ценных полезных компонентов, в том числе благородных и редкоземельных металлов, золота. Также исследованы вмещающие породы и типы их изменения, что позволило создать различные геологические модели их формирования.

Цель работы.

Установить геолого-геохимические особенности офиолитового комплекса Кала Эн Нахаль –Умм Сагата (Республика Судан) и связанных с ним проявлений золота и металлов платиновой группы на основе детальных исследований горных пород и определения их вещественного состава и свойств, благоприятных для локации благороднометалльного оруденения.

Основные задачи исследования.

1. Получить актуальную информацию о геологической и тектонической обстановке изучаемого региона на основе проведения анализа материалов предшественников, проведения собственного геологического картирования отдельных участков, и комплексного анализа данных дистанционного зондирования, с применением современного геоинформационного программного обеспечения.

2. Определение тектонических особенностей офиолитового комплекса Кала Эн Нахаль–Умм Сагата на основе проведения анализа тектонического и геологического строения территории, выполнения геохимических исследований образцов комплекса.

3. Проведение комплексного исследования хромитового оруденения (петрографическое, геохимическое, минералогическое, включая электронную микроскопию и микрозондовый анализ) с целью выявления благороднометалльной минерализации (платина, золото).

4. Проведение комплексного исследования лиственитов (петрографическое, геохимическое, минералогическое, включая электронную микроскопию и микрозондовый анализ) с целью выявления золоторудной минерализации.

5. Восстановление условий рудообразования на основе изучения минерального парагенезиса благороднометалльных элементов.

6. Выявление потенциальных геолого-промышленных типов месторождений полезных компонентов в офиолитовом комплексе.

Фактический материал и методы исследований.

Геологические данные были получены в результате собственных полевых и камеральных работ, а также лабораторных исследований.

Полевые работы на территории Судана были проведены в два этапа и составляют в общей сложности порядка двух месяцев. Результаты полевого геологического картирования были использованы для построения геологической карты (масштаб 1:25 000 – 50 000), охватывающая площадь 4200 км². В ходе полевых работ было отобрано более 300 проб горных пород, которые представляют собой основные литологические единицы территории и необходимы для петрографических и геохимических исследований. Обработка и анализ космических снимков были выполнены на факультете нефтегазового дела и минерального сырья в Университете Аль-Нилейн.

Более детально научные исследования можно представить в несколько основных этапах:

Предварительные камеральные работы:

- сбор и проведение обзорного анализа литературных источников по изучаемой территории;
- поиски сбор многоспектральных космических снимков Landsat 8 (OLI) в диапазонах 7, 5 и 2 (пространственное разрешение 30 м), линейно растянутые R, G, B;
- формирование базы данных и цифровая обработка многоспектральных космических снимков с использованием географической информационной системы (ГИС);
- создание предварительной геологической карты на основе имеющейся геологической информации и данных дистанционного зондирования.

Полевые работы:

– проведение геологического картирования на площади 4200 км², с использованием предоставленных Департаментом геодезии Судана топографических карт на территорию исследования масштабом 1:250 000, а также многоспектральных космических снимков;

– отбор 300 проб горных пород.

Лабораторные исследования (Таблица 1):

– изготовление шлифов горных пород и руд в сертифицированной лаборатории;

– петрографическое исследование шлифов горных пород с использованием микроскопов Полам Р-312, Альтами Полар 3, Nikon Eclipse 100 Pol;

– микроскопическое изучение отобранных образцов руды с использованием микроскопов Полам Р-312, Альтами Полар 3, Nikon Eclipse 100 Pol;

– подготовка образцов горных пород и руд к геохимическому анализу;

– проведение геохимического анализа горных пород и руд:

○ рентгенофлуоресцентный анализ (РФА). Этот метод необходим для определения основных (метод плавленного стекла) оксидов.

○ атомно-эмиссионная спектроскопия с индуктивно-связанной плазмой (ICP): для определения содержания микроэлементов и РЗЭ в отобранных образцах (ICP-AES и ICP-MS);

○ атомно-абсорбционная спектрометрия (ААС). Этот метод позволяет определить содержание золота в отдельных кварцевых жилах;

○ пробирный анализ ICP-MS: для выявления МПГ и золота из отобранных образцов хромитовой руды;

○ электронный микрондовый и сканирующий анализ. Этот метод позволяет определить химический состав некоторых отобранных руд.

Таблица 1 – Список выполненных лабораторных анализов. Составлено автором.

Тип анализа	Количество	Назначение	Лаборатория
Оптическая микроскопия	300	Определить минеральный состав различных горных пород	Al Neelain University (Судан)
Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА)	50	Определение основных оксидов (метод сплавления стеклянных дисков)	ALS (Саудовская Аравия)
Атомно-эмиссионная спектроскопия с индуктивно-связанной плазмой (ICP)	50	Определение содержания малых элементов и РЗЭ	ALS (Саудовская Аравия)
Атомно-Абсорбционная спектрометрия (ААС)	103	Определение содержания золота в кварцевых жилах и зонах изменения	ALS (Саудовская Аравия)

Окончание таблицы 1

Тип анализа	Количество	Назначение	Лаборатория
Индуктивно-связанная плазма (ИСП-МС) с предварительным плавлением в пробирке	13	Определение благородных металлов (золота) и элементов платиновой группы (ЭПГ)	ALS (Южная Африка)
Электронная микроскопия	5	Анализ цветных металлов и минералов платиновой группы в хромититах	Московский государственный университет (Россия)
Электронный микрозондовый анализ	13	Определение химического состава некоторых отобранных руд	ИГЕМ РАН (Россия)

Основные защищаемые положения.

1. В строении офиолитового комплекса обрамления АНЦ выделены протолиты, представленные серпентинизированными ультраосновными породами, массивными и полосчатыми габбро и плагиогранитами, а также вулканогенными подушечными лавами базальтов и дайками долеритов. В тектоническом развитии офиолитового комплекса проявлены три фазы деформаций D1 – D3, с которыми связано благороднометалльное оруденение.

2. В дифференцированном разрезе офиолитового комплекса Кала Эн Нахаль – Умм Сагата определен минералогический тип благороднометалльного оруденения: платиновая минерализация в хромититах, локализованных в мантийных перидотитах офиолитового комплекса.

3. Метасоматические изменения пород офиолитового комплекса, представленные формацией лиственитов, контролируют пространственное положение минерализации золота. Золотое оруденение проявляется в золотоносных кварцевых жилах и ассоциируются с измененными породами. Эти золотоносные кварцевые жилы, в структурном отношении, ориентированы основным северо-восточным и северо-западным направлениям сдвига.

Научная новизна.

1. Составлена геологическая карта изучаемого района, основанная на геологии, геотектонике различных горных пород, истории метаморфизма и особенностях геологического строения для юго-восточной части Судана, района Кала Эн Нахаль-Умм Сагата, расположенного на границе между Сахарским Метакратоном (SMC) и – Аравийско-Нубийским щитом (ANS).

2. В результате исследования были получены новые геохимические данные по породам офиолитового комплекса и связанных с ним литологических единиц, которые дают важную информацию о геотектонической обстановке района.

3. Определены рудно-формационные типы коренной платиновой минерализации и факторы, контролирующие ее локализацию.

4. Установлена необычная платиновая минерализация, которая может стать экономически выгодной и способствовать разведке нетрадиционных типов месторождений МПГ в пределах изученного офиолитового комплекса и других проявлений офиолитов в пределах Аравийско-Нубийского щита (АНС).

5. В районе исследования была обнаружена зона лиственитизации пород, содержащая золоторудную минерализацию. Зона потенциально перспективна для детального изучения и проведения оценочных и разведочных работ.

Практическая значимость.

1. Новый взгляд на геологию изучаемого района и сравнение этого района с другими частями Аравийско-Нубийского щита и Восточноафриканского орогена.

2. Реконструкция тектонической истории территории информативна для проведения поисковых работ, которые связаны с рудообразованием.

3. Полученный в работе материал может быть использован для проведения металлогенического анализа и геологического картирования.

4. Выявление лиственитов и связанных с ними метасоматитов в районе исследования обусловлено наличием золоторудной минерализации разного масштаба.

5. Определение металлов платиновой группы (далее – МПГ) в минералах офиолитов является индикатором геохимии эндогенного рудообразования, а также определения особенностей генезиса месторождений.

6. Открытие МПГ служит важным стимулом для проведения разведки месторождений платины в пределах исследуемой области.

Степень достоверности результатов проведенных исследований.

Достоверность научных выводов и рекомендаций обеспечена использованием современных методик и теоретических изысканий, сформулированных в трудах российских и зарубежных ученых по геологии, поиску и разведке месторождений твердых полезных ископаемых.

Проведение геологического картирования осуществлялось по общепринятой в Судане методике. Изготовление шлифов и подготовка проб для геохимического анализа была проведена в специализированных сертифицированных лабораториях в Университете Аль Нилейн (Судан). Геохимические исследования были проведены в специализированных сертифицированных лабораториях компании ALS (Саудовская Аравия и Южная Африка), МГУ (Москва), ИГЕМ РАН (Москва).

Составление геологической карты и обработка геохимических результатов осуществлялась на основе современных методик, опубликованных в различных литературных

источниках, включая научные статьи, книги и методические рекомендации) и с использованием современного специализированного программного обеспечения.

Петрографические исследования были проведены с использованием общепринятых методик на микроскопах в Российском университете дружбы народов (Москва).

Апробация работы.

Основные положения диссертации опубликованы в научных статьях и докладах на научных конференциях, из них 5 в изданиях, индексируемых в международных базах (Scopus, Web of Science, GeoRef), в том числе 3 включенных в перечень ВАК. Основные результаты работы докладывались в 2019, 2020, 2022 году на Международной научной конференции «Far East Con-2019-2020-2022» (г. Владивосток, Россия), на Международной научной конференции Наука о Земле и окружающей среде (г. Владивосток, Россия), а также на XV Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, МГРИ).

Структура работы.

Работа состоит из введения, четырех глав, посвященных обоснованию защищаемых положений и заключения. Общий объем 140 страниц, включает 90 рисунков, 21 таблицу и список использованной литературы, состоящий из 226 наименований.

Благодарности.

Работа выполнена в Российском университете дружбы народов имени Патриса Лумумбы, инженерной академией и Университете Аль-Нилейн на факультете нефтегазового дела и минерального сырья, за что мы полностью признательны.

В первую очередь, я хотел бы поблагодарить своего научного руководителя из Российского университета дружбы народов имени Патриса Лумумбы, кандидата геолого-минералогических наук, доцента – А.Е. Котельникова, за его достойную поддержку, руководство, постоянный интерес, воодушевление в работе и за время, потраченное на дискуссии. Я благодарен Валиду Аббасу, Модатеру Балле, Мохаммеду Адлану, Ибрагиму Халифе, Джихаду Симсаа и Махмуду Хамису за их участие в период полевых работ. Особую благодарность выражаю г-ну Хашиму Мохамеду Хусейну Абдаллаху, MA'ADENGOLD & BASEMETALS CO (Саудовская Аравия) за его помощь с геохимическими анализами, которые проводились в лаборатории ALS.

Я также выражаю свою благодарность доктору геолого-минералогических наук Япаскурту Василию Олеговичу и доктору геолого-минералогических наук Кошляковой Наталье Николаевне МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, кафедра петрологии и вулканологии, Лаборатория локальных методов исследования вещества, а также их ведущему научному сотруднику за помощь в исследованиях на электронном микроскопе.

И последнее, но не менее важное, я хочу выразить мою искреннюю благодарность и признательность моей семье за их поддержку и помощь во всем.

1 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

1.1 Местоположение и доступность

Площадь Кала Эн Нахаль-Умм Сагата расположена в юго-восточной части Судана. Площадь входит в состав района Совета Южного Гедарефа «Район Кала Эн Нахаль». Город Кала Эн Нахаль является торговым и административным центром региона.

Район исследования расположен примерно в 70 км к юго-западу от города Гедариф, штат Гедариф, восточный Судан, недалеко от границы Судана и Эфиопии, между $13^{\circ}15'$ и $13^{\circ}43'$ северной широты, $34^{\circ}45'$ и $35^{\circ}15'$ восточной долготы (Рис. 1).

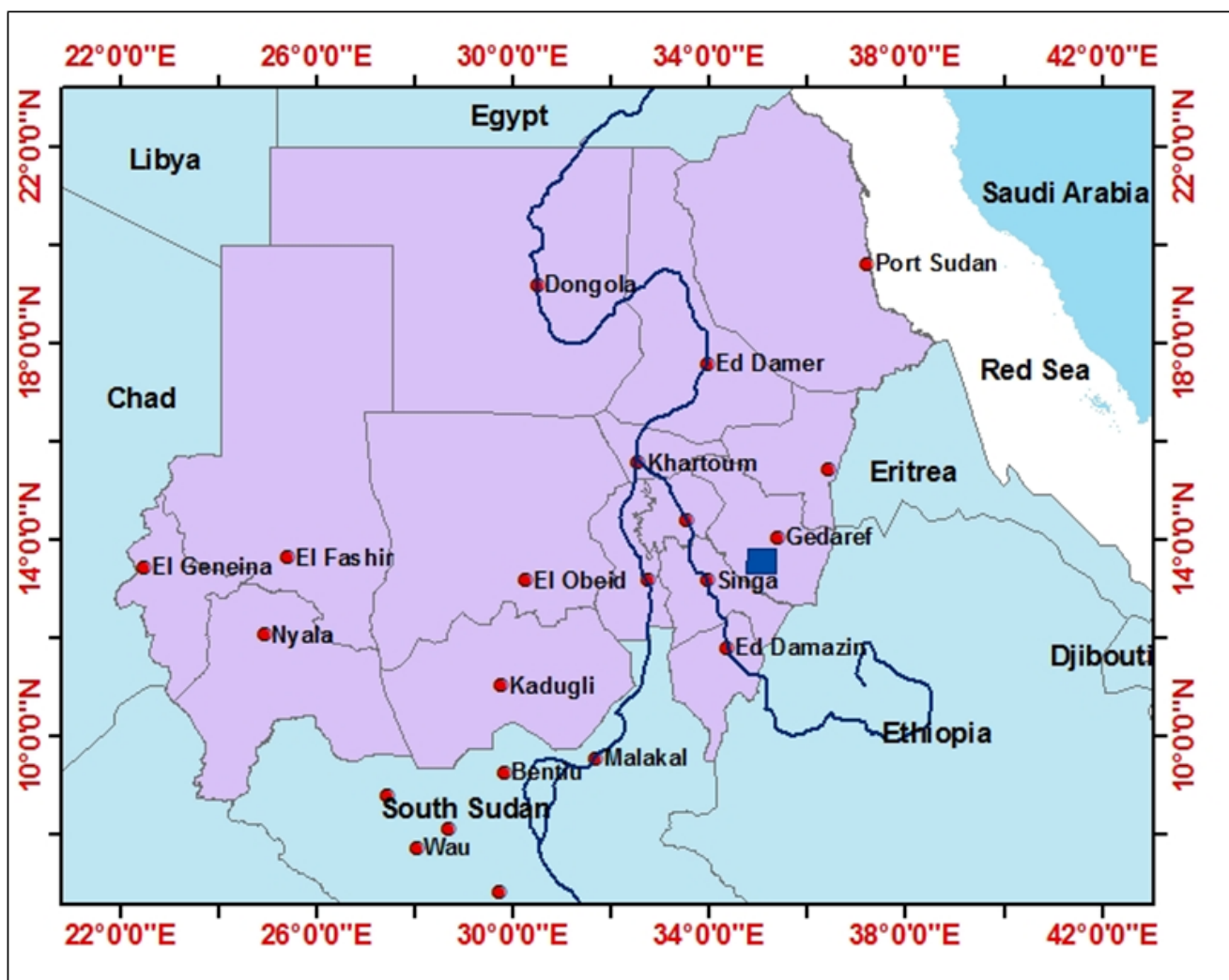


Рисунок 1. Обзорная схема участка работ (Составлено автором).

Площадь характеризуется хорошей транспортной доступностью и до нее можно добраться, как по железной дороге, так и по грунтовой автомобильной дороге из Хартума, а также из Гедарифа и Эль-Хавата по асфальтированным и немощеным дорогам. В сезон дождей добраться до городов Кала Эн Нахаль и Умм Сагата очень сложно из-за грязных дорог. В этой связи в городе Гедариф есть взлетно-посадочная полоса.

1.2 Морфология

1.2.1 Топография

В региональном плане исследуемая территория расположена в восточной части пограничной области между Эфиопским плато (Восточно-Африканский рифт) на востоке и пенепленизированным фундаментом на западе Судана.

В общем и целом, район представляет собой плоскую равнину с мощным хлопковым почвенным слоем. Вулканогенно-осадочные породы (лавы, образования) представляют собой прерывистые гряды, нос точки зрения топографии и характерной чертой рельефа являются основные-ультраосновные образования, такие как Дж. Абу Ранга, Дж.Эн Нухуд, Дж. Ганам и Дж. Эль Уташ, которые простираются в северо-восточном направлении. Изолированная останцовая возвышенность, которая состоит из вулканогенно-осадочных пород и холмов (бугров) гранитных интрузий, например, Дж.Бейла, Дж.Эль-Бейда, Дж.Бани Дж.Балос распространены. Наивысшая точка над уровнем моря составляет 300 м. Местный водораздел простирается с северо-востока на юго-запад в соответствии с положением основной- ультрамафической и вулканогенно-осадочной толщ. Местность (Территория) примыкает к реке Рахад извилистыми водотоками, такими как Хор Фарга на хлопковых равнинах.

1.2.2 Гидрография

Исследуемая территория достаточно хорошо дренирована (осушена), это связано с большим количеством ручьев. Долины заливаются в сезон дождей и основные водотоки простираются с северо-востока на юго-запад и связаны с трендом развития вулканогенно-осадочных и офиолитовых хребтов.

Основные системы Вади идут к реке Рахад. Структура дренажа от дендритной до субдендритной и характеризуется потоками первого, второго и третьего порядка, первого порядка, такими как Хор Абу Ранга, Хор Абу Хамир, Хор Абу Сейнат, Хор Абу Гуруф, Хор Эль Кевишер, Шанкия. Некоторые дренажные системы имеют прямоугольную форму, что может объяснить некоторые вторичные структуры, такие как трещины, разломы и слоистые слои, или первичные структуры, такие как стыки охлаждения

1.2.3 Климат

Район характеризуется сухим (аридным) и полусухим (полупустынным) климатом. Сезон дождей длится с июля по октябрь. Годовое количество осадков колеблется от 500 до 900 мм; средние дождливые осадки составляют около 550 мм. Сухой сезон длится с ноября по апрель. Средняя годовая температура летом, в среднем: + 40 °C (с марта по октябрь) и + 25 °C зимой (с ноября по февраль).

1.2.4 Почвы и растительность

Изучаемый район расположен в южной части региона Бутан, при этом Кала Эн Нахаль и Умм Сагата окружены вязкими темными глинистыми монтмориллонитовыми почвами (черная хлопковая почва (чернозем) равнинного характера. Эти равнины очень плодородны и представляют собой основной район механизированного поливного земледелия в Судане. В связи с вырубкой лесных массивов (леса), которая связана с добычей древесного угля и его вывозом для нужд сельского хозяйства, растительность подверглась негативному воздействию, особенно пострадало лесоводство. В прочем все еще существуют изолированные районы с густой растительностью, такие как Гуммиарабик, саванны с травяной растительностью, чащобами.

1.3 Население и социально-экономические аспекты

Город Кала Эн Нахаль является административной единицей штата Гедариф. Численность населения в городе Кала Эн Нахаль и соседних деревнях около 66 тыс. человек (www.cbs.gov.sd). Этот город является важным торговым центром сельскохозяйственных культур, лесоводства и животноводства

Район населен несколькими различными племенами, размещенными вдоль недавно сооруженных водопроводов. Население штата Гедариф составляют племена такие как: Эль-фалата и Эль-тааиша в восточной части, Эль-шокрия, Эль-халаун, Эль-дабаина и Эль-бавадра в северной части, Эль-кавахла, Эль-гавама, Эль-масалит, Аль-фоур, Бени Амир, Эль-асавирта, Эль-марья и Эль-барья в центре государства. Люди в своей жизнедеятельности зависят от неорошаемого земледелия и животноводства. Примером такой агрономической деятельности является выращивание дурро, кунжута и сбор гуммиарабика с деревьев акации (Хашаб). Население также разводит крупный рогатый скот и овец в местах, которые удалены от населенных и возделываемых территорий.

1.4 Предыдущие исследования

Первые геологические исследования в районе Кала Эн Нахаль начали (Wilcockson and Taylor, 1933). Ruxton (1956) исследовал большую часть округа, включая горные хребты Кала Эн Нахаль и Умм Сагата в юго-восточной части. Компани Hunting Geology and Geophysics (1969) закартировала территорию Кала Эн Нахаль. Стратиграфический комплекс фундамента в районе Кала Эн Нахаль был сопоставлен с другими частями в Судане Whiteman (1971). Результат аэрогеофизической съемки над массивом Кала Эн Нахаль выявил наличие магнитных аномалий над ультраосновными породами комплекса Дж. Эль Уташ и Дж. Ганам вокруг массива Кала Эн Нахаль (Geotarrex, 1970). Bakoretal. (1976) и Abdel Rahman (1983) рассматривали массивы Кала Эн Нахаль –Умм-Сагата в качестве фрагмента офиолитового пояса, который расположен вдоль

или возле древнего глубинного разлома. Babiker (1977) подтвердил проявление геологии рудных месторождений в Судане, которое характерно для хромит содержащих ультраосновных пород района гор Ингессана. Он доказал, что ультраосновной комплекс гор Ингессана и ультрабазитовые массивы в Восточном Судане (включая район Кала Эн Нахаль) идентичны протерозойским офиолитам северо-восточной Африки и Саудовской Аравии. Геологическая техническая группа по хромитам Команда (С.Г.Т.Т, 1979) Китайской Народной Республики и Суданская геологическая служба совместно составили первые систематические геологические карты хромитовых ультраосновных пород в масштабе 1:50 000. Mustafa (1994) информировал об экономически выгодном потенциале минералов и горных пород в районах Кала Эн Нахаль и Умм Сагата. Eljah (2008) сделал доклад о геологии и геохимии офиолитового комплекса Эль-Тувальи его окрестностей в северной части района Гедариф. Геохимические поиски золота в районе Умм – Сагата и Кала Эн Нахаль были проведены Hassan (2011).

2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА

2.1 Введение

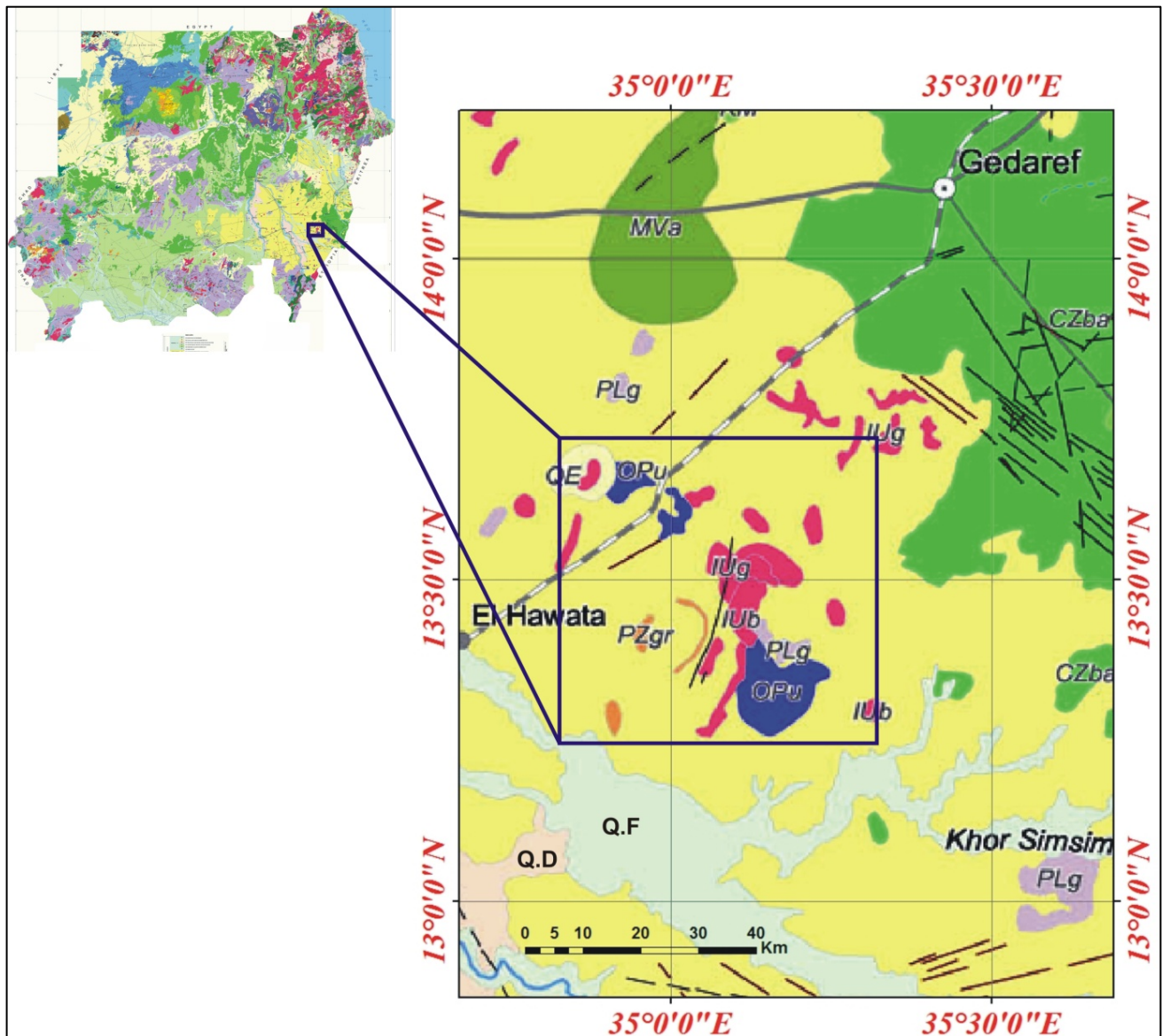
Африканский континент состоит из древних, преимущественно архейских, жестких кратонов, разделенных позднепротерозойскими подвижными поясами. Последние известны по преобладанию возрастов от 1000 до 550 млн лет по K/Ar для большого разнообразия осадочных, магматических, тектонических и метаморфических процессов по всей Африке и известны как панафриканские тектоно-термальные события (Kennedy, 1964). Африканские кратоны включают Конго и Западно-Африканский кратоны и неопротерозойские орогенные пояса, такие как Аравийско-Нубийский и Хоггарский щиты.

Если исключить немного численные выходы Мезозойских песчаников (Нубийская формация песчаников и разбросанность Третичных вулканов), то большая часть региона к югу от Гедарифа состоит из кристаллических метаморфических пород, которые принадлежат к комплексу пород докембрийского комплекса фундамента (Рис. 2 и 3). В зависимости от различий класса метаморфизма и структурного взаимоотношения, изучаемая площадь может состоять из двух различных толщ: (1) высоко метаморфизованные сланцы и гнейсовая толща, (2) офиолитовая складка и складчато-надвиговой пояс, известные как: офиолитовый комплекс Кала Эн Нахаль – Умм Сагата; структурно перекрывающая, слоистую толщу низкосортных полого залегающих метавулкано-осадочных образований. Граниты син-, поздне- и посторогенные прорывают вышеуказанные толщи, и обычно образуют заметные холмисто-расчлененные массивы. Эти два крупных литологических комплекса, которые представляют две различные единицы Земной коры; известные как: Нубийско-Аравийский щит (ANS) на востоке и Сахарский метакратон (SMC) на западе (Vail, 1985; Abdelsalam et al., 1995; Stern, 1994).

Нубийско-Аравийский щит (ANS) северо-восточной Африки, который представляет северо-восточный Африканский ороген (950-550 Ma) был сформирован во время столкновения плит восточной и западной Гондваны за счет аккреции островной дуги/ задуговых бассейновых комплексов, а также континентальных микроплит. (Kröner et al., 1987).

Нубийско-Аравийский щит представлен в основном ювенильной континентальной корой, которая образовалась в результате дифференциации мантийного расплава, в значительной степени, без переработки ранее существовавшей континентальной коры (Stern, 1994), так как Сахарский Метакратон (SMC) представлен палеопротерозойской, континентальной корой, в которой преобладают гетерогенные высокосортные амфиболитовые фации, по степени метаморфизма это – гнейсы, мигматиты и супракрустальные породы (породы, перекрывающие

фундамент) энциалических геохимических связей, которые ремобилизовались в Неопротерозойское время (Kroner et al., 1987; Kuster and Liegeois, 2001; Abdelsalam et al., 2002).



Кайнозой	Четвертичный	Q.F	Недавние отложения аллювия и вади
		Q.E	Коллювиум, песчаные пласты и сросшиеся дюны
		Q.D	Старые аллювии, приподнятые террасы, более молодые гравийные и песчаные равнины
Палеоген	Палеозой	T.Q	Форматца Умм Руваба (гравий, песок, ил и глина)
		Czba	Базальты
Верхний Протерозой	Палеозой	Pzgr	Граниты
		Iug/Iub	Син-поздние орогенные интрузии (Iug:гранит, Iub:габбро)
		Mva	Кислые метавулканыты
Нижний Протерозой	Протерозой	Opu	Ультрабазитовая мантия нижняя часть
		Plg	Недифференцированные метаморфические породы

Рисунок 2. Региональная геологическая карта исследуемой территории по данным Управления геологической службы Судана (GRAS, 2004).

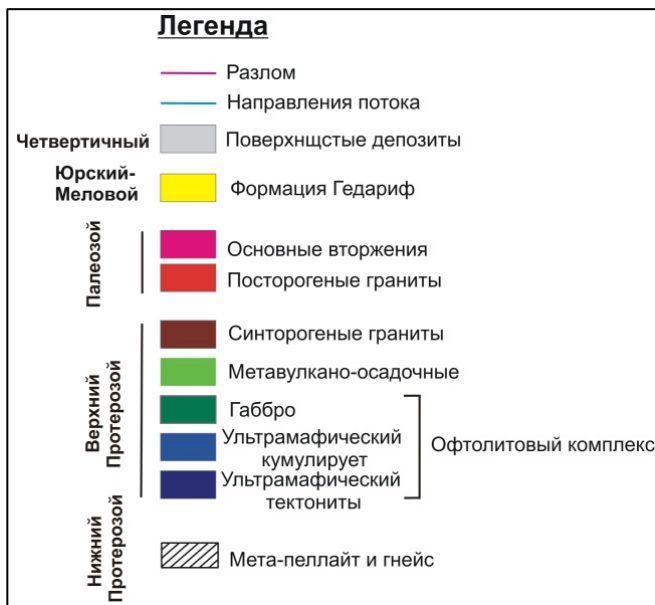
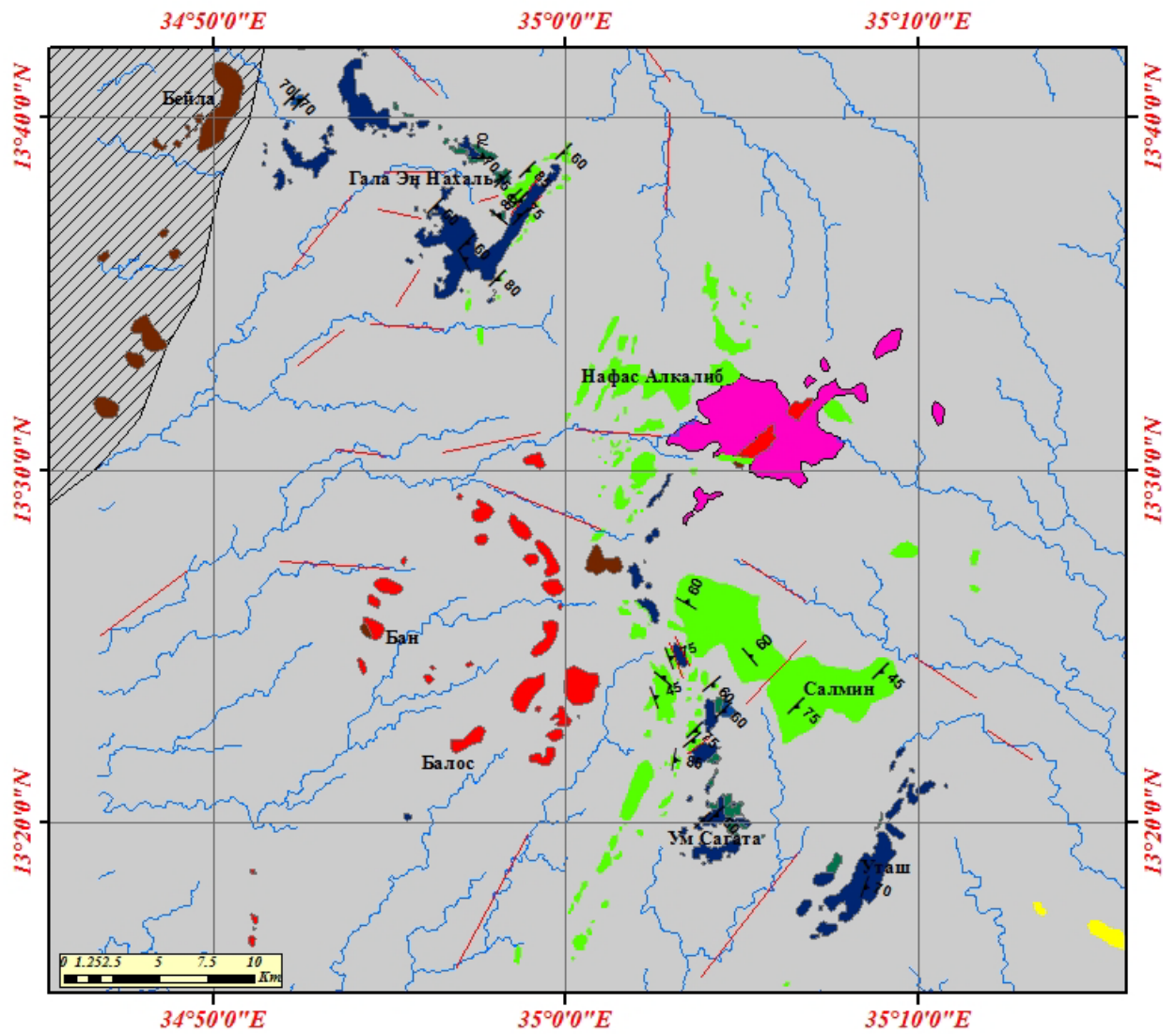


Рисунок 3. Геологическая карта, изучаемой области (Составлено автором).

На северо-востоке Судана Нубийский щит состоит из ряда территорий, включая, Герф, Габгаба, Геберит, Хаяи Токар (Рис. 4), которые разделены офиолитовыми швами (поясами)c

простираем на восток и на северо-восток, сформировавшиеся во время Панафриканского орогена, такие как зона сдвига Хамисана, зона сдвига Око и зона швов Накасиб (Stern, 1994).

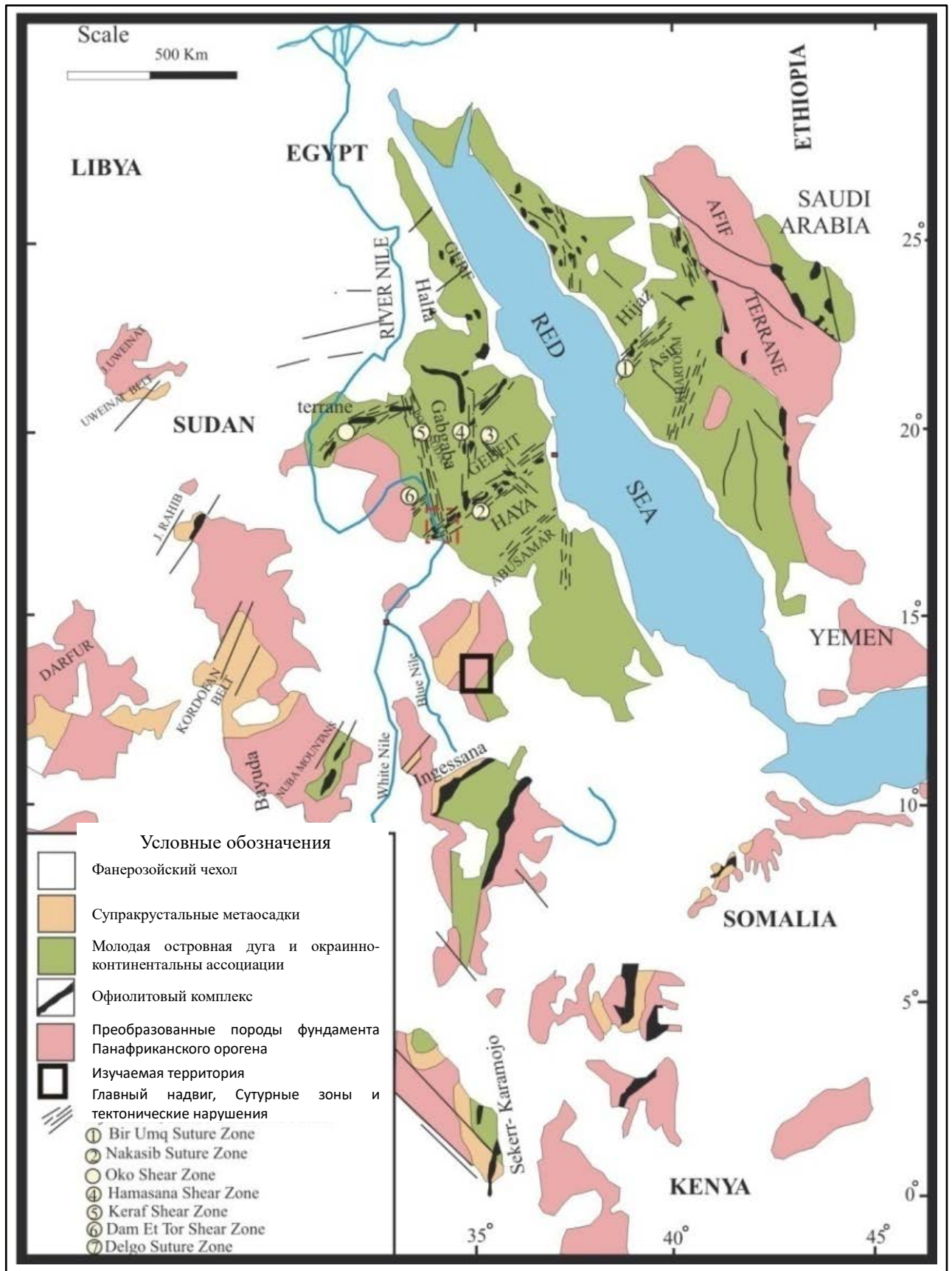


Рисунок 4. Тектоническая карта, отражающая докембрийские структуры и основные зоны сдвига и сутур Аравийско-Нубийского щита. Отредактировано Abdel Rahman, (1993).

Таблица 2 суммирующая литостратиграфическую последовательность района, при этом слоистые толщи рассматриваются как структуры, а не стратиграфические единицы.

Таблица 2 – Геологическая колонка района Кала Эн Нахаль – Умм Сагата (Составлено автором).

Четвертичная эра	Поверхностные отложения: глины, аллювиальные уади (вади) и выветрелые пески.
<i>Несогласие</i>	
Кайнозойский	Кайнозойский базальт
<i>Несогласие</i>	
Юрский-Меловой	Формация Гедарэф (песчаники и аргиллиты)
<i>Несогласие</i>	
Палеозой-Мезозой?	Молодые граниты: – Дайки различного состава. – Граниты, габбро и диориты
<i>Несогласие</i>	
Верхний Протерозой	Синорогенные граниты: Граниты, гранодиориты, тоналиты и габбро.
Верхний Протерозой	Офиолитовый комплекс: Серпентинизированный перидотит, слоистые габбро, изотропный габбро, пластовые дайки и подушечные лавы.
<i>Структурный контакт</i>	
Верхний Протерозой	Метавулканические отложения: серицитовые сланцы, мрамора, кварциты, метаграувакки, метавулканики и т. д.
<i>Структурный контакт</i>	
Нижний Протерозой	Пара- и ортогнейсы

2.2 Пара- и ортогнейсы

Гнейсы, вероятно, докембрийского возраста, являются самыми древними породами в районе исследования. Они широко распространены в центральном Бутане, к северу от Гедарифа. Изучаемые гнейсы найдены к западу от города Кала Эн Нахаль. Они простираются на север от Эль-Мигрихского района и на юг до Эль-Хавата и проявляются в виде низменных обнажений или в виде изолированных гор и пригорок Гнейсы по своей структуре средне- и крупнозернистые, умеренно-и сильно расслоены и локально мигматизированы (Рис. 5а). Эти породы, как правило, по составу гранитные (Рис. 5б). В Дж. Эль-Масане к северу от города Эль-Хавата на юго-западе исследуемого района встречается парагнейс, который по своей структуре средне-мелкозернистый, полосчатый, сложенный, в основном, кварцевыми и ставролитовыми сланцами, а также кварцевыми ставролито-кианитовыми сланцами (Рис. 6) и биотитовыми гнейсами (Рис. 7), что указывает на тип амфиболитовой фации регионального метаморфизма и полупеллитовое происхождение.

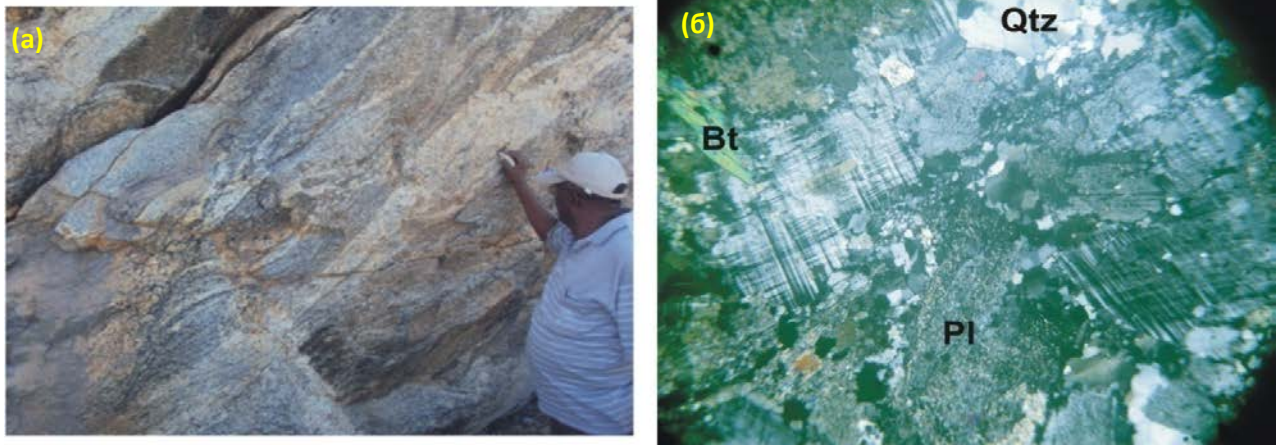


Рисунок 5. Эльмигрианские гнейсы. (а) Отражают ярко выраженную слоистость и гнейсовую слоистость (б) микрофотография, отражает минеральный состав гнейса (составлено автором).

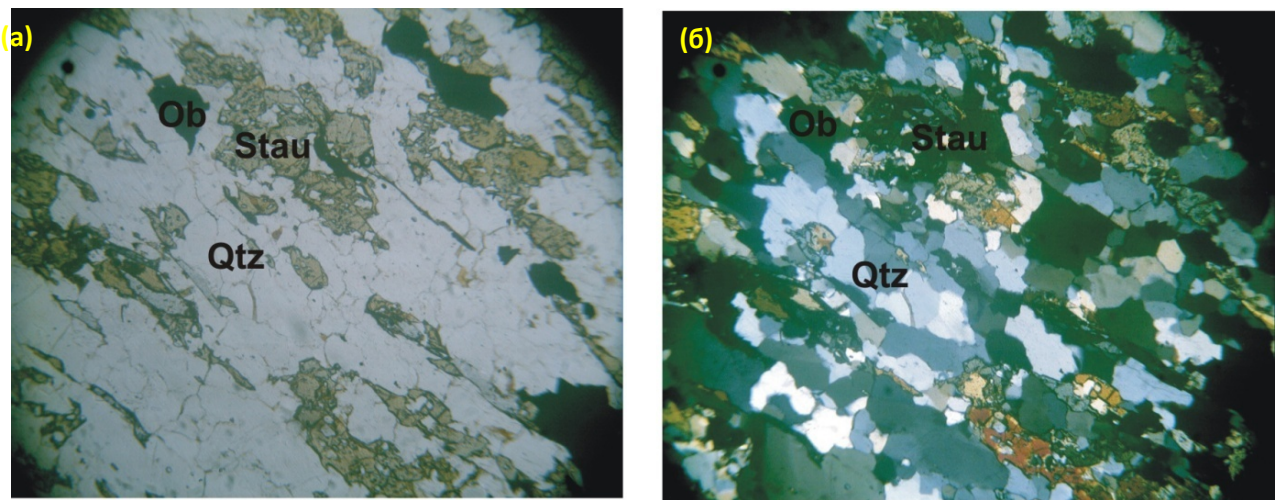


Рисунок 6. Микрофотографии, которая показывает минеральный состав парагнейса к северу от Эль-Хаваты (составлено автором).



Рисунок 7 Фотография отражающая наличие биотита в гнейсовой породе на севере Эль-Хаваты

2.3 Низкосортная метавулкано-осадочная последовательность

Прежде они были известны как базальные сланцы (Wilckonand Tyler 1933). Эти породы преимущественно распространены в западной части Дж. Салмин и Дж. Тахлуг, а также в южной части Ганами, вместе с тем, в северной части Кала Эн Нахаль выходы пород эпизодически протягиваются на восток и на юг. Взаимосвязь (родство) между этими породами и вышеупомянутыми высокосортными (богатыми рудными) метаосадками не установлена (не ясна). Это группа пород представляет собой зеленосланцевую фацию.

В литологическом отношении эти породы состоят из серии метаморфического комплекса пород, которые представлены в большей степени сланцами. Эти породы состоят, в основном, из слюдяного сланца, графитового сланца, хлоритного сланца и, незначительно, из андалузит-кварцевого сланца, лежащего между кварцитами и линзами тонкослоистых мраморов. Метаграувакки (метапесчаники) и метавулканииты (вулканогенно-осадочные породы) распространены в районе Дж. Невес Эль-Кельб в северо-западной части исследуемого района. Андалузит-кварцевый сланец встречается только южнее Дж. Духеймана юге изучаемой территории. Кварциты эпизодически обнажены в северо-западной части хребта Дж. Тахлуг, Дж. Салмина и северной части Дж. Ганама. Единичные обнажения кварцитов встречаются в хребте Дж. Тахлуг, в северо-западной части Дж. Салмина к северу от Дж. Ганама. Линзы тонко слоистого мрамора по отдельности распространены на некоторых небольших горных массивах в северной части и в южной части, к северу от Дж. Ганама, а также к северо-востоку от города Кала-эн-Нахаль в его северной части. Все эти породы прорваны в некоторых местах более поздними гранитоидными интрузиями.

Учитывая вышеизложенное, метавулкано-осадочные породы состоят из ряда метаморфических комплексов пород, которые представлены, в основном, сланцами. Эти породы различаются по составу в различных местах, включая в основном кварц-серицитовые сланцы, слюдяно-кварцевые сланцы, кварц-хлоритные сланцы, хлоритные сланцы, кварцевые сланцы, незначительные биотитовые сланцы и андалузит-кварцевые сланцы, кварциты и мрамора. Под микроскопом большинство этих пород мелкозернистые и хорошо видна развитая слоистость. Видно также диапазон цветов от светло-серого, темно-серого, зеленого и красновато-коричневого. Под микроскопом видно, что по своей структуре эти породы среднезернистые и сланцевые. Сланцеватость наблюдается по относительно удлиненным зернам кварца, и по преимущественно ориентированным чешуйкам слюды. В незначительном количестве, магнетит и пирит присутствуют, главным образом, в слюдяных и хлоритовых сланцах. В районе Салмин явно видно наличие кристаллов пирита с кубическим габитусом (в отдельных случаях замещенный лимонитом), что довольно заметно в этих породах.

Кварцевый серицитовый сланец имеет тонкую текстуру в тонком сечении и состоит в основном из кварца, серицита с оксидами железа, выделяемый в качестве вторичного минерала (Рис. 8а). Кинкинг – структура присутствует в сериците как результат процесса легкого сдвига. Кварцевый биотитовый сланец имеет тонкую текстуру в шлифе и состоит из кварца, биотита, небольшого количества мусковита и оксида железа. Слюдяная порфирикластная структура («слюдяная рыбка») отражает наличие зерен биотита, что позволяет относить эти породы к милонитами бластомилонитам, которые образовались в процессе право- сдвигового смещения (Рис. 8б). Пиритоносный кварц-серицитовый сланец имеет тонкую текстуру в шлифе и состоит из кварца, вторичного серицита и оксидов железа появившиеся после того, как образовались кристаллы пирита. Кварциты сильно рассланцованы, брекчированы и ожелезнены. По цвету они серые, в некоторых местах с буроватым ожелезнением. В шлифе они сложены среднезернистым кварцем с волнообразным погасанием и вторичным не сильно деформированным кварцем. Мрамор имеет серый цвет, по структуре мелкозернистый и среднезернистый, состоит, в основном, из мозаичных агрегатов кальцита (более 90% всей породы), мусковита и небольшого количества кварца. Метавулканиты и граувакки легко отличаются по зеленому цвету. Базальтовые лавы по своей текстуре массивные или прерывисто разгнейсованные, афировые с макропорфировыми выделениями плагиоклаза.

В шлифах большая часть базальтовых пород по своей текстуре афировые или мелкозернистые порфировые, состоят в основном из субидиоморфных вкрапленников плагиоклаза в мелкозернистой матрице, которая преимущественно состоит из хлорита. Натриевые плагиоклазы образуют удлинения до 1мм, и местами заполнены включениями эпидота и хлорита. Хлорит зеленый с волокнисто-кристаллической спайностью, по всей вероятности, этот минерал появился после клинопероксена (Рис. 8в). Эпидот, кварц, цоизит и кальцит также присутствуют в небольших количествах в качестве вторичных минералов. В качестве вспомогательных минералов встречаются сфен, апатит и минералы железной руды. Метаграувакки по своей структуре средне зернистые, состоят из полу окатанного кварца длиной до 1мм в очень мелкой грунтовой массе, которая состоит главным образом из хлорита и вспомогательных оксидов железа (Рис. 8г).

Минеральный комплекс базальтовых пород и связанные с ними метаосадки свидетельствует о наличии низкосортных пород зеленосланцевой фации, связанной с региональным метаморфизмом.

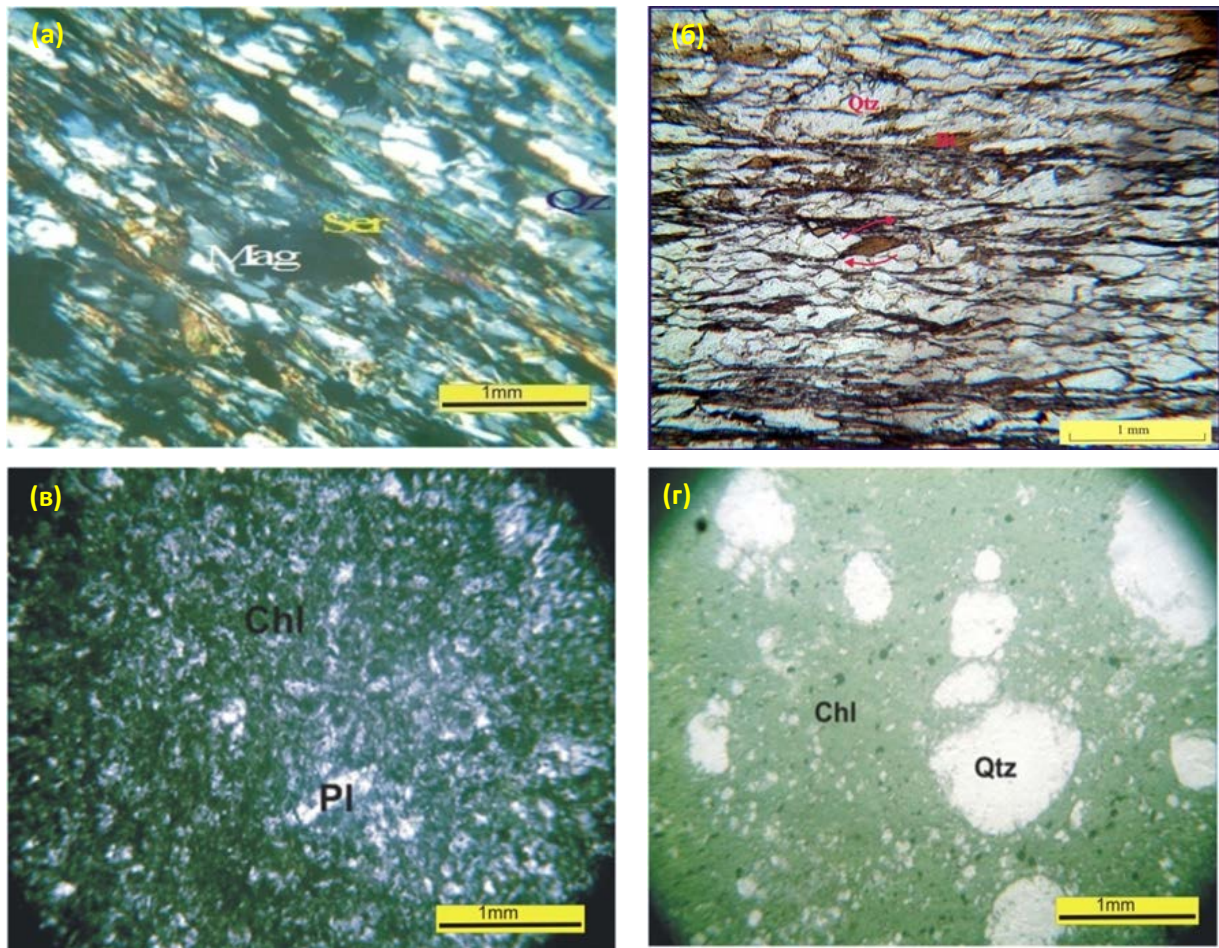


Рисунок 8. Микрофотографии, отражающие минеральный состав: а) кварц-серицитовый сланец. б) в Слюдяная порфиорокластовая структура в кварц-биотитовых сланцах. (в) Базальт метавулканиты (г) метагрануваки. Составлено автором.

2.4 Офиолитовый комплекс

В общем случае ряд офиолитовых комплексов был распознан (изучен) и отнесен к Протерозойским толщам (к толщам Протерозойского периода). Позднепротерозойский Нубийско-Аравийский щит (NAS) является частью северо-восточного африканского орогена и сформировался в промежутке от 900-550 млн лет назад. (Bentor, 1985; Kröner, 1985; Stern, 1994; Loizenbauer et al, 2001), он включает в себя ряд офиолитовых комплексов, которые представлены одним из самых высоких по плотности офиолитов характерных для Протерозойской толщи (толщ Протерозойского возраста) на нашей планете.

Появление офиолитовых комплексов было описано в NAS (Рис. 9), Саудовская Аравия (например, Greenwood et al. 1976; Al-Shanti and Mitchell, 1976; Bakor et al., 1976; Al-Shanti and Roobol, 1979), Восточная пустыня Египта (например, Garson and Shalaby, 1976), Восточный Судан (например, Babiker, 1977; Hussein et al., 1982; Fitches et al., 1983 and Abdel Rahman, 1993). Офиолитовые комплексы встречаются также в южной части Нубийско-Аравийского щита в Эфиопии (например, Kazmin, 1976; Kazmin et al., 1978, 1979 and Warden et al., 1982), а также в Кении (e.g. Vearncombe, 1981). Офиолиты находятся в пределах нескольких разрывных

нарушений (поясов) северо-западного/юго-восточного и северного/южного направлений, простирающихся от Кении до Аравии (Abdel Rahman, 1983).

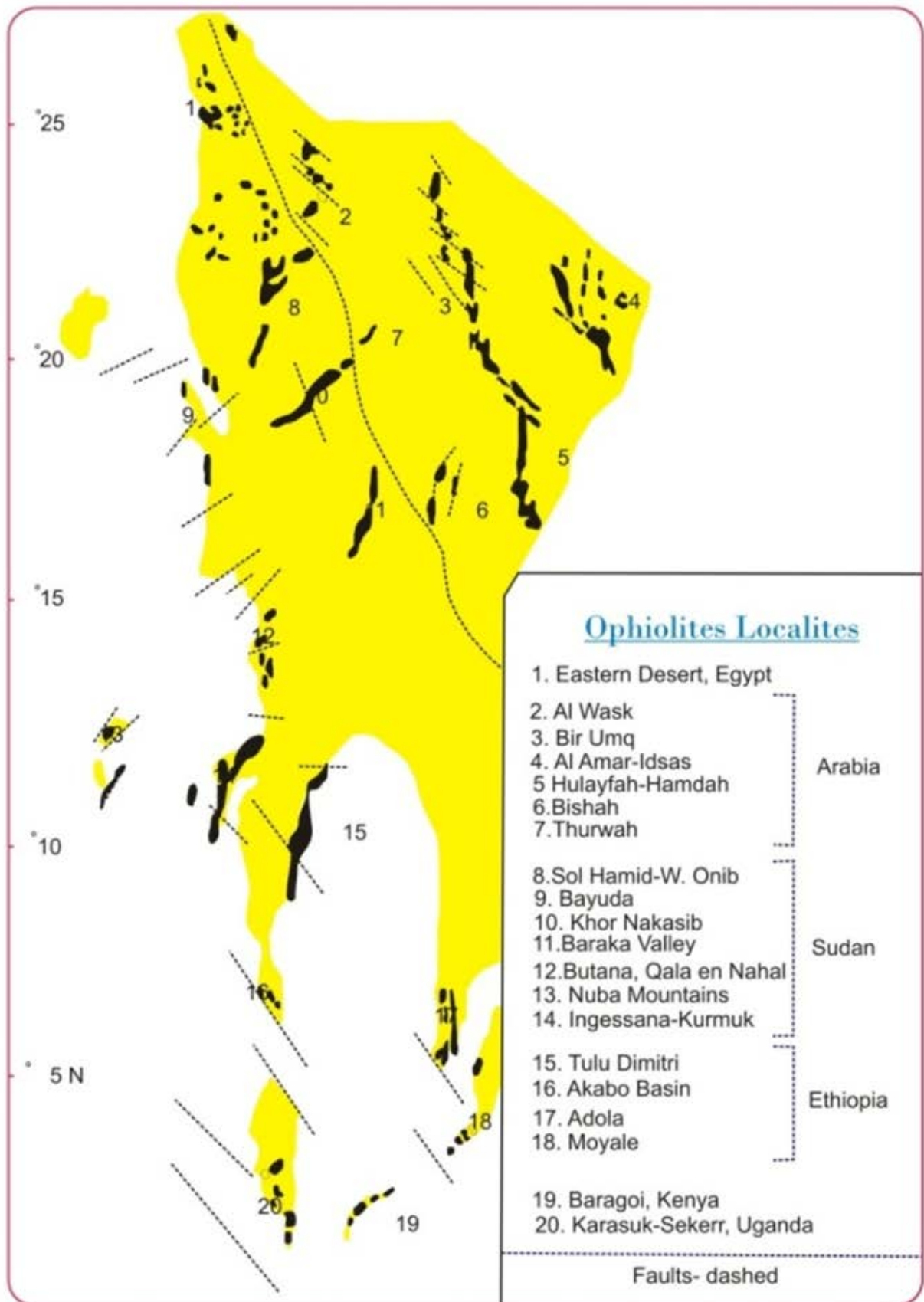


Рисунок 9. Остатки офиолитов (выделены черным) в протерозойских вулканических и матаосадочных толщах (выделены желтым), Аравийско-Нубийский щит, Abdel Rahman (1983).

В районе исследования основные, ультраосновные породы с офиолитовым об означением были надвинуты на низкосортные метавулкано-осадочные толщи. Их контакт (связь) с метавулканитами и метаосадочными породами носит структурный характер (Рис. 10). Эти породы встречаются как лайнер холмистый (в виде линейных холмистых обнажений), направленных на северо-восток и на юго-запад. Эти основные-ультраосновные массы классифицируются по структурным отличиям ассоциации ультраосновных, основных и родственных им пород, состоящих из серпентинизированных ультраосновных пород (преимущественно гарцбургит с незначительно подчиненным дунитом), основных-ультраосновных кумулятивных пород (сложены слоистыми габбро и пироксенитом), массивных габбро и связанных с ними плагиогранитов, а также вулканический комплекс, сложенный массивными подушечными базальтами и пластинчатыми долеритовыми дайками.



Рисунок 10. Структурный контакт (надвиг) между ультрамафитовыми породами (офиолитами) и нижележащими метаосадочными породами на Дж. Ганаме.

2.5 Ранние - поздние тектоно-магматические образования (Син-посторогенные интрузии магматического происхождения)

Gass (1955) в первые ввел термин «Батолитовый гранит» во время (проведения работ по картированию) картирования района Дунгунаба в масштабе 1:250,000. После этого термин

получил широкое распространение, и породы были детально описаны многими геологами, работающими в районе Красного моря.

Большинство батолитовых гранитов в Судане обычно рассматриваются как син - и позднеорогенные интрузии. Возраст этих гранитоидов по всему Аравийско-Нубийскому щиту варьируется от 960 до 500 млн. лет (Brown, 1980). Vail (1983) определил возрастной диапазон для пород между 900 – 650 млн. лет, причем многие из них находятся в возрастном диапазоне 820-720 млн. лет. Породы делятся на разнообразные типы: диориты, монцониты, гранодиориты и граниты (Vail 1983), с преобладанием цветовой гаммы (El-Nadi, 1984).

Геохимически, батолитовые граниты в горных хребтах Северного Красного моря являются кальциево-щелочными, что типично для зрелых островодужных гранитов (El-Nadi, *op. cit.*).

На изучаемой территории широко распространены синорогенные граниты, которые пересекают все ранее описанные породы фундамента. Синорогенная интрузия в исследуемой области может быть подразделена на I и S-типы гранитов, причем I-типы преимущественно более многочисленны, чем S-типы.

В исследуемом районе граниты S-типа обнажаются только в северной части безымянного небольшого холма, примерно в 1 км к западу от Дж. Вад Тувейра, покрывая очень небольшую площадь интрузии, которые вторглись в ультраосновные породы.

Граниты магматического происхождения (I-тип) широко распространены в районе Дж. Бейлы и Дж. Фурейха, к западу от города Кала Эн Нахаль, Дж. Эль-Бейды, а также к северу от Тахлога. Эти породы состоят из гранитов, гранодиоритов и тоналитов. Породы по структуре средние и крупнозернистые, слоистые с широко распространенным ксенолитом.

Граниты S-типа обнажаются (вскрыты) только в виде небольших разрезов в ультраосновных породах офиолитового комплекса. Породы имеют бледно-серый цвет, по текстуре породы от средней до мелкой, по структуре от ангедральной до субгедральной зернистой и массивной. По минеральному составу, в основном, включает олигоклаз и кварц, с небольшими содержаниями количества ортоклаза и мусковита и с небольшим количеством второстепенных минералов, таких как гранат и магнетит (Рис. 11а и Рис. 11б).

Синорогенная интрузия магматического происхождения (I-тип) отражает хорошо развитую слоистость и прорвана дайками пегматитов (Рис. 11в и г). По своей структуре породы от средней до крупнозернистой, сложены ортоклазом, кварцем, плагиоклазом, микроклином и биотитом. В породе присутствует мирмектитовая текстура (Рис. 11д). Гранодиорит Дж. Эль Бейда состоит, в основном, из натриевого плагиоклаза, кристаллы в породе субидiomорфные, сосюритизированны, пластинки деформированными микроклином, ортоклазом и кварцем с зубчатыми границами, и волнистым погасанием (Рис. 11е).

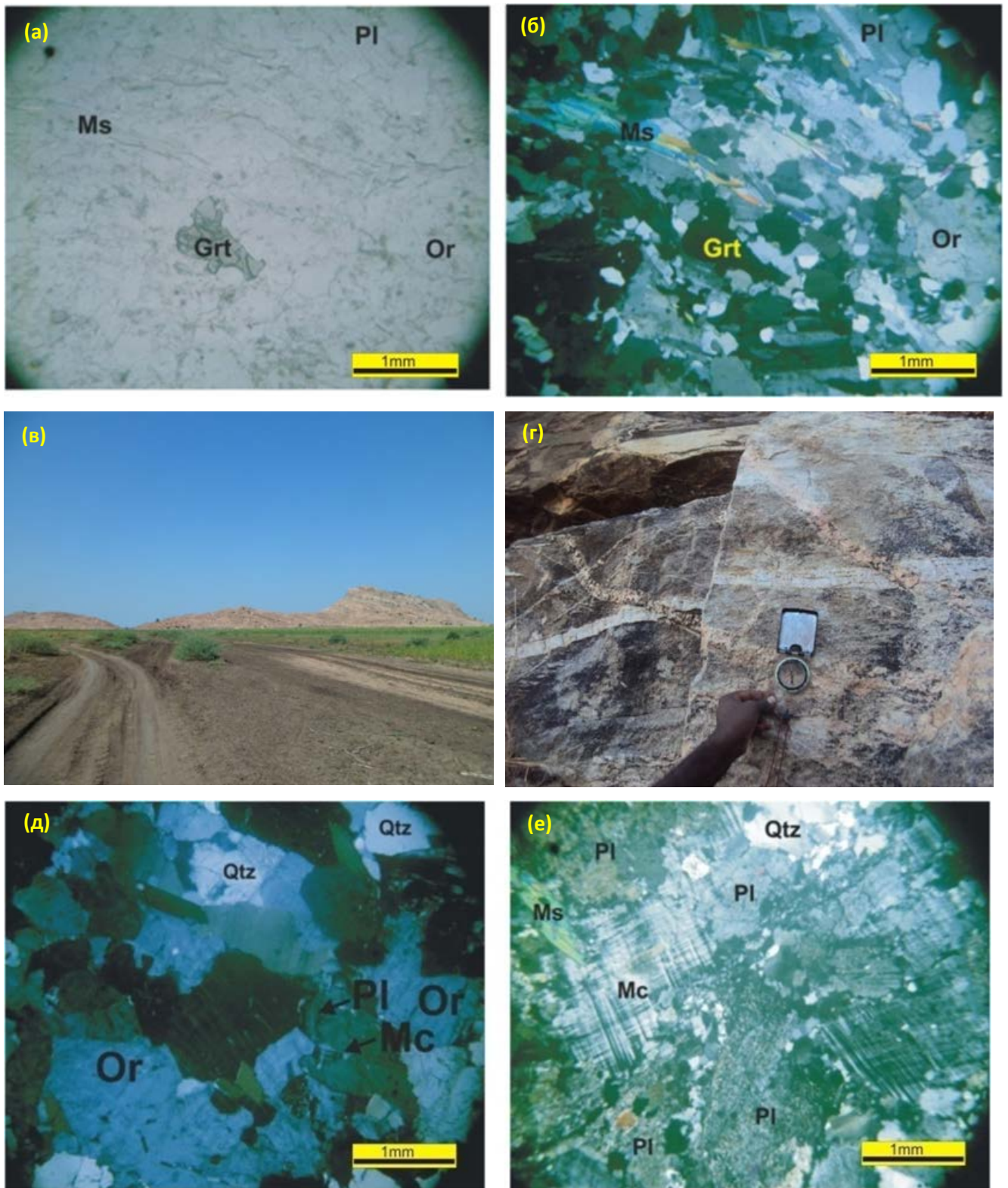


Рисунок 11. Микрофотографии, показывающие:

(а и б) гранит S-тип под микроскопом, состоящий из олигоклаза и кварца, с небольшим количеством ортоклаза и мусковита и второстепенного вспомогательного минерала граната. в) Дж. Бейла гранит. г) Гранит Дж. Бейлас хорошо развитыми слоистыми и пегматитовыми дайками. д) Гранит Дж. Бейлы под микроскопом состоит из ортоклаза, кварца, плагиоклаза, микроклина и биотита. Текстура мirmekита присутствует в правом нижнем углу. е) Гранодиорит Дж. Эль Бейда под микроскопом состоит, в основном, из сосюритизированного плагиоклаза, микроклина, ортоклаза и кварца.

2.6 Посторогенные граниты

Нубийский щит в северо-восточной части Африки хорошо известен многочисленным проявлением посторогенных и анорогенных плутонических комплексов, в основном, в виде хорошо развитых центральных комплексов (далее – ЦК).

Они проникают внутрь более древнего Протерозойского фундамента, а местами и в палеозойские покровные породы (Höndorf et al., 1994). Они, как правило, круглые или овальные в плане, иногда встречаются в виде кольцевых даек. Sillitoe (1979) считает, что они были установлены между 620-500 млн. лет во время Панафриканской катастрофы. Vail (1978) описал три эпизода интрузии (этапа) более молодые граниты: приблизительный возраст 550 млн. лет, 230 млн. лет и 100 – 50 млн.лет.

Более молодые граниты (молодые граниты) названы так потому, что они датируются более поздней деформацией, так как они по существу не расланцованы. Они включают в себя целый ряд композиционных типов: щелочные граниты, нормальные граниты, кварцевые монзониты, сиениты и габбро. По геохимическим данным граниты обычно щелочные, хотя некоторые из них являются кальциево-щелочными сиенитами, гранитами и габбро (Vail, 1982) и всегда старше по возрасту (более 700 млн лет, El-Nadi, 1984). Возможно, их можно рассматривать как эквиваленты с высоким содержанием в известково-щелочных дуговых батолитовых гранитоидах (El-Nadi, op. cit).

Посторогенные интрузии наблюдались в виде красноватых округлых форм на спутниковых снимках и были представлены Дж. Бан, Дж. Балос, Дж. Биа, Дж. Бувейда, Дж. Агарр, Дж. Шанкия, Дж. Элькамбарос и Дж. Мураба (Hassan et al., 2020).

Посторогенные граниты Дж. Балоса и Дж. Бана можно разделить, соответственно, на два типа: первый – это средне зернистый биотитовый гранит, который состоит из минералов, имеющих ориентированное расположение и небольшую слоистость; другой тип – массивный крупнозернистый биотитовый гранит, который, по всей вероятности, наблюдается (находится) в виде ответвленной дайки (жила, отростка).

Контактное отношение между этими типами неопределенно, но последний тип, возможно, моложе по времени образования. Грубозернистый (псефитовый) биотитовый гранит, найден в Дж. Бани аналогичен граниту Дж. Балос, в котором найдены включения ксенолита различного состава и размера. Эти ксенолиты имеют следующий состав: гнейсы, слоистые граниты и основные породы (Рис. 12а и Рис. 12б). Очевидно, что эта порода является более молодой интрузивной массой, в то время как двуслюдяной гранит встречается в полосчатой или гнейсоидной разновидности и должен быть старше по времени образования.

Гранит распространен на месторождении Дж. Мискин и Дж. Агамал. Оба типа относятся к массивным крупнозернистым биотитовым гранитам, которые литологически подобны

крупнозернистым биотитовым гранитам на месторождении Дж. Балосе. Небольшой холм (небольшая сопка, возвышенность) к северо-западу от Дж. Махуда также принадлежит к этим интрузиями.

Порода по цвету светло-серая с телесно-красным оттенком, видна средняя ангедрально-субгедральная текстура и массивная структура. Минеральный состав представлен, основном, пертитом, микроклином, альбитом и кварцем с небольшим содержанием биотита (Рис. 12в), а также с небольшим количеством акцессорных минералов, таких как апатит, магнетит и циркон.

В юго-восточной части района Эль-Асамы присутствуют небольшие линейные холмистые выходы на поверхность, которые простираются с севера на юг. По внешнему виду они похожи на биотитовый гранит Дж. Бана, но различаются по минеральному составу. Под микроскопическом видно, что они крупнозернистые, ангидро-субидиоморфной зернистой текстуры, согласно минеральному составу присутствуют такие минералы как: микроклин, плагиоклаз и кварц. Коричневая роговая обманка и биотит - ферромагнитные минералы. Апатит и эпидот - вторичные (Рис. 12г).

Серия промежуточно-основных комплексов пород обнажена преимущественно в районе Дж. Рагала, к юго-востоку от города Кала Эн Нахаль, Дж. Вад-Вадеда и Южного хребта Дж. Кала-Эт-Такарир. Их литология является относительно сложной, так как несколько видов пород с различной литологии часто связаны в смешанном виде, но следует отметить, что на юге диапазон И. Гала Эт Такарир гиперстен-подшипник основных интрузивных пород являются доминирующими, в то время как в Дж. Рагале промежуточные-основные породы являются доминирующими, переслаивающимися с базальтовых лав.

Эти породы обычно проявляют незначительную изменчивость и отсутствует сланцеватость, а также самостоятельно встречаются в этих зонах. Из этого делается вывод, что они возникли в результате другой фазы активности основных магм, и, что время их образования позднее, чем у Кала Эн Нахаль с кого мафит-ультрамафитового комплекса, и более того, они обладают характеристиками магматической активности от основного к промежуточному и от вторжения к вулканическим лавовым потокам.

Серия промежуточно-основных комплексных пород обнажена преимущественно в районе от Дж. Рагала, к юго-востоку от города Кала Эн Нахаль, который протягивается до Дж. Вад-Вадеда и Южного хребта Дж. Кала-Эт-Такарир.

Их литологический состав относительно сложен, и несколько типов пород с разной литологией часто связаны смешанным образом, но можно отметить, что в южной зоне Дж. Кала-Эт-Такарир преобладают гиперстеносодержащие основные интрузивные породы, в то время, как в Дж. Рагале преобладают средние породы, переслоенные с базальтовыми лавами.

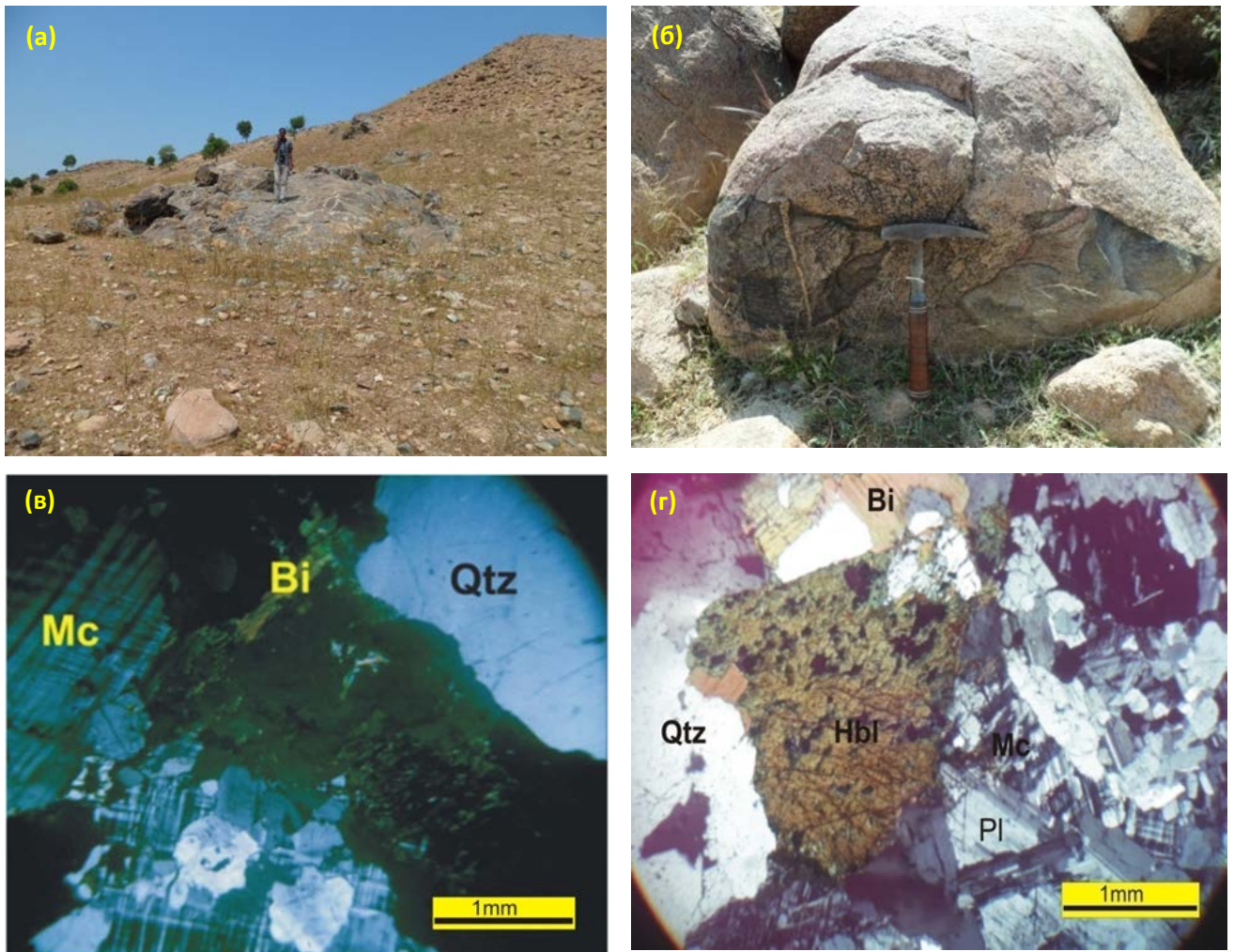


Рисунок 12. Микрографии, показывающие:

а) крупные ксенолиты (*raft*) слоистого гранита. б) ксенолиты, которые состоят из гнейсов, слоистых гранитов. в) минеральный состав пород, главным образом, из пертита, микроклина, альбита и кварца с небольшим количеством биотита. г) минеральный состав гранита Эль-Асама, который состоит из плагиоклаза, микроклина, кварца, роговой обманки и биотита.

Эти породы обычно отражают слабые изменения и отсутствие расланцованности и встречаются независимо от зон. Из этого можно сделать вывод, что эти породы возникли в результате другой фазы активности базальтовой магмы, и у них более позднее время образования, чем у мафит-ультраосновного комплекса Кала Эн Нахаль, и, кроме того, они обладают характеристиками магматической активности от базальтовой магмы к промежуточной и от вторжения к потокам вулканической лавы.

У Дж. Вад-Вадеда эти интрузии преимущественно встречаются в виде параллельных вытянутых гребневидных выходов (Рис. 13а). Их изменения относительно слабо выражены и степень метаморфизма без явной слоистости. Они сложены диоритами, габбро и аппинитами. В конце они прорваны дайками пегматитов и кварцевыми жилами (Рис. 13б). Под микроскопом видно, что габбро слабо слоистые, сложены плагиоклазом с деформированными двойными пластинками и пироксенем, в основном гиперстенем и незначительно авгитом (Рис. 13в). Слабая слоистость совместно с деформированными двойниками спайности плагиоклаза указывают на

то, что эти интрузии сформировались в конце орогенеза и, вероятно, классифицируются как поздние посторогенные интрузии.

Основные дайки, которые, вероятно, связанные с этими интрузиями, разрезают мафит-ультрамафитовые (основные-ультрасонозные) офиолитовые толщи (Рис. 13г).



*Рисунок 13. Микрофотографии отражающие:
(а) габбро, которое встречается в виде гребневидного обнажения. (б) аптинит, который врезан дайками пегматитов и кварцевыми жилами. (в) под микроскопом габбро слабо слоистые, состоят из плагиоклаза с деформированными двойными пластинками и тироксеном, в основном, преобладает гиперстен и вторичный авгит. (г) долеритовые дайки, которые секут основные-ультрасонозные офиолитовые толщи.*

2.7 Формация Нубийских песчаников (Nubian Sandstone Formation)

Термин «Нубийский песчаник» относится к песчанику, который встречается в Нубийской пустыне в Египте (Rüssegger, 1837), в Ливии и в Судане, а также по ранним данным сэндфордом (Sandford, 1935) встречается на северо-западе Судане.

Понятие «Нубийский песчаник» был переописан (повторно переписан) и обсужден несколькими авторами, такими как, Kheirella (1966), Whiteman (1971), Omer (1983) and Vail (1988).

Формация нубийских песчаников, в основном, состоит из конгломератов, песчаников, песчаных аргиллитов и аргиллитов, которые несогласно залегают на комплексе пород древнего

фундамента (основания). Седиментологические (седиментационные) и палеонтологические исследования внесли большой вклад в подразделение этих пород (например, Klitzsch & Lejal Nicol, 1984; Klitzsch & Squyres, 1990; Schrank & Awad, 1990), установили различный возраст (от палеозоя до мезозоя) и условия осадконакопления (от континентального до морского).

В Судане квазигоризонтальная (горизонтальная) формация «Нубийских песчаников» перекрывает породы комплекса (породы древнего основания) фундамента с выраженным угловым несогласием. Это одна из самых важных геологических формаций Судана, которая занимает около 28% территории страны.

Осадочные породы вблизи исследуемого района относятся к Гедарефской формации. Согласно Ruxton (1956), Гедарефская свита состоит из конгломератов, песчаников, песчаных аргиллитов и аргиллитов.

Представляют собой последовательность переслаивающихся песчаников и аргиллитов, залегающих в переплетенной (много русловой) речной среде (braided river environment) (Bussert, 1998; Wipki et al., 1993).

Whiteman (1971) предложил название Гедарефская формация для описания недеформированной осадочной толщи, которая обнажена в районе Гедареф. Характерным признаком местности, в которой расположена Гедарефская формация (свита) являются обнажения вдоль долины реки Атбара, в пределах района, который располагается между $13^{\circ} 30' 00''$ - $14^{\circ} 00' 00''$ северной широты, и $35^{\circ} 48' 00''$ - $36^{\circ} 00' 00''$ восточной долготы. На изучаемой площади эти породы обнажены в районе Самсама к востоку от Эль-Уташа. Эти породы состоят из песчаника и аргиллита (Рис. 14а и Рис. 14б), что, вероятно, представляет южное продолжение Гедарифской формации (свиты).



Рисунок 14. Фотографии, которые отражают песчаники и аргиллиты в районе Самсама к востоку от Эль-Уташа.

2.8 Кайнозойские базальты

Кайнозойские базальтовые потоки перекрыли Гедарефскую формацию, а другие потоки представлены (вытеснены, экструдированны) силлами и дайками.

Эти потоки связаны с Эфиопским плато (Абиссинское нагорье) и сегментами Восточно-Африканской Рифтовой Системы восточного Судана.

Большинство этих пород –по текстуре мелкозернистые и очень мелкозернистые, весьма пористые с миндалевидными цеолитами. Калий-аргоновый возраст установлен по базальтовым дайкам 33x106 лет (Олигоцен) (Whiteman, 1971). Однако, Omer (1978) поспорил (заявил) о Миоцен-Плиоценовом возрасте потоков (эффузивов).

Hussein and Adam, 1995 изучили центральную часть бассейна (впадины) Гедареф и определили, что утолщенные Кайнозойских базальтовые лавовые потоки весьма сочленены и возникли в результате извержения вулканов при согласованном излиянии по системе трещин, который простираются с севера на юг.

На исследуемой площади в районе села Самсам на холмах (пригорках) встречаются выходы пород трахита (Рис. 15а), которые, вероятно, связаны с щелочными базальтами Гедарефа.

По своей структуре эти породы мелкозернистые, цвет красновато-коричневый, выветрелые с поверхности, светло-серые в свежем срезе, породы сильно сколоты (рассланцованы) и плотно соединены (Рис. 15б). Микроскопически они представляют собой мелкозернистые порфириты, которые состоят из феннокристаллов санидина, заключенного в тонкую полнокристаллическую основную массу, которая состоит из лейст санидина и амфибола.

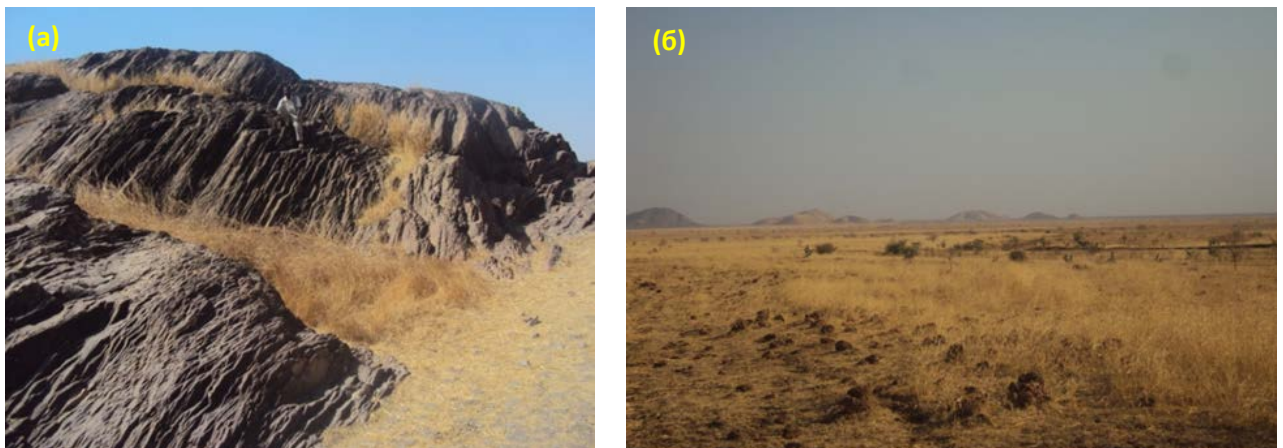


Рисунок 15. Микрофотографии, отображающие: а) бугристые обнажения трахита. б) трахит сильно срезанный и сочлененный. Составлено автором.

2.9 Четвертичные поверхностные отложения

Поверхностные отложения в районе Кала Эн Нахаль –Умм Сагата содержат суглинок, который покрывает плоские равнины долины и дельтовых отложений в сезон дождей, перенося суглинок по ручьям. Отложения долины покрывают дренажные русла и состоят в основном из песков и гальки. Мощность их не велика, обычно колеблется от нескольких до десятков метров.

3 ДЕТАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, СТРУКТУРНАЯ, ТЕКСТУРА, ГЕОХИМИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

3.1 Геология офиолитового комплекса

Как упоминалось в главе второй (раздел 2.4) основные-ультрамафитовые породы, имеющие черты, характерные для офиолитовых толщ. Эти породы залегают в виде лайнерных холмистых обнажений, простирающихся с СВ-ЮЗ. Эти основные-ультрамафитовые массивы подразделяются на структурно обособленные комплексы ультраосновных, основных и связанных с ними пород (Рис. 16), состоящих из серпентинизированных ультраосновных пород (в основном гарцбургитов с подчиненной незначительной долей дунитов), основных-ультрамафитовых кумулятивных пород (сложенных слоистыми габбро и пироксенитами), массивные габбро и ассоциированные с ними плагиограниты, а также вулканический комплекс, состоящий из массивных или подушечно-базальтовых и пластинчатых долеритовых даек (Рис. 17 и Рис. 18).

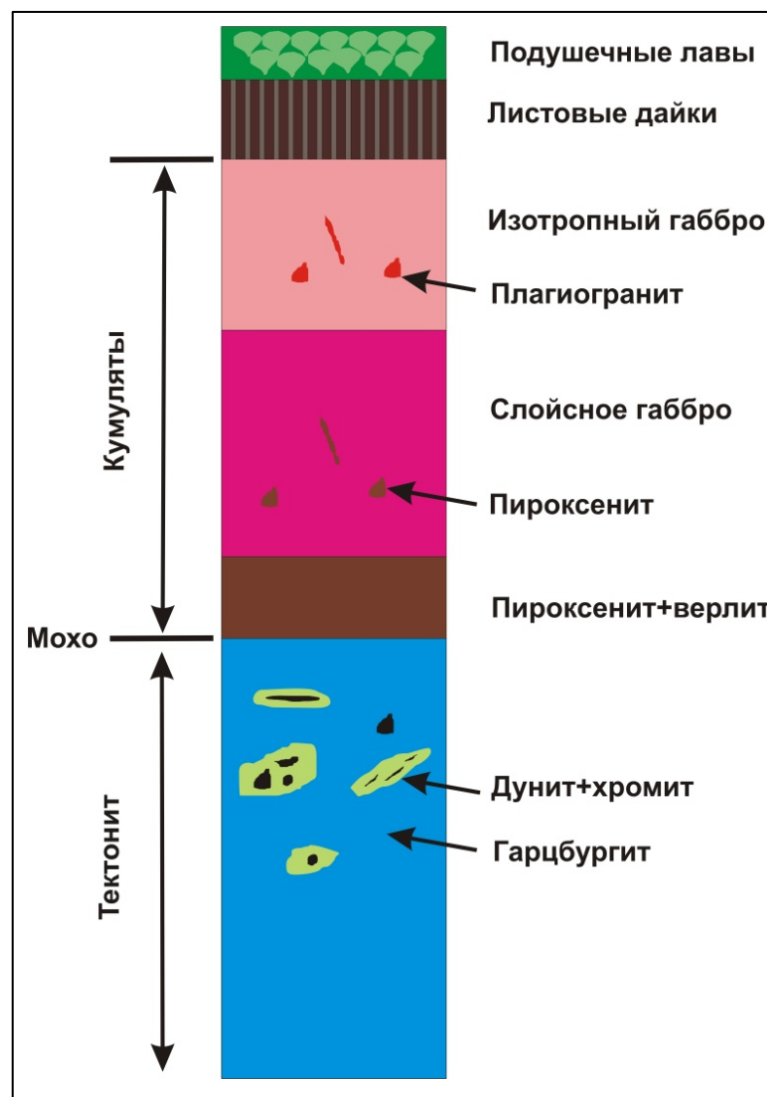


Рисунок 16. Стратиграфическая колонка, изучаемого офиолитового комплекса (составлено автором)

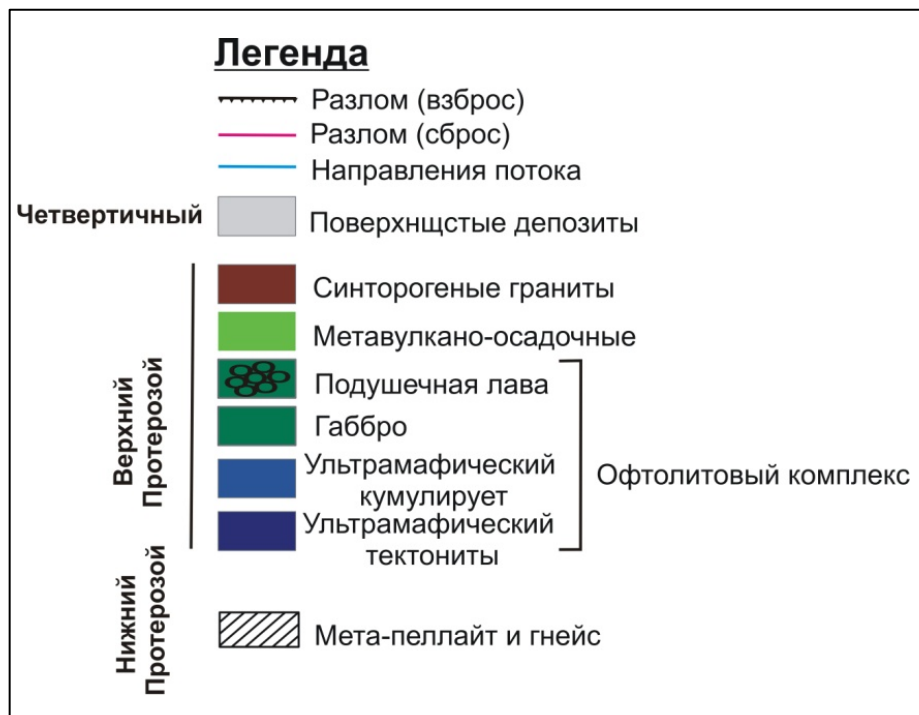
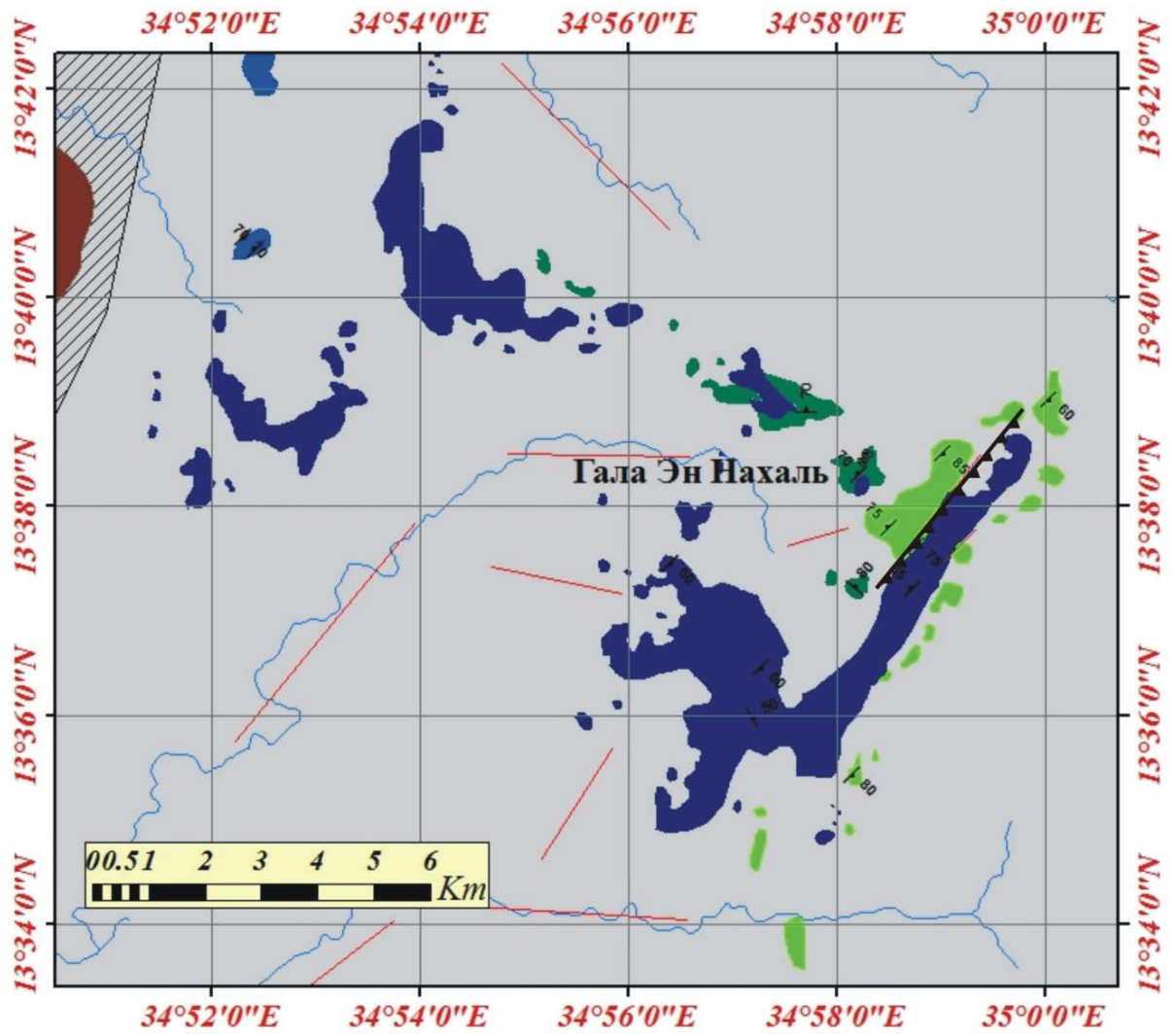


Рисунок 17. Геологическая карта SE-части (район Умм Сагата), изучаемого офиолитового комплекса (составлено автором).

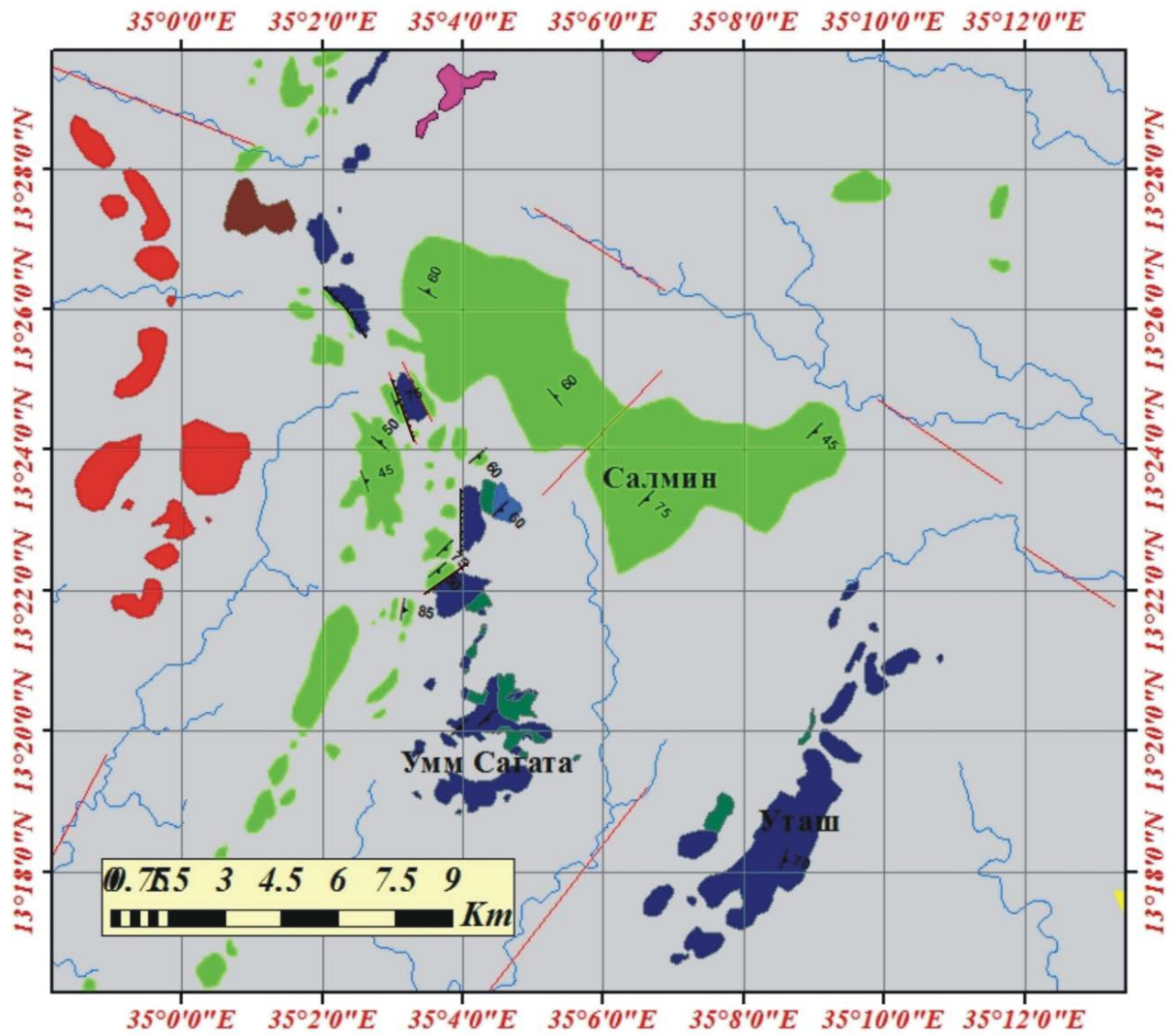


Рисунок 18. Геологическая карта SE-части (район Умм Сагата), изучаемого офтолитового комплекса (составлено автором).

3.1.1 Базальные ультраосновные тектониты (мантийные перидотиты)

Относительно (сравнительно) крупномасштабные обнаженные массы мантийных перидотитов в основном содержатся в массиве Уташа и Умм Сагата в южной части, а также в массиве Кала Эн Нахаль и в массиве Фау в северной части.

Мантийные перидотиты являются наиболее преобладающими типами горных пород на исследуемой территории, эти породы в основном представляют собой серпентиниты, с тальк-карбонатами и хлоритными сланцами, которые ограничены зонами разломов, как внутри, так и на периферии и ультрамафитовых (ультраосновных) тел. Эти мантийные перидотиты находятся в структурном контакте с непосредственно примыкающими породами. Поскольку нет никаких даек во вмещающих породах, нет закаленных краевых зон или контактных метаморфических ореолов вокруг этих образований соответственно нет доказательств магматического внедрения.

Серпентиниты сложены исключительно минералами серпентиновой группы, которые были образованы под действием гидротермальных преобразований (изменений) в ультраосновных породах из ранее существовавшего оливина и пироксена.

Они образуются при циркулировании горячей морской воды в литосфере в спрединговых океанических хребтах, или в областях, где формирование горного хребта связано с закрытием океанического бассейна. В этой области серпентиниты мягкие на ощупь, немного с зеленоватым оттенком, цветовой диапазон варьируется от тускло-серого до темно-зеленого. Выветрелые серпентиниты имеют красновато-коричневый оттенок. По своей текстуре серпентиниты обычно массивны, но могут превращаться в рассланцованные и расслоенные у основания вблизи плоскости надвига или зон сдвига, где они замещены хлоритовыми сланцами и тальк-карбонатными породами. В этом разделе (в данной секции) ввиду почти полной серпентинизации к большинству образцов корректно применять термин – серпентиниты. Классификация этих серпентинитов (при помощи) с использованием реликтов первичных магматических минералов на базе минералогического состава в таком случае определить невозможно. Следовательно, для характеристики протолита (исходная порода) необходимо использовать геохимические данные этих пород.

Серпентиниты разделяются на типы: псевдоморфные и непсевдоморфные по Wicksi Whittaker (1977) and O' Hanley (1996). В первом типе серпентинит встречается в виде непосредственной (яркой) псевдоморфы главного силиката., серпентинитовые структурно-текстурные элементы не связаны с первичными текстурами в ультрамафитовом предшественнике. Псевдоморфное замещение не столько сохраняет очертания исходных зерен и первичную текстуру, сколько сохраняет характер разрушения и расщепления замещенных минералов.

Значительное большинство псевдоморфных текстур, например, сетчатая текстура, были образованы после оливина (по оливину); причем баститы образовались после пироксена (по пироксену) и амфиболы из различных слоистых силикатов (Wicks & Whittaker, 1977). В Серпентинитах редко преобладает псевдоморфная текстура, такая как сетчатая, и в меньшей степени некоторые текстуры баститов – это указывает на то, что материнскими породами были дунит и гарцбургит.

Под микроскопом видна сетчатая текстура, по краям сетки, развиты минералы ризотил и лизардит, а в центре сетки виден серпофит. Преобладает фолиант областовая текстура, которая образована, в основном, антигоритом (Рис. 19А). Баститовый серпентин сохранил форму и спайность пироксена. В центре кристаллов виден серый или коричневый изотропный материал (серпофит) в отличие от удлинённых призм серпентинита (Рис. 19В). Помимо псевдоморфных текстур во многих серпентинитах присутствуют не псевдоморфные текстуры (Рис. 19С). Эта текстура представлена антигоритовым серпентинитом, который образуется в результате перекристаллизации псевдоморфного серпентинита (который состоит из лизардита с незначительной концентрацией хризотила), как было указано выше, в ходе прогрессирующего метаморфизма (Coleman, 1977). Хризотил менее распространен и встречается в виде поперечных волокнистых прожилок, пересекающих антигоритовую матрицу (Рис. 19D), это указывает на его позднюю кристаллизацию в статических условиях. Темные минералы включают в себя магнетитхромит, которые встречаются в виде гипидиоморфных зерен, местами измененных по границам и трещинам. Магнетит встречается в виде мельчайших кристаллов или в виде удлиненных кристаллов внутри серпентинита, которые обычно ассоциируются с сетчатым серпентином и концентрируются вдоль сетчатых окантовок. Магнезит встречается в виде гранулированных агрегатов и отдельных ромбов либо жил, либо прожилок, которые рассекают серпентинизированную основную массу. Тальк встречается в виде мелких чешуек с высокой интерференционной окраской.

Серпентиниты мантийных перидотитов базальные ультрамафитовые тектониты в дальнейшем подвергались гидротермальным изменениям, приводящим к образованию карбоната талька, лиственита (карбоната кварца). Вторичное окремнение этих серпентинитов (бирбиритов) распространено, особенно на гребнях холмов, где происходит дифференциальное выветриванием с образованием бирбиритов.

Эти серпентинитовые породы преобразовываются в тальковые сланцы вдоль зон сдвига (Рис. 20а) или по их структурному надвиговому разлому базальному контакту (Рис. 20б). Породы также разрезаются магнезитом, который встречается в виде штокверков или жил (Рис. 20в). Считается, что эти породы образовались в результате метасоматоза углекислого газа (Wilcockson

and Taylor, 1933; Turner and Verhoogen, 1960). Зоны трещин вдоль которых могут выделяться и мигрировать газы или жидкости являются идеальными местами для их развития.

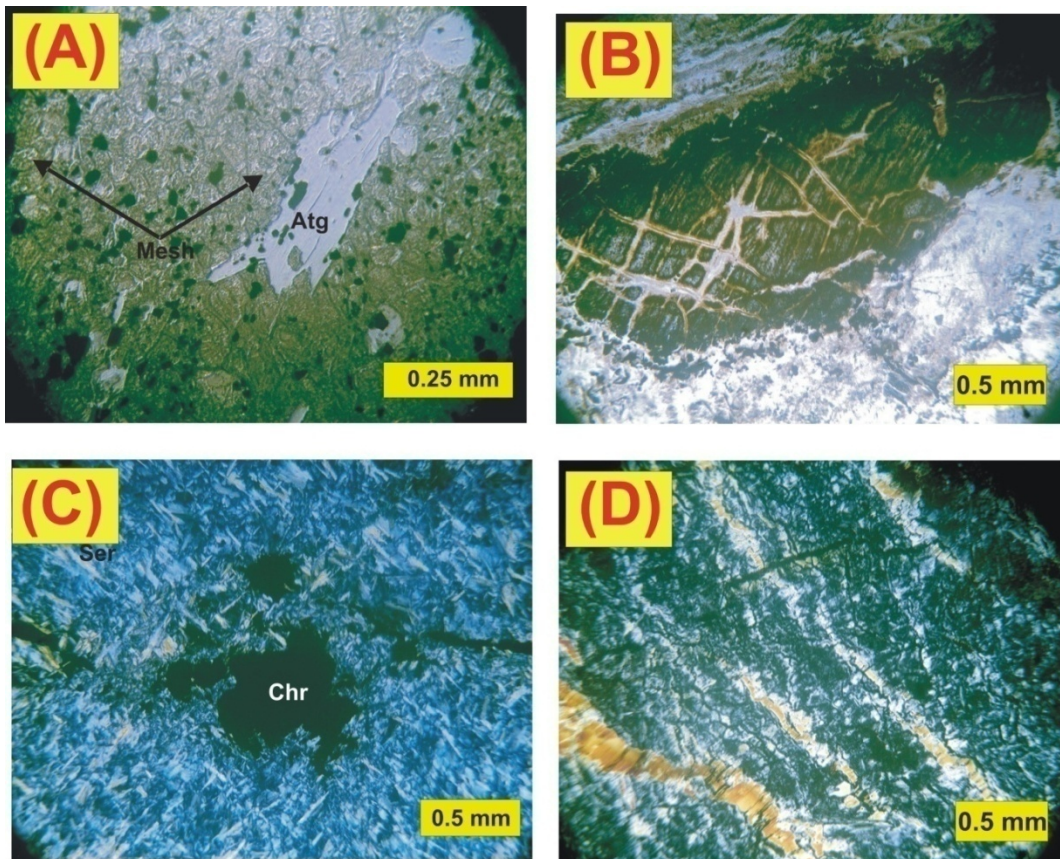


Рисунок 19. Микрофотоснимки показывающие (составлено автором):
 (A) сетчатую текстуру, которая развилась по оливину; (B) баститы образовались после пироксена (по пероксену). (C) не псевдоморфные текстуры, представлены антигоритовым серпентином. ((D) поперечно-волокнистые прожилки хризотила, которые пересекают (рассекают) антигоритовую массу.

Карбонатные породы талька обычно имеют светло-коричневый или красновато-коричневый цвет; мелкозернистые и сланцеватые с жирной поверхностью. Магнезит встречается в ультраосновных телах в виде жил и штокверков в серпентинитовых трещинах в зонах сдвига. Хлоритный сланец состоит в основном из хлорита магния, хлорита и небольшого количества талька. Под микроскопом видно, что хлорит магния отличается от других минералов хлорита слабым плеохроизмом и многократным двойникованием. Хлоритовый сланец по своей структуре мелкозернистый и среднезернистый, сильно слоистый и имеет стилолитовую слоистость. Магнетит встречается в виде акцессорных минералов. В некоторых областях присутствует октаэдрический (восьмигранный) магнетит (Рис. 20г), что свидетельствует о его образовании в процессе надвига (Gansser, 1974).

Турмалин содержащие хлорит-тальковые сланцы (Рис. 20д) также являются матасоматическими породами, которые подверглись серпентинизации. Турмалин встречается в виде черных, сияющих кристаллов, которые достигают в длину около 4 см. Под микроскопом

видно, что они состоят из голубовато-зеленого призматического турмалина, пластинчатых кристаллов талька длиной до 2 мм, которые произвольно ориентированы.

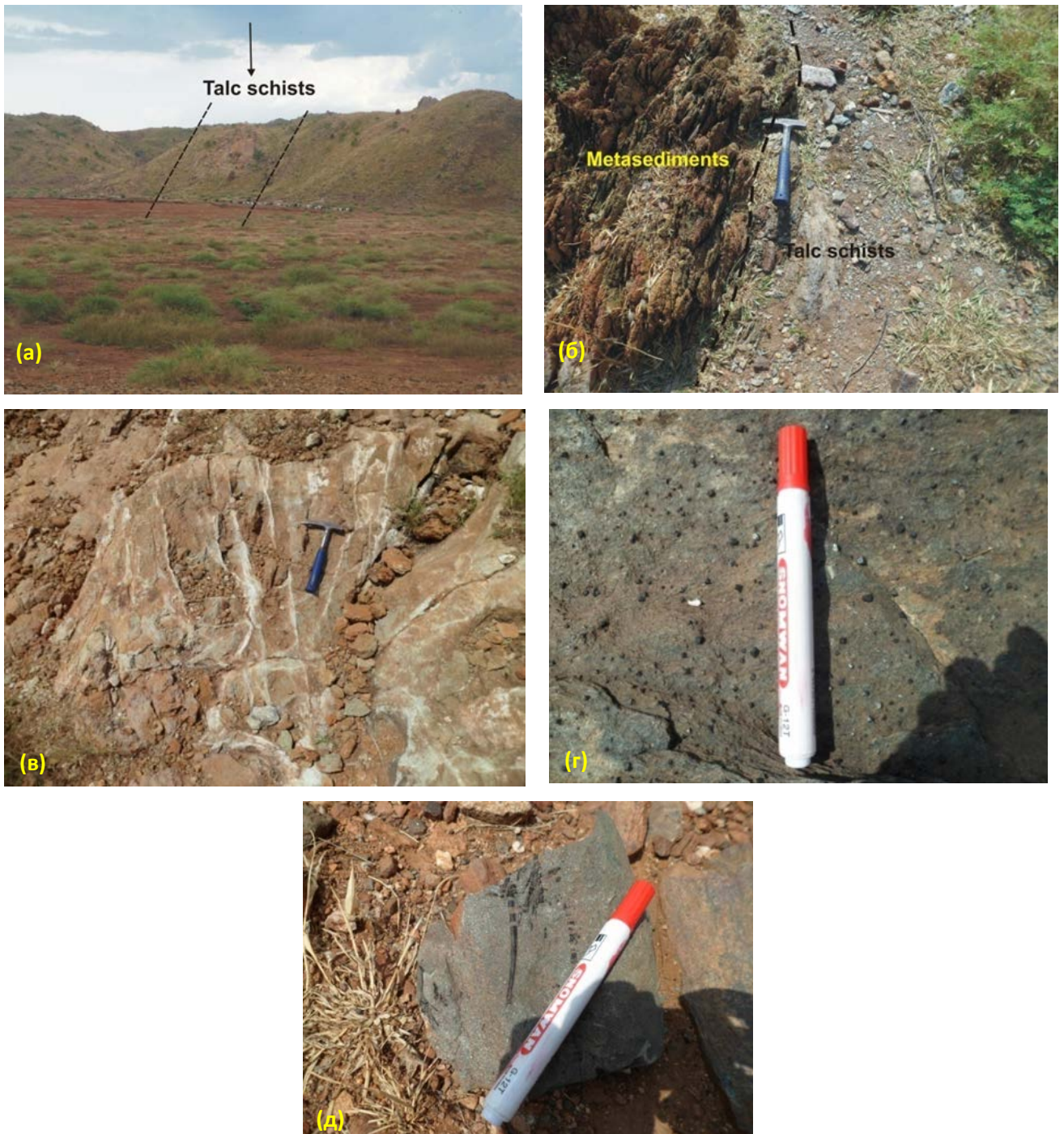


Рисунок 20. Микрофотографии показывающие (составлено автором):

- а) Тальковые сланцы, расположенные вдоль прибрежных зон. б) тальковый сланец в структурном (надвиговом разломе) на базальном контакте. в) Магнетит, который встречается в виде штоков или жил, разрезающих серпентиниты. г) Октаэдрический магнетит присутствует в хлоритовых сланцах, что указывает на образование в процессе надвига, что вызвало осадконакопление. д) турмалиносодержащие хлорит-тальковые сланцы в серпентинитах.

Листвениты в изучаемом районе легко отличаются от других пород благодаря их желто-коричневым цветам и положительному рельефу, который связан с коренной породой. Листвениты появляются в виде (хребтов, гребня) ввиду их устойчивости к выветриванию относительно

окружающих пород. Они встречаются вдоль зон разломов между ультрамафитовыми (ультраосновными) породами и подстилающими вулканогенно-осадочными породами (Рис. 21а). Лиственитовые хребты (гребни) достигают нескольких сотен метров в длину и до 20 метров в ширину. Контакты Лиственитов резкие и регулярные. В обнажениях видно, что листвениты имеют массивные текстуры и густые сети трещин, которые протягиваются до микроскопических масштабов, и заполнены в основном кварцевыми жилами, а иногда и карбонатами (Рис. 21б, Рис. 21в и Рис. 21г). Кварцевые жилы образовались после внедрения лиственита.

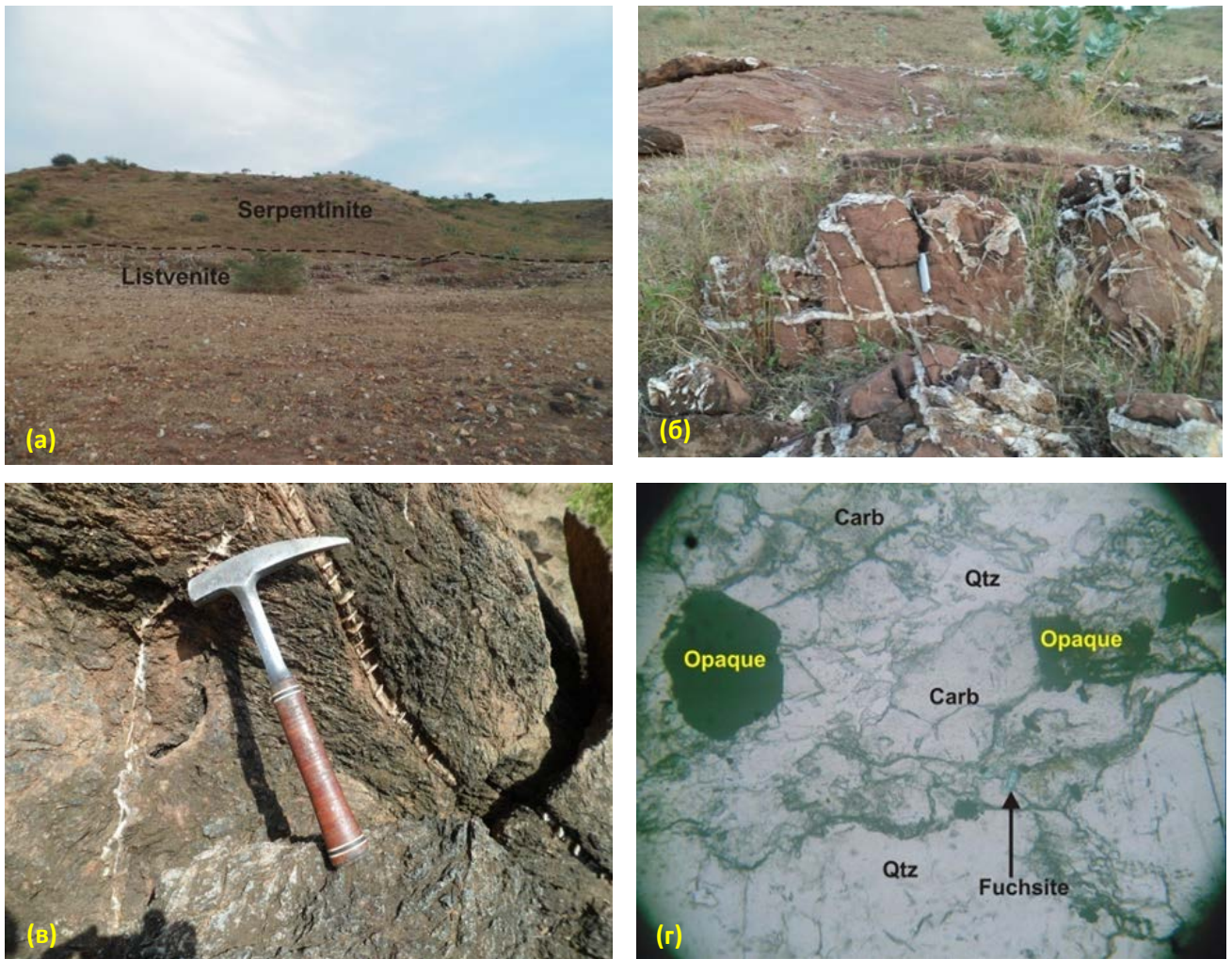


Рисунок 21. Микрофотографии показывающие (составлено автором):

а) Лиственит встречается вдоль разломных зон между ультрамафитовыми (ультраосновными) породами и подстилающими вулканогенно-осадочными породами. (б) сети трещин в листвените, уменьшаясь до микроскопических размеров, которые заполнены, главным образом, кварцевыми жилами и (в) иногда карбонатом. (г) лиственит под микроскопом состоит главным образом из кварца и карбонатов вместе с подчиненным фукситом и непрозрачными минералами.

3.1.2 Кумулятивные основные-ультраосновные породы

Кумулятивный слой представляет собой переходную зону между нижними ультрамафитовыми (ультраосновными) тектонитами и верхними основными комплексами. Этот блок состоит из содержащих шпинель дунитов (шпинелесодержащих), пироксенитов и пироксен-плаггиоклазовых и грубо -слоистых габбро. Контакты между ними и нижележащими

ультрамафитными (ультраосновными) породами обычно затемнены, и они, в целом, похожи на породы офиолитового комплекса. (George, 1978). Кумулятивная фаза определяется повторением (чередованием) кумулятивных циклов за счет дифференциального осаждения пироксена или/и оливина относительно Са-плагиоклаза (анортита).

В исследуемом районе мафит-ультрамафитовые (основные-ультраосновные) кумулаты (породы) сложены, в основном, слоистыми габбро, пироксенитами и перидотитами. Слоистый габбро, в большей степени распространен на север и восток от города Кала Эн Нахаль и на восточной (в восточном конце) оконечности и в северной части Дж. Фау, а также в районе к северу от деревни Умм Сагата и в восточной стороне Дж. Ганама, в южном районе; кроме того, он также эпизодически распространён вдоль западной стороны Дж. Уташа.

Метагаббро содержит небольшое количество эпидиорита, оба проявляют постепенные, градационные отношения. Иногда встречаются прожилки позднекварцевого диорита и дайки пегматитового габбро, разрезающие метагаббро.

Метагаббро содержит небольшое количество эпидиорита, эти породы постепенно демонстрируют градационные отношения. В отдельных случаях встречаются прожилки позднего кварцевого диорита и дайки пегматитового габбро, разрезающие (прорывающие) метагаббро.

Метагаббро имеет серовато-зеленую окраску, преимущественно средне - зернистую и, подчиненную ей, мелкозернистую и крупнозернистую структуру. Они, по большей части, массивные с грубыми наслоениями. В кумулятивных породах хорошо развита слоистость на отдельных участках с чередованием слоев различного соотношения минералов плагиоклаза и ферромагнетика (Рис. 22а). Толщина слоя может варьироваться от 2-10 см. В тонком сечении габбро по своей структуре среднезернистые, состоят из плагиоклаза и клинопироксена примерно в равных количествах (Рис. 22б). Плагиоклаз с деформированными пластинками сосюритизирован, состоит из натрового плагиоклаза (олигоклаз), эпидота и кальцита, которые имеют пойкилитовую структуру. Клинопироксен замещен волокнистым, голубовато-зеленым актинолитом. Сохранились реликты офитовой и субофитовой структур. Оксиды железа, сфен и апатит являются вспомогательными минералами. Вторичный кварц встречается в небольших количествах, вероятно, он был подвержен гидротермальному преобразованию. Актинолит, эпидот, кальцит и хлорит являются вторичными минералами. Минеральные ассоциации подразумевают низко температурную зеленосланцевую фацию в процессе метаморфизма.

Ультрамафитовые (ультраосновные породы) кумулятивные породы представлены перидотитами и пироксенитами, которые встречаются в виде небольших линзовидных тел внутри слоистых габбров (Рис. 23а) или в виде отдельных крупных обнажений.

Перидотит представлен ортопироксеновым перидотитом, который распространен, главным образом, к северо-востоку от Дж. Ганема и на северных окраинах массива Умм Сагата.

Породы, по большей части, проявляются (возникают) в виде шлира (шлирового купола). Поверхность, которая была подвержена выветриванию, желтовато-коричневая, а свежееобнаженная – серовато-зеленая. Он имеет средне-крупнозернистую порфиробластическую структуру, а иногда пойкилитовую окклюдированную структуру оливина и массивную структуру (Рис. 23б). Породы были серпентинизированы. Основной минеральный состав – серпентин. Его содержание (60-70%) и подчиненно бастит, содержание около 30%. Кроме того, здесь также содержатся следы хлорита, хромшпинели и магнетита.

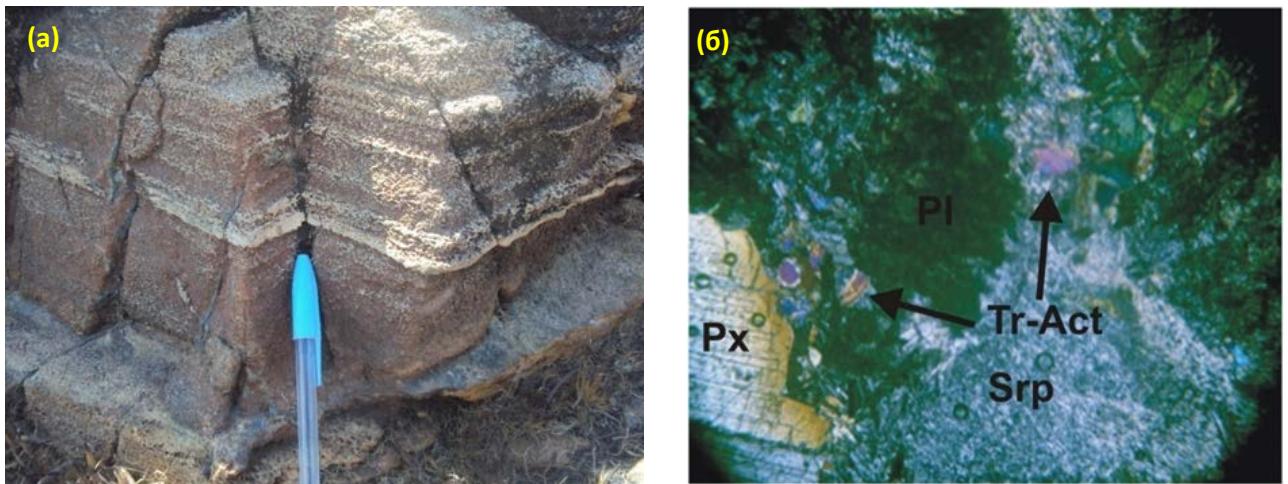


Рисунок 22. Микрофотографии показывающие (составлено автором):
 а) чередование слоев различных соотношений плагиоклазовых и ферромагнитных минералов. б) габбро, состоящие из плагиоклаза и клинопироксена в приблизительно равных количествах.

Оливиновый пироксенит имеет серовато-зеленый и темно-зеленый цвет со средне-крупнозернистой до пегматитовой структуры и массивной структурой, порода тремолитизирована (Рис. 23в) и серпентинизирована (Рис. 23г).

Минеральный состав состоит в основном из клинопироксена (обычно превращенного в тремолит) с содержанием более 70-80% и реже серпентина с содержанием около 10% магнетита (1%) и хромшпинелида (около 0,5%) и, кроме того, следы талька и хлорита. Оливиновый пироксенит может переходить в клинопироксенит по мере того, как в породе местами увеличивается содержание клинопироксенена.

Дайки пироксенитов распространены только к северо-востоку от деревни Умм Сагата и к юго-западу от города Кала Эн Нахаль. Дайки имеют неправильную форму и небольшие по размеру, простираются, преимущественно, в северо-северо-восточном или северо-западном направлении.

Порода по цвету серовато-зеленая и темно-зеленая, текстура, в основном, от крупнозернистой до пегматитовой и под микроскопом видно, что текстура метасоматическая, реликтовая и массивная структура.

Клинопироксен (частично измененный в тремолит), небольшие количества антигорита и следовые количества магнетита составляют минеральный состав.

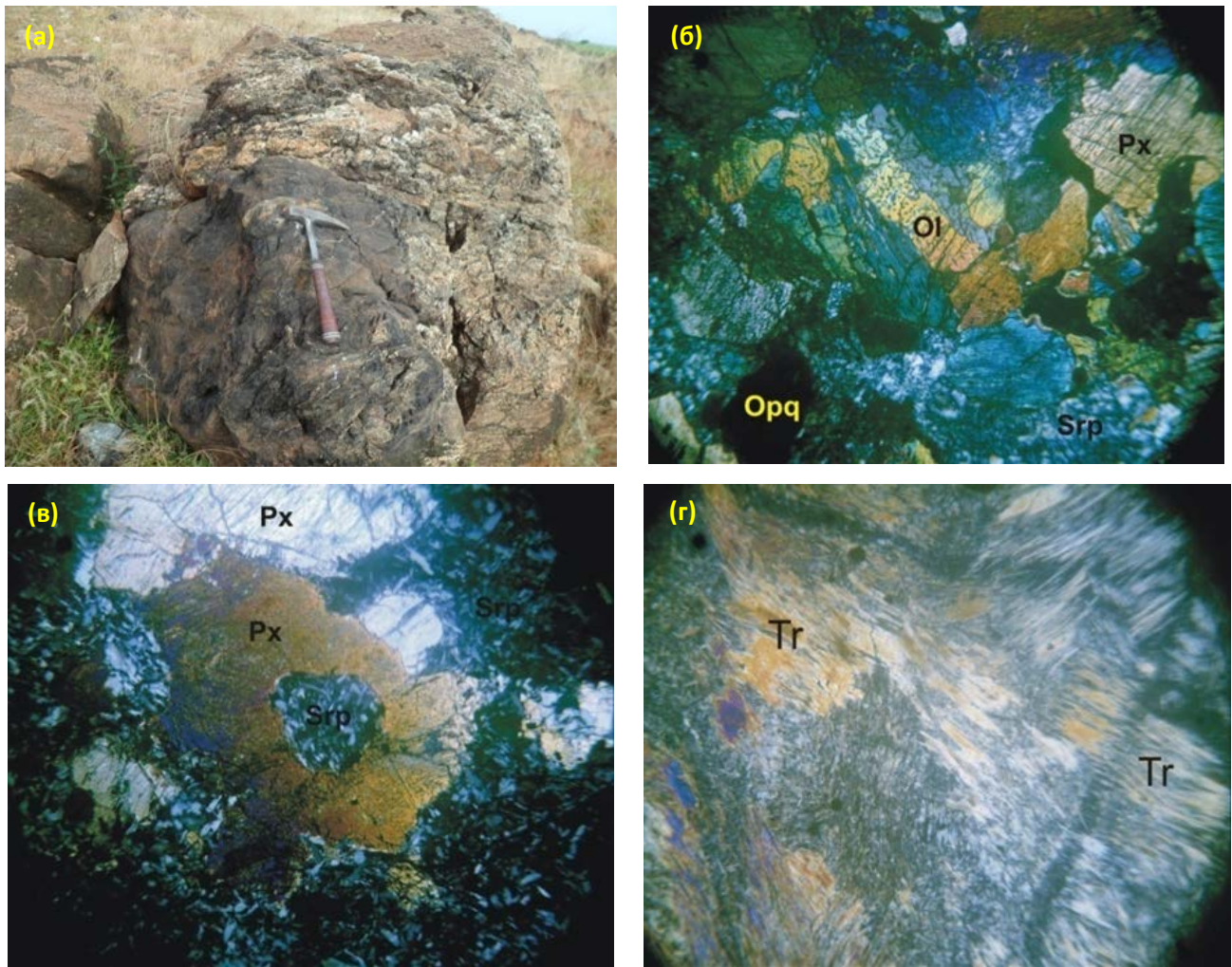


Рисунок 23. Микрофотографии показывающие (составлено автором):
 а) мелкие линзовидные тела внутри слоистых габбров. (б) перидотит, который состоит из оливина, ортопироксена, опаксов и серпентинита, который является вторичным минералом (в) серпентинизированный оливин, пироксенит состоит из пироксена, частично серпентинизированного,) сетчатая текстура образуется после того, как появился оливин. г) тремолитизированный пироксенит.

3.1.3 Массивные габбро и связанные с ними плагиограниты

Вверх по магматической последовательности, за счет постепенного уменьшения ультраосновных слоев, в изотропные габбро с плагиогранитами, долеритовые дайки, перекрывают кумулятивную последовательность. Зону контакта слоистой габбро и изотропным габбро установить сложно. Эти скалы хорошо видны к югу от Дж. Зейн эль-Абдейна, к северо-востоку от города Кала Эн Нахаль, к востоку от Дж. Ганама и к северу от Умм Сагата. Они преимущественно массивные, без признаков слоистости (Рис. 24а), но слегка срезаны.

Изотропные габбро имеют цвет от серовато-зеленого до темно-зеленого, по своей структуре полнокристаллические, от среднего до крупнозернистого.

Они состоят из удлиненного плагиоклаза с изогнутыми сдвоенными пластинками и волокнистыми, призматическими табличками с осколками (shreds) и рваными краями тремолит-актинолит близ столбчатого и зернистого агрегата эпидота, цоизита и клиноцоизита. Хлорит присутствует в виде волокнистого агрегата, связанного с амфиболом. В некоторых образцах

присутствует зеленая роговая обманка. Оксиды железа, апатит и кальцит встречаются в виде акцессорных минералов.

Плагиоклаз, измененный, с разной степенью, порождает эпидот, цоизит, клиноцоизит и карбонаты. Это изменение частично или полностью уничтожило двойные пластинки. Некоторые образцы (Рис. 24б) содержат гарниерит (никельсодержащий серпентин/ тальк) минеральные ассоциации габбро, которые показали, что породы были полностью регрессированы до степени зеленосланцевой фации метаморфизма.

Появление высоко- SiO_2 , низко- K_2O лейкократовых пород, «океанического плагиогранита» Коулмана и Питермана в пределах основных и ультраосновных пород офиолитов и современных океанических обстановок, представляют особый интерес, потому что имеют экстремальный состав и спорное происхождение. Без этих пород офиолитовые последовательности считаются не полными. Однако, эти породы присутствуют далеко не во всех известных в мире толщах офиолитов.

Лейкократовые породы, богатые плагиоклазом, повсеместно встречаются в докембрии, а также в фанерозойских горных породах в земной коре. Эти породы называются плагиогранитом, океаническим плагиогранитом, трондъемитом, континентальным трондъемитом и кератофиром. Коулман и Донато подчеркнули необходимость отличать океанический плагиогранит от континентального трондъемита. Плагиограниты, которые образуют наиболее характерный тип пород, имеют относительно небольшие размеры в большинстве офиолитовых комплексах, дают важный контраст с континентальными трондъемитом и тоналитом. Их происхождение отличается от континентальных трондъемитов, образовавшихся на окраинах или в недрах континентов.

Плагиограниты имеют важное значение для понимания тектонической обстановки офиолитовых пород, где единственным раскрытым продуктом магматического события являются плутонические породы.

В исследуемом районе плагиограниты встречаются на севере Умсакаты и на востоке Дж. Ганима. Они местами вторгаются в нижележащие кумулаты и ультрамафические (ультраосновные) части офиолитовых последовательностей. Они встречаются в виде жил, удлиненных линз, даек, а также в виде мелких интрузивных пробок (Рис. 24в, Рис. 24г и Рис. 24д). По своей текстуре плагиограниты варьируют от мелкозернистых до крупнозернистых, они в основном связаны с массивными габбро. Они сильно изменены, состоят из сосюритизированных пластин плагиоклаза, с промежуточным кварцем и второстепенным амфиболом и множеством вторичных минералов зеленосланцевой фации (Рис. 24е).

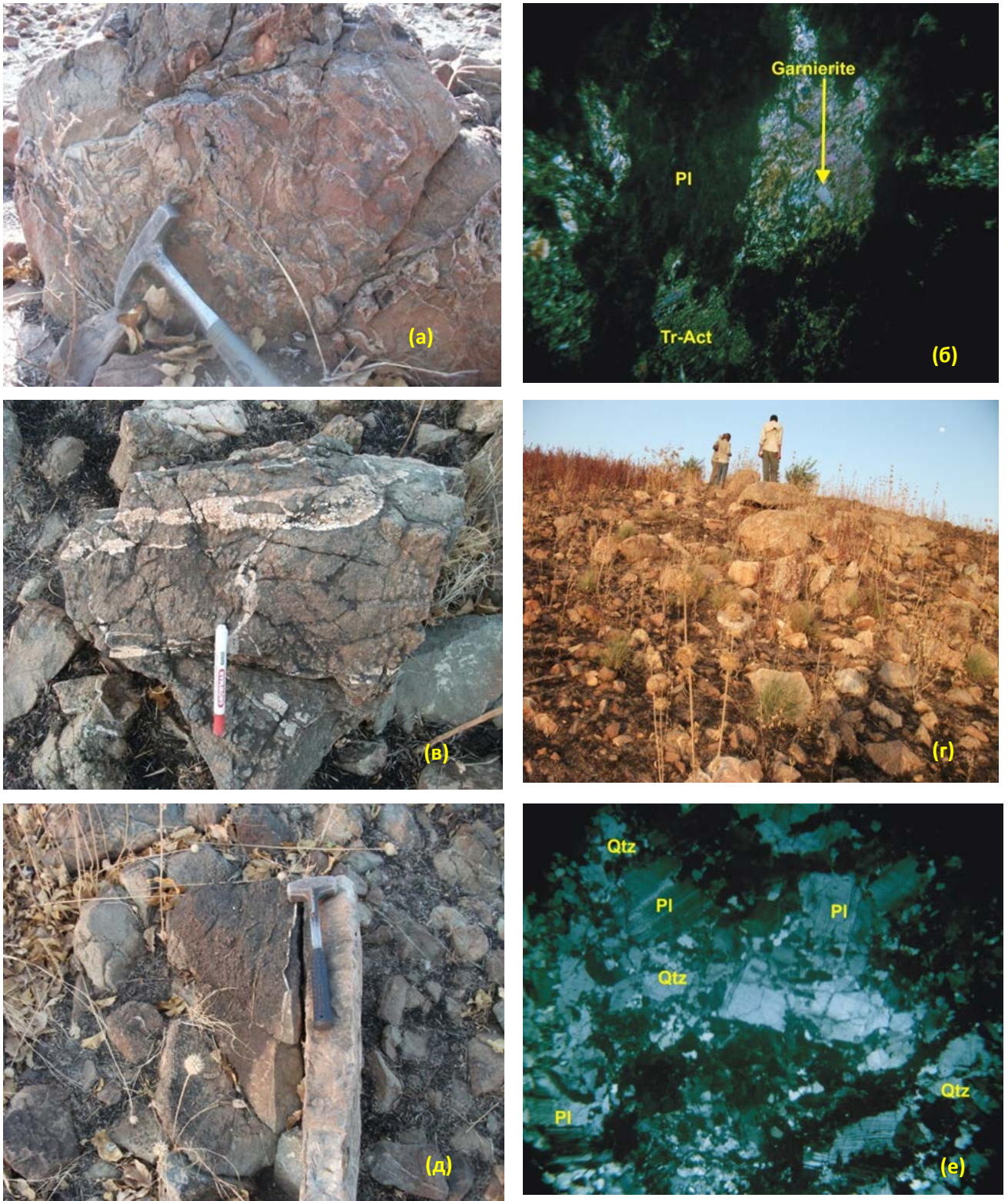


Рисунок 24. Микрофотографии, показывающие:
 а) массивное габбро. б) минеральный состав массивного габбро, который содержит сосюртизированный плагиоклаз, тремолит-актинолит и гарньерит. (в, и г) плагиограниты, которые встречаются в виде жил, мелкой интрузивной пробки и даек. д) плагиограниты, которые встречаются в виде жил, мелкой интрузивной пробки и даек. е) плагиогранит под микроскопом состоит в основном из кварца и плагиоклаза.

3.1.4 Подушечная базальтовая лава с пластовыми долеритовыми дайками

Пластовые долеритовые дайки представляют собой неправильные линзовидные массы, которые встречаются в подушечных лавах. По форме залегания они вертикальные, параллельные или субпараллельные общему тренду основного тренда ультраосновных массивов. Отдельные дайки имеют мощность от 2 до 5 см, длину от 1 до 2 м, мелко- и среднезернистую структуру (Рис. 25а). Считается, что пластовые дайки офиолитовых мафит-ультрамафитовых пород образовались в результате непрерывной инъекции базальтовой магмы вдоль осей спрединговых систем (Coleman, 1977). Таким образом, первоначальная ориентация пластовых даек может соответствовать срединно-океаническому хребту (далее – СОХ), центру спрединга, за дуговому спредингу или малым океаническим бассейнам.

Подводные подушечные лавы чаще всего образуют самую верхний блок офиолитовых последовательностей и прямо свидетельствуют о том, что они развивались в воде. В настоящее время хорошо известно, что дно океана покрыто подушечной лавой, которая образовалась в результате охлаждения жидкой лавы в воде (Moore, 1975).

Большинство геологов «докембрийцев» (Miyashiro, 1973; Coleman, 1977; Gansser, 1974) использовали типичные «подушки» при определении тектонических условий. Считается, что они сформировались в подводной среде на спрединговых океанических хребтах, вдоль трансформных разломов и островной дуги, которые связаны с глубоководными кремнеземами и карбонатами. Подводные базальтовые подушечные лавы обычно представляют собой четвертый слой в офиолитовых комплексах, как это было определено на конференции Пенроуза (Anon, 1972).

Хорошо сохранившийся разрез подушечной лавы был выявлен в обнажениях к югу от Дж. Зейн Эль-Абдейна примерно в 1 км от верхней части офиолитового комплекса, который перекрывает массивный габбро в низких холмистых обнажениях.

Они чередуются с перекрывающими пластовыми дайками, которые служат питательными каналами лав. Мета-базальтовые подушечные лавы темно-зеленого цвета с хорошо развитой круглой или эллиптической формой. Их размер от 10 до 30 см. Породы локально деформированы, однако подушечные структуры все еще с отчетливыми реакционными ободками (Рис. 25б), межподушечными пространствами и пузырьками, которые избежали деформации. Межпластовые пространства заполнены грубыми сенокластическими материалами, включающими кремнезем, фрагменты горных пород и перекристаллизованные карбонаты (Рис. 25в).

Базальтовая подушка лавы в основном массивна, не имеет никаких признаков метаморфического слоения. В большинстве тонких разрезов базальтовых подушечных лав первичные минеральные фазы и магматические текстуры сильно перекрыты низкосортными вторичными минеральными комплексами, такими как альбит, хлорит, эпидот, циюзит,

клиноциозит, кальцит, актинолит и оксиды железа, что указывает на зеленосланцевую фацию. Реликты магматических минералов местами сохраняются в некоторых тонких разрезах и позволяют получить аппроксимацию исходного минералогического состава, например: наблюдаются реликты плагиоклаза (Рис. 25г).



Рисунок 25. Микрофотографии, показывающие (составлено автором):
 а): субвертикальные пластовые дайки. б): различные структуры подушки с нечеткими ободками реакции. в): грубый гиаокластический материал, заполняющий промежутки между «подушек». г) базальтовая подушечная лава под микроскопом, порфирит состоит из плагиоклазовых вкраплений в мелкой грунтовой массе, которая состоит из вторичного хлорита, эпидота, кальцита и кварца.

3.2 Структурная геология

В структурном отношении, исследуемый район является частью Нубийского щита, который был образован крецией островных дуг, тыловых островных дуг (остаточных островных дуг с фрагментами материала земной коры) и континентальных микроплит вовремя Неопротерозоя (900-550 млн. лет) вдоль офиолитовых отличительных разломов (ophiolite decorated sutures) северо-восточного простирания (Vail, 1985; Stern et al., 1990; Kröner et al., 1991; Stern&Kröner, 1993). Считается, что крупные горизонтальные сдвиги вдоль зон поперечных разломов и преобладающие тектонические движения с востока или юго-востока стали причиной

возникновения основных структур северо-восточного простирания (складок и разломов) различных горных массивов Красноморских гор. (Almond and Ahmed, 1987; Almond and Osman, 1992; Stern et al., 1989).

Наклонные и пересекающие эти разломы левосторонние сдвиги северо-западного направления более молодые (около 640-560 млн. лет), такие как зоны сдвига Око и Кераф (Abdelsalam, 1994; Abdelsalam et al., 1998, соответственно).

Структурная геология исследуемой территории описана в региональных рамках. На исследуемой территории преобладают сильно деформированные (с сильными тектоническими нарушениями) зеленосланцевые вулканогенно-осадочные толщи, офиолитовый комплекс и связанные с ним синорогенные граниты.

Первичные структуры были скрыты последующими интенсивными деформациями, тем не менее, была задокументирована некоторая первичная структура (S0), которая включает плоскость напластования в метавулкано-осадочных породах и ритмичное наслоение (переслаивание) в кумулятивных габбро (Рис. 26а).

Изучение развития территории со структурной точки зрения выявило как минимум три фазы деформации с D1 по D3. Структуры, которые связаны с деформацией D1, представлены вертикальными изоклинальными складками протяженностью с северо-востока на юго-запад (Рис. 26б) и связаны с опрокинутой перевернутой на юго-восток, и лежащими складками на северо-западе (Рис. 26в и Рис. 26г).

Во время деформации D1 вызвало развитие сильной проникающей отдельности (сланцеватости) в S1, которая представляет собой основную плоскую структуру, наблюдаемую в этом районе. Слоение S1 всегда параллельно слоистости S0. Эта фаза, вероятно, образовалась во время закрытия океанического бассейна и столкновения офиолитового комплекса и метавулкано-осадочных комплексов (единиц) (вулканогенно-осадочного комплекса) на западе Сахарского Метакратона (который представлен метапеллитовыми сланцами и гнейсами амфиболитовой фации).

Складки D2, которые образовались (F2 представляет собой складки крупного размера северо-восточного направления). Складки плотно сжаты, вертикальные (Рис. 27) с аксиальными плоскостями симметрии, которые наклонены к северо-востоку. Деформация D2 проявляется в виде перегибас ложных лежащих складок D1 (F1). В результате опрокидывания складок F1-F2 формируются опрокинутые складки грибовидного типа (Рис. 28а и Рис. 28б). Кренуляционный(ая) кливаж (изгиб, трещина) S2 в метавулкано-осадочной толще (вулканогенно-осадочной толще), вероятно, связан с этой фазой деформации.



Рисунок 26. Микрофотографии, показывающие (сделаны автором):
 (а) ритмичное наслоение (переслаивание) кумулятивных габбро. (б) Плотная вертикально изогнутая изоклиналь в мраморе. (в и г) лежащие складки в мраморе и метавулкано-осадочном слое (вулканогенно-осадочном комплексе).



Рисунок 27. Узко-открытые, в вертикальном положении крылья складки.

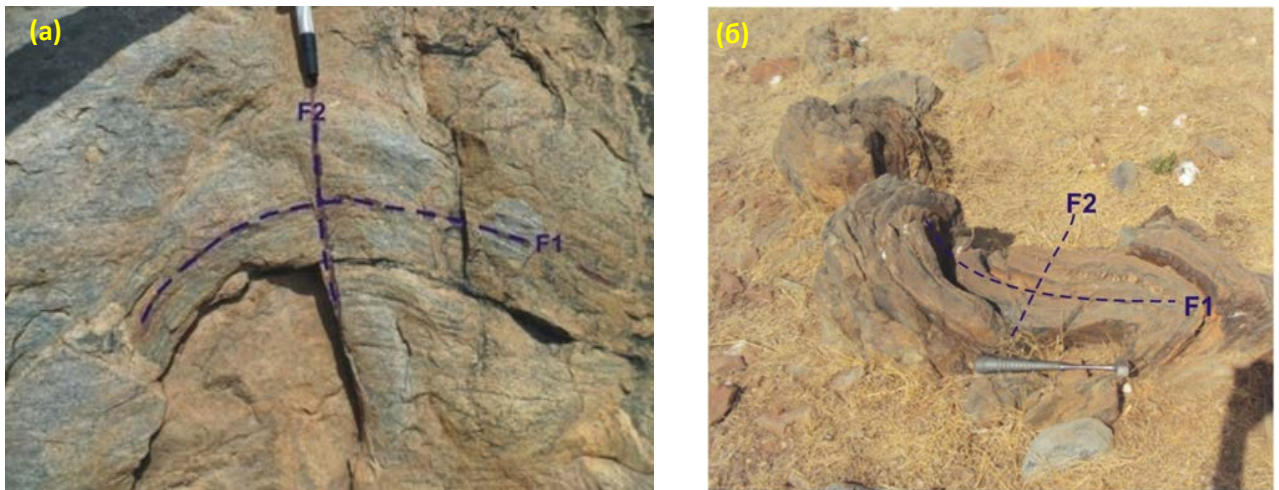


Рисунок 28. Интерференционные картины грибовидного типа в результате интерференции складок F1-F2. (составлено автором)

Деформация D3 представлена преобладающей зоной правостороннего сдвига (северо-восточного направления) (Рис. 29), которая имеет вертикальный и косой наклон с крутым падением. D3, вероятно, образовался в результате сжатия при косом (перемещение) столкновении в процессе регионального сокращения площади.

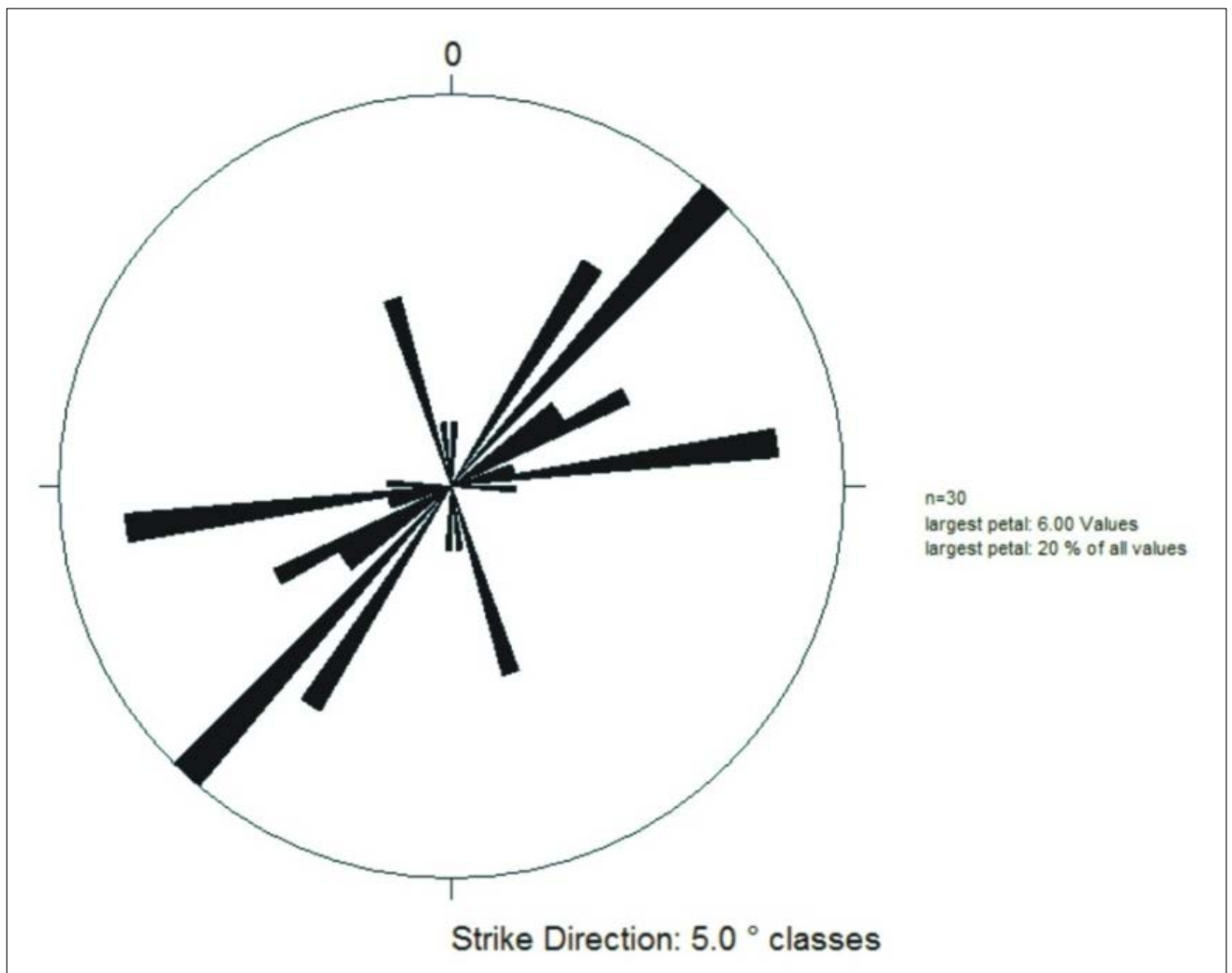


Рисунок 29. Роза-диаграмма (диаграмма направлений), показывающая распределение тенденций сдвига в районе исследования. Составлено автором.

Сланцеватость S3, связана с D3 и слоистостью S1 преобразованными плоскостями сдвига. Различные кинематические индикаторы (например, порфирибласт и межфолиальные складки Z-образной структуры), указывающие на правосторонний сдвиг.

Сланцеватость S3 связана с D3, что переместило сланцеватость S1 по плоскостям сдвига. Различные кинематические индикаторы (например, порфирибласт и Z-образная структура межскладчатости), указывают на правосторонний сдвиг (Рис. 30а и Рис. 30б). Присутствуют незначительные левосторонние сдвиги с северо-западным направлением. Левосторонние сдвиги северо-западного направления присутствуют незначительно.

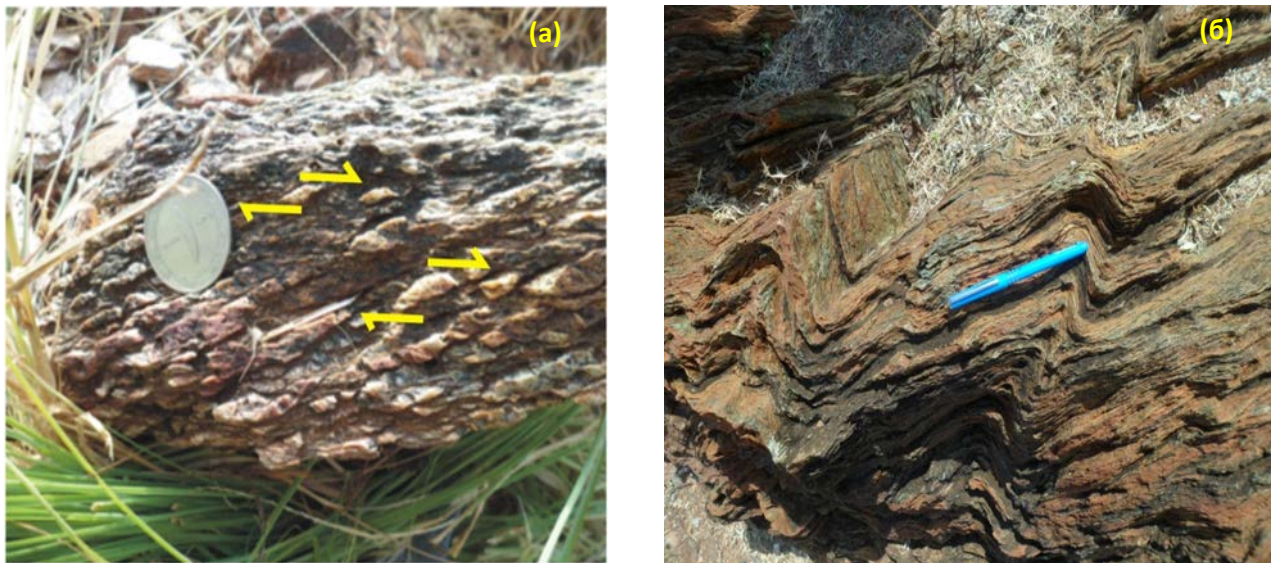


Рисунок 30. Микрофотографии кинематических индикаторов деформации D3, указывающих на правосторонний сдвиг (Составлено автором): а) Повернутый кварцевый порфирибласт в метавулкано-осадочном слое. б) Z-образная структура опрокинутых складок.)

3.3 Геохимия

В ходе этого исследования было собрано 67 целых образцов горных пород для геохимического анализа, охватывающих диапазон основных групп магматических пород в районе детального изучения и окрестностях.

Геохимический анализ вмещает основные элементы, ряд микроэлементов и редкоземельные элементы в ALS лабораториях, Саудовская Аравия. Он направлен на выяснение геохимической классификации пород с использованием нормативного минерального состава и геохимической характеристики различных магматических свит (рядов) с целью расшифровки их геотектонической обстановки и предложить петрогенетические модели их происхождения и эволюции. Основные и второстепенные элементы (Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) анализировали путем смешивания 066 г аликвоты образца с флюсом бората лития (LiBO_2 , LiB_4O_7 and LiNO_3) в соотношении 1:10 путем сплавления смеси при LiB_4O_7 and LiNO_3) в соотношении 1:10 путем сплавления смеси при температуре 1025 °C и заливания ее в платиновую форму. Для резистивных (омнический) микроэлементов (Cr, V, Cs, Rb, Ba, Sr, Th, U, Nb, Zr, Hf, Y, La, Ce, Pr,

Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb и Lu), аликвоту образца (аликвотную пробу, часть пробы) смешивали с боратом лития и сливали (сплавляли), затем переваривали в кислоте и анализировали с помощью метода масс-спектропии (спектрометрии) с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS; их метод ME-MS81).

Для неблагородных металлов (основных металлов) (Co, Cu, Ni, Sc и Zn) аликвоту образца переваривали в смеси четырех кислот (HClO_4 , HNO_3 , HF и HCl), а затем анализировали методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES; их ME-4ACD81). Химический состав основных породообразующих минералов в исследуемых образцах мантийного перидотита определяли методом электронного микрозондового анализа на приборе JEOLJXA-8200, который оснащен пятиволновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЭМ РАН), Москва, Россия. Напряжение ускоряющего пучка составляло 20 кВ, ток пучка 20 А, диаметр пучка 1-2 мкм и время счета для обнаружения основных элементов – 10 с в пиковых положениях и 20-40 с для микроэлементов. Прибор калибровался ежедневно с использованием как натуральных, так и синтетических образцов, а измерения корректировались с помощью процедуры коррекции JEOLZAF.

3.3.1 Мантийный перидотит

3.3.1.1 Главные оксиды

Химические анализы мантийных перидотитов (Таблица 3) показывают широкий разброс содержания SiO_2 (31,86-42,04 мас.%), MgO (33,9-39,3 мас.%), Fe_2O_3 (6,04-10,5 мас.%).

Диапазон чисел (номеров) Mg колеблется от 0,78 до 0,88 при среднем значении 0,83. Это среднее значение, в целом, близко к среднему соотношению, которое характерно метаморфическим лерцолитам (0,84) и метаморфическим гарцбургитам (0,85), приведенному Coleman (1977).

Они обеднены Al_2O_3 , CaO, TiO_2 , MnO, P_2O_5 и щелочными металлами. Низкое содержание Al_2O_3 , CaO, TiO_2 , MgO, Na₂O и K₂O отражает обедненный материал мантии, который аналогичен метаморфическим перидотитам, а также значительно обеднен этими элементами (Coleman, 1977).

На диаграмме Орх-О1-Срх, разработанной Coleman (1977) для классификации ультраосновных пород, были рассчитаны и нанесены нормативные составы ортопироксена, оливина и клинопироксена.

Большая часть мантийных перидотитов залегает в гарцбургитовом поле (Рис. 31). Анализируемый участок мантийных перидотитов находится в пределах поля метаморфических перидотитов, которые связаны с офиолитами (Рис. 32).

Окончание таблицы 3

Sample	M17	M25	M28	S3	S5	S7	S8	U2	U3	U4
Re	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Sb	0.11	0.1	0.4	1.13	0.57	0.09	<0.05	3.75	0.3	<0.05
Se	<0.2	0.2	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.4	0.2	<0.2	<0.2
Te	0.01	0.01	0.02	<0.01	0.03	0.01	0.13	0.02	0.01	<0.01
S	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
C	0.1	0.08	0.01	0.51	3.61	0.03	0.07	0.07	0.01	0.1
Ol	45.89	44.38	43.57	42.18	70.31	41.52	33.84	41.67	33.23	45.92
Orx	46.13	43.79	43.44	48.44	16.93	47.99	49.21	43.2	54.07	44.43
Срх	0.08	0	0	0	0	0	0	0	0	0

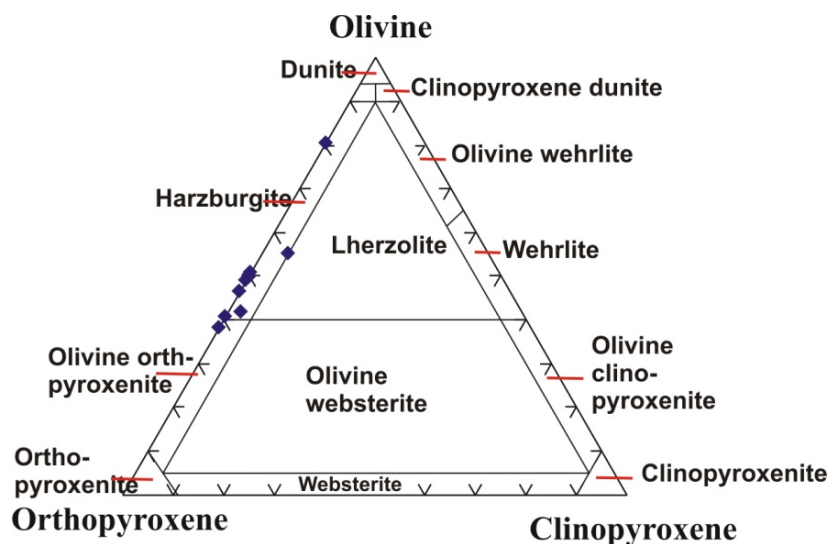


Рисунок 31. Диаграмма Ol–Cpx–Orx нормативного состава изученных мантийных перидотитов (Coleman, 1977)

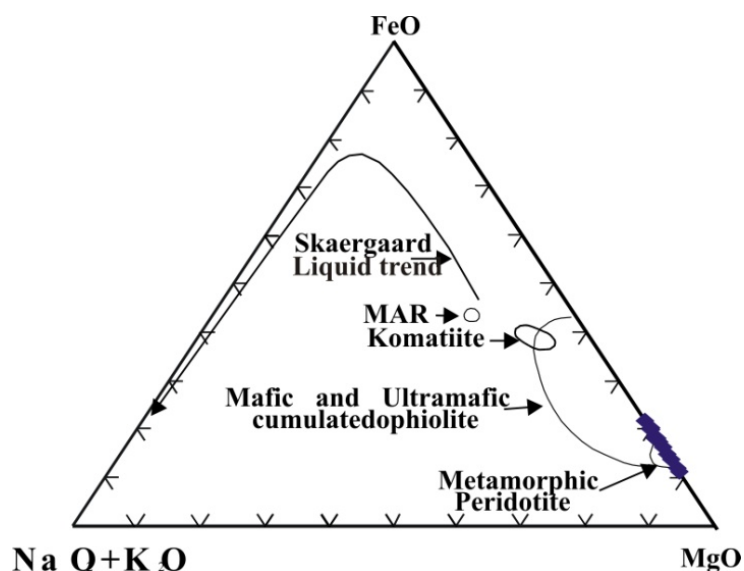


Рисунок 32. Диаграмма соотношений FeO–MgO–(Na₂O+K₂O) изученных мантийных перидотитов (Coleman, 1977).

Lietal (2004) использовали диаграмму соотношения CaO–Al₂O₃–MgO для классификации ультрамафитовых пород (серпентинитов) на три группы мантийных протолитов. Эти группы представляют собой (а) гарцбургит-дунит протолиты (б) шпинель-гарцбургит протолиты и (в)

лерцолит и шпинель-лерцолит протолиты. Используя тот же график, исследуемые породы попадают в гарцбургит-дунит-протолитовом поле (Рис. 33).

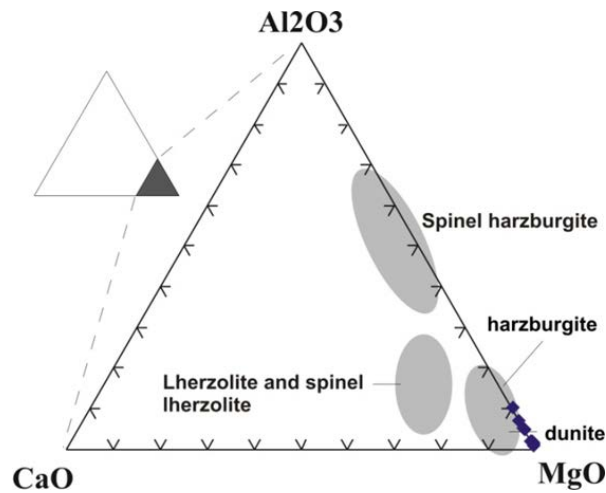


Рисунок 33. Диаграмма взаимосвязи мантийных перidotитов и протолитов (Li et al. 2004).

3.3.1.2 Кривая (Спектры) и состав РЗЭ

На Рисунке 34 показано распределение литофильных микроэлементов, нормированных к примитивной верхней мантии (McDonough, Sun, 1995), для изученных мантийных перidotитов. Они обеднены литофильными микроэлементами, особенно высоkozарядными (HFSE). Тем не менее, они относительно переменнo показывают, что обогащены в большей степени несовместимые малыми элементами (Rb, Ba, U и La). Спектры РЗЭ изученных перidotитов имеют в целом более низкие содержания тяжелых РЗЭ (HREE) и демонстрируют плоскую до вогнутой нормализованной хондрит-нормированной структуры РЗЭ (Рис. 35).

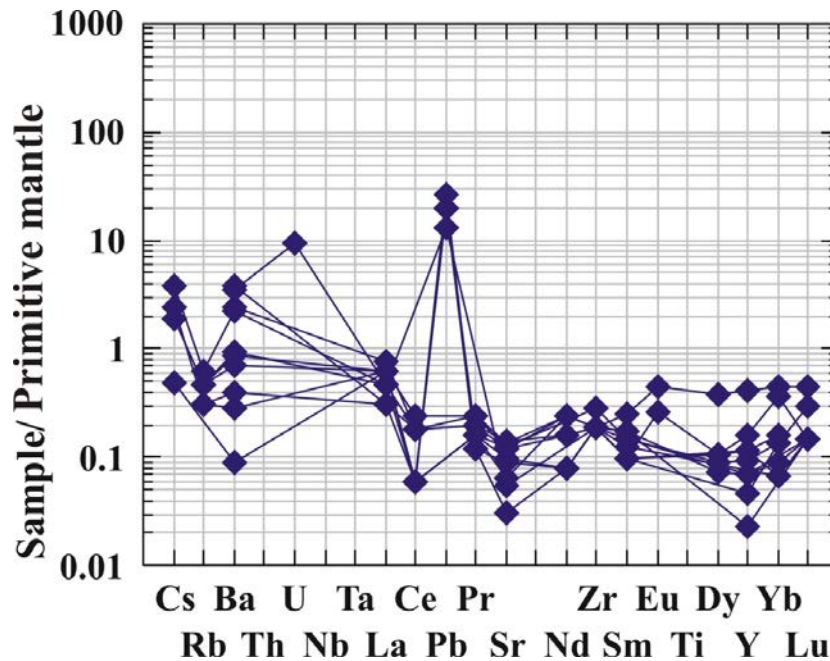


Рисунок 34. Нормированные образцы микроэлементов для примитивной мантии, изученного мантийного перidotита. Упорядоченные значения по (McDonough and Sun, 1995) (Составлено автором).

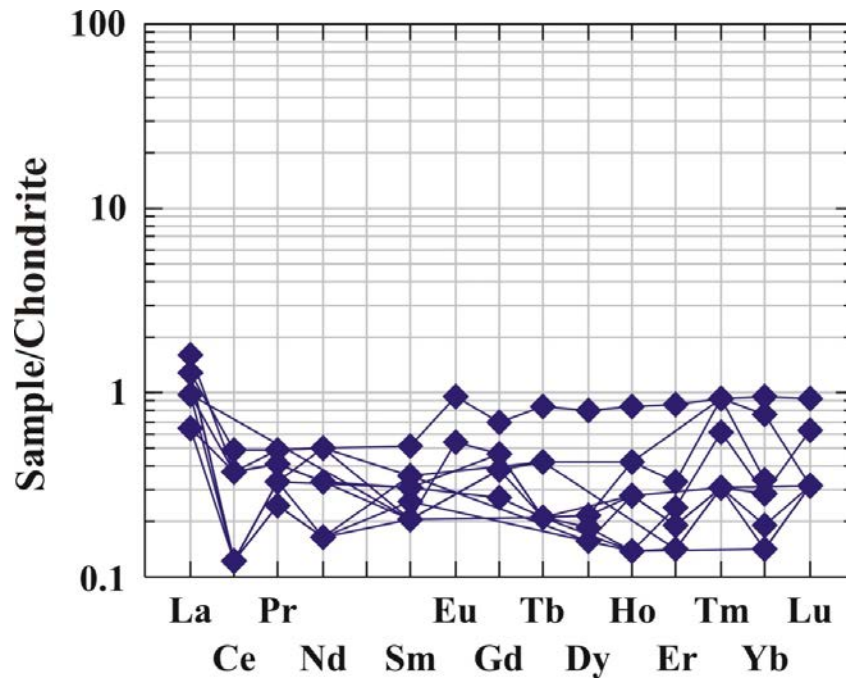


Рисунок 35. Спектры РЗЭ хондрит-нормированного ряда для исследований мантийного перидотита. Упорядоченные значения по (Boynston, 1984) (Составлено автором).

3.3.1.3 Минеральная химия

3.3.1.3.1 Серпентиновые минералы

Типичные образцы серпентиновых минералов приведены в Таблице 4. Они содержат 43,52-48,28 мас.% SiO_2 (массовая доля в процентах), 0-2,16 мас.% Al_2O_3 и 1-3,47 мас.% FeO . Благодаря различному происхождению серпентинизации, минералы серпентинита сильно различаются по своему составу (Proenza et al., 2004).

Существует два основных петрологических типа серпентинита, каждый из которых отличается по своей минералогии, текстуре и петрогенезу (Coleman 1971). Наиболее распространенный тип состоит из серпентинитов, образованных в процессе гидратации перидотитов, которые называются псевдоморфными серпентинитами.

Минералогия серпентинита представлена лизардитом и второстепенным минералом хризотилом, их характеризует текстура, которая строго указывает на ретроградное (регрессивное) замещение оливина, ортопироксена, клинопироксена, реже, тремолита, талька и антофиллита (энтофилита).

Антигоритовые серпентиниты образовались в результате перекристаллизации псевдоморфных серпентинитов во время прогрессивного метаморфизма (Coleman 1971, Wicks & Whittaker 1977). На диаграмме MgO относительно SiO_2 (Рис. 36а) проанализированные серпентиновые минералы в основном представлены псевдоморфными серпентинитами с подчиненными антигоритовыми серпентинами, что указывает на материнские минералы, которые сначала регрессировали и образовали лизардит и хризотил.

Таблица 4 – Типичные электронные микронзондовые анализы серпентиновых минералов (минералов серпентинит) (составлено автором).

Sample	M17sp1	M17sp2	M17sp3	M25sp1	M25sp2	M25sp3	S4Sp1	S4Sp2	S4Sp3	U4Sp1	U4Sp2	U4Sp3
SiO ₂	44.50	45.02	45.71	44.57	44.59	44.02	43.52	43.69	44.00	46.09	45.52	48.28
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	0.22	0.15	0.14	0.75	0.51	1.03	0.04	2.16	0.02	0.03	0.00	0.06
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.44	0.56	0.08	0.00	0.50	0.00	0.00	0.03	0.03
FeO	1.00	1.38	1.33	1.26	1.19	1.44	2.84	2.40	2.63	1.06	3.47	2.22
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.02	0.08	0.07	0.04	0.06	0.02	0.03	0.04	0.03	0.00	0.03	0.04
MgO	41.23	40.34	39.64	39.93	40.08	40.42	40.65	38.26	40.38	39.64	37.83	36.12
CaO	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.09	0.15	0.14
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02
H ₂ O	13.00	13.00	13.02	12.99	12.99	12.97	12.87	12.93	12.89	13.04	12.90	13.07
Total	100.00	99.98	100.00	99.99	100.01	99.99	100.00	99.99	100.02	100.00	100.02	100.01
O_F_Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O_F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O_Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CTotal	100.00	99.98	100.00	99.99	100.01	99.99	100.00	99.99	100.02	100.00	100.02	100.01
Si	6.39	6.46	6.55	6.40	6.40	6.33	6.31	6.30	6.37	6.59	6.58	6.89
AlIV	0.04	0.03	0.02	0.13	0.09	0.17	0.01	0.37	0.00	0.01	0.00	0.01
Sum_T	6.42	6.49	6.57	6.53	6.49	6.50	6.32	6.67	6.37	6.59	6.58	6.90
AlVI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.12	0.17	0.16	0.15	0.14	0.17	0.34	0.29	0.32	0.13	0.42	0.27
Cr	0.00	0.00	0.01	0.05	0.06	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	8.82	8.63	8.46	8.55	8.58	8.66	8.79	8.23	8.71	8.45	8.15	7.68
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cations	15.37	15.30	15.21	15.28	15.29	15.35	15.46	15.25	15.41	15.19	15.20	14.88
CF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CCl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
OH	12.45	12.46	12.45	12.45	12.46	12.45	12.46	12.46	12.45	12.44	12.45	12.45
O	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00
Fe_FeMg	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.01	0.05	0.03
Mg_FeMg	0.99	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.96	0.97	0.96	0.99	0.95	0.97

- (Первоначальные данные зонда были нормализованы до 100 %)
- H₂O рассчитывается на основе стехиометрии.
- Формулы рассчитаны на основе 36 (O, OH, F), количество групп OH = 16

В процессе прогрессивного метаморфизма эти минералы были перекристаллизованы в антигорит. На диаграмме Cr₂O₃ в сравнении с Al₂O₃ (Рис. 366) анализируемые серпентиновые

минералы отражают переменное содержание Al_2O_3 и Cr_2O_3 по сравнению с составом Ol-mesh, Орх-баститовых и Срх-баститовых серпентинов (Ol-mesh, Орх-bastite and Срх-bastite).

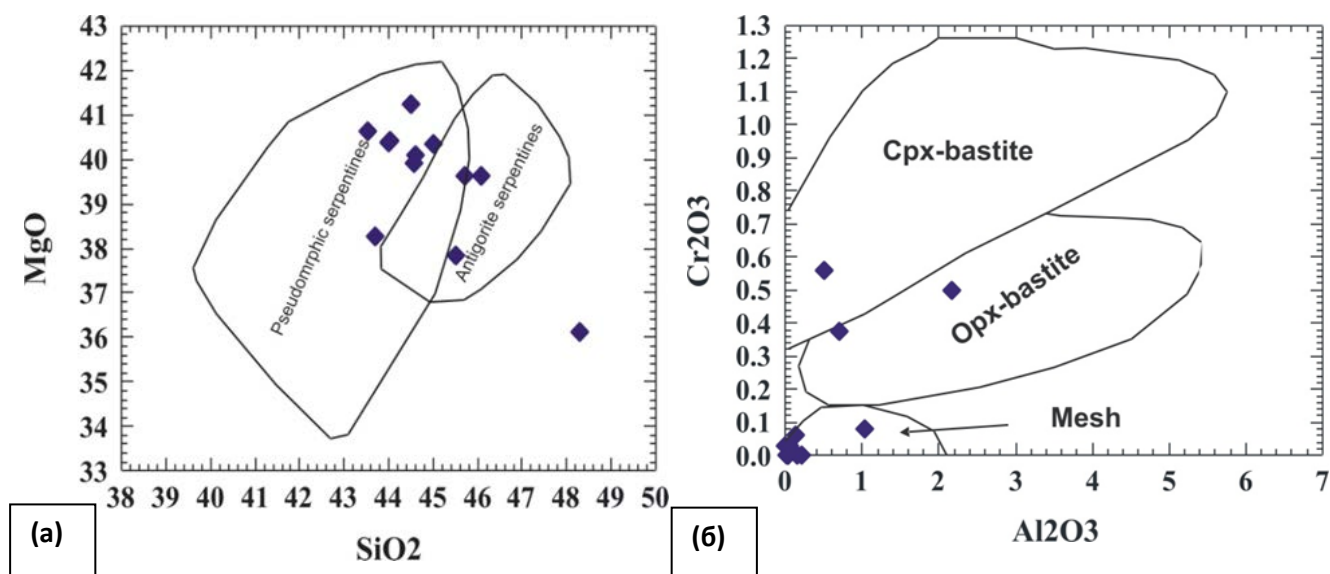


Рисунок 36. а) MgO в сравнении с SiO₂ для анализируемых серпентиновых минералов (взято из материалов Dungan, 1979). б) Cr₂O₃ по сравнению с Al₂O₃ для анализируемых минералов серпентина (взято по материалам) Dungan, 1979).

Это интерпретируется (Можно предположить, что) в качестве предположения об их происхождении от дунита и гарцбургита. На диаграмме MgO в сравнении с SiO₂ по Wicks and Plant (1979) анализируемые серпентиновые минералы нанесены в поле, которое характерно для прогрессивного метаморфизма (Рис. 37), в котором при низкой температуре образуется антигорит с взаимно проникающей (проросшей) текстурой.

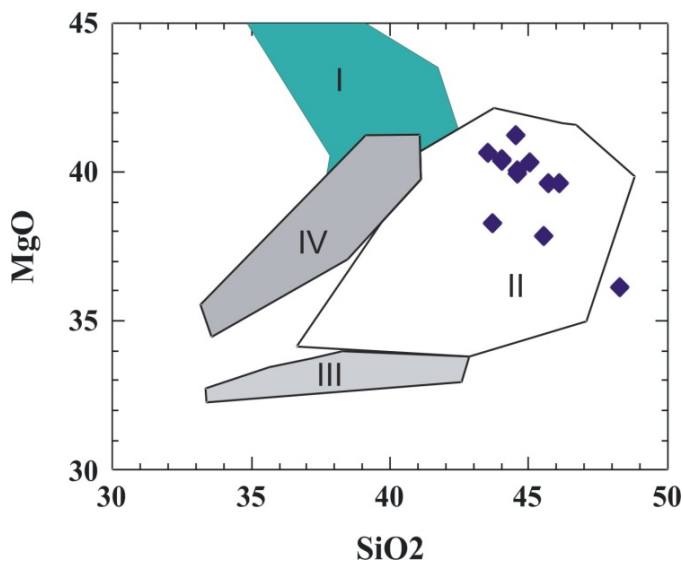


Рисунок 37. MgO по сравнению с SiO₂ для проанализированных минералов серпентина (Wicks and Plant, 1979). I: Лизардит по магматическому оливину, II: Антигорит с взаимно проникающей текстурой, III: Антигорит со текстурой песочных часов, IV: Лизардит по метаморфическому оливину.

3.3.1.3.2 Хромит

Так как многие кристаллы хромита метаморфизованы и преобразованы в магнетит, были выбраны только первичные кристаллы хромита.

Типичные анализы первичных кристаллов хромита приведены в Таблице 5. В полностью серпентинизированных ультрамафитовых (ультраосновных) породах, в которых не содержатся реликты первичных силикатных минералов, состав неизмененного акцессорного хромита широко используется в качестве петрогенетического и геотектонического индикатора (Dick and Bullen, 1984).

Таблица 5 – Типичный электронно-микронзондовый анализ хромитов (составлено автором).

Sample	L3Sp5	M17c40	M17c41	M17c44	M17c47	M17c52	M25c22	M25c24
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	17.34	6.53	6.65	6.03	6.93	7.05	25.78	26.04
Cr ₂ O ₃	46.77	62.75	61.86	62.83	62.30	62.48	40.24	40.71
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	1.65	2.53	3.17	2.64	2.87	2.69	4.37	4.40
FeO	27.60	21.43	21.49	20.36	20.47	20.53	17.40	17.08
MnO	0.28	0.36	0.45	0.45	0.42	0.39	0.34	0.36
MgO	3.06	7.65	7.54	8.06	8.30	8.31	12.10	12.51
ZnO	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.75	101.29	101.20	100.39	101.33	101.46	100.33	101.19
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02
Al	5.57	2.08	2.12	1.93	2.19	2.22	7.41	7.40
Cr	10.08	13.40	13.22	13.52	13.21	13.23	7.76	7.76
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₃	0.34	0.51	0.65	0.54	0.58	0.54	0.80	0.80
Fe ₂	6.29	4.84	4.86	4.63	4.59	4.60	3.55	3.44
Mn	0.07	0.08	0.10	0.10	0.10	0.09	0.07	0.07
Mg	1.24	3.08	3.04	3.27	3.32	3.32	4.40	4.50
Zn	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe#	0.84	0.63	0.64	0.61	0.61	0.61	0.50	0.49
Cr#	0.64	0.87	0.86	0.87	0.86	0.86	0.51	0.51
Fe ₂ #	0.95	0.90	0.88	0.90	0.89	0.89	0.82	0.81
Fe ₃ #	0.05	0.10	0.12	0.10	0.11	0.11	0.18	0.19
Mg#	0.38	0.39	0.38	0.41	0.42	0.42	0.55	0.57
Sample	M25c25	M25c26	M25c29	M25c30	M25c34	M27Sp1	M27Sp2	M27Sp4
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.10	0.03	0.02	0.01
TiO ₂	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.19	0.18	0.16
Al ₂ O ₃	26.46	25.71	26.22	24.94	26.09	10.96	11.52	10.47
Cr ₂ O ₃	40.78	40.74	40.75	40.43	40.71	51.16	54.62	51.56
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.14
Fe ₂ O ₃	3.92	4.15	3.99	4.40	3.90	4.34	4.17	4.86
FeO	17.02	17.13	16.80	17.16	17.31	27.82	17.05	27.49
MnO	0.37	0.38	0.35	0.40	0.34	0.21	0.37	0.19
MgO	12.61	12.29	12.67	11.97	12.42	3.46	10.49	3.64
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.12	0.16
Total	101.28	100.50	100.89	99.43	101.04	98.32	98.60	98.67
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00

Продолжение таблицы 5

Sample	M25c25	M25c26	M25c29	M25c30	M25c34	M27Sp1	M27Sp2	M27Sp4
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03
Al	7.50	7.37	7.46	7.25	7.42	3.63	3.60	3.46
Cr	7.75	7.83	7.78	7.88	7.77	11.35	11.47	11.42
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03
Fe3	0.71	0.76	0.72	0.82	0.71	0.92	0.83	1.02
Fe2	3.42	3.48	3.39	3.54	3.50	6.53	3.78	6.44
Mn	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.05	0.08	0.05
Mg	4.52	4.46	4.56	4.40	4.47	1.45	4.15	1.52
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03
Fe#	0.48	0.49	0.47	0.50	0.48	0.84	0.53	0.83
Cr#	0.51	0.52	0.51	0.52	0.51	0.76	0.76	0.77
Fe2#	0.83	0.82	0.82	0.81	0.83	0.88	0.82	0.86
Fe3#	0.17	0.18	0.18	0.19	0.17	0.12	0.18	0.14
Mg#	0.57	0.56	0.57	0.55	0.56	0.56	0.52	0.52

Sample	M27Sp5	U1c10	U1c11	U1c2	U1c5	U1c6
SiO ₂	0.00	0.02	0.13	0.01	0.00	0.04
TiO ₂	0.19	0.03	0.00	0.06	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	10.99	19.19	17.87	18.32	18.04	19.01
Cr ₂ O ₃	52.30	44.03	44.50	44.44	43.89	44.31
V ₂ O ₃	0.12	0.18	0.19	0.30	0.30	0.27
Fe ₂ O ₃	4.07	2.55	3.00	2.34	3.74	1.93
FeO	24.22	29.59	29.39	29.10	29.71	28.25
MnO	0.27	0.24	0.21	0.20	0.26	0.28
MgO	5.68	2.86	2.80	2.95	2.57	3.51
ZnO	0.09	0.86	0.89	0.79	0.82	0.76
Total	97.91	99.55	98.97	98.51	99.32	98.36
Si	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01
Ti	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	3.59	6.07	5.72	5.87	5.76	6.05
Cr	11.46	9.35	9.55	9.55	9.41	9.47
V	0.03	0.04	0.04	0.06	0.07	0.06
Fe3	0.85	0.52	0.61	0.48	0.76	0.39
Fe2	5.61	6.65	6.68	6.62	6.74	6.38
Mn	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06
Mg	2.35	1.14	1.14	1.19	1.04	1.41
Zn	0.02	0.17	0.18	0.16	0.17	0.15
Fe#	0.73	0.86	0.87	0.86	0.88	0.83
Cr#	0.76	0.61	0.63	0.62	0.62	0.61
Fe2#	0.87	0.93	0.92	0.93	0.90	0.94
Fe3#	0.13	0.07	0.08	0.07	0.10	0.06
Mg#	0.29	0.15	0.15	0.15	0.13	0.18

- * *Формулы, которые рассчитаны на основе 32 O*
- *Fe³⁺, рассчитанный на основе результатов стехиометрии*

Хромит – это единственный магматический минерал, который сохраняет большую часть своего первоначального магматического химического состава в метаморфизованных серпентинитах (Proenza et al., 2004).

Анализируемый минерал имеет высокое содержание Cr # $[Cr / (Cr + Al)]$ варьируется от 0,51 до 0,87 (в среднем 0,67). Mg # $[Mg / (Mg + Fe^{+2})]$ варьируется от 0,13 до 0,57. Этот большой разброс, вероятно, связан с широко распространенным изменением карбоната талька и тем фактом, что хромит уравнивается многочисленными метаморфическими карбонатными минералами.

Об этом также сообщил Barnes (2000). Кроме того, анализируемые хромиты имеют варьируются в диапазоне Fe^{+3} # $[Fe^{+3} / (Fe^{+3} + Cr + Al)]$ от 0,05 до 0,19, что аналогично подформному хромиту (Leblance и др., 1980), по диаграмме видно поле офиолитового хромитита Al-Cr- Fe^{+3} (Рис. 38а).

Как отмечалось ранее, хромиты имеют высокое содержание Cr #, что, скорее всего, представляет собой первичную фазу, аналогичную хромовой шпинели в мантийных перидотитах (Roeder, 1994). Большинство проанализированных хромитов имеют низкое содержание Al по сравнению с Cr и аналогичны офиолитовым подформным хромитам, которые связаны с гарцбургитом и дунитом (Bonavia et al., 1993; Aria et al., 2004 and Ferrario & Garuti, 1987) (Рис. 38б).

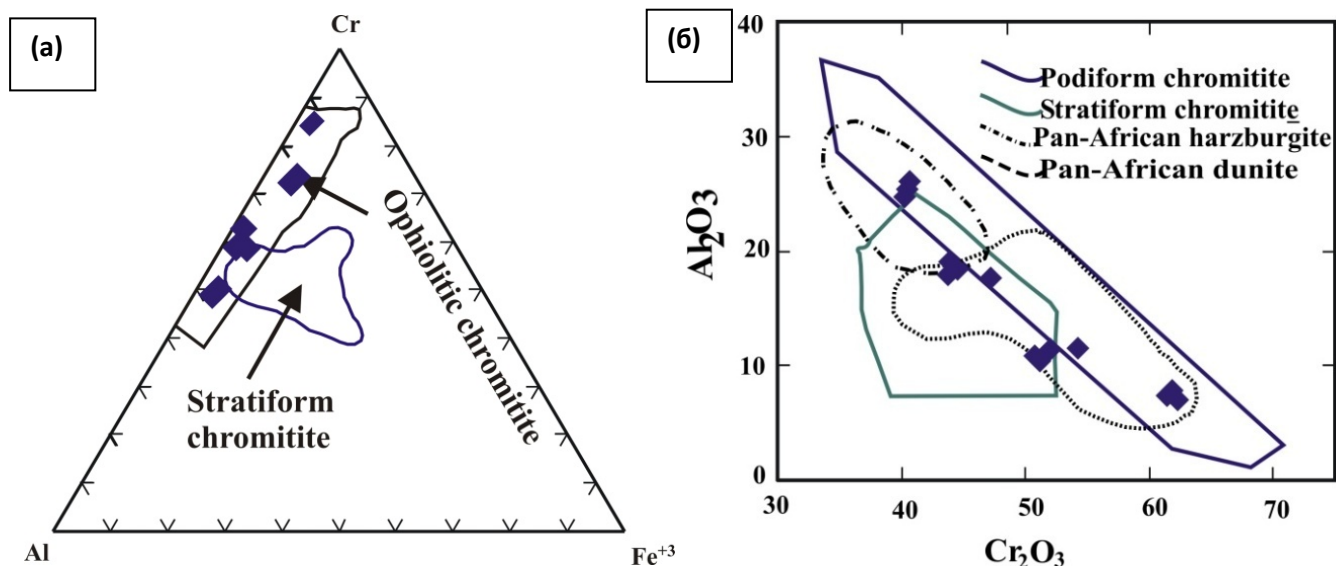


Рисунок 38. (а) Диаграмма атомных отношений Cr-Al- Fe^{+3} анализируемого хромита. Границы между слоистыми и подформными хромититами взяты из Aria и др., 2004 и Ferrario & Garuti (1987). (б) Al_2O_3 в сравнении с Cr_2O_3 для анализируемого хромита. Поля взяты по Bonavia и др., (1993). Составлено автором.

3.3.1.4 Тектоническая обстановка

Floyd (1991) уточнил тектоническую обстановку перидотита, основываясь на петрологических и геохимических данных, то есть (1) перидотиты относятся кривотупассивной окраины, (2) перидотиты срединно-океанического хребта, (3) перидотиты внутри плиты (внутриплитные) и (4) перидотиты активной окраины.

В том числе Bonatti and Michael (1989) провели различие между перидотитами, которые были образованы в различных тектонических обстановках на основе содержания Al_2O_3 в цельной

породе и минеральной химии, поскольку Al, вероятно, не был подвержен процессу серпентинизации и метаморфизма.

Содержание Al_2O_3 в перidotитах уменьшается от внутриконтинентальных (доокеанических рифтов окраин к пассивным, к зрелому океану и зонам субдукции. Изученные серпентиниты имеют концентрации Al_2O_3 (0.25–3.73 мас.%), Близкие к перidotитам океанических и активных окраин и Панафриканским серпентинитам (Рис. 39).

Обеднение Al_2O_3 и CaO характеризует преддуговые перidotиты. На диаграмме Al_2O_3 в сравнении с CaO (Ishii et al., 1992) большая часть анализируемых мантийных перidotитов расположена в поле преддуговых перidotитов (Рис. 40). Диаграмма Cr-TiO₂ (Pearce et al. 1984b) также поддерживает обстановку SSZ для изученного мантийного перidotита (Рис. 41).

На диаграмме TiO₂ по сравнению с Cr # (Dick, Bullen, 1984; Arai, 1992; Jan, Windley, 1990) большая часть проанализированных акцессорных минералов хромита находится в деплетированном мантийном перidotите и полях бонинита (Рис. 42), что указывает на обстановку супра-субдукции, особенно те, что связаны с преддуговым бассейном.

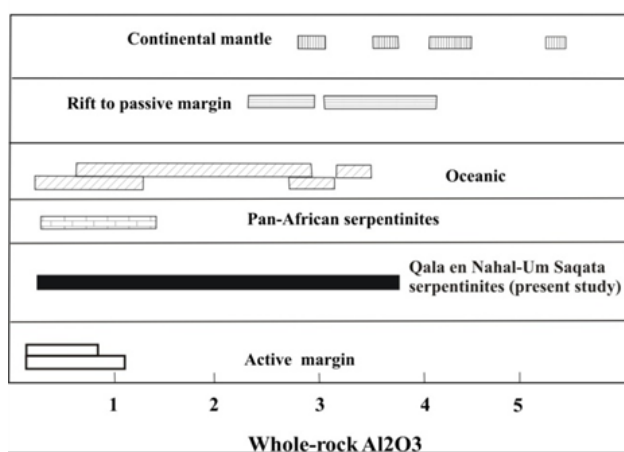


Рисунок 39 Содержание Al_2O_3 во всей породе изученных серпентинитов по сравнению с другой тектонической обстановкой (из Floyd, 1991).

Al_2O_3 панафриканских серпентинитов заимствован из ElBahariya и Arai (2003).

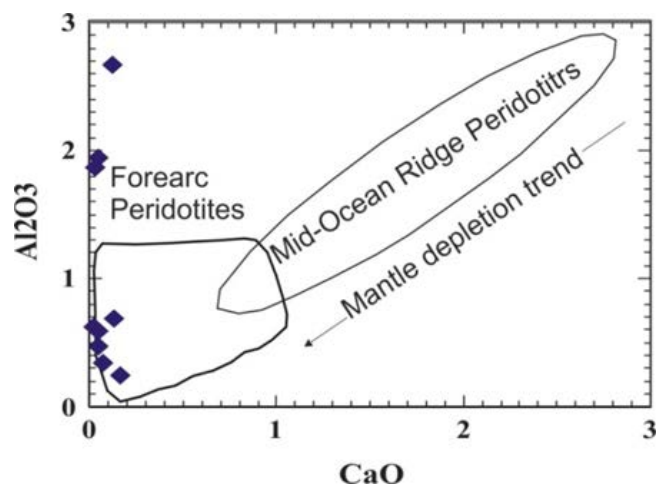


Рисунок 40 Диаграмма соотношения Al_2O_3 по сравнению с CaO, перidotиты изучаемого района попадают в преддуговые перidotиты (по Ishii и др., 1992).

Как отмечалось ранее, хромиты из исследуемой области имеют высокие значения Cr #, что, скорее всего, представляет собой первичную фазу, которая похожа на хромистые шпинели в перidotитах мантийного происхождения (Roeder, 1994). Они имеют низкое содержание Al по сравнению с Cr и аналогичны офиолитовым подиформным хромитам.

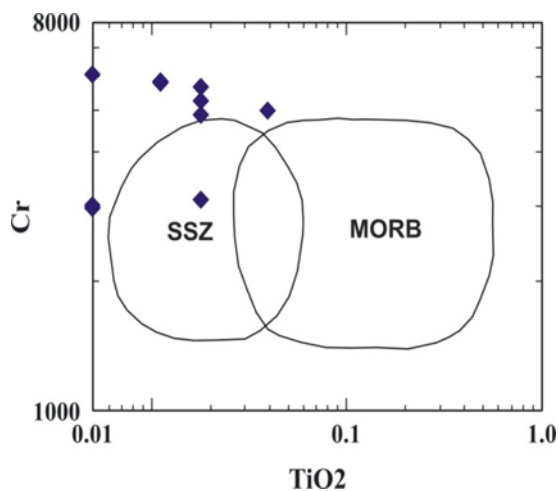


Рисунок 41. Диаграмма зависимости Cr от TiO_2 изученных серпентинитов (Pearce и др., 1984b).

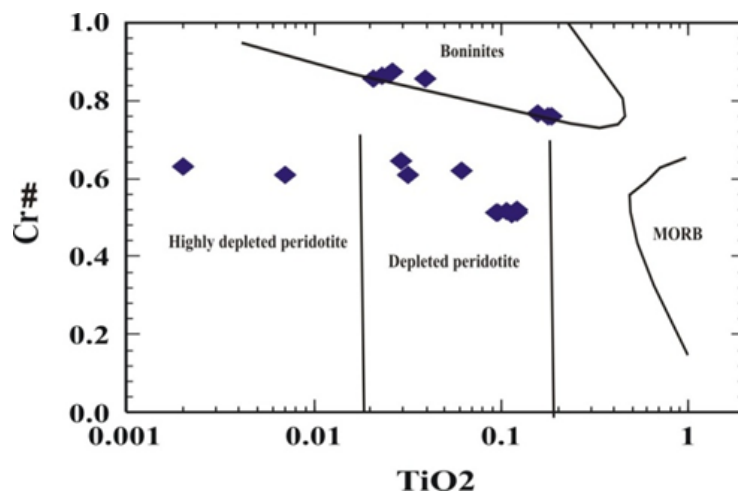


Рисунок 42. Диаграмма зависимости Cr # от TiO_2 для анализируемого акцессорного хрома (поля по Dick and Bullen, 1984; Arai, 1992; Jan and Windley, 1990).

Так как состав хромшпинелидов (хромшпинели) связан со степенью частичного плавления их мантийных материнских пород, хромит подходит для тектонической классификации перidotитов и офиолитовых комплексов (Dick, Bullen, 1984; Pober, Faupl, 1988).

Согласно Dick and Bullen (1984), если Cr # меньше 0,6, указывается абиссальный перidotитовый состав (Тип I) и генезис типа MOR; если Cr # > 0,6 (т. е. Type I), рассматривается обстановка субвулканической дуги (надсубдукционная зона), и если Cr # охватывает полный диапазон двух вышеуказанных параметров (т.е. Type II), тогда предполагается сложное происхождение такого офиолита (Dick and Bullen, 1984).

В Cr # VsMg # (Рис. 43) большинство изученных хромитов (Cr # изменяется от 0.51 до 0.87, Таблица 5.) находится в преддуговых и бонинитовых полях. Это бонинитное сродство указывает на надсубдукционную обстановку (Bonatti & Michael, 1989; Dick & Bullen, 1984). Большинство бонинитов было обнаружено в преддугах межконтинентальных дуг (Abdel-Karim et al., 2016; Dilek, Furnes & Shallo, 2007; Farahat, 2010). Проанализированные первичные хромиты исследуемой территории лежат в поле надсубдукционной зоны (Рис. 44). Надсубдукционные офиолиты образовались в условиях преддуги (островной дуге) во время начальной стадии инициирования субдукции, либо в задуговых бассейнах (Pearce, 2003).

Считается, что богатые алюминием хромититы образуются из толеитовых расплавах (Zhou, Robinson, 1997), близких по составу к базальтам задугового бассейна BABB (back-arcbasin basalts BABB) (Proenza et al., 1999; Roeder, 1994), тогда как хромититы, богатые хромом, образуются из бонинитовых расплавах (Zhou, Robinson, 1997). Более того, большинство хромитов имеют Cr # > 0,6, что сопоставимо с хромитами современных преддуговых бассейнов и заметно выше, чем у перidotитов срединно-океанических хребтов (COX) и задуговых бассейнов.

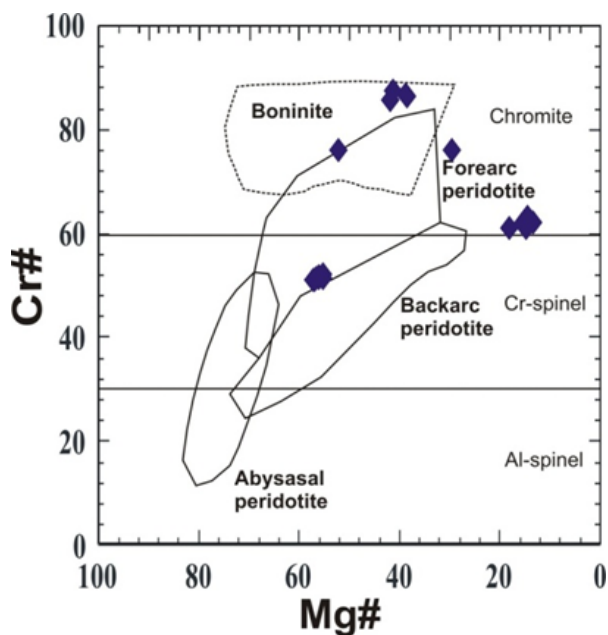


Рисунок 43. Диаграмма зависимости Cr # от Mg #. Составные (структурные поля) поля минералов группы шпинелей в бонините по (Barnes, Roeder, 2001 и Arial, 1994), преддуговому перидотиту, задуговому перидотиту и абиссальному перидотиту (Dick and Bullen, 1984) взяты для сравнения

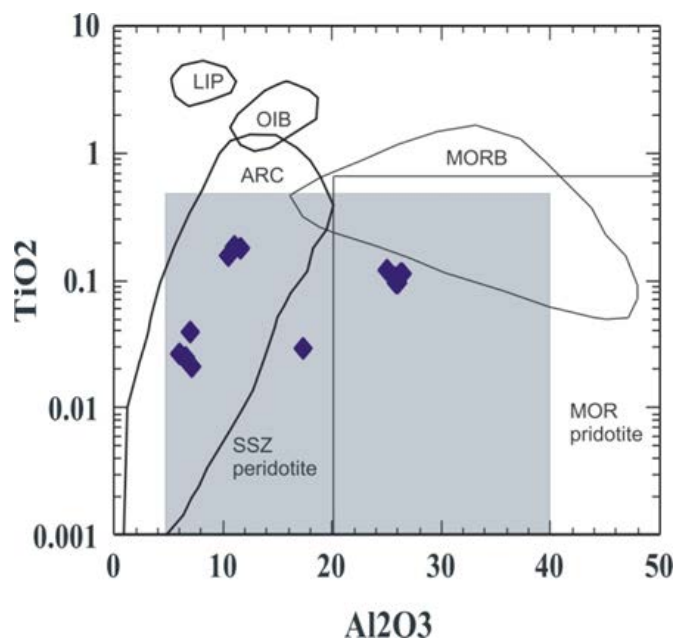


Рисунок 44. Диаграмма зависимости Al_2O_3 от TiO_2 (по Kamenetsky et al., 2001) показана для изученных хромитов.

Из более ранних результатов и интерпретаций, основанных на объединении полевых результатов, петрографических исследований, обоснованных геохимической и минералогической интерпретацией, район исследования рассматривается больше с западной части Нубийского щита (Судан) с восточной границей Сахарского Метакратона, лежащей дальше на Запад.

Сахарский Метакратон представляет собой палеопротерозойскую континентальную кору (continental crust), в которой преобладают гетерогенные высокосортные (амфиболитовая фация) гнейсы, мигматиты и супракрустальные породы энциалического геохимического ряда (сродства), которые были ремобилизованы в Неопротерозойское время (Kronis et al., 1987; Kuster and Liegeo, 2001; Kuster and Liegeo, 2001; Abdelsalam et al., 2002).

На основании геологических, геохимических и минералогических результатов, а также географического распределения метавулканических пород и существования офиолитовых пород мы предполагаем, что мантийные перидотиты Кала Эн Нахаль-Умм Сагата образовались в преддуговой обстановке.

Это произошло во процессе субдукции, которая была развита в результате юго-восточной субдукции и, возможно, представляет собой энсиматический надвиговый материал, который образовался во время столкновения Аравийско-Нубийского щита с более старым сиалическим континентальным Сахарским Метакратоном во время Позднепротерозойского Панафриканского тектонотермического события.

3.3.2 Кумулятивные ультраосновные и основные породы

3.3.2.1 Основные оксиды

В Таблице 6 представлены анализы цельных пород 11 образцов, включая кумулятивные ультраосновные породы, слоистые габбро и изотропные габбро.

Таблица 6 – Основные, редкие и редкоземельные элементы отобранных кумулятивных пород. Составлено автором.

Sample	Gch1	Gch2	Gch3	M10	M12	M13	P11	P12	P13	Q5	Q6
Al ₂ O ₃	15.57	15.81	12.5	1.7	0.8	2.54	21.53	18.14	17.42	0.98	1.09
BaO	*	*	*	0.02	<0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	<0.01	<0.01
CaO	15.48	15.03	9.87	6.42	0.66	16.25	10.6	15.05	11.95	2.04	2.8
Cr ₂ O ₃	0.1	0.1	0.1	0.29	0.14	0.3	0.26	0.13	0.16	0.57	0.46
Fe ₂ O ₃	4.81	8.5	12.47	11.12	10.68	7.24	4.03	4.73	5.32	9.79	7.93
K ₂ O	0.02	0.02	0.12	0.01	0.01	0.01	0.9	0.68	0.42	0.02	<0.01
MgO	11.04	10.8	10.96	30.2	35.8	20.9	9.16	8.79	10.1	28.1	29.2
MnO	0.05	0.05	0.05	0.16	0.13	0.16	0.08	0.1	0.1	0.21	0.14
Na ₂ O	1.46	1.12	2	0.05	0.02	0.11	2.52	1.5	2.24	0.03	0.04
P ₂ O ₅	0.005	0.02	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.02	<0.01	<0.01
SiO ₂	48.2	46.7	51.9	41.67	39.86	48.85	47.24	48.18	49.1	52.56	51.61
SrO	*	*	*	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.04	0.02	<0.01	<0.01
TiO ₂	0.01	0.01	0.3	0.06	0.04	0.11	0.22	0.21	0.33	0.04	0.04
LOI	*	*	*	8.14	11.09	3.44	3.67	2.3	3.92	5.19	6.25
Total	*	*	*	100	99.46	100.05	100.35	100.05	101.25	99.67	99.67
Ba	*	*	*	86.5	6.8	23.4	62.9	104.5	41	4.5	8.1
Ce	*	*	*	0.8	0.3	0.5	1.8	2.1	2.3	0.1	0.1
Cr	*	*	*	2260	1230	2420	1680	830	960	4400	3610
Cs	*	*	*	0.02	0.01	0.02	0.1	0.14	0.05	0.01	<0.01
Dy	*	*	*	0.36	0.12	0.63	0.83	0.82	1.06	0.12	0.09
Er	*	*	*	0.25	0.11	0.38	0.59	0.65	0.74	0.07	0.12
Eu	*	*	*	0.11	0.05	0.13	0.33	0.16	0.35	<0.03	<0.03
Ga	*	*	*	2.2	1.1	3	12.9	9.4	11	1.6	1.8
Gd	*	*	*	0.2	0.13	0.58	0.71	0.45	0.88	<0.05	0.08
Ge	*	*	*	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	*	*	*	<0.2	0.2	0.2	<0.2	0.2	0.3	<0.2	<0.2
Ho	*	*	*	0.08	0.04	0.1	0.14	0.17	0.18	0.03	0.04
La	*	*	*	0.6	0.5	0.5	0.5	0.8	1.4	0.2	0.3
Lu	*	*	*	0.03	0.03	0.06	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02
Nb	*	*	*	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.3	0.2	<0.2	0.2
Nd	*	*	*	0.7	0.4	0.6	1.3	1.8	2.5	0.2	0.2
Pr	*	*	*	0.14	0.09	0.1	0.2	0.3	0.43	<0.03	0.05
Rb	*	*	*	0.7	0.5	0.6	7.9	7.2	3.5	0.8	0.4
Sm	*	*	*	0.23	0.04	0.23	0.4	0.43	0.84	0.05	0.03
Sr	*	*	*	6.2	1.8	7.1	255	337	179.5	5.3	6.6
Ta	*	*	*	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	0.1
Tb	*	*	*	0.07	0.03	0.08	0.1	0.08	0.14	0.02	0.01
Th	*	*	*	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	0.08	<0.05	<0.05
Tm	*	*	*	0.04	0.02	0.09	0.02	0.03	0.05	0.04	0.02
U	*	*	*	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	<0.05	<0.05
V	*	*	*	57	17	151	107	114	150	55	52
Y	*	*	*	2.3	1	3.4	4.7	4.4	6.2	0.6	0.6
Yb	*	*	*	0.19	0.08	0.38	0.4	0.5	0.64	0.07	0.13
Zr	*	*	*	3	3	3	3	6	8	2	2
Co	*	*	*	112	110	60	27	27	29	79	70
Cu	*	*	*	9	37	17	194	3	113	2	1
Ni	64.715	64.715	64.715	968	1510	398	230	126	164	577	616

Окончание таблицы 6

Sample	Gch1	Gch2	Gch3	M10	M12	M13	P11	P12	P13	Q5	Q6
Sc	*	*	*	22	11	65	31	39	30	22	21
Zn	*	*	*	29	28	31	22	25	30	58	42
As	*	*	*	0.3	0.7	0.1	3.5	0.2	3	0.1	0.3

Кумулятивные ультраосновные породы характеризуются низким содержанием Al_2O_3 (0,8–2,54 мас. %), тогда как основные породы характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 (12,5–21,53 мас.%) как для слоистых, так и для изотропных габбро.

За исключением одного образца, CaO обычно имеет низкое содержание в кумулятивных ультраосновных породах (0,66–6,42 мас. %) и высокое содержание в габбро (9,87–15,84 мас.%). MgO обычно высок в ультраосновных породах в диапазоне 20,09–35,8 мас. % и с низким содержанием в габбро от 8,79–11,04 мас. %. SiO_2 и мало изменяется, в пределах 30,86–52,56 мас.%.

Отношение Mg #: ($MgO / MgO + FeO$) низкое в основных кумулятивных породах (0,49–0,72) и высокое в ультраосновных кумулятивных породах (0,75–0,8), а также в диапазоне основных (0,2–0,8) и ультраосновных кумулятивных пород (0,7–0,8) из фиолетовых комплексов (Coleman, 1977).

На диаграмме AFM, предложенной Коулманом (Coleman, 1977) по классификации офиолитовых пород на метаморфические перидотиты и основные-ультраосновные породы (кумулятивные породы), большая часть слоистых габбро и ультраосновных кумулятов (кумулятивных породах) из изученных офиолитов нанесена в поле основных и ультраосновных кумулятов (кумулятивных пород) офиолитов. (Coleman (1977) разработал треугольную диаграмму CaO- Al_2O_3 -MgO, чтобы классифицировать кумулятивные породы офиолитовых комплексов (Рис. 45) (Coleman (1977) разработал треугольную диаграмму соотношения CaO- Al_2O_3 -MgO для классификации кумулятивных пород офиолитовых комплексов. Ультрамафитовые кумуляты занимают ограниченную область, которая характеризуется лишь умеренным количеством Al_2O_3 и CaO, и близко подходят, но не перекрывают поле метаморфического перидотита.

Напротив, основные кумуляты перекрываются и, в частности, следуют тенденции Скаергаарда, но в целом тенденция дифференциации предполагает, что, возможно, равные количества кальция и алюминия истощили магму на ранних стадиях (Coleman, 1977). Используя тот же график, проанализированные габброиды наносятся на основное поле кумулята, за исключением изотропных габбро, которые располагаются снаружи, но рядом с основным кумулятивным полем (Рис. 46).

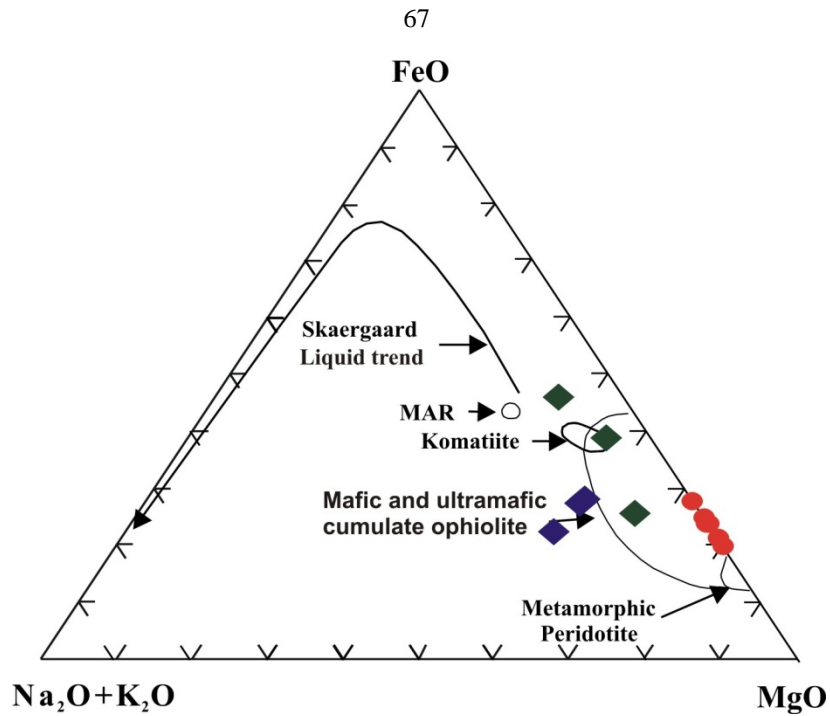


Рисунок 45. Тройная AFM – диаграмма классификации ультраосновных пород исследуемой территории (кружки). Анализируемые породы входят в состав метаморфических перидотитов, а также в основных и ультраосновных кумулятивных офиолитовых полях. Поля дискриминации и тенденция Скарегора взяты из книги Coleman (1977). Составлено автором.

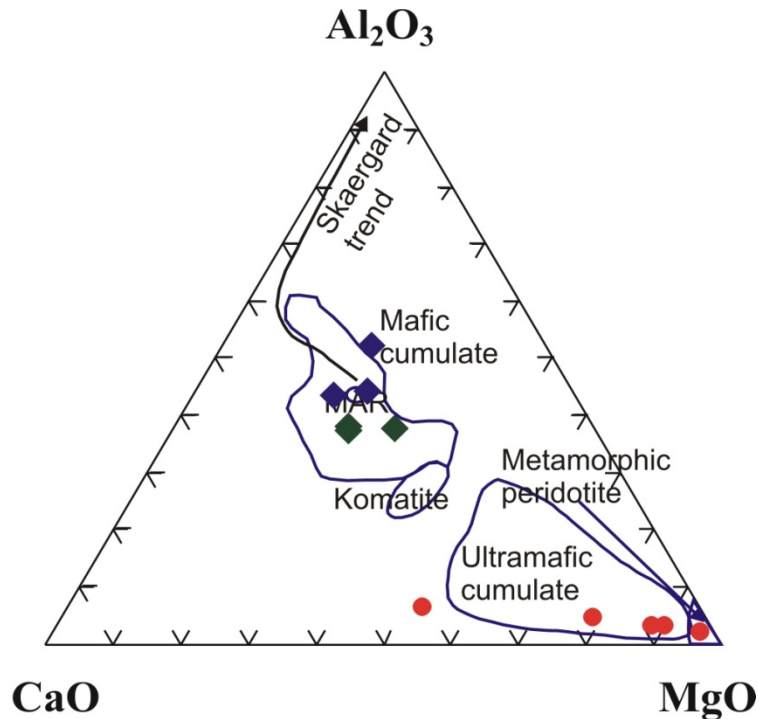


Рисунок 46. Диаграмма соотношений CaO-Al₂O₃-MgO анализируемых габброидов. Анализируемые образцы попадают в поле основных кумулятивных пород. Поля по Coleman (1977). Составлено автором.

3.3.2.2 Классификация горных пород

На диаграмме суммы щелочей (TAS) (Cox et al., 1979) все основные кумуляты (кумулятивные породы) изучаемого офиолита классифицируются как габбро (Рис. 47).

На треугольной диаграмме Орх-О1-Срх, разработанной Coleman (1977) для классификации ультраосновных пород. Рассчитаны и нанесены нормативные составы ортопироксена, оливина и

клинопироксена. Проанализированные кумуляты (кумулятивные) ультраосновных(ые) пород классифицируются как гарцбургит, ортопироксенит, вебстерит и оливинный вебстерит (Рис. 48).

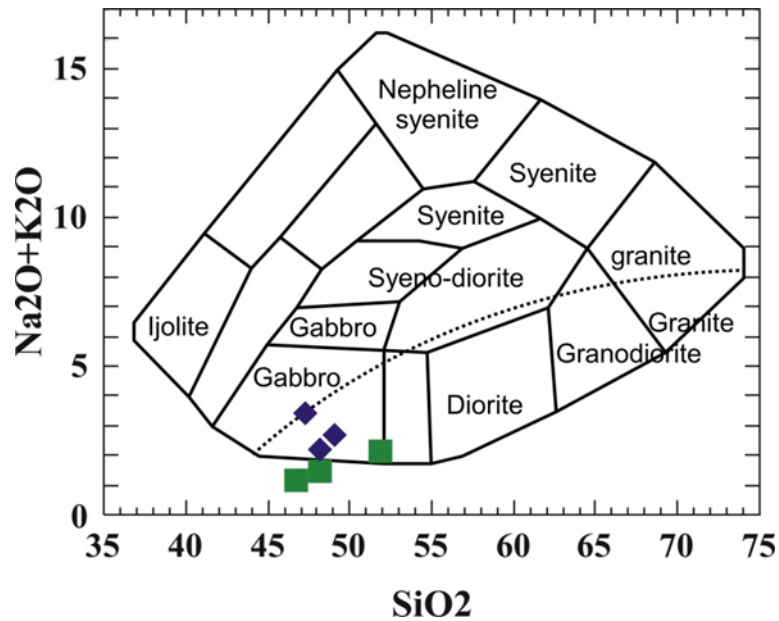


Рисунок 47. Диаграммы классификации основной кумулятивной породы изученного офиолита. а-TAS-диаграмма (диаграмма сумма щелочей – кремнезема (TAS) (Cox et al. 1979). Составлено автором.

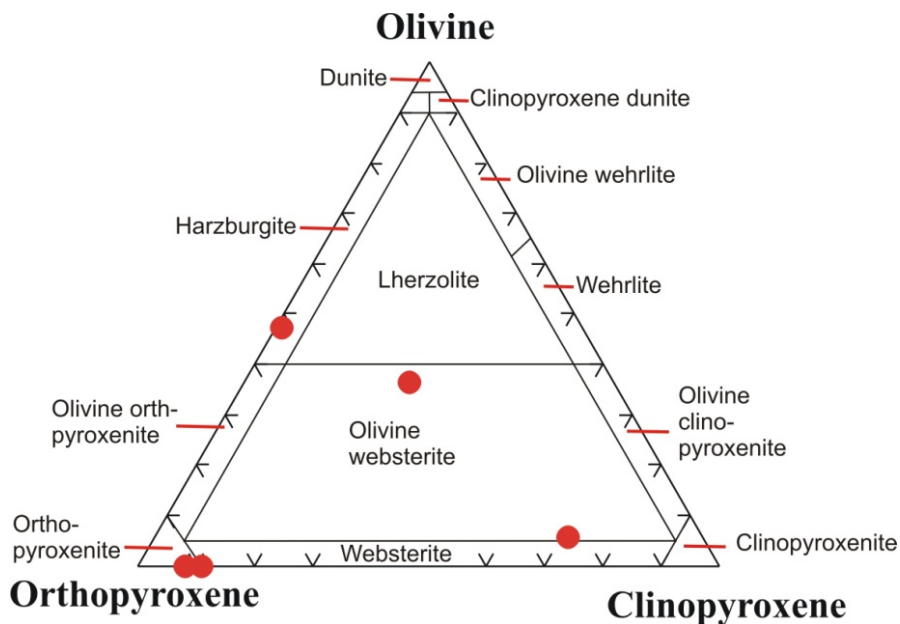


Рисунок 48. Диаграмма нормативного состава Ol – Cpx – Орх изученных мантийных перidotитов. Составлено автором.

3.3.2.3 Характеристики микроэлементов (рассеянных) и редкоземельных элементов

Нормализованные по MORB (далее – Толеиты срединно-океанических хребтов) значения микроэлементов ультраосновных кумулятов и габбро относительно схожи и характеризуются значительным обогащением подвижных флюидных элементов (Sr, Rb, Ba, Th) и заметно истощены HFSE (далее -элементы, характеризующиеся размерами ионного радиуса) (Рис. 49) и имеют отрицательную аномалию Nb. Изотропные габбро более обогащены РЗЭ (7,36–11,35) по сравнению с кумулятами ультраосновных пород (1,06–4,36), которые имеют относительно

плоский рисунок. Кумулятивные ультраосновные породы отражают истощение легких РЗЭ относительно содержания тяжелых РЗЭ. Заметные положительные Eu-аномалии (до 2,12) проявляются как в мантийных перидотитах, так и в габбро, что, вероятно, является результатом накопления плагиоклаза.

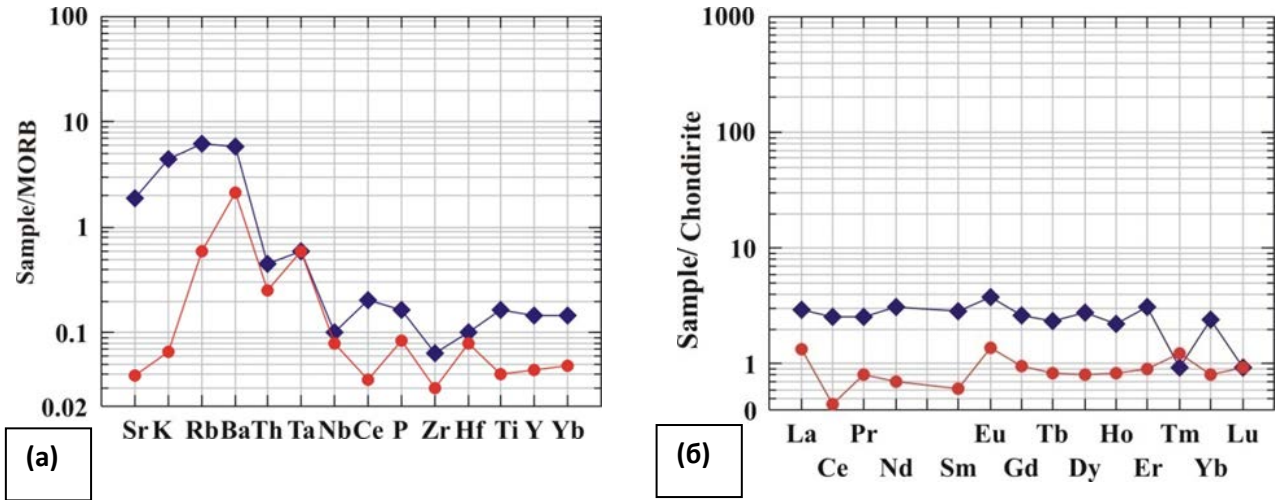


Рисунок 49. а) MORB-нормированный микроэлемент для исследуемого кумулята. Нормированные значения приведены в работе Vevins и др. (1984). б) Нормализованные по хондриту РЗЭ для изученных кумулятов. Нормализованные значения – это значения Бойнтон (Boynnton, 1984).

3.3.3 Плагиограниты

3.3.3.1 Основные оксиды

Восемь анализов на плагиограниты приведены в Таблице 7. В них много кремнезема (73,1–79,31 мас.%), соды (0,82–7,94 мас.%); низкое содержание калия (0,01–0,09 мас.%), TiO_2 (0,05–0,17); и умеренное содержание глинозема (9–14,56 мас.%). Избыток CaO охватывает широкий диапазон (0,09–10,35). Оксидов железа, марганца, магния и фосфора в целом мало.

Таблица 7 – Основные, редкие и РЗЭ для некоторых отдельных плагиогранитов.

Sample	M21	M21B	M22	S40A	S40B	S40C	S40D	S40E
Al ₂ O ₃	12.14	9	12.06	14.56	12.48	12.88	11.96	14.28
BaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	10.35	10	8	0.85	1.78	1.8	1.52	0.9
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01
Fe ₂ O ₃	1.59	1.32	1.43	0.39	0.42	0.49	0.28	0.29
K ₂ O	0.07	0.05	0.01	0.05	0.04	0.03	0.05	0.09
MgO	0.48	0.25	0.27	0.11	0.11	0.21	0.1	0.15
MnO	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	1.03	0.82	1.12	7.94	6.06	6.21	5.83	7.38
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01
SiO ₂	73.1	77.26	76.51	75.41	78.52	77.69	79.31	75.83
SrO	0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
TiO ₂	0.14	0.14	0.07	0.05	0.07	0.05	0.06	0.17
LOI	0.73	0.67	0.86	0.32	0.39	0.4	0.42	0.5
Total	99.71	99.6	100.45	99.78	100	99.82	99.62	99.65
Ba	37	20.9	20.7	44.3	37.5	35.1	37.7	108.5
Ce	11.4	12	23.3	11.5	6.6	15.4	7	11.4
Cr	120	220	160	140	90	80	180	80
Cs	0.01	0.05	0.01	0.07	0.01	0.02	0.01	<0.01

Окончание таблицы 7

Sample	M21	M21B	M22	S40A	S40B	S40C	S40D	S40E
Dy	0.88	1.05	0.96	1.39	0.88	1.88	0.88	0.43
Er	0.79	0.94	0.54	1.15	0.71	1.57	0.76	0.38
Eu	0.18	0.14	0.25	0.11	0.06	0.07	0.05	0.17
Ga	9.2	6.9	9.4	5.7	6.8	6.5	6.1	4.5
Gd	0.95	1	1.13	0.9	0.45	1.49	0.63	0.33
Ge	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	2.3	1.9	1.6	2.4	1.8	2.7	1.9	2.2
Ho	0.2	0.2	0.15	0.35	0.21	0.37	0.21	0.12
La	5.3	5.9	13.4	6.5	3.5	7.9	3.8	4.1
Lu	0.12	0.1	0.05	0.19	0.14	0.26	0.2	0.08
Nb	1.6	1.4	6.3	10.3	7.8	9.5	6.2	8.3
Nd	4.7	6.3	7.1	4.7	2.4	6.6	2.7	3
Pr	1.34	1.62	2.36	1.16	0.61	1.78	0.83	0.91
Rb	0.7	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.7	1.4
Sm	0.89	0.95	1.05	0.98	0.5	1.39	0.65	0.4
Sr	44.2	8.4	60.1	30.9	21.3	22.9	28.3	38.9
Ta	0.2	0.3	0.8	0.9	0.8	1.7	1.1	1.7
Tb	0.14	0.15	0.1	0.12	0.06	0.3	0.15	0.08
Th	1.16	1.26	3.76	2.86	2.36	3.72	2.04	2.7
Tm	0.08	0.12	0.04	0.14	0.12	0.23	0.14	0.08
U	0.21	0.73	0.84	2.03	1.58	1.86	1.19	1
V	17	25	15	18	17	<5	<5	10
Y	7.8	7.8	6.5	9.9	7.2	13	7.6	3.3
Yb	0.96	1.06	0.69	1.12	1.15	1.56	0.93	0.41
Zr	65	73	44	61	47	54	39	65
Co	4	3	3	1	2	2	2	2
Cu	7	3	3	7	73	37	48	4
Mo	3	6	4	8	3	5	6	1
Ni	28	31	10	5	11	12	9	28
Sc	2	2	3	1	1	2	1	4
Zn	9	5	3	<2	<2	<2	2	<2
As	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	<0.1
Bi	0.02	0.01	<0.01	<0.01	0.09	0.05	0.01	<0.01
Ab	8.8	7.01	9.51	67.53	51.48	52.82	49.71	62.94
An	28.57	20.95	27.96	3.96	6.76	7.22	6.36	4.51
Or	0.42	0.3	0.06	0.3	0.24	0.18	0.3	0.54

3.3.3.2 Классификация пород и характеристика магмы

Диаграмма классификации Ab-An-Or (далее – Диаграмма Дж. О’ Коннора Ab-An-Or (альбит – анортит-ортоклаз) для классификации гранитов) О’Коннора (1965) может быть применена к кислым породам с содержанием более чем 10% нормативного кварца (Rollinson, 1993). Диаграмма полностью основана на нормативном содержании полевого шпата в породе, пересчитанном на 100%, и представляет собой проекцию кварца на сторону полевого шпата «гранитного» тетраэдра Q-Ab-An-Or.

Используя ту же диаграмму, большая часть плагиогранита попадает в поле трондjemита и несколько – в поле тоналита (Рис. 50). Пикок (Peacock, 1931) классифицировал гранитные породы по показателю щелочности на четыре группы: щелочные, щелочно-кальциевые (А-С), известково-щелочные (С-А) и кальциевые. По этой же диаграмме изученные плагиограниты попадают в известковое поле (Рис. 51).

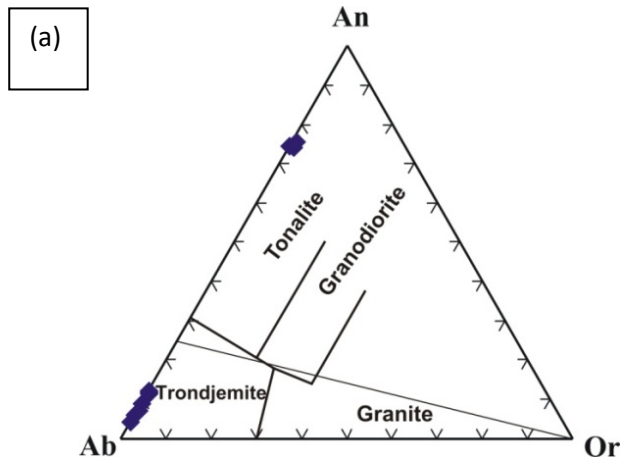


Рисунок 50. Классификация изученных плагиогранитов в соответствии с их молекулярным нормативным составом An-Ab-Or. Все образцы расположены в поле трондъемита. Композиционные поля взяты по Баркеру (1979, жирные линии). Слабые (неясные) линии - исходные поля О. Коннера (1965).

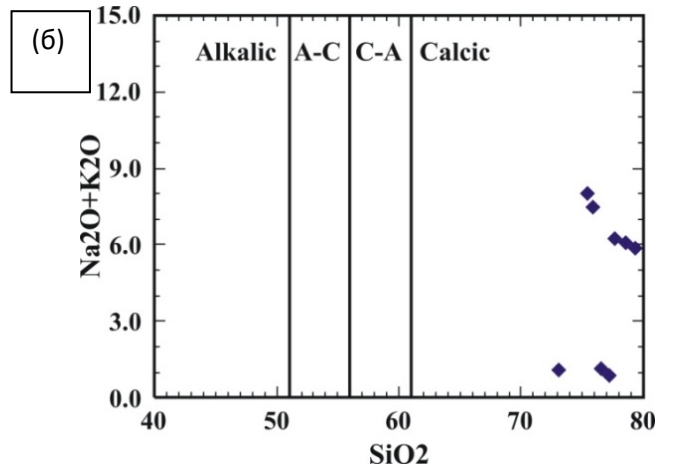


Рисунок 51. Диаграмма соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ указывает на кальцевый характер всех изученных образцов плагиогранита (пустые квадраты). Дискриминантные поля: щелочные, щелочно-кальцевые A-C, известково-щелочные и кальцевые C-A - по Peacock (1931).

Liégeois and Black) 1987 (г. построил график агпаитового индекса (AI) (далее – индекс насыщения глиноземом), который представляет собой молярное соотношение $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ в зависимости от содержания кремнезема, и помогает различать щелочные, щелочные и известково-щелочные гранитоиды на основе их коэффициента агпаитности (AI). Агпаитный индекс > 1 означает щелочной характер, агпаитовый индекс $< 1 > 0,87$ означает щелочной / метаалюминиевой характер, а агпаитовый индекс $< 0,87$ означает известково-щелочной / метаалюминиевой характер. Большая часть проанализированных плагиогранитов находится в известково-щелочной / метаалюминиевой области, со значением агпаитового индекса (AI) менее 0,87 (Рис. 52).

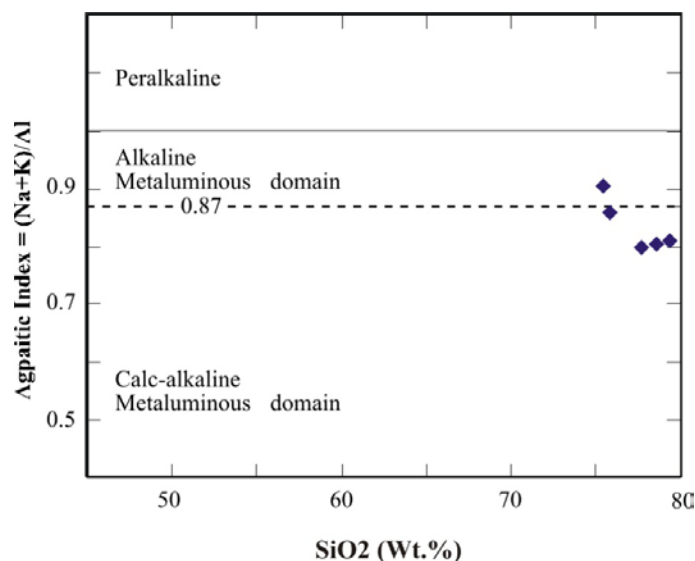


Рисунок 52. График зависимости коэффициента агпаитности (AI) - SiO_2 для изученного плагиогранита. Пунктирная линия [AI = 0,87 (Liégeois and Black 1987)] отделяет щелочные породы от пород известково-щелочного гранитного ряда. Исследуемые плагиограниты располагаются в известково-щелочной / метаалюминиевой области.

3.3.3.3 Характеристики микроэлементов и редкоземельных элементов

Анализируемый плагиогранит (см. Таблица 7) обеднен Rb (0,2 - 1,4 ppm). Такое обеднение Rb и K могло быть унаследовано от областей их источников магмы или связано с выщелачиванием K и Rb морской водой (Saunders et al., др., 1979).

На нормированной диаграмме ORG (далее – диаграмма гранитов океанического хребта) плагиограниты из исследуемой области отражают фракционный характер (обогащены несовместимые элементы, особенно Th и Ba в сравнении с Rb и K_2O , и, в сочетании с истощенными элементами с высокой напряженностью поля) (Рис. 53а), это напоминает структуру гранитов вулканической дуги известково-щелочного типа. Сравняя структуру микроэлементов типичного надсубдукционного гранита океанического хребта из Троодоса с изученными плагиогранитами видно, что плагиограниты изученной области очень похожи на граниты Троодоса.

Изученные плагиограниты имеют низкое содержание РЗЭ (общее количество РЗЭ = 18,93-51,12 г/т), как и офиолитовые породы в шовной зоне (Zhang et al., 1994, Jian et al., 2012). Нормированные по хондриту структура REE (Рис. 53б) плагиогранита показывают фракционные профили LREE ((La / Sm) N = 3,58-8,03) и относительно HREE ((Gd / Yb) N = 0,32-1,32, в среднем 0,73) с выраженной отрицательной аномалией европия ((Eu / Eu * = 0,15 -1,43, в среднем 0,54). Они показывают значительное обогащение легких РЗЭ по сравнению с тяжелыми. Отрицательная аномалия Eu указывает на участие плагиоклаза в процессе фракционирования или плавления (Floyd et al., 1998).

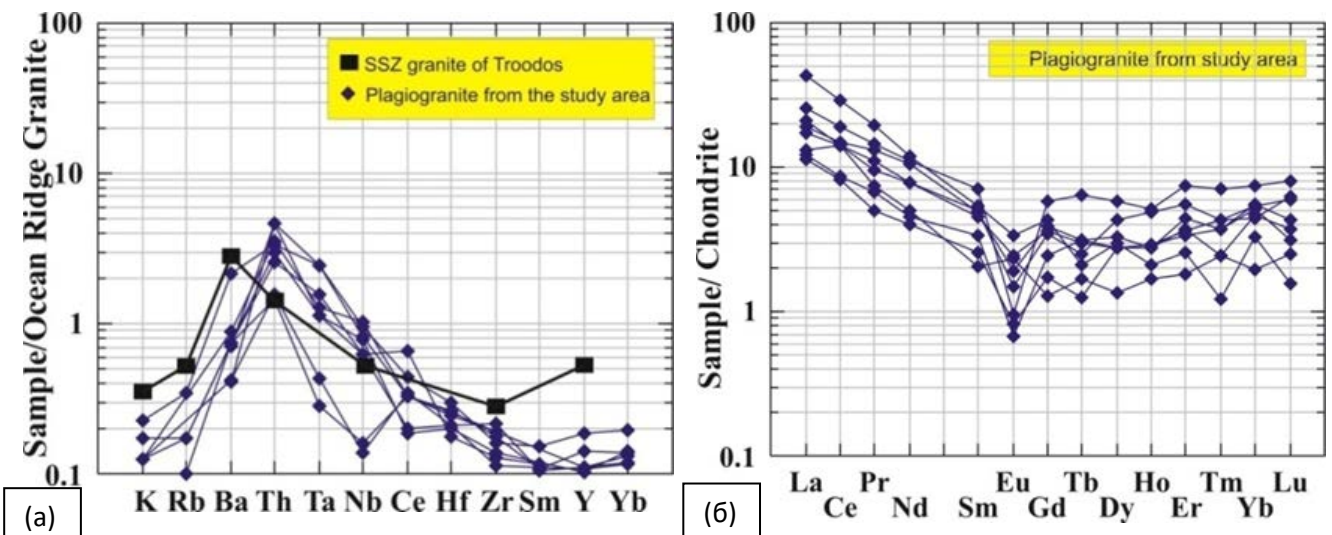


Рисунок 53. (а) Распределение микроэлементов по типу MORB, нормализованных по изученному плагиограниту. Нормализованные значения соответствуют значениям Bevinsudr. (1984). (б) Распределение РЗЭ, нормированные по хондриту для изученного плагиогранита. Нормализованные значения взяты из работы Boynton (1984). Составлено автором.

3.3.3.4 Тектоническая обстановка и петрогенезис

Что касается тектонической среды, напоминающие гранит (гранитоидные) породы могут быть орогенными или анорогенными. Орогенный класс включает гранитоиды островных дуг (IAG), гранитоиды континентальных дуг (CAG), гранитоиды континентальной коллизии (CCG) и посторогенные гранитоиды (POG). К анорогенному классу относятся гранитоиды, которые связаны с Рифтами (RRG), гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий (CEUG) и океанические плагиограниты (OP). Поскольку K_2O является весьма характерным для океанических плагиогранитов, то его наличие по всему диапазону SiO_2 указывает и на другие тектонические обстановки, которые связаны с гранитными породами. На графике зависимости K_2O от SiO_2 (дискриминационная диаграмма для разделения гранитоидов) Maniòr and Piccoli (1989) большинство проанализированных плагиогранитов попадают в поле океанических плагиогранитов (Рис. 54).

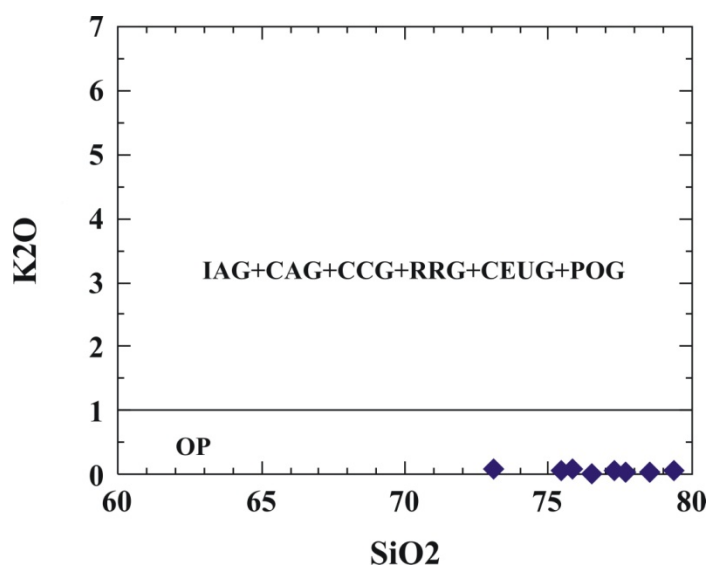


Рисунок 54. Дискриминационная диаграмма зависимости K_2O от SiO_2 для изученного плагиогранита (пустые квадраты). Граница поля между OP (океанические плагиограниты) и IAG (гранитоиды островных дуг) + CAG (гранитоиды континентальных дуг) + CCG (гранитоиды обстановок континентальной коллизии) + RRG (гранитоиды, связанные с рифтами) + CEUG (гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий) + POG (посторогенные гранитоиды) по диаграмме Maniòr, Piccoli (1989) (П. Мениар и Ф. Пикколи (1989)). Изученные плагиограниты приурочены к полю океанических плагиогранитов. Составлено автором.

На основе данных микроэлементов, выше указанные граниты могут быть подразделены в соответствии с их тектонической обстановкой на четыре основные группы, а именно: граниты океанических хребтов (ORG), граниты вулканической дуги (VAG), внутриплитные граниты (WPG) и коллизионные граниты (COLG) (Pearce et al., 1984a). Это основано на том факте, что большинство этих групп гранитов демонстрируют отличительные характеристики микроэлементов, причем последние наименее подвижны и, следовательно, надежны при использовании в дискриминационных диаграммах для петрогенетических исследований.

Элемент Y обычно более распространен и приурочен к гранитам океанических хребтов и внутриплитным по сравнению с гранитами вулканической дуги для всего диапазона значений SiO_2 от 56 до 80 процентов (Pearce et al., 1984a). Граниты океанического хребта зоны «Супрасубдукция» располагаются, как и ожидалось, в вулканической дуге, а не в поле «нормального» океанического хребта (Pearce et al, 1984a). Содержание Y в изученных плагиогранитах колеблется в пределах (3,3-13 г/т) и, следовательно, попадает в объединенное поле гранитов вулканической дуги (VAG), коллизионных гранитов (COLG) и гранитов океанических хребтов зоны «надсубдукции» (ORG2) (Рис. 55а). Внутриплитные граниты обычно более обогащены Nb, чем граниты других типов. Основным исключением являются граниты, внедренные внутри плит в областях ослабленной континентальной литосферы, которые перекрывают поля других типов гранитов (Pearce et al. Op cit). На этом графике (Рис. 55б) изученные плагиограниты расположены в объединенном поле гранитов вулканической дуги (VAG), коллизионных гранитов (COLG) и гранитов «надсубдукционных» зон, что характерно для океанических хребтов (ORG2).

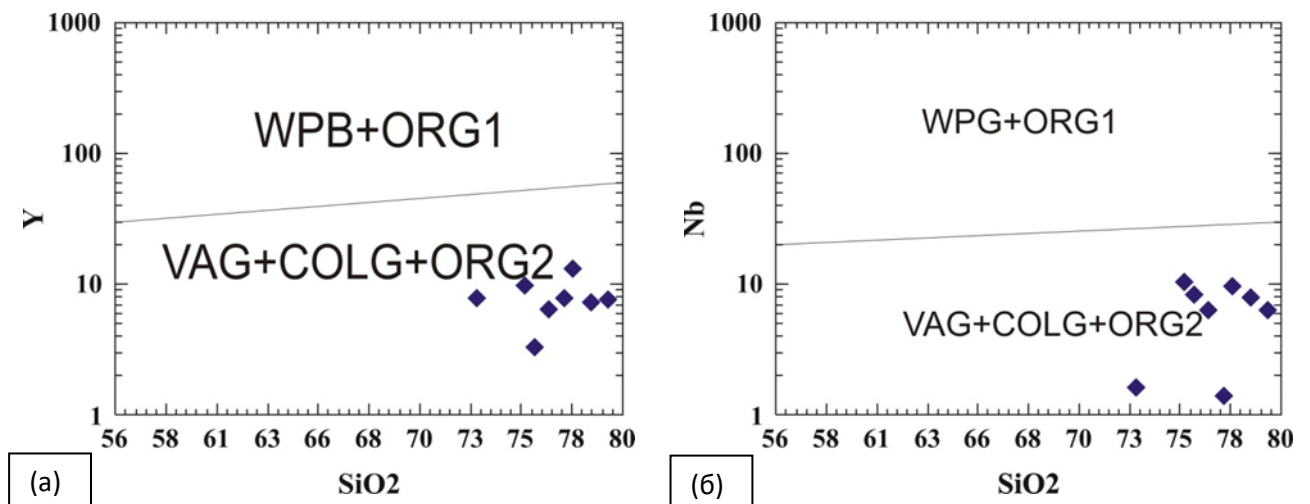


Рисунок 55. Дискриминационные диаграммы $Y\text{-SiO}_2$ и $Nb\text{-SiO}_2$ для анализируемого плагиогранита. Поля: внутриплитные граниты (WPG) + нормальные граниты океанических хребтов (ORG1) и граниты вулканической дуги (VAG) + коллизионные граниты (COLG) + надсубдукционные граниты океанических хребтов (ORG2) указаны по Пирсу и др. (1984а). Анализируемые плагиограниты располагаются в поле гранитов вулканической дуги (VAG) плюс коллизионных гранитов (COLG) и надсубдукционных гранитов океанических хребтов (ORG2). Составлено автором.

Двумерный график Nb и Y включает в себя три поля: океанические граниты (ORG), внутриплитные граниты (WPG) и граниты вулканических дуг (VAG) совместно с коллизионными гранитами (syn-CLOG). Граница между внутриплитными гранитами (WPG) и гранитами океанических хребтов (ORG) представлена зоной перекрытия гранитов аттенуированной континентальной литосферы и гранитов океанических хребтов из аномальных сегментов хребтов. Это совпадение не имеет большого практического значения, поскольку два типа гранитов имеют сильно контрастирующие геохимические характеристики (Pearce et al, 1984a). На этом основании нельзя отличить надсубдукционную зону океанического хребта и

постколлизийные граниты от гранитов вулканической дуги (Pearce et al, 1984a). Изученные плагиограниты располагаются в объединенном поле гранитов вулканических дуг (VAG), коллизийных гранитов (syn-COLG, Рис. 56).

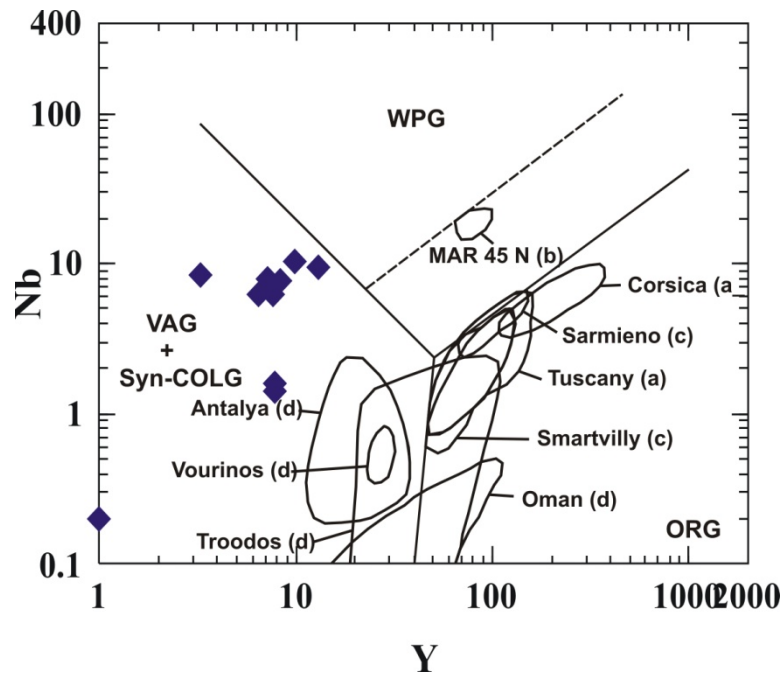


Рисунок 56. Дискриминационная диаграмма Nb-Y для анализируемого плагиогранита. Поля: внутриплитные граниты (WPG) + граниты океанических хребтов (ORG) и граниты вулканической дуги (VAG) + синколлизийные граниты (syn-COLG) указаны по Pearce et al. (1984a). Анализируемые плагиограниты залегают в гранитах вулканической дуги и в коллизийных гранитах. Составлено автором.

Предполагается, что океанические плагиограниты сформировались в хребтах океана. Они могли образовываться в океанических хребтах, не связанных с процессом субдукции, но также и в океанических хребтах, вызванных субдукцией. Первые называются «нормальными», если их основным вулканическим продуктом является MORB N-типа (далее – «нормальные» базальты срединно-океанических хребтов, обедненные несовместимыми элементами-примеси); или как «аномальный», если преобладает MORB E-типа (далее – «обогащенные» базальты океанического дна несовместимыми элементами-примесями) (Wood, 1979). Океанические хребты, вызванные субдукцией, могут быть «нормальными», если связанные с ними базальты представляют собой MORB N-типа, но они описываются как «надсубдукционная зона» (SSZ), если их вулканический продукт имеет толеитовый или бонинитовый характер островной дуги (Pearce et al., 1984a). Плагиограниты, образованные в этих четырех подгруппах океанического хребта, различаются по показателю щелочности (реасокк alkali index) (1931). Плагиограниты нормальных и аномальных хребтов, которые не связаны с зоной субдукции, располагаются в щелочно-известковом поле; т.е. нормальных хребтов задуговых областей (бассейнов (normal back-arc ridges) располагаются в известково-щелочном поле, тогда как плагиограниты из хребтов SSZ (далее – зона субдукции) располагаются в известковом поле (Pearce et al., 1984a).

Как упоминалось ранее, изученные плагиограниты из исследуемой области располагаются в известковом поле, что позволяет предположить их принадлежность к надсубдукционным гранитам океанического хребта. Shervais et al. (2004) в своем обсуждении периода существования офиолитов надсубдукционной зоны упомянул, что породы третьей магматической серии (диориты, кварцевые диориты, андезито-базальты, андезиты и дациты) образуют классическую низкокалийевую известково-щелочную магматическую серию. Эти породы не представляют собой более позднюю наложенную вулканическую дугу, но являются неотъемлемой частью стратиграфии офиолитов.

На нормированных по хондриту РЗЭ (Рис. 53б), структуры, обогащенные легкими РЗЭ (и вогнутыми вверх MREE), указывают на то, что изученные образцы плагиогранита несовместимы с первоначальным определением плагиогранитов (Coleman, Peterman, 1975), а также обогащены относительно хорошо изученных коровых плагиогранитов из оманских и Тродосских офиолитов (oman and Trodos ophiolites) (Рис. 57). Однако недавно появились сведения (данные) о плагиогранитах из офиолитов Sjenica (Milovanovic et al, 2012) и Тасривина (Samson et al., 2004), имеющих структуру, обогащенную легкими РЗЭ (Cox et al., 2018).

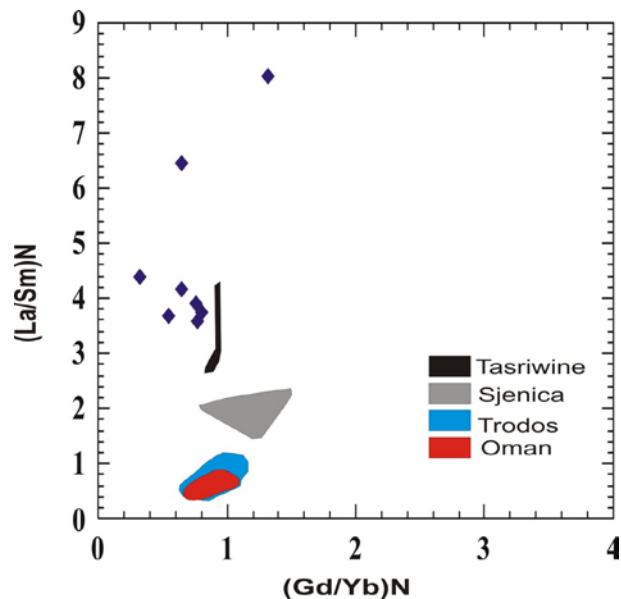


Рисунок 57. Диаграмма $(La / Sm) N - (Gd / Yb) N$ для изученных плагиогранитов. Данные для сравнения взяты из Cox et al., (2018). Составлено автором.

Обогащение легкими РЗЭ связывают с обогащением легкими РЗЭ в области источника до образования плагиогранита, как показано на апеннинских офиолитах (Samson et al., 2004), или с эффектом модификации плоских профилей РЗЭ, наблюдаемых в базальных дугово-офиолитовых частях комплекса (Chew et al. 2007).

Также U-образная (вогнутая, направленная вверх) структура РЗЭ, нормированная по хондриту, указывает на раннюю стадию истощения путем частичного плавления с последующим обогащением флюидов, которые были получены из края литосферной плиты (пласта). Эти

особенности подтверждают модель, в которой изученные плагиограниты сформировались в преддуговых условиях.

Петрогенез океанических плагиогранитов является спорным, поскольку фракционная кристаллизация, частичное плавление или силикатно-жидкая несмесимость, по-разному, предлагаются в качестве петрогенетических моделей (Коерке et al., 2007). Вокавинная восходящая структура REE, предполагающая плавление источника, содержащего амфибол (Boynnton et al., 1984). Низкие содержания TiO_2 (<1 мас. %) Характерны для океанических плагиогранитов, образованных в результате частичного плавления основного протолита; следствие изначально низкого содержания TiO_2 в габбро-протолитах, что типично для кумулированных габбро океанической коры (Коерке et al., 2004, 2007). Изученные плагиограниты имеют низкие содержания TiO_2 (<1 мас. %) И располагаются ниже границы, проведенной Коерке et al. (2007), которая отделяет плагиограниты, полученные в результате водного частичного плавления (график под черной пунктирной линией, Рис. 58), от плагиогранитов, полученных в результате процессов кристаллизации или не смешиваемости (разделения фаз) (график вне (над) черной пунктирной линией).

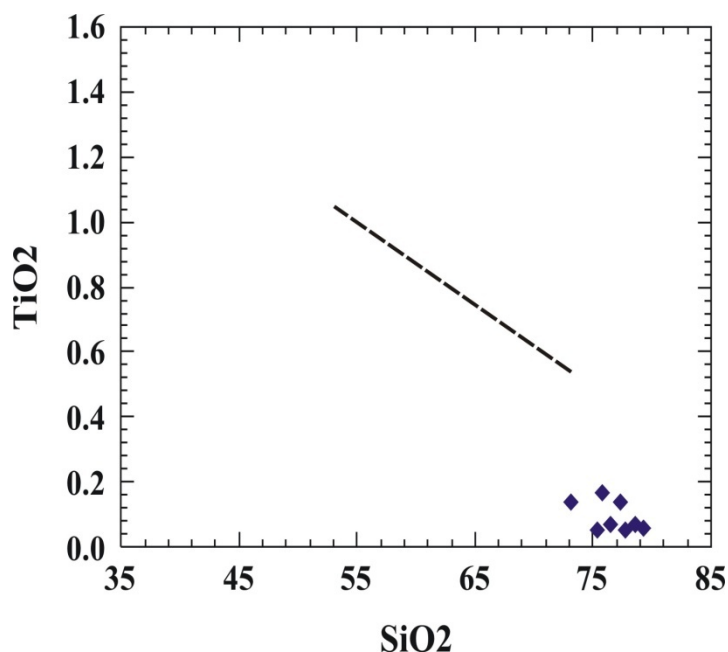


Рисунок 58. Дискриминационная диаграмма TiO_2 – с SiO_2 для изученных плагиогранитов. Пунктирная линия (Коерке et al., 2007), которая отделяет плагиограниты, полученные в результате частичного плавления водной фазы ниже черной пунктирной линии, от плагиогранитов, полученных в результате процессов кристаллизации или несмесимости (график над черной пунктирной линией). Составлено автором.

3.3.4 Подушечная лава

3.3.4.1 Основные положения

Анализ основных и рассеянных элементов был проведен из 10 базальных проб (basal samples), результаты которых показаны в Таблице 8. Поскольку все пробы в той или иной степени изменены метаморфизмом низкой степени, либо поздними гидротермальными изменениями,

возможно, что они пострадали от подвижности некоторых элементов, особенно крупных ионных литофильных (LIL) элементов (Rollinson, 1993). Из-за восприимчивости основных элементов к модификациям во время подводных преобразований пород и метаморфизма низкой степени, они считаются ограниченным в использовании для определения магматического родства измененных вулканических пород (Pearce et al., 1977; Garcia, 1978). Впрочем, были отобраны относительно (сравнительно) свежие или немного измененные образцы. Значения потерь при прокаливании (LOI) исследуемых пород высоки, в пределах от 2,12 до 10,41, потому что базальты в некоторой степени изменены метаморфизмом низкой степени, либо поздними гидротермальными изменениями. Большой разброс значений LOI является грубым показателем степени изменения породы и отражает осаждение (выпадение в осадок) вторичной, гидратированной и карбонатной фаз.

Таблица 8 – Основные, рассеянные и редкоземельные элементы отдельных подушечных лав. Составлено автором.

Sample	M18	P10	P15	P2	P3	P4	P6	P7	P8	P9
Al ₂ O ₃	17.53	13.81	14.42	13.25	13.43	13.92	13.68	13.31	13.47	13.7
BaO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
CaO	8.46	11.6	14.3	11.25	10.35	11.05	13.7	11.4	13.3	9.81
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.03	0.09	0.01	0.05	0.01	0.04	0.01	0.02
Fe ₂ O ₃	10.2	12.42	10.7	11.9	12.98	10.77	13.46	11.04	10.81	12.62
K ₂ O	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	<0.01	<0.01	0.04
MgO	3.46	8.46	10.3	8.48	8.43	8.88	7.88	7.84	7.68	8.89
MnO	0.16	0.17	0.14	0.18	0.2	0.17	0.2	0.16	0.16	0.18
Na ₂ O	1.79	2.68	0.28	3.17	2.11	2.74	0.93	0.26	0.21	3.07
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.05	0.06	0.1	0.07	0.1	0.06	0.06	0.06
SiO ₂	54.92	45.11	45.51	45.05	49.23	49.59	46.7	45.56	42.49	45.31
SrO	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
TiO ₂	0.74	1.1	1.12	1.08	1.41	0.86	1.44	0.96	0.95	1.1
LOI	2.75	4.66	2.99	5.94	2.73	2.12	2.4	9.31	10.41	5.03
Total	100.25	100.3	100.15	100.65	101.2	100.45	100.75	100.1	99.71	100
Ba	34.4	6.9	31.3	5.8	3.4	11.9	6.3	5.1	2.1	5.3
Ce	8.1	4.4	4.5	4.3	8.5	4.9	8.9	5.8	5.4	4.1
Cr	60	90	200	700	80	360	110	270	100	150
Cs	0.05	0.09	0.01	0.02	0.02	<0.01	0.02	0.02	<0.01	0.04
Dy	2.56	3.98	3.92	3.93	4.81	3.23	5.2	3.81	3.42	3.72
Er	1.63	2.49	2.25	2.65	3.05	2.1	3.44	2.4	2.52	2.43
Eu	0.72	1.01	0.78	0.83	0.98	0.84	1.37	0.83	0.87	0.87
Ga	15.6	14	13.7	13.1	13.8	13	16.3	13.5	13.9	12.9
Gd	2.17	3.2	2.86	3.03	3.96	2.79	4.47	3.17	3.08	2.78
Ge	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	0.8	1.1	0.8	1	1.9	1.3	2.2	1.2	0.9	0.9
Ho	0.53	0.87	0.78	0.94	1.01	0.62	1.12	0.73	0.73	0.82
La	3.5	1.5	1.2	1.1	2.5	1.8	2.8	1.7	1.8	1
Lu	0.21	0.32	0.31	0.37	0.38	0.29	0.43	0.34	0.31	0.31
Nb	3	0.6	0.6	0.9	1.2	0.8	1.2	0.5	0.7	0.5
Nd	5.8	5.6	5.1	5.5	8.7	5.4	8.9	5.4	5.6	5.3

Окончание таблицы 8

Sample	M18	P10	P15	P2	P3	P4	P6	P7	P8	P9
Pr	1.11	0.8	0.84	0.81	1.48	0.83	1.5	0.81	0.88	0.72
Rb	1.1	0.3	0.5	0.4	0.3	0.6	0.6	<0.2	0.2	0.2
Sm	1.53	2.15	1.88	2.3	3.02	1.79	3.23	2.19	1.92	2.03
Sn	1	1	<1	1	1	1	1	1	<1	1
Sr	171.5	365	258	204	154.5	131.5	235	234	219	193
Ta	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Tb	0.37	0.46	0.48	0.57	0.7	0.44	0.74	0.49	0.49	0.44
Th	0.66	<0.05	<0.05	0.05	0.14	0.1	0.1	<0.05	0.06	<0.05
Tm	0.17	0.34	0.32	0.31	0.45	0.32	0.46	0.28	0.32	0.29
U	0.36	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05
V	287	335	316	321	337	266	365	302	301	325
Y	15.4	24.4	21.9	24.5	30.6	19	32.5	23.2	22.5	23.6
Yb	1.66	2.21	2.35	2.37	3.24	2.06	3.05	2.19	2.61	2.5
Zr	37	32	28	29	72	42	78	45	45	29
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	0.6	<0.5	0.7	0.6	0.7	0.5
Co	26	52	54	55	52	49	49	45	45	60
Cu	116	132	344	194	131	78	156	80	74	154
Mo	3	1	1	1	<1	2	2	1	1	<1
Ni	12	65	97	67	50	76	49	58	58	60
Sc	28	46	51	47	46	44	47	43	46	45
Zn	80	75	47	73	73	60	75	52	52	74
As	0.3	1	3.9	1	0.4	<0.1	0.5	0.9	0.8	0.2
Bi	0.01	0.03	0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.02
Sb	0.05	0.18	0.1	0.17	0.08	0.1	0.16	0.09	0.13	0.12

Метаморфический минеральный комплекс в базальтовой подушечной лаве изучаемого района свидетельствует о зеленосланцево-фациальном метаморфизме. Несколько исследователей показали, что некоторые основные оксиды, такие как K_2O , Na_2O , MgO , CaO и SiO_2 , подвижны во время метаморфизма под влиянием морской воды (например, Humphris and Thompson, 1978; Mottl, 1983; Wilson, 1989). В попытке оценить подвижность основных элементов, Hashiguchi et al. (1983) использовали метод, который вычисляет числовой индекс изменения, равный =

$$100[(MgO + K_2O) / (MgO + K_2O + CaO + Na_2O)]$$

Где индексы 36 ± 8 - относительно неизменные породы. Индекс изменения подушечной лавы Кала-эн-Нахал-Умм Сагата колеблется от 25,35 до 41,49. Таким образом, ни одна из базальтовых пород не выходит за пределы неизменной оболочки этого метода.

Критерии изменения, предложенные Polat and Hofmann (2003) используются для оценки подвижности элементов во время постмагматических изменений. Различные основные и микроэлементы нанесены на график против Zr (Рис. 59), который является одним из наименее подвижных элементов при различных процессах изменения (Winchester and Floyd, 1977). Среди основных элементов MgO демонстрирует умеренную корреляцию с содержаниями Zr, а TiO_2 , Ni и Rb, PЗЭ (La, Yb) и HFSE (Nb) хорошо коррелируют с содержаниями Zr (Рис. 59). Следовательно,

линейные тренды большинства элементов, отображаемые относительно Zr, указывают на относительную неподвижность этих элементов.

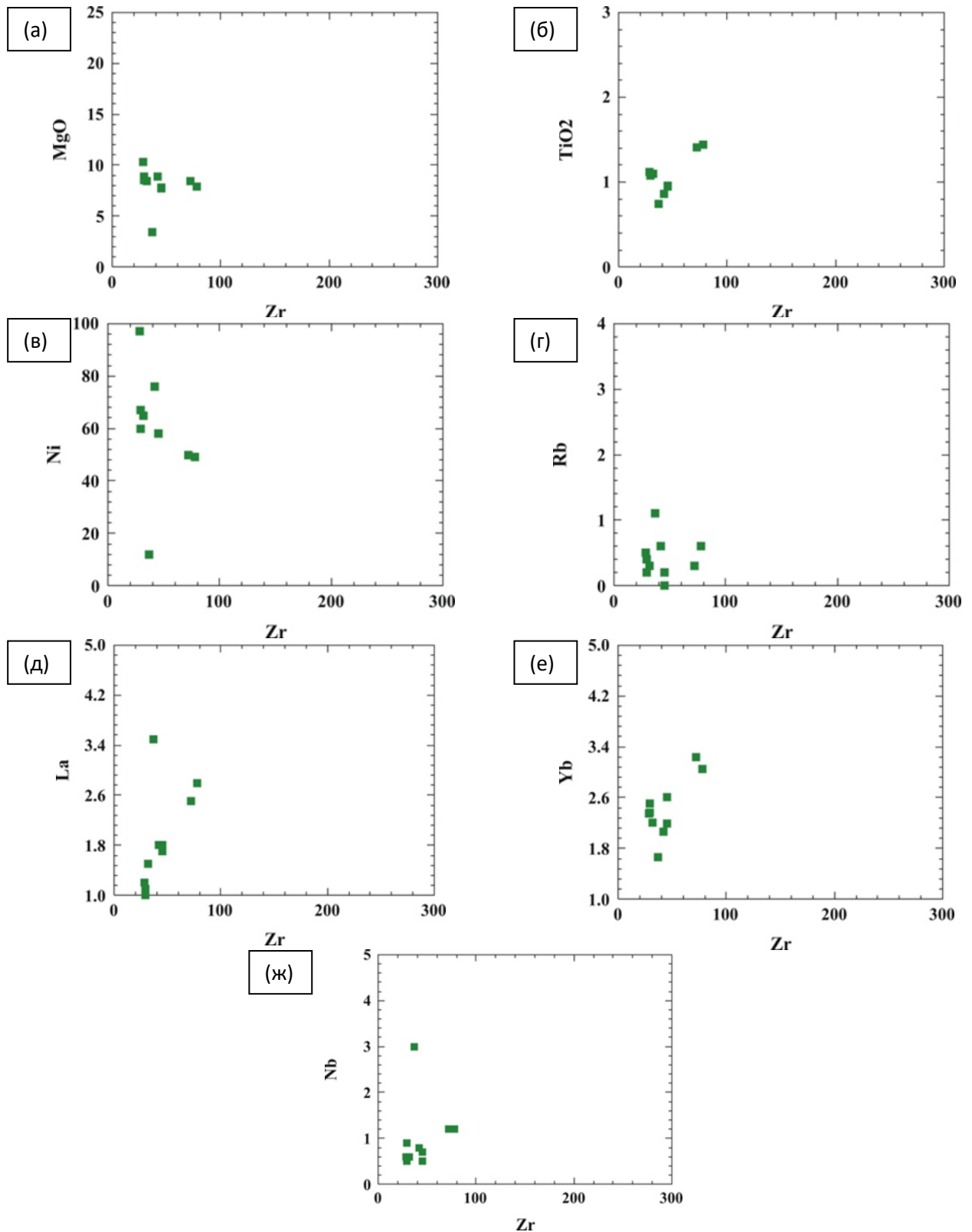


Рисунок 59. Вариационные диаграммы изменения Zr по сравнению с основными элементами и микроэлементами: (а) MgO, (б), TiO₂ (в) Ni, (г) Rb, (д) La, (е) Yb (ж) Nb лавы Калы Эль-Нахаль.

3.3.4.2 Основные оксиды

Содержание кремнезема составляет от 42,49 до 59,92 мас. %, а TiO₂ – от 0,74 до 1,44 мас. %.

Все образцы имеют относительно высокое содержание Al₂O₃ от 13,25 до 17,53 мас. %.

Содержание MgO колеблется от 3,46 до 10,30 мас. %, что указывает на относительно сформировавшиеся породы.

Кроме того, используя диаграммы Харкера (Harker) (Рис. 50), большинство основных оксидов о четкую отрицательную или положительную корреляцию с увеличением содержания SiO₂. Al₂O₃, Na₂O, K₂O и P₂O₅ показывают положительную корреляцию с увеличением SiO₂, тогда как MgO, Fe₂O₃ и TiO₂ показывают отрицательную корреляцию.

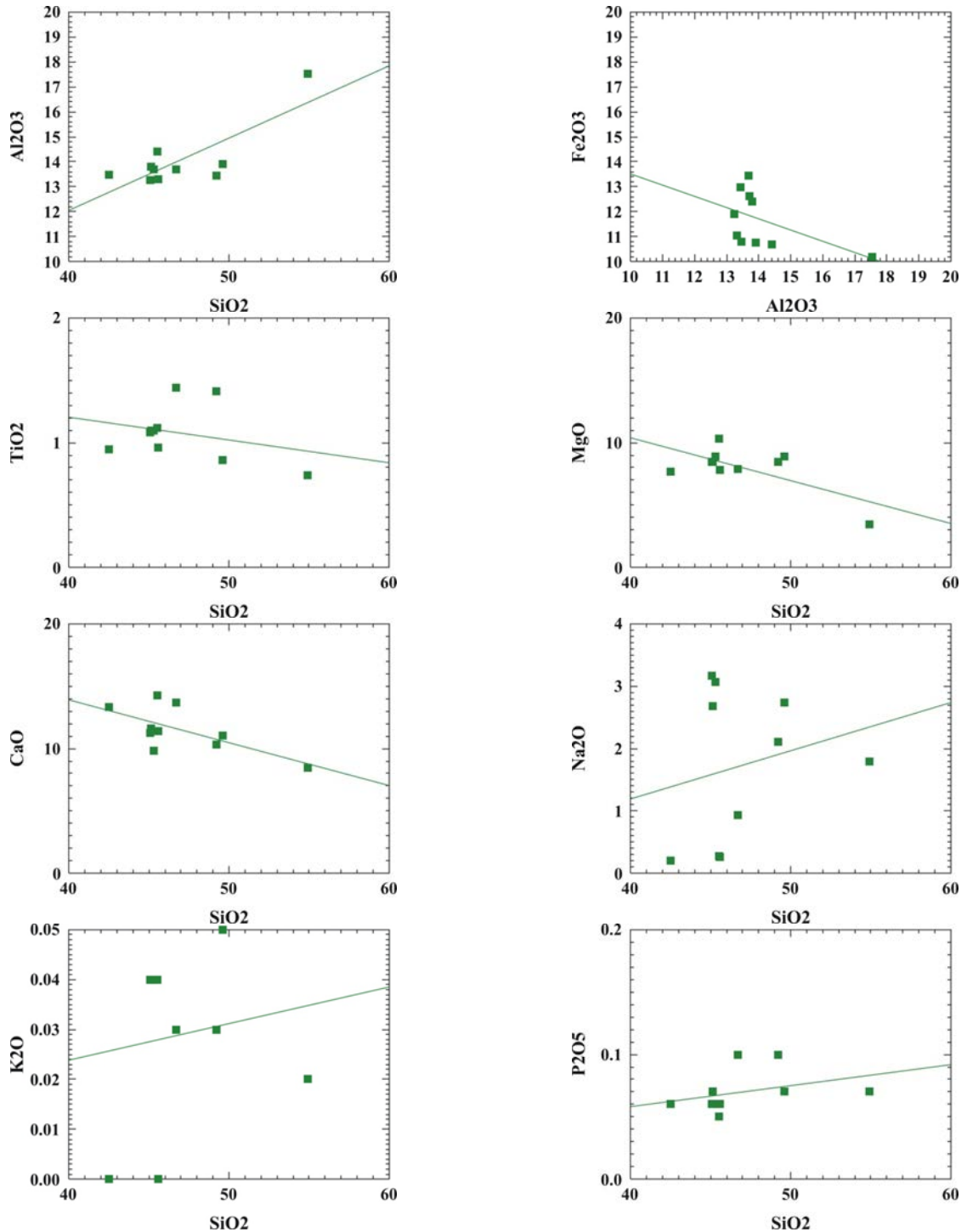


Рисунок 60. Вариационная диаграммы Харкера для исследуемой подушечной лавы.

3.3.4.3 Классификация пород и характеристика магмы

В этом разделе делается попытка определить (установить) типы пород (например, базальт, андезит и т. д.), которые встречаются в районе Кала Эн Нахаль, с помощью диаграмм геохимической классификации горных пород. Поскольку многие основные и микроэлементы были крайне (например, Ca, Na, P, K, Sr, Ba, Rb, Mg и Si) подвижны во время гидротермальных изменений (преобразований) (Middelburg et al., 1988), все образцы подверглись влиянию гидротермальных изменений во время преобразования зеленосланцевых фаций.

Как упоминалось ранее, индекс изменения подушечной лавы Кала Эн Нахаль - Умм Сагата колеблется от 25,35 до 41,49. Таким образом, ни одна из базальтовых пород не выходит за пределы неизменной оболочки этого метода. Утверждалось, что в результате гидротермальных изменений вулканических пород элементы с высокой напряженностью поля (HFSEs; Ti, P, Zr, Y, Nb и т. Д.) (REEs, La-Tu) и переходные металлы (например, Cr, Ni) являются менее подвижными по сравнению с крупными ионными литофильными элементами (LILEs; K, Na, Sr, Rb, Ba и т. д.) (Pearce and Cann, 1973; Winchester and Floyd, 1976; Floyd and Winchester, 1978; Pearce, 1996a; Özdamar, 2016)

Таким образом, для классификации офиолитовых подушечных лав данные были построены с использованием основных оксидов (Рис. 61а) при использовании общих щелочей по сравнению с SiO₂ (TAS) по LeBas et al. (1986), они в основном представлены базальтами и андезитобазальтами и имеют субщелочной характер.

Наиболее распространенными дискриминационными диаграммами для определения типов горных пород являются диаграммы, созданные Pearce (1996a). Эта диаграмма зависит от неподвижных элементов, которые не затронуты или менее затронуты низкоуровневым метаморфизмом и изменением. В эту группу неподвижных элементов входят Zr, Y, Ti, Nb и REE (Pearce, Cann, 1973; Winchester, Floyd, 1976; Verma, 1992; Jochum, Verma, 1996).

Отношение Zr / Ti увеличивалось по мере развития фракционирования магмы, впоследствии различаются основные, промежуточные и породы, сформировавшиеся в процессе эволюции. С другой стороны, соотношение Nb / Y указывает на степень щелочности магмы. При использовании диаграммы Winchester and Floyd (1977) по своему составу исследуемая лава классифицируется как базальт / андезит (Рис. 61б). Базальт / андезит разделен на диаграмме, согласно Pearce (1996a), лавы классифицируются как базальтовые (Рис. 61в).

Используемая диаграмма зависимости кремнезема от общего количества щелочей (Irvine and Baragar, 1971) для различия щелочных и субщелочных пород. Очевидно, что большинство образцов проявляют субщелочное средство (Рис. 62а). AFM-диаграмма Irvine and Baragar (1971) различает субщелочные, известково-щелочные и толеитовые базальты, образцы подушечной лавы, отражая толеитовый тренд.

Таким образом, толеитовое химическое средство усиливается на диаграммах (Рис. 62б). На диаграмме $Ti/100-Zr-Y*3$ (Рис. 62в), представленной Pearce and Cann, (1973), подушечная лава исследуемой области попадает в поле низкокалиевого толеита (ЛКТ). Это средство также подтверждается на диаграмме $Zr-Ti$ (Рис. 62г), приведенной Pearce and Cann (1973), на которой занято большинство образцов (ЛКТ). Более того, их толеитовая природа очевидна на дискриминационной диаграмме $Ti / Y-Nb / Y$ (Pearce, 1982). На этой диаграмме (рис. 52д) видно, что подушечные лавы полностью попадают в толеитовое поле.

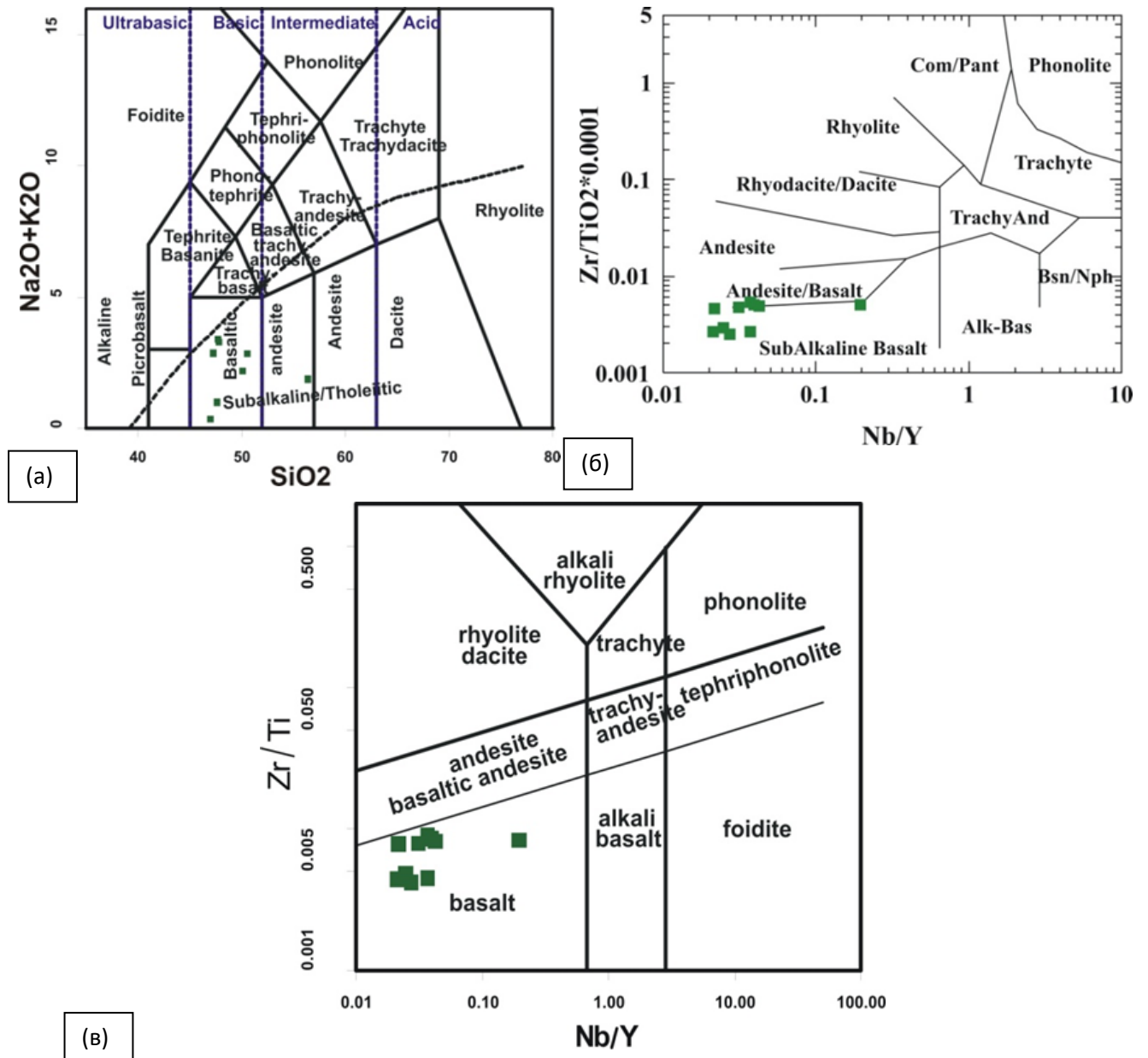


Рисунок 61. Диаграммы химической номенклатуры базальтовых подушечных лав из офиолитов области Кала Эн Нахаль (а): основаны на сумме щелочей относительно кремнезема (TAS-диаграмма) по Le Bas et al. (1986). (б) Дискриминационная диаграмма $Nb / Y - Zr / TiO_2$ (Winchester and Floyd, 1977). (в) Дискриминационная диаграмма $Nb / Y - Zr / Ti$ (Pearce, 1996a). Составлено автором.

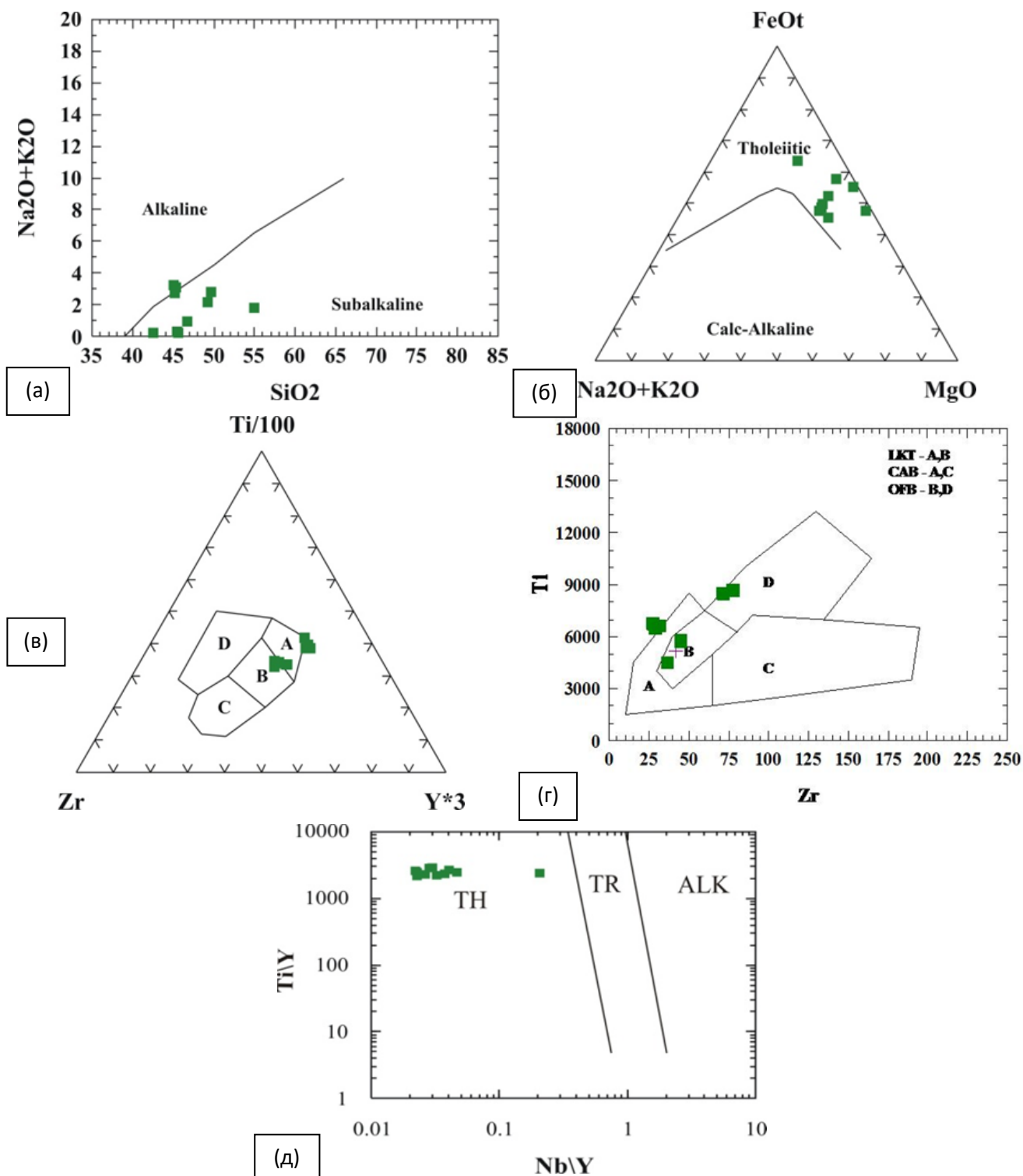


Рисунок 62. График зависимости кремнезема от общего содержания щелочей для подушечной лавы из исследуемой области (границы серий по Irvine and Baragar 1971). (б) Диаграмма AFM, показывающая толеитовый тренд подушечной лавы (поля по Irvine and Baragar 1971) (в): $\text{Ti} / 100\text{-Zr-Y} * 3$ A + B = толеиты с низким содержанием калия; B = базальты дна океана (средино-океанического хребта); B + C = известково-щелочные базальты; D = внутриплитные базальты. Поля по Pearce and Cann (1973). (г) Ti-Zr (Pearce and Cann, 1973). (д) Ti / V-Nb / Y (Pearce, 1996). Составлено автором.

3.3.4.4 Характеристики микроэлементов и редкоземельных элементов

Концентрации РЗЭ в представленных подушечных лавах исследуемой области были нормализованы к значениям REE для хондоритов Boynton (1984) и затем нанесены на график

(Рис. 63а). Картина нормализации показывает плоские структуры HREE с умеренным истощением LREE, аналогичные таковым базальты срединно-океанических хребтов (MORB). Относительно высокие общие концентрации РЗЭ (до $\sim 20 \times$ хондирит) указывают на относительно плодородный лерцолитовый астеносферный источник.

Концентрации микроэлементов нормализованы к составу первичной (примитивной) мантии (Рис. 63б), большинство образцов демонстрируют отражают гладкую структуру, аналогичную MORB, который обеднен более несовместимыми элементами, такими как Rb, Ba и Nb, и, в меньшей степени содержание La. Sr в неизменном базальте колеблется между 90-210 ppm (Berndt et al., 1988). В исследуемом образце большинство этих элементов находится в этом диапазоне, а некоторые из них немного превышают диапазон, что указывает на незначительные изменения подушечной лавы Кала Эн Нахаль (Таблица 7). Положительные пики Sr в основном являются следствием добавления компонентов к мантийному источнику из базальтов путем поступления флюидов из зоны субдукции.

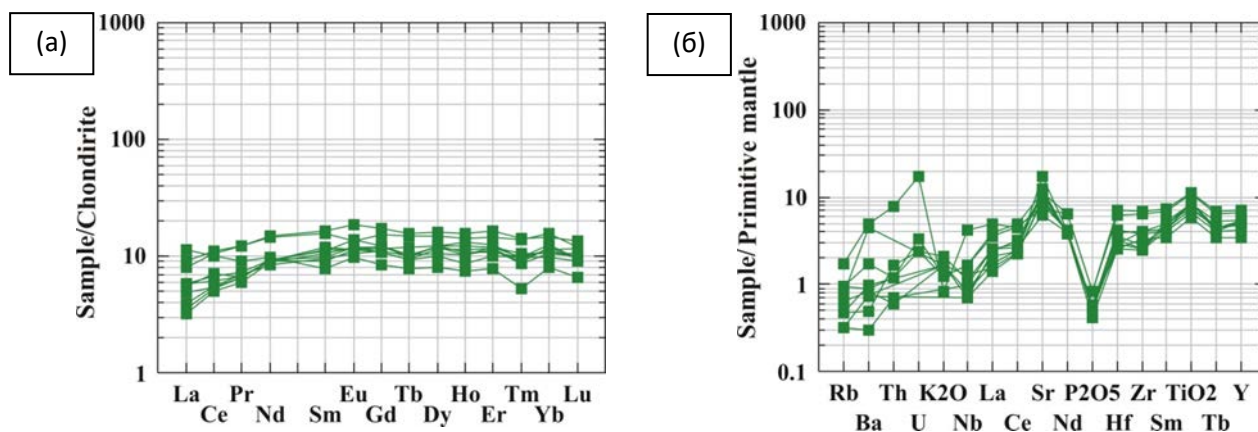


Рисунок 63. (а) Нормированные содержания РЗЭ по хондриту, для изученных подушечных лав. Нормированные значения взяты по В. Бойнтону (Boynnton, 1984). (б) Нормированные на примитивную мантию образцы микроэлементов для изученных подушечных лав. Нормированные значения приведены по McDonough и др. (1991). Составлено автором.

Спайд-диаграммы, нормализованные по MORB, наиболее подходят для эволюционировавших базальтов, андезитов и горных пород, где материнской может быть MORB, а не примитивная мантия (Rollinson, 1993).

На нормированной MORB спайдер- диаграмме для изученных подушечных лав (Рис. 64) в большинстве образцов высоко полевые несовместимые элементы (HFSE) обеднены по сравнению с MORB. Большая часть HFSE отражает исходную композицию. Незначительное обогащение LILE (Sr, Th и Ba) в некоторых образцах в сочетании с обеднением Nb с отрицательной аномалией в большинстве образцах является в некоторой степени признаком влияния флюидов зоны субдукции.

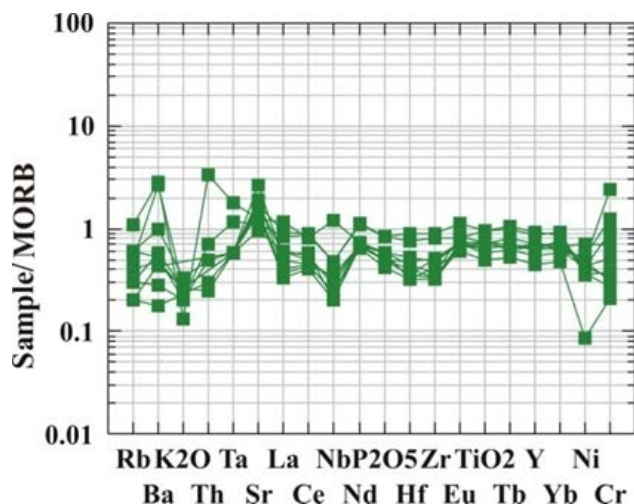


Рисунок 64. Концентрации микроэлементов, приведенные по составу среднего MORB для изученных подушечных лав. Нормированные значения взяты у Bevins et al. (1984).

3.3.4.5 Тектоническая обстановка

Для определения геотектонической обстановки подушечной лавы Кала Эн Нахаль было использовано множество тектонических диаграмм. На дискриминационной диаграмме Zr-с Zr / Y, предложенной Pearce and Norry (1979) для различения MORB, WPT, толеитовых базальтов, которые связаны с субдукцией, таких как базальты задуговых бассейнов и островных дуг (IAB), принятый Floyd et al. (1991). Половина образцов подушечной лавы попадает в поле IAB, тогда как другая половина образцов попадает в поле перекрытия MORB и IAB (Рис. 65а). Эта диаграмма дополняется диаграммой Ti-Zr, представленной Pearce (1982), чтобы очертить поле состава горных пород, подушечная лава разбросана между IAB и перекрывающимся полем MORB и IAB (Рис. 65б). На треугольных диаграммах TiO_2 - $MnO \cdot 10$ - $P_2O_5 \cdot 10$ и $Ti / 100$ -Zr-Sr / 2 (Рис. 66), предложенных Mullen (1983) and Pearce and Norry (1979), подушечные лавы, попадают в поле IAB.

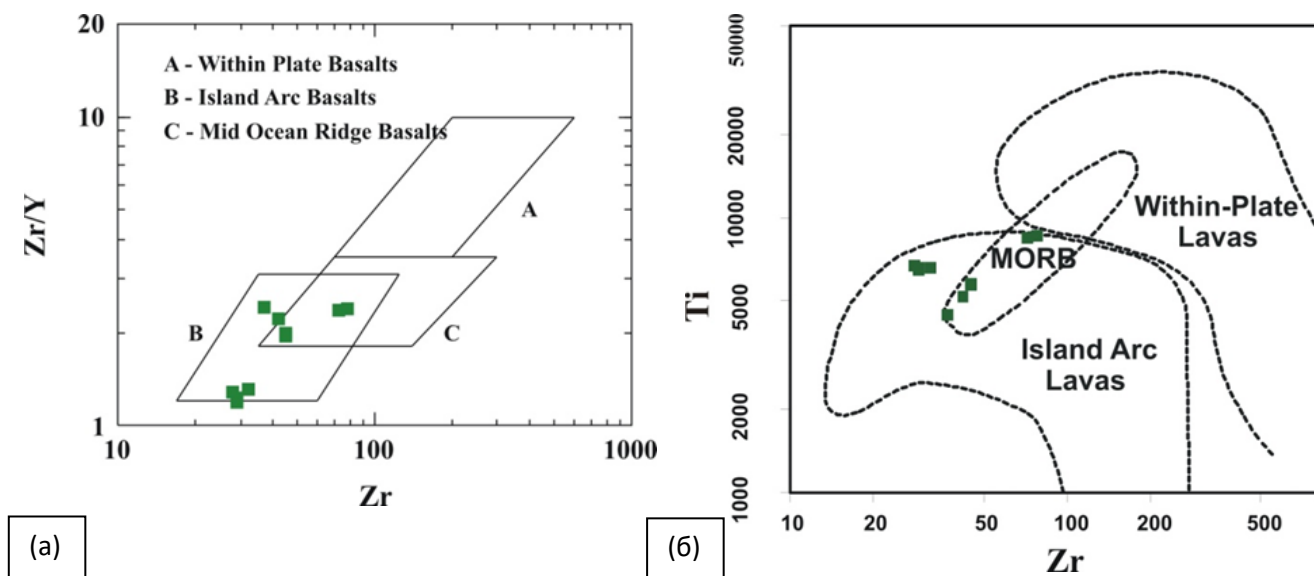


Рисунок 65. Геохимическая диаграмма и диаграмма тектонической обстановки массива Кала Эн Нахаль (А): Zr-Zr / Y. (б) TiO_2 -Zr (Pearce 1980).

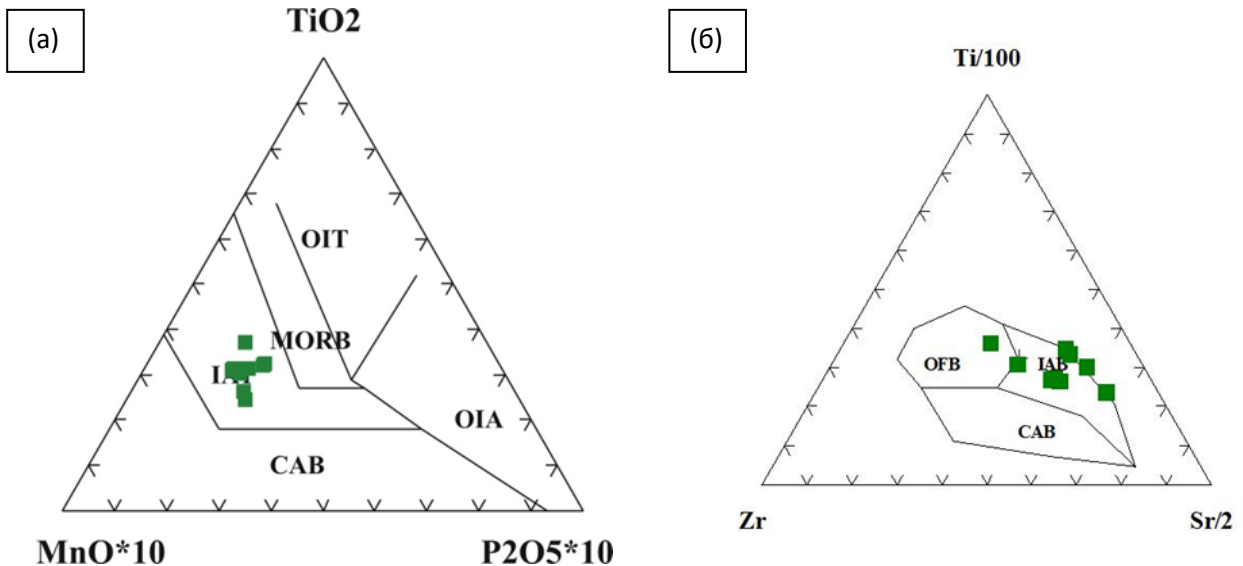


Рисунок 66. Геохимическая диаграмма и диаграмма тектонической обстановки массива Кала Эн Нахаль. (а) $TiO_2 - MnO * 10 - P_2O_5 * 10$. Поля: MORB = базальт срединно-океанического хребта; OIT = толеиты океанических островов; OIA = андезиты океанических островов; CAB = известково-щелочные базальты; IAT = островодужные толеиты по Mullen (1983). (б): диаграмма $Ti / 100 - Zr - Sr / 2$ по Pearce and Cann (1973). OFB: базальты океанического дна (MORB); IAB: островодужные базальты; CAB: известково-щелочной базальт. Составлено автором.

Pearce (2008) использовал Nb и Th для различения тектонических условий для базальтовых пород из-за их сходного поведения во время большинства петрогенетических процессов, а также неподвижность как Th, так и Nb в процессе метаморфизма в низшей фации амфиболитов. Признак субдукции в горных породах подтверждается диаграммой Nb / Yb- с Th / Yb (Рис. 67а), которая показывает, что большинство образцов попадают в поле мантийного массива N-MORB, что указывает на возникновение мантии, это видно по низкому значению Yb (более высокие значения Th отражают более позднее обогащение осадками). Диаграммы Nb / Yb- TiO_2 / Yb и $Nb * 2 - Zr / 4 - Y$ (Рис. 67б и Рис. 67в) также подтверждают наличие мантии N-MORB.

График подушечной лавы Кала Эн Нахаль на диаграмме Nb / Ta-Nb (Рис. 67г) ясно показывает роль тенденции фракционной кристаллизации и вклада осадочного компонента в происхождение магмы (Caulfield et al., 2008; Wang et al., 2016). Кроме того, отношение La / Nb (1,17–3,84) превышает единицу в вулканических породах района Кала-эль-Нахаль, давая предположение об источнике их происхождения- литосферной мантии (DePaolo, Daley, 2000; Etruk et al., 2017).

На диаграммах $Ti / 1000 - V$ (Shervais, 1982; Рис. 68) они расположены в пределах перекрывающихся полей островодужных базальтов, базальтов задуговых и срединно-океанических хребтов. График зависимости Nb от Zr (Tatsumi et al., 1995) различает дуговую и задуговую магму (Рис. 69), большинство образцов стоят в связанном с дугой магматическом поле. Отношения Th / Ta и La / Ta в базальтовых лавах Кала Эн Нахаль (Th / Ta 0,5–2,2, La / Ta 10–20, за исключением одной пробы 28; Таблица 7), аналогичны отношениям офиолитовых лав,

образованных в среде MORB. ($Th / Ta = 0,75-2$, $La / Ta = 10-20$) ниже, чем у среды SSZ ($Th / Ta = 3-5$, $La / Ta = 30-40$) (Elthon, 1991; Pearce, 1991).

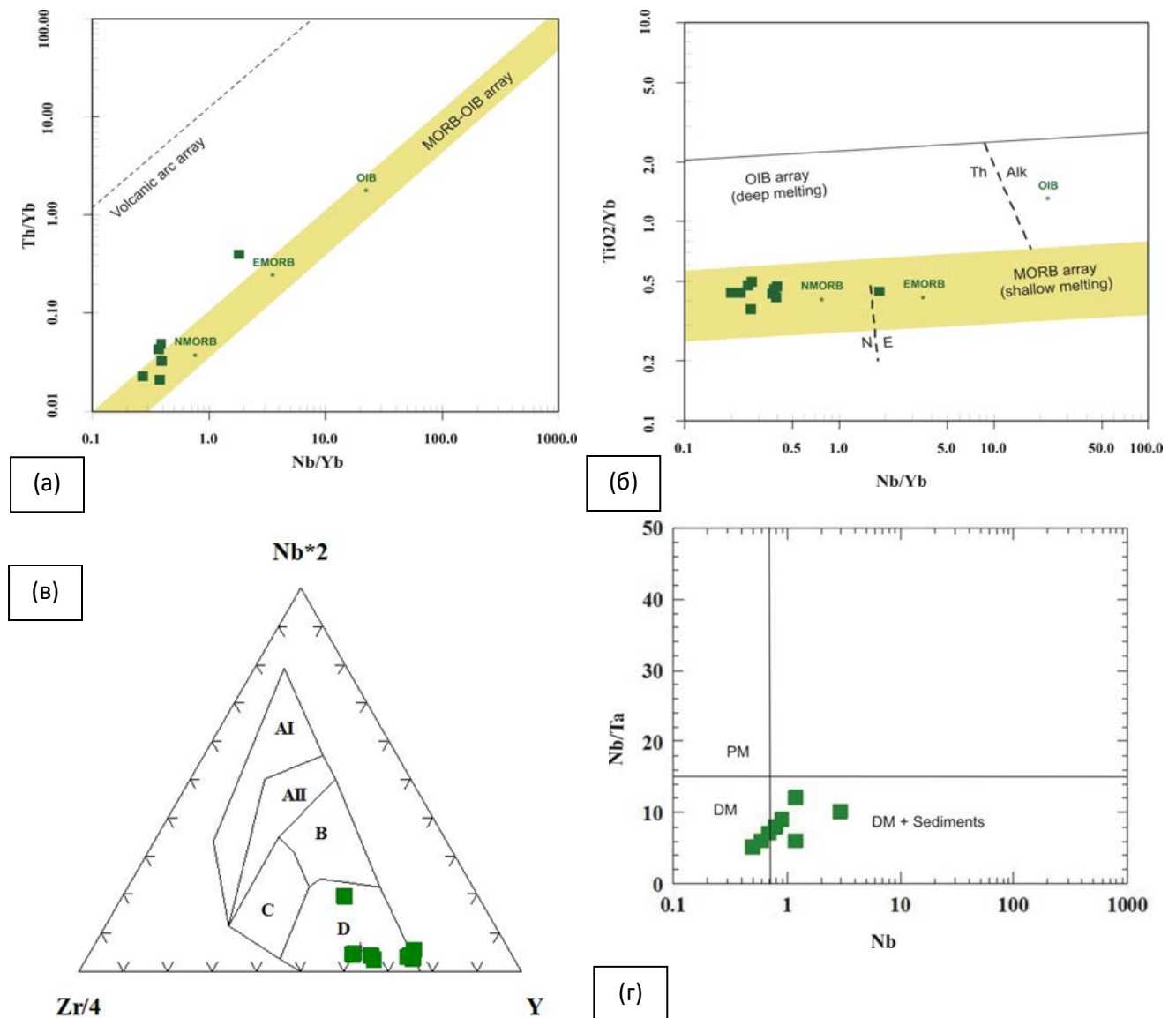


Рисунок 67. . Геохимическая диаграмма и диаграмма тектонической среды для изученных образцов подушечной лавы. (а): $Nb / Yb - Th / Yb$. (б) $Nb / Yb - TiO_2 / Yb$. (в) $Nb * 2 - Zr / 4 - Y$. Поля: Поля: AI, внутриплитные щелочные базальты; AII, внутриплитные щелочные базальты и толеиты; B, MORB типа E; B - внутриплитные толеиты и базальты вулканической дуги; MORB типа D, N и базальты вулканической дуги. (г) Двумерные графики зависимости Nb / Ta от Nb для лав Элнахала. DM = верхняя деплетированная мантия, PM = примитивная мантия. Составлено автором.

Базальтовые подушечные лавы Кала-эль-Нахаль коррелируют с другими офиолитовыми комплексами офиолитов Неотетхана, Марианского, Мирдиты и Семаил (Whattam, Stren, 2011) и офиолитов Дагжука (Xia et al., 2003).

Спектры распределения РЗЭ в лавах Кала-эль-Нахаль сходны с нижними слоями Марианской ФАБ, нижних толеитов Мирдиты (см. Whattam, Stren, 2011) и офиолитов Дагжука (см. Xia et al., 2003). Во всех этих офиолитах лавы имеют плоские нормированные по хондриту спектры REE с умеренным обеднением LREE. Таким образом, сравнение отражает нормальное сходство вулканитов Кала Эн Нахаль с этими нижними толщами, впоследствии офиолиты Кала

Эн Нахаль отражают толеиты FAB / MORB. Большая часть Кала-эль-Нахала отражает состав основных элементов, аналогичный нижним MORB-подобным лавам офиолитов Марианских островов, Мирдиты и Семаил (Whattam and Stren, 2011).

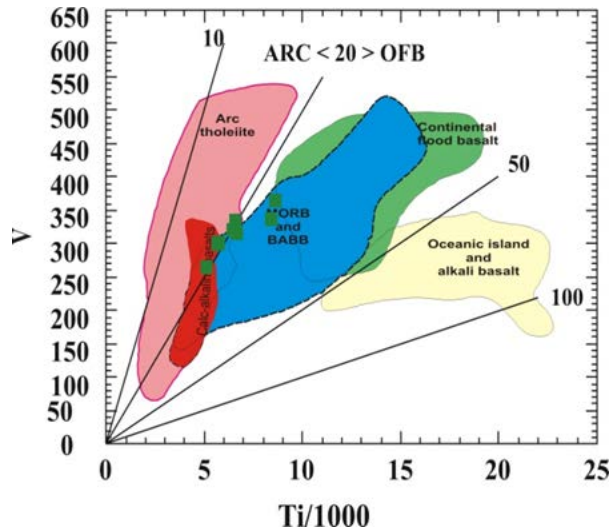


Рисунок 68. Диаграмма зависимости Ti–V, по Shervais (1982). Бонинит (<10); IAB (островодужные базальты) (10-20) BAB (базальты задуговых бассейнов) & MORB (базальты средино-океанических хребтов) (20-50) WPB (внутриплитные базальты); (50-100).

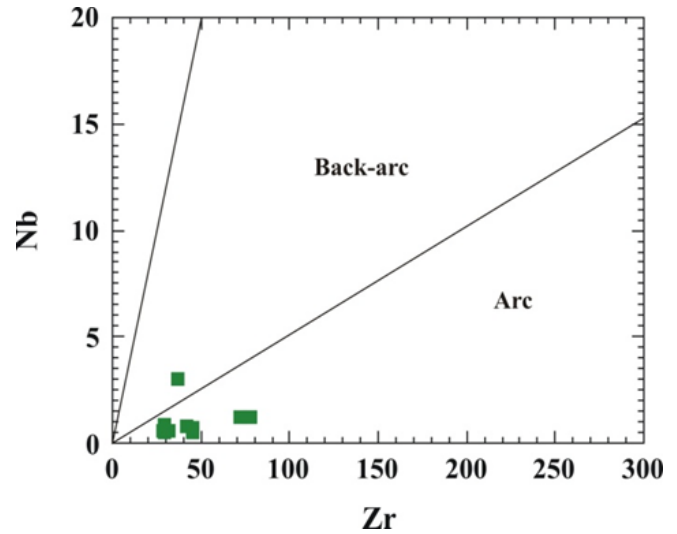


Рисунок 69. Дискриминационная диаграмма Nb -Zr (Tatsumietal., 1995) позволяет различить островодужную и задуговую (тыловая задуговая) магму. Составлено автором.

Исследуемые лавы полностью попадают в поле, которое занимают нижние толеитовые лавы подобно марианским офиолитам FAB, Мирдиты и Семаил. В другом месте сравнение исследуемых лав с Марианской FAB (Марианские острова, желоб), Семаилом и нижними толеитовыми лавами офиолита Мирдита на основе соотношений Ti-V (см. Whattam and Stern, 2011), выявляет сходство с IAB $Ti/V = 10-20$.

Основываясь на диаграммах $Nb \cdot 2 - Zr / 4 - Y$ и $TiO_2 - MnO - P_2O_5$, лавы в настоящей работе демонстрируют сходство с преддуговым офиолитом Дагжука (Xia et al., 2003). С другой стороны, сравнение HFSE (например, Ti, Zr и Y; Рисунок 70) с изученными в настоящее время лавами и нижними лавами Марианской ФАБ позволяет предположить, что лавы Кала Эн Нахаль сформировались в условиях преддуговой обстановки (преддугового бассейна).

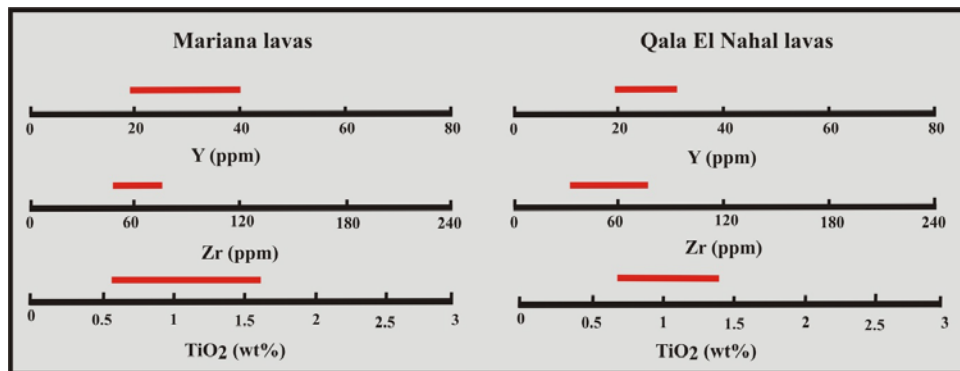


Рисунок 70. Дискриминационная диаграмма TiO_2 (мас.%), Zr (ppm) и Y (ppm) между лавами Кала Эн Нахаль и лавами преддуги Марианских островов (Марианской преддуги). Составлено автором.

4 ГЕОЛОГИЯ, ТЕКСТУРА, СТРУКТУРА И СОСТАВ РАЗЛИЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

4.1 Введение

Офиолиты – это остатки древней океанической коры прошлого и нижележащей верхней мантии, которые под действием тектонических процессов внедрились в континентальные окраины. Они имеют академическое значение, так как они полезны для реконструкции тектонической эволюции региона, в котором они находятся. Офиолиты также важны, поскольку, они содержат некоторую экономически выгодную минерализацию. Драгоценные металлы, золото и элементы платиновой группы (ЭПГ), черные металлы, хром, марганец и титан, а также цветные металлы, кобальт, медь и никель, широко распространены в ультраосновных и мафических породах офиолитовых комплексов. Нерудный хризотил-асбест и нефрит, в основном, встречаются в серпентинизированных перидотитах. Кроме того, также сообщается о некоторых орогенных гранитных интрузиях, присутствие которых, вместе с офиолитовыми породами и метавулканитами, способствуют золотому оруденению. В этой главе обсуждается металлогеническая характеристика изученных офиолитов. Полевые взаимоотношения, способ залегания, текстурные и структурные особенности и состав различных месторождений полезных ископаемых, исследованных в ходе этой работы, будут кратко описаны.

4.2 Хромитовые месторождения

Хромит входит в группу шпинелей $R^{2+}O \cdot R^{3+}_2O_3$. Он имеет аналитический состав $FeO \cdot Cr_2O_3$ с содержанием максимум 68 % Cr_2O_3 и 32 % FeO . Однако он обычно содержит другие элементы, такие как Mg , Zn и Ni , замещающие VR^{2+} , и Fe , Al и Ti , замещающие R^{3+} . Хромит – это типичный акцессорный минерал практически во всех ультраосновных породах. В некоторых случаях зерна хромита могут быть достаточно концентрированными в виде табличек, карандашевидные или неправильной массы, чтобы образовать экономически выгодные месторождения хромита (Coleman, 1977). Более глубокие плутонические части офиолитовых комплексов обычно содержат промышленные месторождения хромита (Coleman, 1977). Из-за их тенденции к образованию линзовидных тел, такие отложения в офиолитах были названы подиформными месторождениями (Thayer, 1964). Появление хромитовых отложений в крупных неофиолитовых слоистых основных-ультраосновных интрузиях, таких как Бушвельдский массив в Южной Африке, был назван «стратиформным хромитом» (Jackson, 1961). Офиолитовый

комплекс Кала Эн Нахаль –Умм Сагата включают в себя подформные месторождения хромита в своей плутонической мантии.

4.2.1 Условия залегания

Хромитовые месторождения хромитовые проявления были найдены) в четырех основных ультрамафических массивах (ультраосновных) районов Кала Эн Нахаль и Умм Сагата. С. Г. Т. Т. (1977) (Рис. 71 и Рис. 72) обнаружил в общей сложности 11 хромитовых месторождений.

Есть два участка, где достаточно сосредоточены хромитовые тела. Одно из них расположено в пределах массива Умм Сагата, на южном склоне холма к северу от деревни Умм Сагата, где ряд рудных тел распределены прерывисто в северо-восточном направлении. Рудные тела (рудные штоки), в основном, простираются с северо-запада на юго-восток, поодиночке с севера на северо-восток; они имеют склонность размещаться, приблизительно, в кулисообразный уступ (enechelon). Рудные тела прерывисто вскрываются на площади около 600 м в длину и около 100 м в ширину. Другой населенный пункт находится к югу от города Кала Эн Нахаль. Рудные тела в этих проявлениях имеют небольшие размеры, 4-10 м в длину и 0,3-1 м в ширину, они имеют сложную форму, в основном, линзообразную и жильную. Местами они раздутые или узкие. Они встречаются в небольшом количестве в неправильных мешковидных и полосчатых формах. Рудные тела простираются в основном на северо-восток, реже на северо-запади запад. Рудные тела имеют относительно сложную форму, линзообразную, прожилок и неправильных масс. Контактные соотношения между рудными телами и вмещающими породами обычно резкие, стремительно меняющиеся и местами их границы зигзагообразны, как зубья пилы.

4.2.2 Текстуры и минеральный состав руды

Хромиты суданских офиолитов показывают (отражают) большое разнообразие текстур. Мелко-вкрапленные, массивные, полосчатые, нодулярные, шаровидные, пестрые (неоднородные), покрытые силикатные, хромитовые сети и хромитовые типы цепочек текстур являются обычными (Abdel Rahman, 1993). Текстурные взаимоотношения хромитовой руды в этой области относительно просты. Хромшпинель в руде в основном от средне до крупнозернистой, обычно 1-3 мм в поперечнике, а в некоторых случаях около 5 мм. В отдельных случаях она микрозернистая, размером от 0,2-0,3 мм. По форме в основном идиоморфные и гипидиоморфные (Рис. 73а). Обычно было идентифицировано три общих типа текстуры каждой гипидиоморфной зернистой, и крупнокристаллической и идиоморфной зернистой текстуры хромитовой руды.

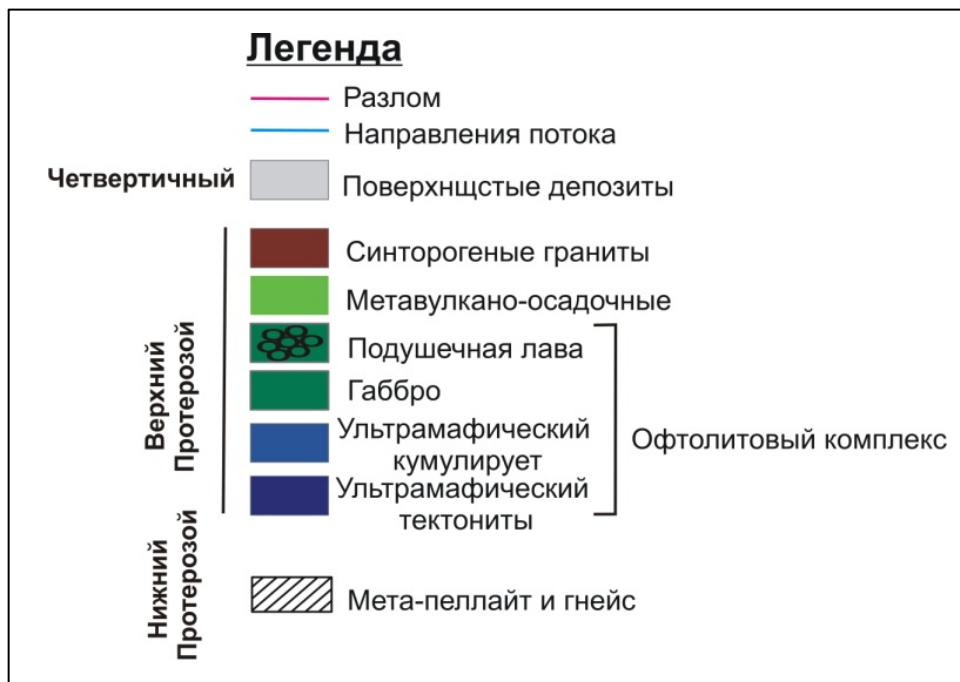
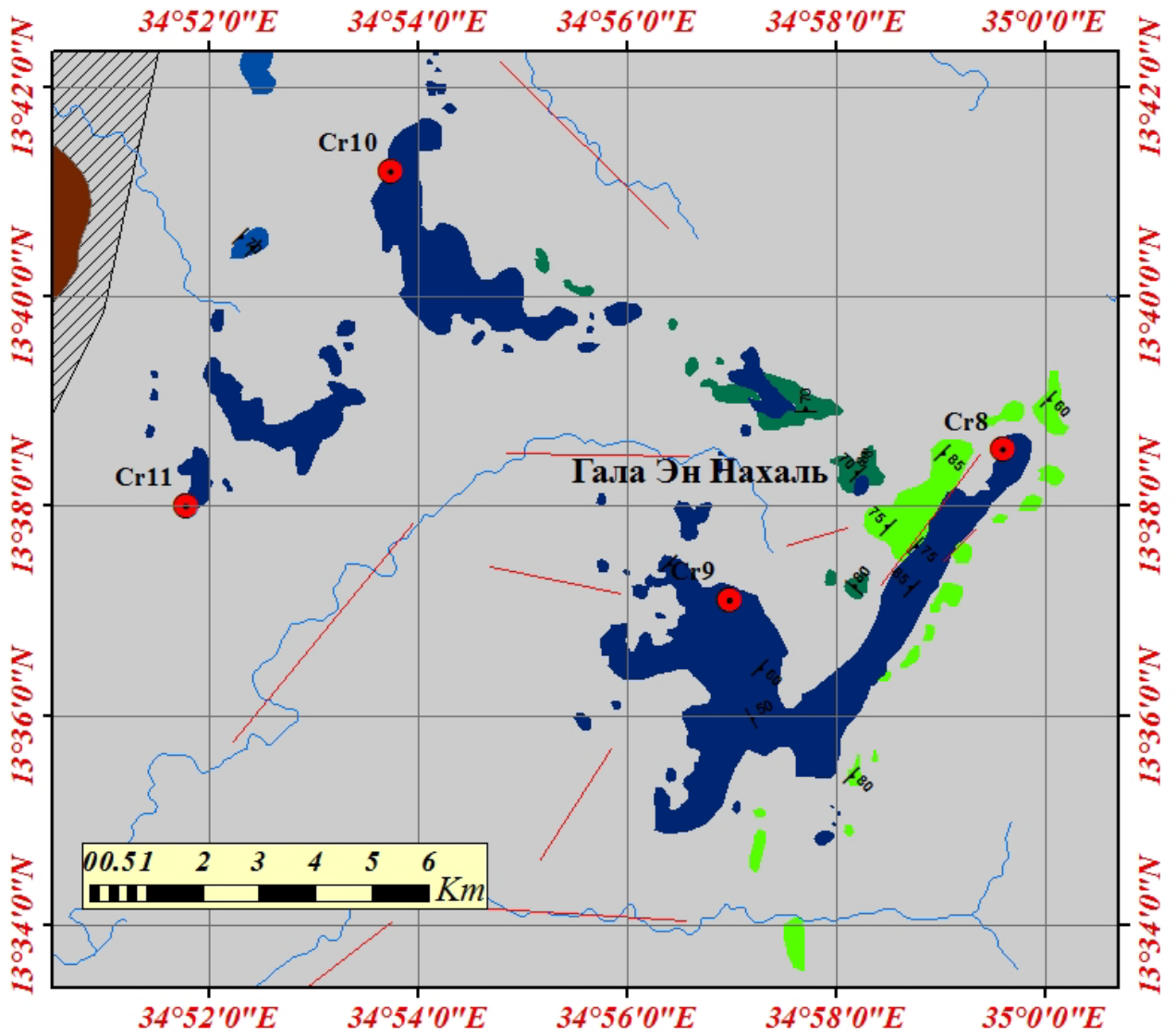


Рисунок 71. Расположение хромита в северо-западной части (район Кала Эн Нахаль) изученного офюлита. Составлено автором.

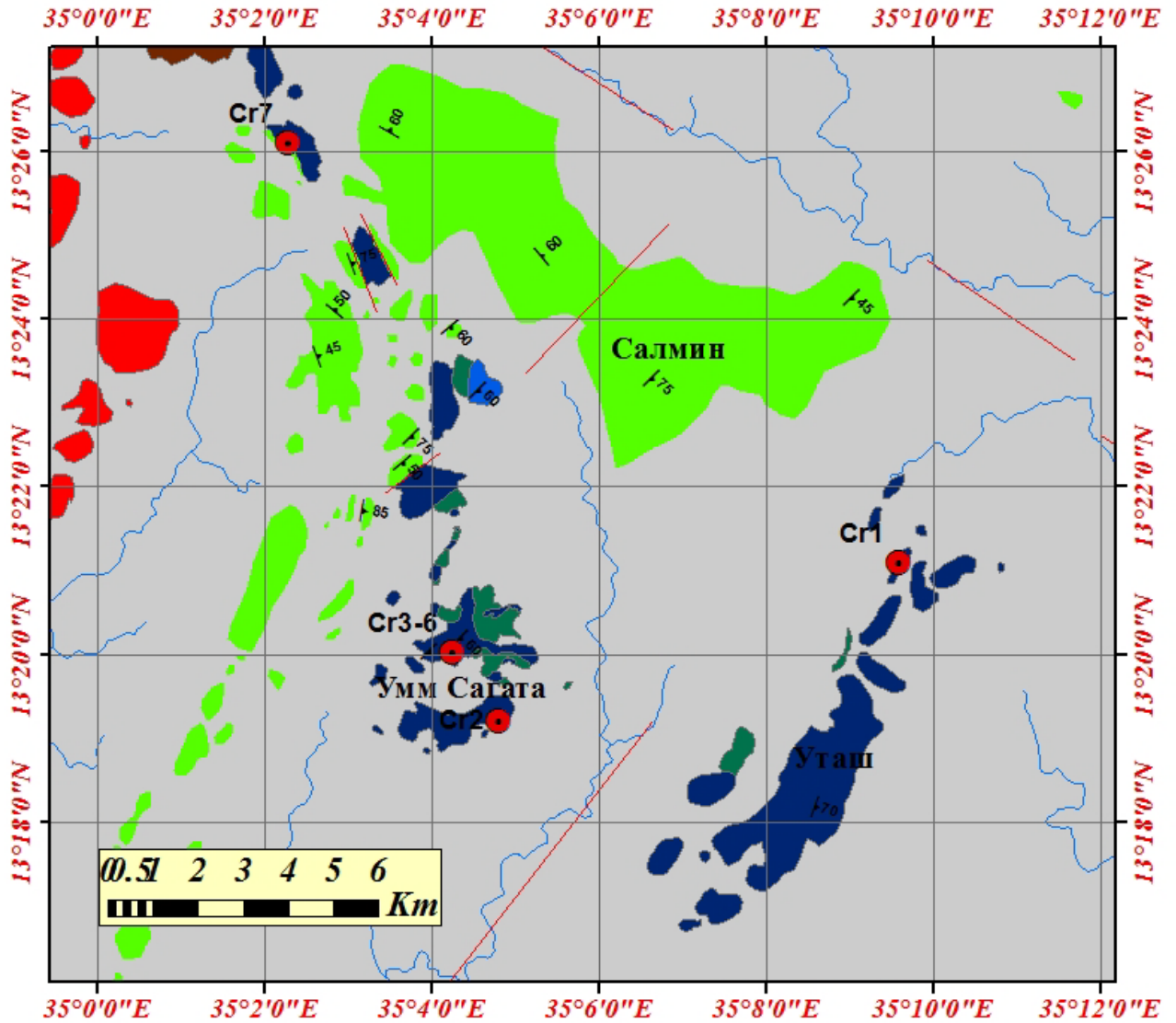


Рисунок 72. Местонахождение хрома в ЮВ части (район Умм Сагата) изученного офеолиита. Составлено автором.

Выявлены три различные рудных структуры хромита, среди которых компактная массивная структура и густовкрапленная структура являются обычными (Рис. 73б и в), иногда пестрыми, с редкими вкрапленными полосчатыми и брекчированными структурами. В компактной массивной структуре кристаллы хромшпинелида встречаются в виде массивных агрегатов или с содержанием около 80% скоплений зерен. Это средне-крупнозернистая текстура и имеют форму кристаллов субидiomорфную. Но по вкрапленному строению и по распространению жильных и рудных минералов хромшпинель можно разделить на густо-, умеренно- и редко вкрапленную структуру.

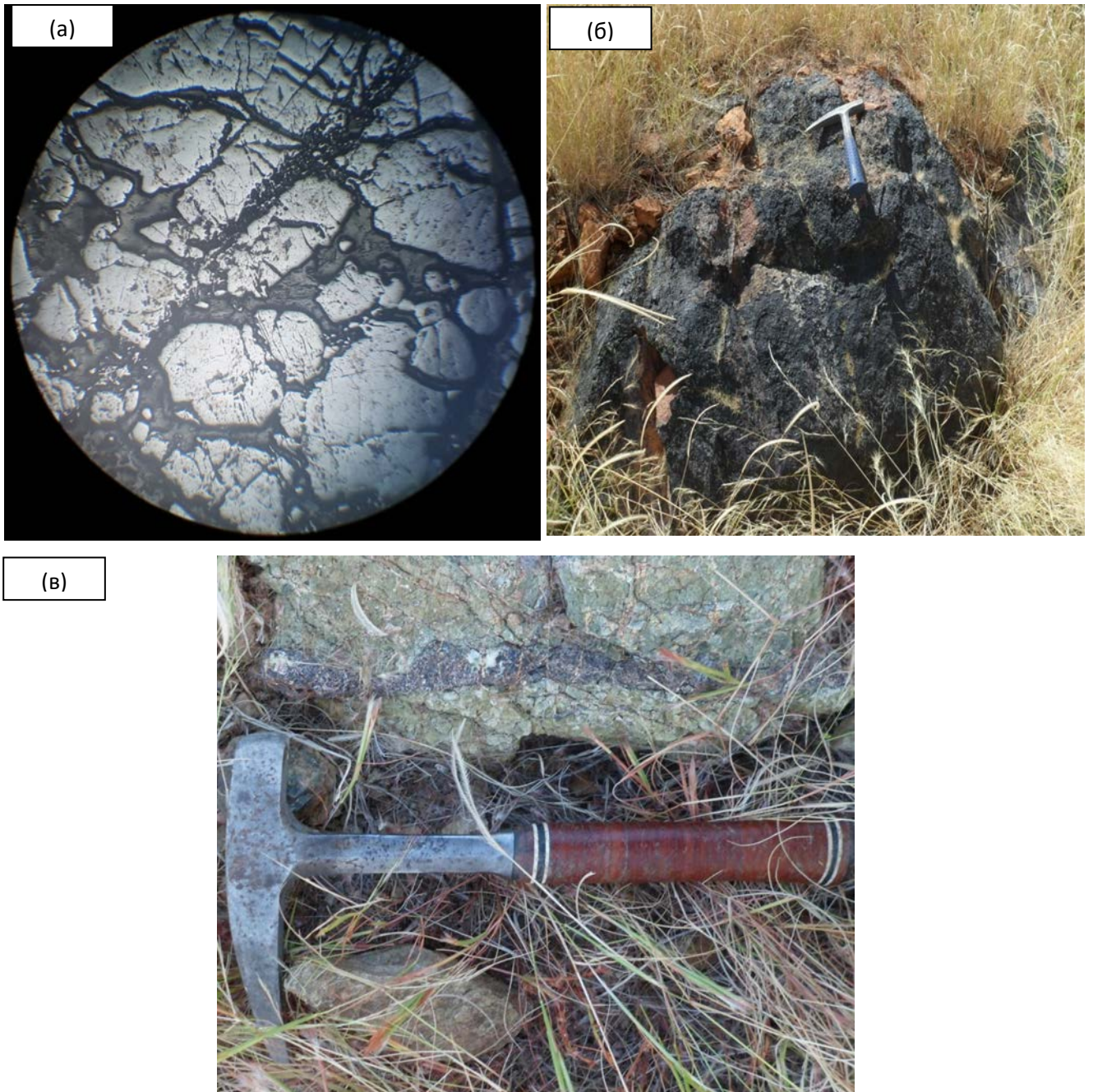


Рисунок 73. (а): микрофотография, показывающая кристаллы хромита от средне-крупнозернистых, от полуэдрических до неидиоморфных ($X 40.7$). (б и в): соответственно массивная и плотно вкрапленная структура. Составлено автором.

Основным рудным минералом является хромшпинель, имеющая серовато-белый цвет, низкую отражательную способность (12-14%) под рудным микроскопом. В ряде случаев хромшпинель изменена и окаймлена феррохромом (богатый железом хромит) и магнетитом. Жильные минералы ганга – это в основном серпентин и хлорит, а иногда тальк и карбонат. Сульфидные минералы миллерит и галенит являются общими вспомогательными фазами. Они образуют идиоморфные и гипидиоморфные зерна в виде включений как в кристаллах хромита, так и в силикатном матриксе. Сплавы элементов платиновой группы и минералы также являются распространенными второстепенными частями породы.

4.2.3 Сульфиды цветных металлов, арсениды и минералы платиновой группы в хромититах

Природная платина и сплавы, богатые платиной известны давно. Элементы платиновой группы (МПП) состоят из шести благородных драгоценных кластеров в периодической таблице. Шесть элементов платиновой группы – это рутений, родий, палладий, осмий, иридий и платина. Элементы платиновой группы преимущественно сконцентрированы в виде определенных минералов этих элементов, известны как минералы платиновой группы (МПП).

Оруденения, которые связаны с элементами платиновой группы (ЭПГ) присутствуют, большей частью, в основных-ультраосновных магматических комплексах. Они сконцентрированы в двух типах месторождений: в крупных слоистых полосчатых интрузиях, особенно в основной зоне комплекса Бушвельд; и месторождения сульфидов Ni-Cu, такие как Норильск (Buchanan, 1988)

В последнее время офиолитовые хромититы являются новой целью, поскольку многие авторы (Costantinides et al., 1980; Johan et al., 1982; Auge, 1985; Legendre and Auge, 1986; Prichard et al., 1986) обнаружили минералы платиновой группы (МПП) в этих месторождениях и в связанных с ними аллювиальные отложения (россыпи). Исследование под микроскопом руд хромититов (хромовой руды), изучаемого офиолитового комплекса, выявило наличие различного парагенезиса металлов платиновой группы (далее – МПП), а именно: сплавы МПП; сплавы элементов платиновой группы (далее – ЭПГ) и МПП с сульфидами цветных металлов, простые сульфиды, сульфоарсениды, самородное железо, платинитов, медно-оловянные сплавы (бронза) и медно-никелево-оловянные (медно-никелевые) сплавы. Золоторудная минерализация приурочена (связана) напрямую с зоной сдвига. Присутствие линзообразных хромитов в изученных серпентинитах считается типичным для офиолитовых из надсубдукционных зон с содержанием Cr #и для сходными с ними субвулканическими офиолитами и бонинит производными хромитами, которые были получены из бонинитов. На проявление хромититов в офиолитовых комплексах указывает низкое содержание Rh, Pt, Pd по сравнению с Os, Ir и Ru.

Положительная динамика для одного участка линзообразных хромитов офиолитовых комплексов необычна и может указывать на ремобилизацию и обогащение ЭПГ во время процесса серпентинизации, а также на поздний гидротермальный процесс. Исследования руды хромитов ((хромовой руды)) под микроскопом, изучаемого офиолитового комплекса, выявило наличие различного парагенезиса металлов платиновой группы (далее – МПГ), а именно: сплавы МПГ; сплавы элементов платиновой группы (далее – ЭПГ) и МПГ с сульфидами цветных металлов, простые сульфиды, сульфидами, арсенидами, антимонидами сульфоарсениды, самородное железо, платинитов, медно-оловянные сплавы (бронза) и медно-никелево-оловянные (медно-никелевые) сплавы, а также сплавы медь-цинк, никель-железо, медь-олово и никель-медь-олово. Эти фазы были изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа. Анализы были выполнены в Московском государственном университете (МГУ) на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенный энерго-дисперсионным спектрометром INCA X-Maxn (площадь активной зоны кристалла 50 мм², сверхтонкое окно ATW-2) с разрешением 124 эВ (Mn Ka, 20 кВ). Аналитические данные для ассоциации сульфидов цветных металлов (base metal sulfides (BMS)) и PGM показаны в Таблицах 9, 10 и 11. Минералы цветных металлов (BMM) состоят преимущественно из сульфидов цветных металлов (BMS), арсенидов и сульфидов и встречаются в виде включений в хромите или в силикатной матрице. Минералы сульфидов цветных металлов – это в основном миллерит (NiS), который встречается в основном в виде первичных минералов от идиоморфных до субидиоморфных зерен, заключенных в хромит, или в виде вторичных идиоморфных минералов в силикатной или магнезитовой матрице (в силикатном цементе) (Рис. 74а и б). Никелин редко встречается в виде отдельных мелких зерен внутри хромита, но иногда образует сложные зерна с миллеритом (желтый никелевый колчедан) (Рис. 74в и г). Галенит (PbS) встречается в виде мелких зерен, идиоморфных и гипидиоморфных, в основном, в силикатной матрице (Рис. 74д). Латунь (CuZn) встречается в составе хромита в виде ксеноморфного зерна (Рис. 75а).

Таблица 9 – Аналитические данные, полученные при помощи сканирующего электронного микроскопа (SEM) для сульфидов цветных металлов (BMS) и арсенидов в хромититах изученных офиолитов.

Sample	Fe	Ni	S	As	Sb	Sample	Fe	Ni	S	As	Sb
Cr9_03	1.50	61.42	37.08	nd	nd	M28_09	nd	64.24	35.76	nd	nd
Cr9_04	2.25	60.36	37.39	nd	nd	M28_04	nd	63.49	36.51	nd	nd
Cr9_07	1.37	64.84	33.79	nd	nd	M28_08	nd	63.45	36.54	nd	nd
Cr10_01	2.03	60.70	37.26	nd	nd	M28_12	nd	65.85	32.73	1.42	nd
Cr10_02	1.27	62.72	36.01	nd	nd	Cr1_04	nd	44.34	0.53	54.53	0.61
Cr10_12	1.09	59.46	39.45	nd	nd	M28_10	nd	45.59	5.52	48.89	nd
Cr10_09	1.48	63.04	35.48	nd	nd	Cr1_04	nd	44.34	0.53	54.53	0.61

Сложное зерно состоит из сплавов цветных металлов неизвестных минералов (Таблица 9). Исходя из стехиометрии, сплав может быть $\text{Ni}_1\text{Fe}_{6.4}$, $\text{Ni}_1\text{Cu}_{22.36}\text{Sn}_{1.94}$ и $\text{Ni}_1\text{Cu}_{3.1}\text{Sn}_{1.32}$, заключенными в силикатную матрицу (Рис. 75б).

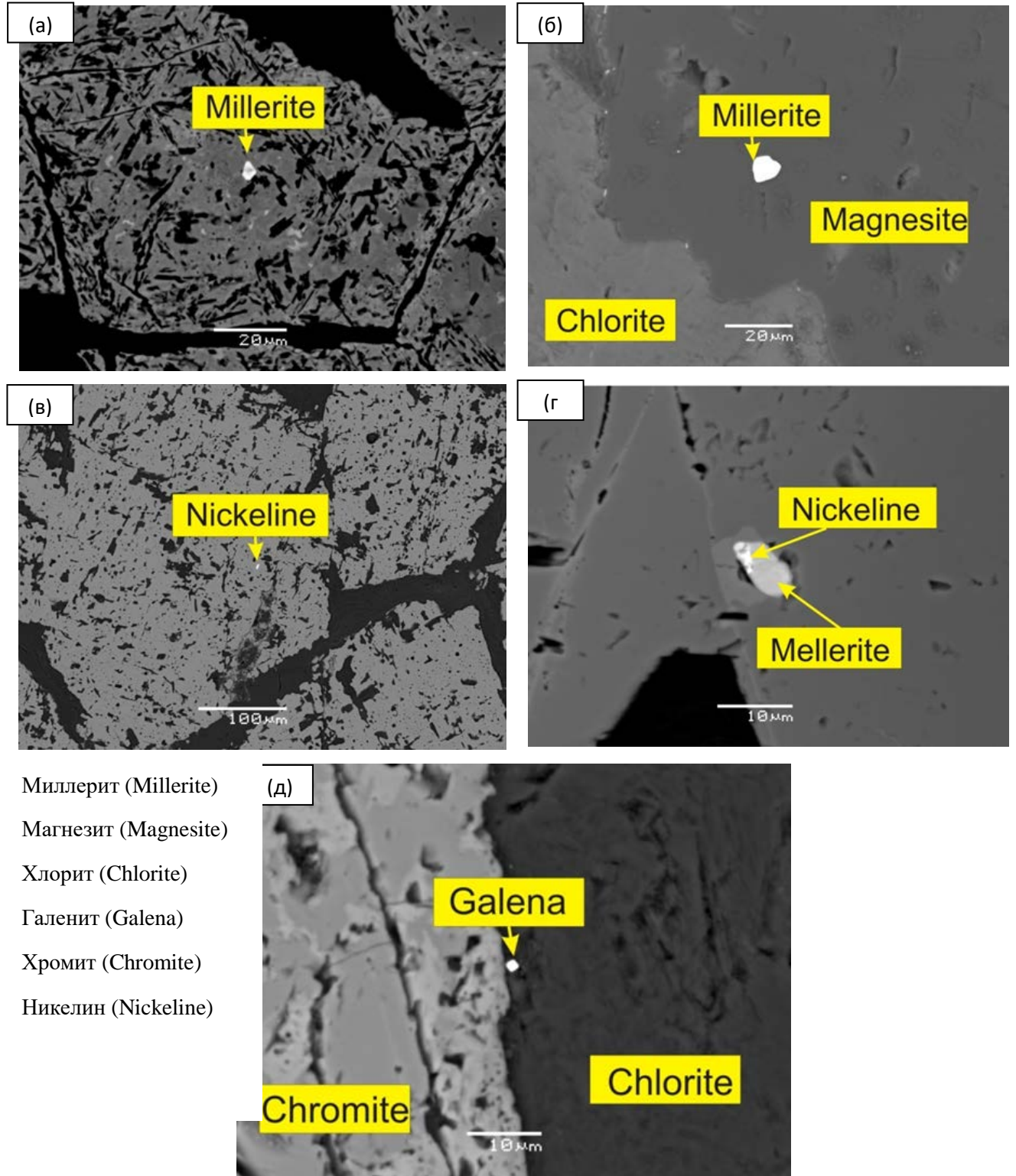


Рисунок 74. Обратные рассеянные электронные изображения (БСЭ) миллерита, никелина и галенита в исследуемом хромите. Составлено автором.

Таблица 10 – Аналитические данные, полученные с помощью сканирующего электронного микроскопа (SEM) для сплава основного металла из изученных офиолитов.

Sample	Cu-Zn alloy		Ni-Fe alloy	Ni-Cu-Sn alloy	
	Cr9_14	Cr9_15	Cr2_01	Cr2_02	Cr2_03
Fe	2.16	1.71	77.49		
Ni	0.76	0.13	12.68	3.32	13.91
Cu	54.15	62.24	4.95	80.37	46.75
Zn	42.93	35.92	nd	nd	nd
Sn	nd	nd	0.95	13.01	37.26
Cr	nd	nd	1.6	nd	nd

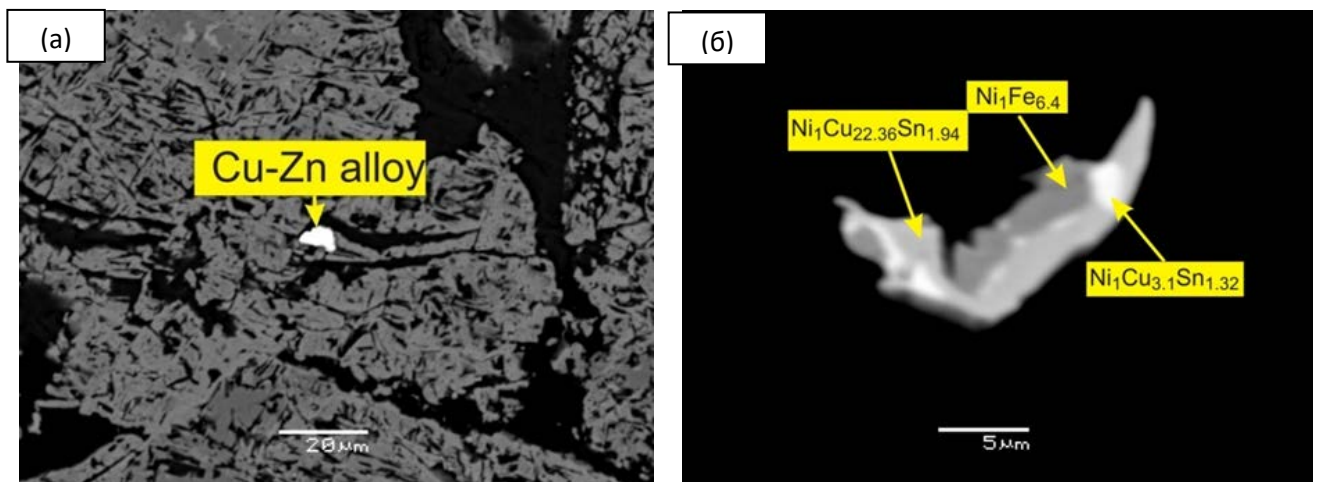


Рисунок 75. Обратнорассеянные электронные изображения (БСЭ) латуни (Cu-Zn) и сплавов основных металлов неизвестных минералов в исследуемом хромите. Составлено автором.

Таблица 11 – Аналитические сплавы ЭПГ и минералы из изученных офиолитов с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ). Составлено автором.

	laurite-er.	Ru-Ir-Os	Ru-rich	sperrylite	Pt rich	RhSb2	Pt-Au-Sb	brithauptite
Sample	M28_14	M28_15	Cr2_10	Cr2_09	Cr2_12	Cr2_14	Cr2_13	Cr2_13
Ba	nd	nd	2.54	nd	nd	nd	nd	nd
Co	0.47	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	0.58	nd	5.30	0.23	nd	nd	nd	31.52
Cu	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1.51	nd
Ru	24.99	13.00	83.41	nd	nd	nd	nd	nd
Os	31.54	57.27	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ir	8.64	29.74	8.75	nd	nd	nd	nd	nd
Pt	nd	nd	nd	58.91	99.55	11.89	44.08	nd
Pd	nd	nd	nd	nd	0.45	nd	nd	nd
Rh	nd	nd	nd	nd	nd	20.98	2.28	0.90
As	5.75	nd	nd	40.87	nd	1.00	nd	0.96
S	28.05	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Au	nd	nd	nd	nd	nd	nd	33.38	nd
Sb	nd	nd	nd	nd	nd	66.13	18.73	66.62

В изученных хромититах выявлены два типа платиновой минерализации: 1) первичные (магматические) платиновые металлы (IPGEm), образовавшиеся при высоких температурах; и (2) вторичные МПГ (PPGEm), образованный метасоматическим процессом в течение серпентинизации и позднего гидротермального процесса – карбонатизации. Эти различные ассоциации МПГ отражают разные этапы образования хромититов и их вмещающих дунитовых и гарцбургитовых пород. Хромититы содержат первичные МПГ (IPGEm) и преобладают над хромититами, содержащие вторичные МПГ (PPGEm). Магматические МПГ включают серию лаурит-эрлихманит ($\text{RuS}_2\text{-OsS}_2$), сплав Os-Ir-Ru (ротениридосмин с минеральной формулой $\text{Os}_{0.52}\text{Ir}_{0.26}\text{Ru}_{0.22}$) и сплав, богатый Ru (80 мас.% Ru), как идиоморфные, так и гипидиоморфные зерна внутри хромита или на границе между хромитом и матрицей (Рис. 76а, б и в).

Вторичные МПГ включают самородную платину (Pt), сперрилит (PtAs_2), неизвестный минерал $\text{Pt}_3\text{Au}_2\text{Sb}_2$, безымянный минерал RhSb_2 , который образует композитные зерна с брейтауптитом (NiSb). Они представляют собой большие ксеноморфные или иногда удлиненные кристаллы, заключенные в матрицу или вдоль трещин хромита (Рис. 76в и г).

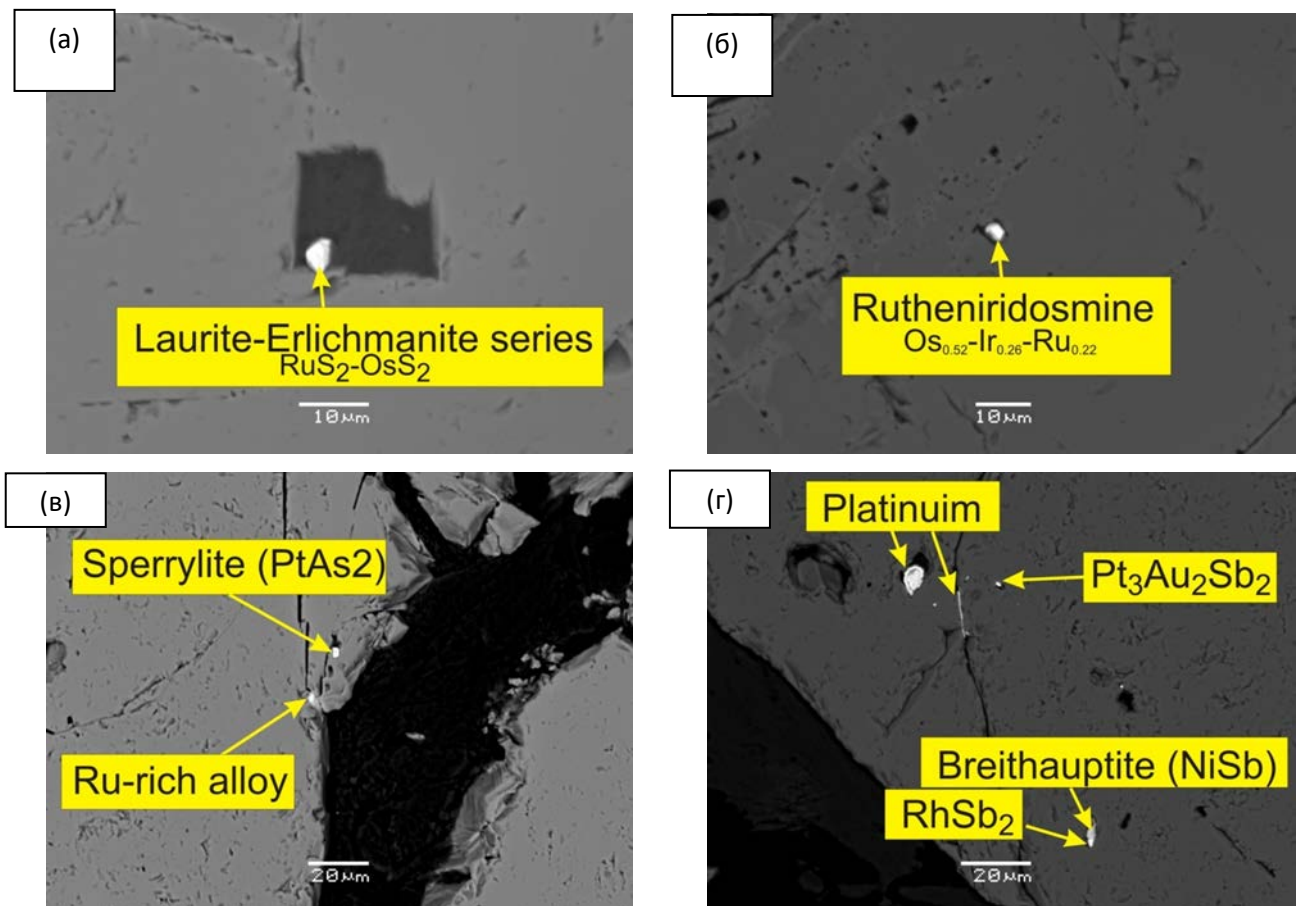


Рисунок 76. Обратные рассеянные изображения в отраженных электронах (BSE) сплавы и минералы ЭПГ в исследуемом хромите. Составлено автором.

4.3 Лиственит

При разведке полезных ископаемых очень важным аспектом является распознавание различных типов горных пород, которые служат маркерами для экономически значимых полезных ископаемых. Среди таких пород наиболее ценными являются породы, в которых зафиксированы гидротермальные изменения и метасоматоз.

Влияние гидротермальных флюидов в толщах пород, которые сложены ультраосновными породами, приводит к широкому спектру развития метасоматитов, включая характерную ассоциацию пород, называемую «лиственитом». Лиственит, в буквальном смысле, состоит из кварца, карбоната и богатой хромом слюды, образовавшейся в результате карбонатизации ультраосновных и / или офиолитовых пород.

Листвениты и родственные им метасоматиты являются продуктами гидротермальной системы, реагирующие с ультраосновными породами. Они важны, так как они первые ориентиры по исследованию. На более поздних стадиях геологические структуры, которые могут облегчить ремобилизацию внутренних металлов лиственитов, являются важным вторичным контролем.

Золото в следовых количествах в основных-ультраосновных породах мобилизовалось и откладывается во время гидротермальных изменений в сульфидах и арсенидах, а затем повторно осаждается в более поздних структурах. Обычно они связаны с другими метасоматитами, включая кварц-карбонатные породы, тальк-кремнеземно-карбонатные породы и серпентин-тальк-хлорит-карбонатные породы. Лиственит под микроскопом состоит в основном из кварца и карбонатов, а также из вторичных фуксита и непрозрачных минералов.

4.3.1 Карбонатные минералы

Многие образцы карбонатных минералов были проанализированы из лиственита (Таблица 12). Это наиболее распространенные минералы, встречаются в виде агрегатов от средних до крупных. У них высокие значения MgO в диапазоне от 36,2 до 42,37. В них мало CaO. Они классифицируются в основном как магнезиты.

Таблица 12 – Электронно-зондовый анализ карбонатных минералов. Составлено автором.

Samplas	1	2	3	4	5	6	7	8
FeO	3.62	3.52	9.46	3.90	11.04	10.58	8.93	9.81
MgO	42.04	42.28	38.31	42.32	37.26	37.20	38.36	37.62
MnO	0.00	0.01	0.08	0.02	0.18	0.18	0.18	0.26
CaO	0.11	0.08	0.09	0.07	0.09	0.19	0.21	0.25
SrO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
ZnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00
CO ₂	54.21	54.07	52.06	53.69	51.35	51.81	52.31	52.05

Окончание таблицы 12

Samplas	9	10	11	12	13	14	15	16
FeO	3.87	9.56	5.69	9.10	9.95	3.89	7.47	5.59
MgO	42.37	38.03	40.95	36.20	38.33	41.74	39.73	41.67
MnO	0.04	0.07	0.16	0.14	0.06	0.35	0.08	0.02
CaO	0.11	0.10	0.03	0.13	0.08	0.26	0.06	0.08
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.03	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CO ₂	53.45	52.18	53.14	54.37	51.49	53.76	52.66	52.65

4.3.2 Сульфидные минералы

Минеральные формулы, рассчитанные на основе анализа (Таблица 13) сульфидных минералов, показали, что большинство сульфидных минералов представляют собой сульфоарсенид (герсдорфит) с минеральной формулой NiAsS. К пентландиту с минеральной формулой (Fe, Ni)₉S₈ приписывают только один образец, находящийся в виде мелких идиоморфных зерен (Рис. 77). Содержание Ni (от 21,48 до 33,98) и содержание As (от 42,48 до 44,4) для герсдорфитов. Содержание Co относительно низкое как в герсдорфите, так и в пентландите – от 0,42 до 8,64.

Таблица 13 – Электронно-зондовый анализ сульфидов. Составлено автором.

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	0.34	0.36	4.62	1.13	30.94	4.97	0.71	0.54
Ni	33.16	33.98	21.70	32.66	32.84	29.48	32.98	32.74
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.00	0.02	0.04	0.11	0.01	0.12	0.04	0.03
As	43.24	43.26	44.40	42.48	0.05	43.28	43.42	42.69
S	19.58	19.17	19.06	19.51	34.37	19.83	19.87	19.69
Te	0.03	0.00	0.00	0.03	0.05	0.02	0.03	0.06
Cu	0.00	0.00	0.01	0.03	0.06	0.07	0.01	0.03
Sb	0.24	0.27	0.13	0.12	0.02	0.19	0.22	0.64
Co	2.04	1.55	8.64	2.47	0.42	1.42	2.11	1.72
Ag	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
Total	98.66	98.62	98.61	98.53	98.74	99.40	99.39	98.13

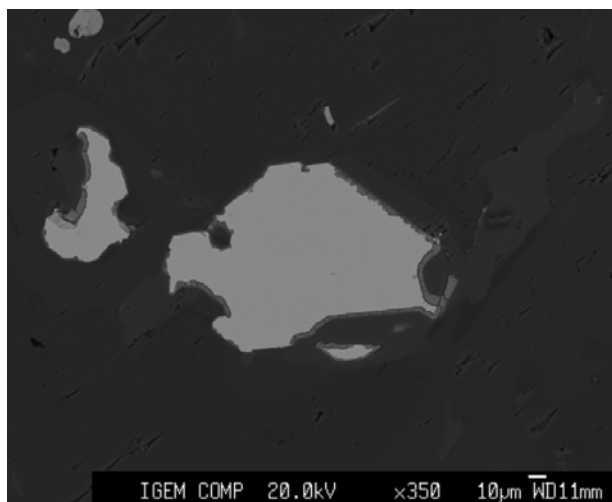


Рисунок 77. Обратные рассеянные изображения (BSE) сульфидных минералов в изученных листовниках.

4.3.3 Белая слюда с высоким содержанием хрома (фуксит и марипозит)

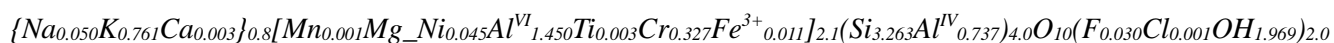
Фуксит – это зеленоватая хромосодержащая разновидность мусковита (трехвалентный Cr заменяет Al в кристаллической структуре), а марипозит – это хромосодержащий фенгит. Они представляют собой необычную комбинацию хрома и калия, которая не встречается при магматической кристаллизации, но может отражать множество постмагматических процессов (Martyn and Johnson, 1986). С притоком калиевых гидротермальных флюидов в тектонические структуры первичные ферромагнезиальные силикаты во вмещающих породах замещаются карбонатами Mg – Fe (–Ca). Кремнезем высвобождается в процессе образования кварца и белой хромистой слюды (фуксита / марипозит) в результате калиевого метасоматоза вмещающих пород (Uçurum, 2000). Присутствие фуксита в листвените, богатом кремнеземом, указывает на то, что это типичный лиственит (Halls, Zhao, 1995, Akbulut et al., 2006).

Богатый хромом член группы слюды представляет собой отдельные минералы лиственита из этого региона. Они имеют зеленый цвет. Слюда образует неправильные крупные агрегаты и прожилки очень мелких пластинчатых кристаллов в микротрещинах магнезита и кварца (рис. 77а). Они содержат высокие константы Cr₂O₃ от 3,94 до 7,35 (0,214–0,401 apfu Cr) (Таблица 13). Октаэдрический Al⁺³ является доминирующим катионом в позиции О (от 1,291 до 1,655 apfu), в то время как содержание октаэдрических Mg и Fe⁺² составляет только 0,188 и 0,367 apfu соответственно (Таблица 13). Количество межслоевых катионов (K, Na, Ca) достигает от 0,425 до 0,889 apfu; от этого 0,395–0,826 K, следовательно, слюду можно отнести к мусковиту. Средняя расчетная минеральная формула составляет.

Богатый хромом элемент группы слюды представляет собой отдельные минералы лиственита из этого участка.

Они имеют зеленый цвет. Слюда образует неправильные крупные агрегаты и прожилки очень мелких пластинчатых кристаллов в микротрещинах магнезита и кварца (Рис. 78а). Они содержат высокие константы Cr₂O₃ от 3,94 до 7,35 (0,214–0,401 apfuCr) (Таблица 14). Октаэдрический Al⁺³ является доминирующим катионом в позиции О (от 1,291 до 1,655 apfu), в то время как содержание октаэдрических Mg и Fe⁺² составляет только 0,188 и 0,367 apfu соответственно (Таблица 13). Количество межслоевых катионов (K, Na, Ca) достигает от 0,425 до 0,889 apfu; от этого 0,395–0,826 K, следовательно, слюду можно отнести к мусковиту.

Средняя расчетная формула минерала:



С использованием программы MineralCalc v1.1 Е. Кориневского. На классификационной диаграмме, построенной Tischendorf et al. (2007) проанализированные образцы отнесены к мусковиту (Рис. 78б). Они также классифицируются в основном как фенгиты и мусковиты

согласно классификационной диаграмме (Рис. 78в) по Tischendorf et al. (2004), который отделяет фенгит от мусковита.

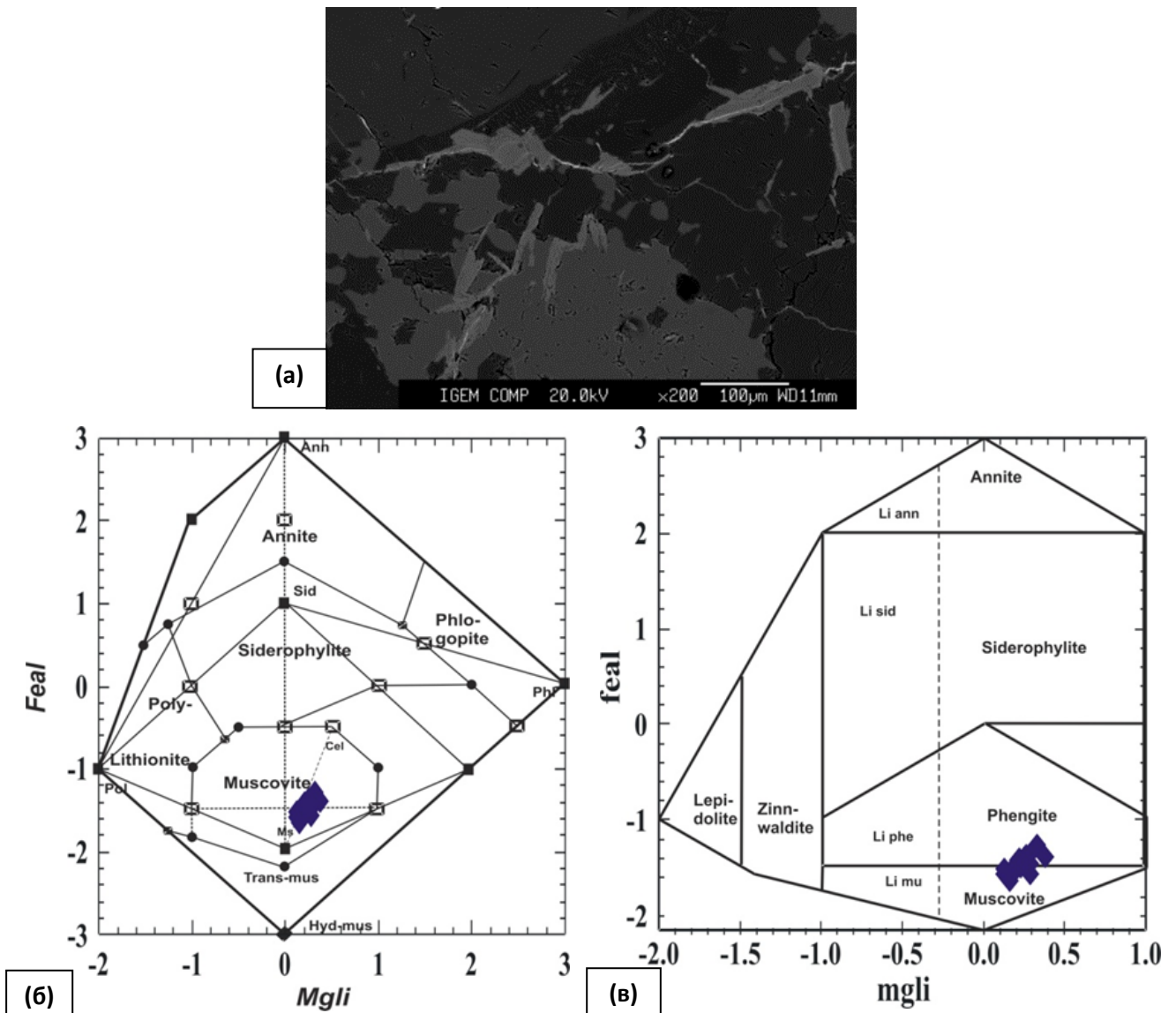


Рисунок 78. (а) Изображения в отраженных электронах (BSE) фуксита в изученных листовниках. (б) диаграммы классификации калиевых слюд (Tischendorf et al. 2007) для анализируемых слюд, которые в основном классифицируются как мусковит. (в) диаграммы классификации калиевых слюд (Tischendorf et al. 2004) для анализируемых слюд, которые классифицируются как фенгит и мусковит. Составлено автором.

Таблица 14 – Электронно-зондовый анализ фуксита. Составлено автором.

Sample	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	48.24	48.49	47.87	47.60	47.28	48.31	49.04
TiO ₂	0.04	0.06	0.09	0.06	0.03	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	27.84	24.39	26.89	27.05	28.53	27.15	27.54
Cr ₂ O ₃	7.02	6.47	7.00	6.69	5.34	7.35	6.32
FeO	0.07	0.33	0.15	0.12	0.16	0.23	0.17
MnO	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05
MgO	1.92	3.16	2.06	1.98	2.50	2.47	2.12
CaO	0.03	0.17	0.01	0.03	0.03	0.00	0.03
Na ₂ O	0.39	0.44	0.34	0.34	0.35	0.40	0.36
K ₂ O	8.58	9.37	9.14	8.62	8.19	8.53	8.64

Продолжение таблицы 14

Sample	13	14	15	16	17	18	19
F	0.17	0.00	0.18	0.28	0.14	0.14	0.20
Cl	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
NiO	0.24	1.37	0.26	0.24	0.75	0.19	0.35
Total	94.48	94.28	93.90	92.89	93.25	94.83	94.78
TSi	3.254	3.322	3.265	3.269	3.222	3.254	3.298
TAIV	0.746	0.678	0.735	0.731	0.778	0.746	0.702
TB	0	0	0	0	0	0	0
TFe3	0	0	0	0	0	0	0
MLi	0	0	0	0	0	0	0
MFe2	0	0	0	0	0	0	0
MMn	0.001	0.002	0	0	0	0.002	0.003
MMg	0.193	0.323	0.209	0.203	0.254	0.248	0.213
MZn	0	0	0	0	0	0	0
MNi	0.013	0.076	0.014	0.013	0.041	0.01	0
MAIVI	1.467	1.291	1.426	1.459	1.513	1.409	1.48
MTi	0.002	0.003	0.005	0.003	0.002	0.004	0.003
MCr	0.374	0.35	0.377	0.363	0.288	0.391	0.336
MV	0	0	0	0	0	0	0
MFe3	0.004	0.019	0.009	0.007	0.009	0.013	0.01
INa	0.051	0.058	0.045	0.045	0.046	0.052	0.047
IK	0.738	0.819	0.795	0.755	0.712	0.733	0.741
IRb	0	0	0	0	0	0	0
ICs	0	0	0	0	0	0	0
ICa	0.002	0.012	0.001	0.002	0.002	0	0.002
IBa	0	0	0	0	0	0	0
ISr	0	0	0	0	0	0	0
OH	1.964	1.998	1.961	1.938	1.969	1.969	1.957
cF	0.036	0	0.039	0.061	0.03	0.03	0.043
cCl	0	0.002	0	0.001	0.001	0.001	0
Phl	0	0	0	0	0	0	0
Ann	0	0	0	0	0	0	0
Sid	2.288	6.013	3.924	3.288	3.466	5.788	5.516
Eas	97.712	93.987	96.076	96.712	96.534	94.212	94.484
Altot	2.213	1.969	2.161	2.19	2.291	2.155	2.183
IE	0.023	0.06	0.039	0.033	0.035	0.058	0.055
MgxLi	0	0	0	0	0	0	0
XMg	0.98	0.945	0.961	0.967	0.965	0.95	0.957
Xfe	1	1	1	1	1	1	1
Xal	0.882	0.791	0.867	0.874	0.852	0.844	0.87
mgli	0.193	0.323	0.209	0.203	0.254	0.248	0.213
feal	-1.46	-1.268	-1.413	-1.449	-1.502	-1.39	-1.466

Продолжение таблицы 14												
Sample	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	44	45
SiO ₂	48.12	46.55	47.94	49.03	48.00	46.53	48.37	48.25	47.94	53.58	46.01	44.84
TiO ₂	0.08	0.10	0.11	0.06	0.04	0.04	0.02	0.08	0.03	0.05	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	28.79	30.43	26.45	26.65	28.56	28.79	24.59	25.39	27.99	30.36	29.53	28.30
Cr ₂ O ₃	5.60	3.94	6.95	6.50	5.43	6.48	4.79	5.29	5.84	5.90	6.34	7.19
FeO	0.21	0.17	0.33	0.15	0.13	0.15	0.23	0.25	0.25	0.27	0.12	0.16

Окончание таблицы 14

Sample	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	44	45
MnO	0.01	0.07	0.01	0.01	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00
MgO	1.94	1.50	2.49	2.03	1.64	2.13	3.61	2.67	2.81	2.99	1.19	1.12
CaO	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.06	0.05	0.07	0.03	0.01	0.07	0.12
Na ₂ O	0.42	0.45	0.26	0.41	0.39	0.49	0.35	0.30	0.42	0.24	0.41	0.42
K ₂ O	9.25	8.87	9.47	9.01	8.90	8.14	8.88	8.05	8.67	4.96	7.94	8.25
F	0.23	0.25	0.34	0.13	0.12	0.00	0.00	0.00	0.18	0.19	0.22	0.11
Cl	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.24	0.06	0.12	0.33	0.00	1.10	4.83	2.42	0.16	0.19	0.15	0.10
Total	94.80	92.30	94.33	94.25	93.16	93.95	95.80	92.77	94.23	98.70	91.93	90.57
TSi	3.238	3.194	3.268	3.318	3.267	3.184	3.376	3.329	3.239	3.345	3.176	3.163
TAlIV	0.762	0.806	0.732	0.682	0.733	0.816	0.624	0.671	0.761	0.655	0.824	0.837
TB	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TFe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MLi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MFe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MMn	0.001	0.004	0.001	0.001	0	0.001	0.002	0.001	0	0.002	0.001	0
MMg	0.195	0.153	0.253	0.205	0.166	0.217	0.376	0.275	0.283	0.278	0.122	0.118
MZn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MNi	0.013	0.003	0	0.018	0	0.001	0.003	0.134	0.009	0.01	0.008	0.006
MAIVI	1.521	1.655	1.393	1.443	1.558	1.506	1.398	1.394	1.467	1.58	1.579	1.516
MTi	0.004	0.005	0.006	0.003	0.002	0.002	0.001	0.004	0.002	0.002	0.002	0.001
MCr	0.298	0.214	0.375	0.348	0.292	0.351	0.264	0.289	0.312	0.291	0.346	0.401
MV	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MFe3	0.012	0.01	0.019	0.008	0.007	0.009	0.013	0.014	0.014	0.014	0.007	0.009
INa	0.055	0.06	0.034	0.054	0.051	0.065	0.047	0.04	0.055	0.029	0.055	0.057
IK	0.794	0.776	0.824	0.778	0.773	0.711	0.791	0.709	0.747	0.395	0.699	0.742
IRb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ICs	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ICa	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.004	0.004	0.005	0.002	0.001	0.005	0.009
IBa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ISr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
OH	1.95	1.946	1.927	1.971	2	2	2	2	1.962	1.962	1.952	1.974
cF	0.049	0.054	0.073	0.028	0	0	0	0	0.038	0.038	0.048	0.025
cCl	0.001	0	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0.001
Phl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ann	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sid	5.984	8.265	7.117	4.238	4.257	4.292	4.034	5.182	4.754	5.335	6.202	7.419
Eas	94.016	91.735	92.883	95.762	95.743	95.708	95.966	94.818	95.246	94.665	93.798	92.581
Altot	2.283	2.461	2.125	2.125	2.291	2.322	2.022	2.065	2.229	2.234	2.403	2.353
IE	0.06	0.083	0.071	0.042	0.043	0.043	0.04	0.052	0.048	0.053	0.062	0.074
MgxLi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XMg	0.943	0.94	0.931	0.96	0.957	0.962	0.965	0.95	0.952	0.952	0.946	0.926
Xfe	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Xal	0.881	0.91	0.837	0.871	0.9	0.87	0.782	0.828	0.832	0.844	0.924	0.923
mgli	0.195	0.153	0.253	0.205	0.166	0.217	0.376	0.275	0.283	0.278	0.122	0.118
feal	-1.505	-1.636	-1.368	-1.431	-1.548	-1.494	-1.381	-1.375	-1.451	-1.562	-1.569	-1.506

• H₂O рассчитывается на основе стехиометрии.

• * Химические формулы рассчитаны на основе 12 (O, OH, F)

4.3.4 Хромит (хромовая руда)

Хромит является широко распространенным аксессуарным минералом в изученных лиственитах. Он встречается в виде идиоморфных, так и субидиоморфных зерен с магнетитом. Зоны феррохромита состоят из темно-серого ядра хромита, за которым следует магнетит / феррохромита, состоящими из темно-серого ядра хромита, за которым следует магнетит / феррохромит светло-серого цвета. Некоторые кристаллы фрагментированы и имеют угловатую форму (Рис. 79). В хромите преобладают Cr (от 9,99 до 1,79 apfu), Al (от 4,77 до 5,57 apfu) и Fe^{+2} (от 5,29 до 6,29 apfu); концентрации Mg (от 0,60 до 1,24 apfu), Fe^{+3} (от 0,34 до 0,93 apfu) и являются относительно низкими (Таблица 15). Анализируемый минерал имеет $-Cr \# [Cr / (Cr + Al)]$ в диапазоне от 0,64 до 0,68 аналогично хромиту из изученных серпентинитов (Глава IV), что, скорее всего, представляет собой первичную фазу, которая подобна хромистым шпинелям в перидотитах мантийного происхождения. $Mg \# [Mg / (Mg + Fe^{+2})]$ варьируется от 0,10 до 0,17 м, что, вероятно, связано с уравниванием хромита с обильными метаморфическими карбонатными минералами. Концентрации Zn (от 0,40 до 1,24 apfu). Наибольшее содержание ZnO в исследованном хромите из лиственитов (от 2,00 до 9,91 мас.% ZnO) возможно из-за модификации исходного химического состава хромита метасоматозом.

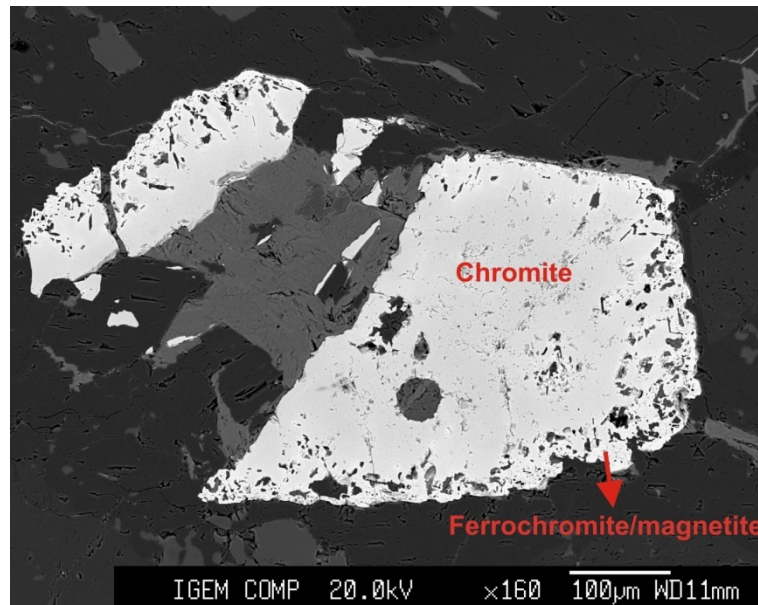


Рисунок 79. Обратнорассеянные изображения (BSE) хромита в изученных лиственитах.

Таблица 15 – Электронно-зондовый анализ хромита в лиственитах. Составлено автором.

Sample	L3Sp1	L3Sp2	L3Sp3	L3Sp4	L3Sp5
SiO ₂	0.29	0.01	0.00	0.01	0.00
TiO ₂	0.02	0.04	0.03	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	16.65	16.31	14.53	17.25	17.34
Cr ₂ O ₃	46.25	46.05	46.65	46.10	46.77
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	1.77	2.16	4.44	1.99	1.65
FeO	26.42	24.80	22.71	24.34	27.60

Окончание таблицы 15

Sample	L3Sp1	L3Sp2	L3Sp3	L3Sp4	L3Sp5
MnO	0.25	0.26	0.30	0.18	0.28
MgO	1.73	1.59	1.44	2.10	3.06
CaO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
ZnO	6.09	7.28	9.91	7.53	2.00
TOTAL	99.47	98.51	100.02	99.55	98.75
Si	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	5.40	5.36	4.77	5.57	5.57
Cr	10.06	10.16	10.28	9.99	10.08
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(iii)	0.37	0.45	0.93	0.41	0.34
Fe(ii)	6.08	5.79	5.29	5.58	6.29
Mn	0.06	0.06	0.07	0.04	0.06
Mg	0.71	0.66	0.60	0.86	1.24
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	1.24	1.50	2.04	1.52	0.40
TOTAL	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
Fe/Fe+Mg	0.90	0.90	0.91	0.87	0.84
Cr/Cr+Al	0.65	0.65	0.68	0.64	0.64
Mg/Mg+Fe2	0.10	0.10	0.10	0.13	0.17
Fe2/(Fe2+Fe3)	0.94	0.93	0.85	0.93	0.95
Fe3/(Fe3+Fe2)	0.06	0.07	0.15	0.07	0.05

- Формулы, рассчитанные на основе 32 O
- Fe³⁺ рассчитывается на основе стехиометрии

4.4 Золотоносность (рудопроявление золота)

Процесс (оруденения золотом) происходит в золотоносных кварцевых жилах, которые залегают в вулканогенно-осадочных, рассеченных синорогенных гранитах и гидротермально измененных серпентинитах (лиственитах). Эти золотоносные кварцевые жилы в структурном отношении имеют преимущественно северо-восточное направление, при этом, незначительно, сдвиг имеет северо-западное направление (Рисунок 80). Сдвиговые трещины растяжения указывают на зону хрупко-пластичного сдвига и, в целом, совпадают с интенсивным тектоническим режимом сжатия. Эти трещины открывают пространства, в которые проникла минерализованная жидкость. (Loizenbauer and Neumaug, 1996). Таким образом, золотая минерализация в исследуемой области может быть классифицирована как минерализация, которая связана с зоной сдвига, которая сформировалась во время заключительного события, связанного с охлаждением земной коры, и образованием жил золотоносного кварца вдоль зон сдвига. Источник рудных флюидов связан с процессом субдукции и связанным с ней магматизмом вулканической дуги. Эти минерализованные растворы образуются в результате метаморфизма или остывания магм (Narraz, 2002). Появление карбонатов, коалинитизированных и серицитизированных изменений указывает на метаморфическое происхождение и содержание металлов, которые образовались в результате выщелачивания вмещающих при взаимодействии

породы с водой. Кварцевые жилки бывают разного цвета от красноватого, белого, серого, дымчатого до темного. Ширина и длина кварцевых жил колеблется от нескольких сантиметров до 1 метра (прожилки и трещины) (Рис. 81). Минерализованные жилы состоят, преимущественно, из кварца, с меньшей частотой содержатся карбонаты и сульфиды. Сульфиды – это в основном пирит, халькопирит (Рис. 82), галенит и герсдорфит. Самородное золото встречается в виде мелких кристаллов или чешуек внутри кварцевых жил (Рис. 83). Концентрация золота зафиксирована как в кварцевых жилах, так и в сопутствующих гидротермальных изменениях (Таблица 16).

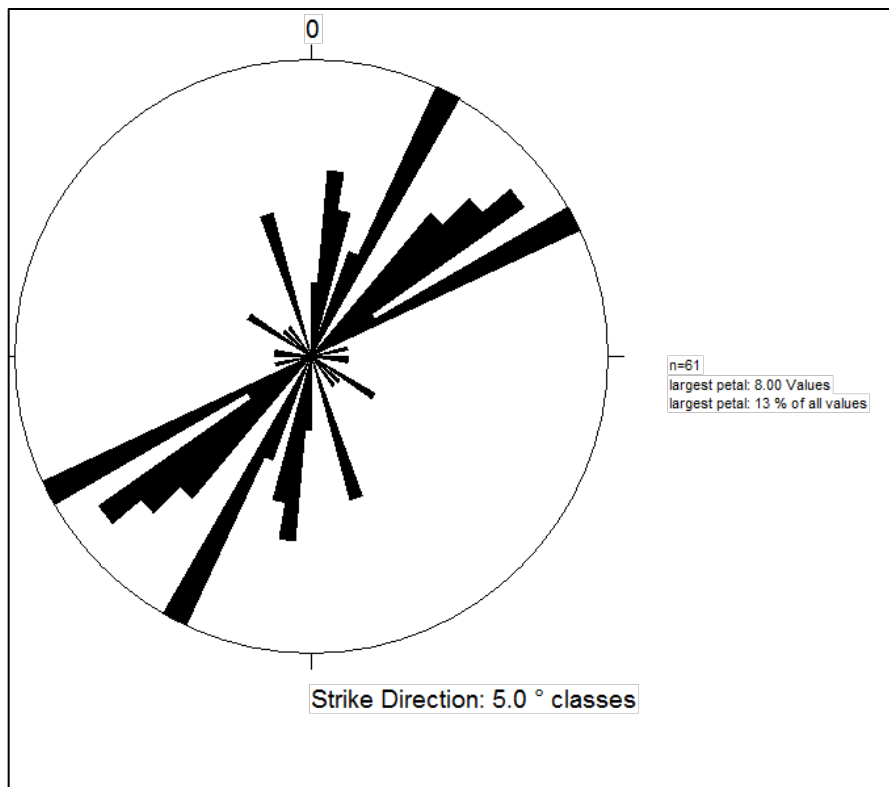


Рисунок 80 Диаграмма-роза, показывающая распределение трендов кварцевых жил в районе исследования. Составлено автором.

Таблица 16 – Показатель среднего содержания (ppm) золота в кварцевых жилах. Составлено автором

Тип минерализации	Количество анализируемых образцов	Среднее значение золота (ppm)
Кварцевые прожилки в листвените	8	0.18
Изменения, которые связаны с литсвенитами	7	1.77
Кварцевые прожилки в серпентинитах	6	0.03
Кварцевые прожилки в синорогенных гранитах	5	7.77
Кварцевые прожилки в вулканогенно-осадочных породах	37	1.34
Изменения, которые связаны с метавулкано-осадочными (вулканогенно-осадочными) отложениями	40	0.21



Рисунок 81. Кварцевые жилы в листвените.

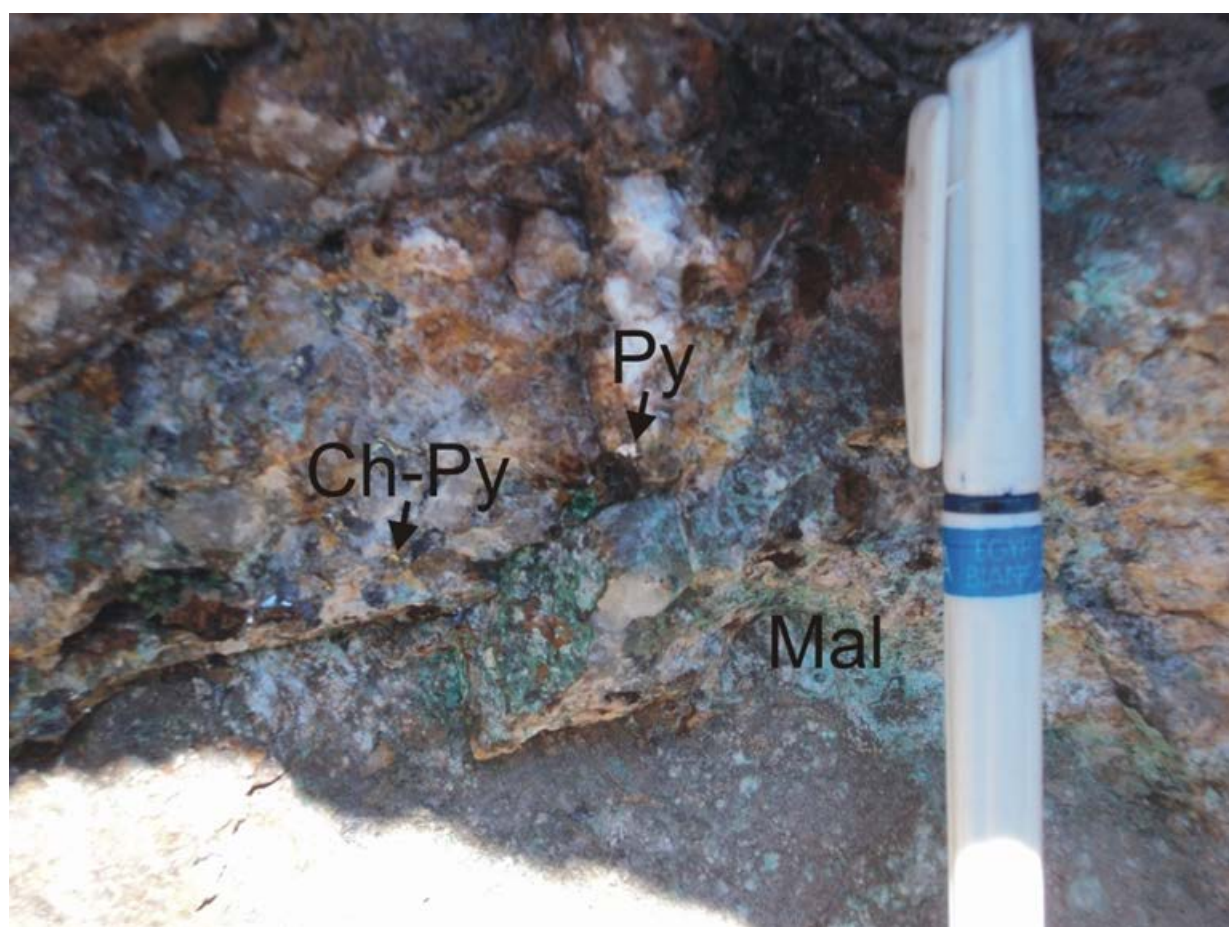


Рисунок 82. Пирит (Py), халькопирит (Ch-Py) и малахит (Mal) в кварцевых жилах.



Рисунок 83. Самородное золото встречается в виде мельчайших кристаллов или чешуек в кварцевых жилах.

5 Геохимия и геохимический контроль металлогении

5.1 Химический состав хромитовой руды

Офиолиты являются одним из важных источников хромита. Отложения офиолитового хромита встречаются в хорошо сохранившемся разрезе мантии и очень разнообразны по распределению, форме и химическому составу. Из-за их склонности к образованию линзовидных тел такие отложения в офиолитах были названы подиформными отложениями (Thayer, 1964). Проявления хромита на изучаемой территории указывают на наличие потенциально рентабельных запасов руды.

Многочисленные пробы хромита были отобраны из рудных тел в различных частях массива. Это видно из химического анализа. Образцы были отправлены в лаборатории ALS, Саудовская Аравия. Был применён метод рентгеновской флуоресценции (XRF) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Геохимический анализ включает в себя основные элементы и ряд микроэлементов. Результаты представлены в таблице (16).

Из химического анализа видно, что руда содержит 20,00–51,02 % Cr_2O_3 , 11,4–23,96 % MgO и 2,85–17,76 % SiO_2 с соотношением хрома и железа 1–3,4 (обычно около 2).

Возможно, на эти низкие значения влияют примеси, о чем свидетельствует наличие высоких содержаний SiO_2 и MgO . Однако в целом существует отрицательная корреляция между содержаниями Cr_2O_3 и SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 и MnO . С другой стороны, была обнаружена небольшая положительная корреляция между Cr_2O_3 и CaO . Корреляции между содержаниями Cr_2O_3 и FeO в образцах нет.

Микроэлементам в исследуемых образцах хромита (Рис. 84, Таблица 17) указывает на значительные концентрации Ni в диапазоне от 567 до 1540 ppm. Концентрации V в двух образцах относительно высоки (811 и 1590 ppm), в то время как другие образцы имеют концентрации в диапазоне от 455 до 552 ppm (Таблица 16). Цинк и кобальт присутствуют в умеренных количествах от (193 до 717 частей на миллион) и (от 129 до 344 частей на миллион) соответственно, а Си присутствует в небольших количествах в диапазоне от 5 до 34 частей на миллион.

В промышленности хромитовые руды используются как источник металла, в производстве химикатов и как огнеупорный материал; конкретная промышленная полезность зависит от химического состава и физических свойств руды. Как упоминалось ранее, содержание Cr_2O_3 в рудах (20,00–51,02%, в среднем 37%) и 2,85–17,76% SiO_2 при соотношении хром-железо 1–3,4 (обычно около 2). Таким образом, химический состав изученных хромитов соответствует требованиям для богатой руды промышленного значения, но соотношении хрома и железа в

основном ниже, а содержание SiO_2 в основном выше, что характерно для неметаллургических руд. Максимальное содержание ZnO в изученном хромите возможно из-за модификации исходного химического состава хромита в ходе процесса метасоматоза. Поскольку хромитовые руды в изученных офиолитах имеют относительно высокое содержание Никеля и, в некоторой степени, Ванадия, возможно извлечение Никеля и других V-руд из хромитовой руды.

Таблица 17 – Геохимический анализ хромитовой руды. Составлено автором

Sample	Cr1	Cr3	Cr7	Cr9	Cr10	Cr11	Cr13
Cr_2O_3	43.49	32.75	51.02	27.72	20.05	34.72	48.34
SiO_2	8.42	2.85	6.41	12.58	17.76	17.25	12.98
TiO_2	0.05	0.62	0.03	0.14	0.13	0.12	0.04
Al_2O_3	5.63	22.04	2.57	11.84	10.39	10.68	9.88
Fe_2O_3	22.17	29.92	24.38	12.08	22.22	21.68	14.09
MgO	13.89	11.19	11.4	23.96	22.53	14	13.94
MnO	0.36	0.2	0.34	0.12	0.82	0.2	0.57
BaO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
CaO	0.67	0.03	0.02	<0.01	0.04	<0.01	0.02
K_2O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Na_2O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P_2O_5	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	4.43	0.28	1.83	11.14	6.03	0.87	1.18
Total	99.69	100.75	98.5	100.1	100.45	99.93	101.5
Ba	2.6	3.8	4.8	3.6	3.3	23	4.3
Ce	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.1	0.2
Ga	4.2	47	4.4	14.5	11.3	16.3	11
La	0.3	0.4	0.4	0.2	0.3	0.2	0.3
Nb	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Rb	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	0.9	0.8
Sr	69.3	1.2	1.4	0.5	0.7	2.6	1.6
V	811	1590	455	523	488	508	552
W	2	<1	<1	<1	1	<1	1
Y	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.04	0.05
Zr	2	2	2	2	2	2	3
Co	344	200	255	127	280	224	139
Cu	7	34	8	5	10	8	11
Li	10	<10	<10	10	<10	20	10
Mo	11	11	12	7	4	9	12
Ni	722	1540	567	1460	1320	1030	845
Zn	717	588	546	193	361	396	446
As	>250	5.1	4.3	20.9	2.3	1.5	2.8
Sb	5.94	0.87	0.1	0.64	0.22	1.11	6.2

* Fe_2O_3 как общее железо

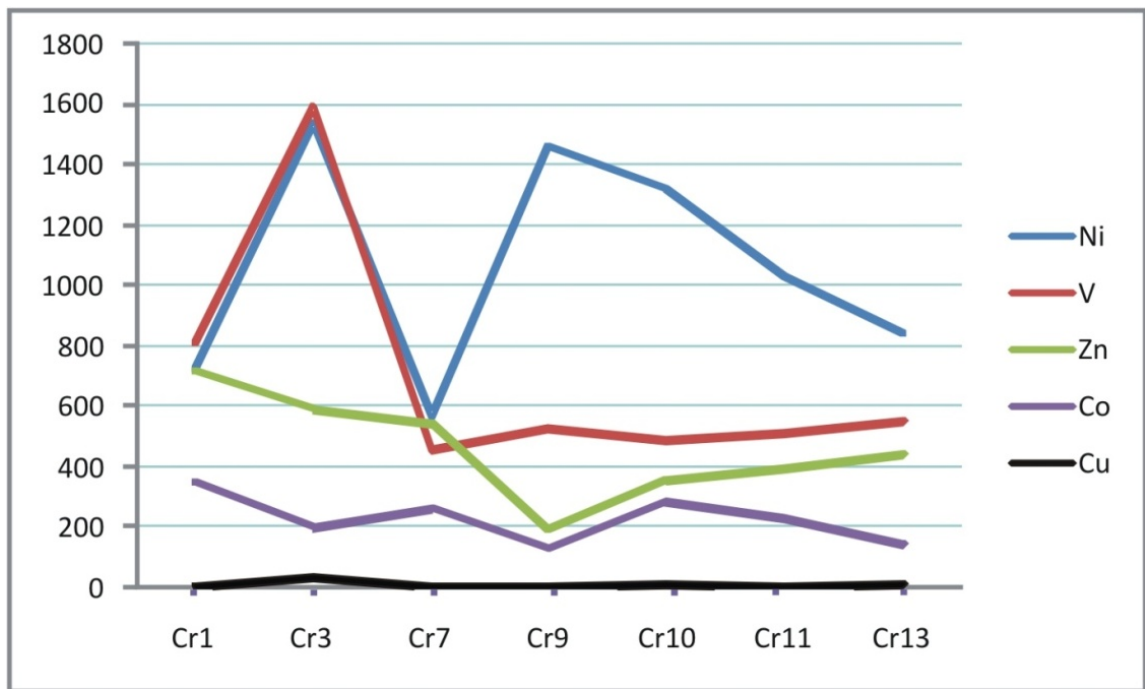


Рисунок 84. Концентрация элементов в изучаемом в хромите. Составлено автором.

5.2 Геохимический контроль металлогении

Для лучшего понимания геотектонической и металлогенической эволюции исследуемых офиолитов (офиолитовых ассоциаций) было проведено сравнительное геохимическое исследование их залежей. Это в основном основано на проявлениях хромита и связанных с ним элементов платиновой группы. Полученные результаты соответствуют предполагаемым геотектоническим условиям изученных офиолитов, которые основаны на литогеохимических данных (глава 3).

5.2.1 Геохимия хромитовых проявлений (хромовой руды)

Изучено около 50 шлифов, содержащих два основных парагенезиса хромита: акцессорный хромит в ультраосновных породах и образующий скопления (сегрегирование) рудообразующих хромитов в подформных отложениях (залежах). Акцессорный хромит рассматривается на диаграмме состояния тройных сплавов. Здесь мы обсудили около 25 анализов основных элементов. Избранные анализы приведены в (Таблица 18). Хромиты демонстрируют большие диапазоны изменения Cr-Al с Cr # ($Cr / (Cr + Al)$), в основном в диапазоне от 0,56–0,96. Атомное соотношение Mg # ($Mg / (Mg + Fe^{+2})$) варьируется от 0,22 до 0,69. Содержание FeO варьируется от 12,47 до 26,96%. Fe₂O₃ ниже 5%, что ниже, чем у слоистых отложений. Содержание TiO₂ очень низкое и не превышает 0,12%. Анализы рудообразующих хромитов изученных офиолитов представлены на тройных диаграммах Al-Cr-Fe⁺³ (Рис. 85). Все они расположены в офиолитовом поле хромититов (Рис. 85) в широком диапазоне по составу и распределению на примыкании Cr-Al.

Таблица 18 – Анализы массивного хромита. Составлено автором.

Sample	Cr10_03	Cr10_04	Cr10_05	Cr10_06	Cr10_07	Cr1_01	Cr1_02	Cr1_03	Cr9_10	Cr9_11
SiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	0.08	0.12	0.11	0.07	0.07	0	0	0	0.12	0.06
Al ₂ O ₃	14.3	14.57	3.21	14.22	14.33	1.82	2.45	1.95	24.34	12.61
Cr ₂ O ₃	55.55	55.83	66.37	56.62	56.33	66.4	64.68	65.63	45.78	57.86
Fe ₂ O ₃	1.16	1.39	0.76	2.08	1.54	1.53	2.47	2.13	2.28	0
FeO	17.2	15.32	19.24	13	13.38	26.1	25.94	26.08	12.53	18.06
MnO	0	0	1.26	0	0	0	0	0	0	0
MgO	11.11	12.44	7.7	13.96	13.59	4.07	4.19	4.08	15.47	9.9
TOTAL	99.4	99.67	98.8	100.04	99.36	99.92	99.74	99.87	100.67	98.62
Si	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0	0	0	0.02	0.01
Al	4.37	4.39	1.06	4.24	4.3	0.62	0.83	0.66	6.86	3.94
Cr	11.38	11.29	14.7	11.32	11.35	15.05	14.64	14.88	8.66	12.12
Fe ₃	0.23	0.27	0.16	0.4	0.29	0.33	0.53	0.46	0.41	0
Fe ₂	3.72	3.28	4.51	2.75	2.85	6.26	6.21	6.26	2.51	4
Mn	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0
Mg	4.29	4.75	3.22	5.26	5.16	1.74	1.79	1.74	5.52	3.91
FeN	0.48	0.43	0.59	0.37	0.38	0.79	0.79	0.79	0.35	0.51
CrN	0.72	0.72	0.93	0.73	0.73	0.96	0.95	0.96	0.56	0.75
Fe ₂ N	0.94	0.92	0.97	0.87	0.91	0.95	0.92	0.93	0.86	1.03
Fe ₃ N	0.06	0.08	0.03	0.13	0.09	0.05	0.08	0.07	0.14	-0.03
Sample	M28_01	M28_02	M28_03	M28_06	M28_07	M28_11	M28_12	Cr2_07	Cr2_08	Cr2_11
SiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	14.25	13.09	2.28	14.62	2.88	14.36	12.81	4.09	1.87	4.07
Cr ₂ O ₃	58.75	58.52	61.49	58.64	63.92	58.25	57.84	65.67	64.96	65.46
Fe ₂ O ₃	0	0	3.42	0	2.12	0.27	0.08	1.76	4.19	1.76
FeO	14.08	19.27	26.97	12.47	24.75	14.9	20.16	22.45	23.23	22.3
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	13.31	9.37	2.94	14.3	4.74	12.83	9.11	6.88	5.99	6.9
TOTAL	100.39	100.25	97.1	100.03	98.41	100.62	100	100.85	100.24	100.49
Si	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	4.25	4.03	0.8	4.34	0.98	4.29	3.97	1.33	0.62	1.33
Cr	11.75	12.1	14.44	11.67	14.56	11.66	12.02	14.31	14.49	14.31
Fe ₃	0	0	0.76	0	0.46	0.05	0.01	0.36	0.89	0.37
Fe ₂	2.98	4.21	6.7	2.62	5.96	3.16	4.43	5.17	5.48	5.16
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	5.02	3.65	1.3	5.37	2.04	4.84	3.57	2.83	2.52	2.84
FeN	0.37	0.54	0.85	0.33	0.76	0.4	0.55	0.66	0.72	0.66
CrN	0.73	0.75	0.95	0.73	0.94	0.73	0.75	0.92	0.96	0.92
Fe ₂ N	1	1.03	0.9	1	0.93	0.98	1	0.93	0.86	0.93
Fe ₃ N	0	-0.03	0.1	0	0.07	0.02	0	0.07	0.14	0.07
Sample	Cr2_12	Cr2_16	Cr9_01	Cr9_02	Cr9_05					
SiO ₂	0	0	0	0	0					
TiO ₂	0	0	0.08	0.12	0					
Al ₂ O ₃	4.23	3.88	12.45	14.02	14.08					
Cr ₂ O ₃	65.14	65.4	55.83	57.78	58.91					
Fe ₂ O ₃	2.34	1.83	0.18	0	0					
FeO	22.19	22.08	18.4	17.79	15.31					
MnO	0	0	0	0	0					
MgO	7.09	6.95	9.59	10.85	12.49					
TOTAL	100.98	100.14	96.76	100.79	100.93					
Si	0	0	0	0	0					

Окончание таблицы 18

Sample	Cr2_12	Cr2_16	Cr9_01	Cr9_02	Cr9_05
Ti	0	0	0.02	0.02	0
Al	1.37	1.27	3.96	4.24	4.21
Cr	14.15	14.35	11.92	11.72	11.8
Fe3	0.48	0.38	0.04	0	0
Fe2	5.1	5.12	4.16	3.82	3.24
Mn	0	0	0	0	0
Mg	2.9	2.88	3.86	4.15	4.72
FeN	0.66	0.66	0.52	0.48	0.41
CrN	0.91	0.92	0.75	0.73	0.74
Fe ₂ N	0.91	0.93	0.99	1.01	1.01
Fe ₃ N	0.09	0.07	0.01	-0.01	-0.01

- Формулы, рассчитанные на основе 32 O
- Fe⁺³ рассчитывается на основе стехиометрии

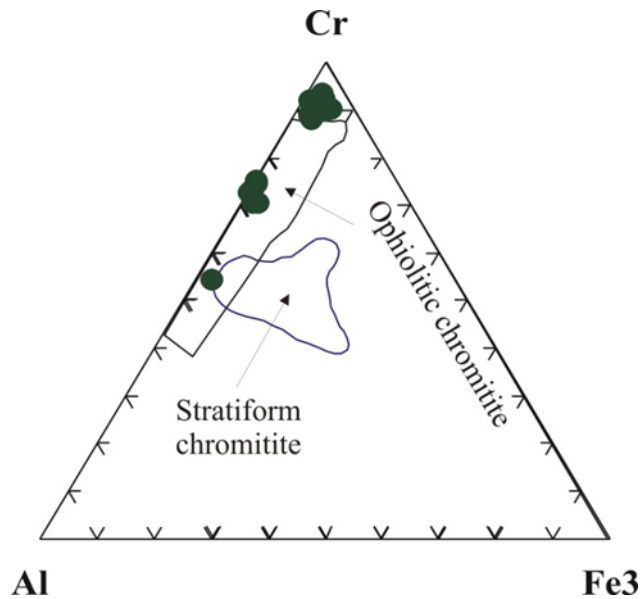


Рисунок 85. Диаграмма атомных соотношений Cr-Al-Fe⁺³ для анализируемого хромита (кружки). Границы между стратиформными и подиформными хромититами, данные взяты из Aria et al., 2004 и Ferrario&Garuti (1987). Анализируемый участок хромита в офиолитовом поле хромититов.

Они имеют низкое содержание Al по сравнению с Cr и похожи на офиолитовые подиформные хромититы, которые связаны с дунитами (Bonavia et al., 1993; Aria et al., 2004 and Ferrario&Garuti, 1987, Рис. 86).

Состав неизменного акцессорного хромита широко используется в качестве петрогенетического и геотектонического индикатора (Dick and Bullen, 1984). Хромит - единственный магматический минерал, который сохраняет большую часть своего первоначального магматического химического состава в метаморфизованных серпентинитах (Proenza et al., 2004). Как указано в третьей главе; состав неизменного акцессорного хромита широко используется в качестве петрогенетического и геотектонического индикатора (Dick and Bullen, 1984). Хромит - единственный магматический минерал, который сохраняет большую часть своего первоначального магматического химического состава в метаморфизованных серпентинитах (Proenza et al., 2004). Большая часть хромового числа (Cr #) изученного

рудообразующего хромита больше 0,6, тогда вероятна обстановка переддуги (супра-субдукционная (надсубдукционная) зона). В пачке Cr # VsMg # (Рис. 87) изученные хромиты (Cr # колеблется от 0,56 до 0,96, Таблица 17) расположены в полях бонинита и обстановки преддугового бассейна.

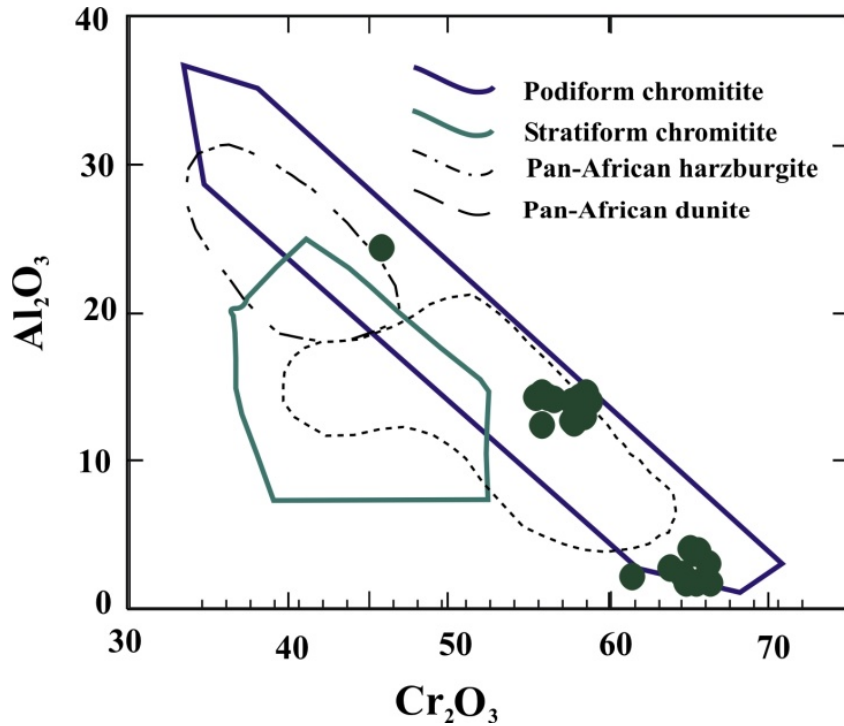


Рисунок 86. Дискриминационная диаграмма $Al_2O_3 - Cr_2O_3$ для анализируемого хромита (кружки). Поля взяты по Vonavá et al., (1993). Анализируемый участок хромита в поле подиформных хромитов.

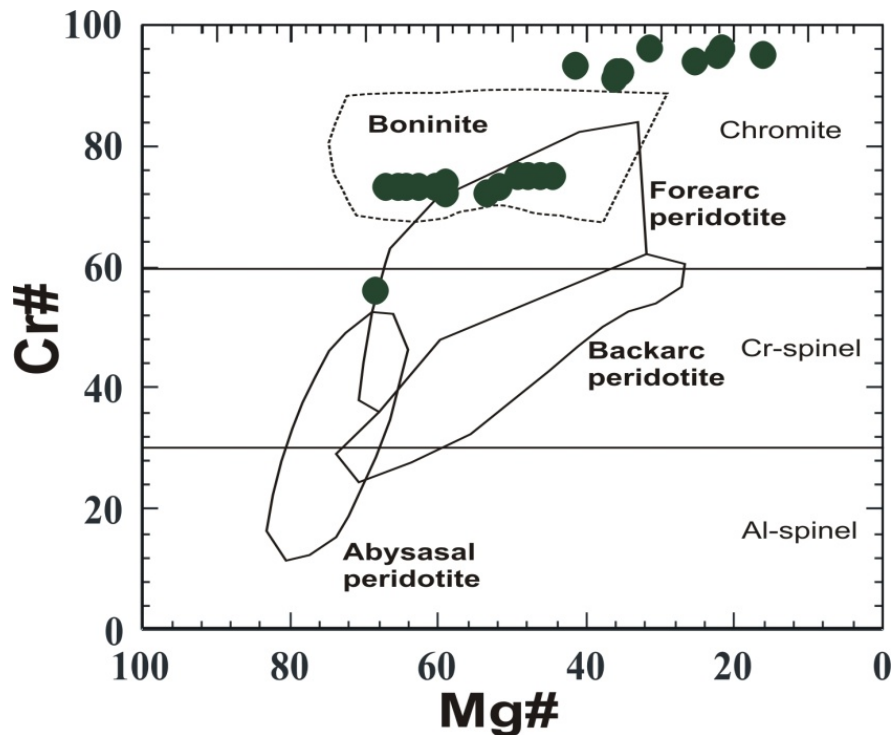


Рисунок 87. Диаграмма Cr # - Mg #. Составные поля для минералов группы шпинелей в бонините по (Barnes and Roeder, 2001 and Aria, 1994), преддуговому перидотиту, задуговому перидотиту и абиссальному перидотиту (Dick and Bullen, 1984) показаны для сравнения. Изученные хромиты залегают в полях залегания бонинита и преддугового бассейна.

5.2.2 Происхождение хромитовых месторождений (месторождений хромита)

Происхождение подиформных хромититов в офиолитах точно не известно. Существуют различные объяснения происхождения подиформных хромититов (например, Irvine, 1967; Thayer, 1969; Johan et al., 1983; Zhou et al., 1996). Наиболее важную роль играют такие генетические концепции (понятия) как: многостадийное (многоступенчатое) плавление верхней мантии, сегрегация расплава, смешение магмы и взаимодействие расплава с породой. Предположительно магмы, которые образуются в результате пикритового или бонинитового сродства, имеют отношение к хромиту с высоким содержанием хрома. Coleman (1977) сообщил, что кристаллы хромита и сегрегации хромита случайным образом распределены в офиолитовых перидотитах, что позволяет предположить, что первая стадия образования хромита была связана с глубинной мантийной магматической сегрегацией хромита, это событие не связано с вышележащей в настоящее время океанической. Однако, непростая мантийная хронология дунит-гарцбургитовых вмещающих пород офиолитовых хромитов, тектоника земной коры, метаморфизм и серпентинитизация вмещающих пород являются иными факторами, которые участвовали в уничтожении первозданной природы хромитовых месторождений. Первичная текстура и форма в изученных подиформных месторождениях хромита выглядят как модифицированные структуры позднего этапа (последней стадии). Поскольку состав хромшпинелидов связан со степенью частичного плавления их мантийных материнских пород, то разница в составе хромита от одного месторождения к другому, должна быть, унаследована от parentmagmas (материнской магмы), которые были сформированы в разной степени частичного плавления мантийного источника. Лерцолит имеет низкую степень плавления и обогащен Al, Ca, Ti и щелочами (Arai, 1997), а поступление Cr происходит в результате разложения клинопироксена (Burgath and Mohr, 1986). Таким образом, ассоциация изученных хромититов с дунитами в гарцбургитовой среде, возможно, указывает на то, что они представляют собой остаток из расплавов, который возник на начальной стадии частичного плавления первичного мантийного источника. Тесная ассоциация хромититов с дунитами и гарцбургитами может быть объяснена взаимодействием между расплавами и гарцбургитами, а также с процессом обеднения лерцолитов верхней мантии (Zhou et al. 1994). Богатые алюминием хромититы обычно встречаются на малоглубинных уровнях верхней мантии, в пределах так называемой переходной зоны Мохо, очень близко к нижнему слою слоистых габбро, а поскольку хромититы богатые хромом встречаются на более глубоких уровнях офиолитовой толщи, то перидотиты, содержащие такие богатые алюминием хромититы, также меньше обеднены, чем те, которые содержат хромититы, богатые хромом (например, Leblanc and Violette, 1983; Leblanc and Nicolas, 1992; Zhou and Robinson, 1994; Proenza et al., 1998). Считается, что богатые алюминием хромититы образуются из толеитовых расплавов (Zhou and Robinson, 1997), близких по составу к базальтам задугового бассейна (BABV, Proenza et al., 1999;

Roeder, 1994), тогда как хромититы, богатые хромом, образуются из бонинитовых расплавов (Zhou and Robinson, 1997). Таким образом, изученные хромититы (Cr # варьируется в диапазоне от 0,56 до 0,96) образованы из расплава бонинита, который обусловлен высокой степенью частичного плавления и залегает на более глубоких уровнях офиолитового комплекса. Эта модель согласуется с относительно высокими содержаниями элементов платиновой группы (ЭПГ), в частности с Os, Ir и Ru в тех же хромититах (Таблица 19), и с геотектонической средой, близкой к преддуговым условиям изученных офиолитов. Эти элементы хорошо совместимы во время частичного плавления верхней мантии (Barnes et al. 1985), и их относительное содержание в подиформных хромитах должно отражать частичную степень плавления.

Таблица 19 – Содержание Au и всей группы элементов платиновой группы (ЭПГ) в хромите в граммах на тонну (г / т).

Sample	Pt	Pd	Au	Rh	Ir	Os	Ru	Total PGE
	ppb	ppb	ppb	Ppb	ppb	ppb	Ppb	ppb
Cr1	5	2	35	3	19	40	74	178
Cr3	29	18	3	64	95	48	154	411
Cr7	862	3	<2	56	70	37	132	1161
Cr9	<2	<2	5	4	31	45	58	145
Cr10	14	13	2	11	21	14	63	138
Cr11	27	7	12	31	167	192	186	622
Cr13	6	<2	<2	5	100	130	76	319
Average	15.67	10.00	7.00	15.67	96.00	112.00	108.33	424.86

5.2.3 Происхождение хромитовых месторождений.

Прежде чем перейти к обсуждению данных о содержании ЭПГ (Таблица 20), необходимо кратко отметить основное геохимическое сродство этой группы, главным образом, связанное с породообразующими минералами основных и ультраосновных пород.

Таблица 20 – Содержание Au и полной группы элементов платиновой группы (ЭПГ) в хромите.

Sample	Pt	Pd	Au	Rh	Ir	Os	Ru
Q5	13	<2	<2	<2	<1	<2	3
Q6	20	5	<2	<2	<1	<2	3
M10	9	13	5	<2	<1	<2	<3
M12	<2	<2	<2	<2	<1	<2	3
M13	11	27	<2	2	1	<2	<3

По физическому и химическому поведению ЭПГ делятся на две подгруппы: IPGE (Ir, Os, Ru) и PPGE (Pd, Pd, Rh). Элементы платиновой группы значительно отражают сидерофильные и

халькофильные химическое средство. Сульфиды цветных металлов регулируют содержание ЭПГ в мантии Земли (Mondal, 2011).

Значимые сидерофильные и халькофильные показатели ЭПГ подтверждены документально (Crocket, 1979). Примерами сидерофильных свойств являются высокие содержания ЭПГ (уровень ppm (квазипиковый уровень) в железистых метеоритах, наличие многих сплавов среди минералов платиновой группы (МПП) и высокая металлическая связь многих МПП. Халькофильный характер для сульфидов Ni в основных и ультраосновных породах, и наличие многих сульфидных минералов ЭПГ. Abdel Rahman (1993) первым сообщил о сплавах ЭПГ и сульфидах в Позднепротерозойских Панафриканских офиолитах Судана. Тринадцать образцов хромитовых руд и кумулятивных пород пироксенита из разных мест были проанализированы с помощью пробирной плавки и ICP-MS для Au и набора всех элементов платиновой группы (PGE) с помощью пробирного анализа и ICP-MS в лаборатории ALS ChemexSouthAfrica (Pty) Ltd (Таблица 19, Таблица 20и Таблица 21).

Таблица 21 – Содержание Au и полной группы элементов платиновой группы (ЭПГ) в кумуляте хромит-пироксенита.

Sample	Pt	Pd	Au	Rh	Ir	Os	Ru
	g/ton	g/ton	g/ton	g/ton	g/ton	g/ton	g/ton
Cr1	0.005	0.002	0.035	0.003	0.019	0.04	0.074
Cr3	0.029	0.018	0.003	0.064	0.095	0.048	0.154
Cr7	0.862	0.003	0.012	0.056	0.07	0.037	0.132
Cr9	0.012	0.012	0.005	0.004	0.031	0.045	0.058
Cr10	0.014	0.013	0.002	0.011	0.021	0.014	0.063
Cr11	0.027	0.007	0.012	0.031	0.167	0.192	0.186
Cr13	0.006	0.012	0.012	0.005	0.1	0.13	0.076
Average	0.136429	0.009571	0.011571	0.024857	0.071857	0.072286	0.106143

5.2.3.1 Валовая проба и относительное количество МПП

Массивные хромититы, изученных офиолитов с наибольшим общим количественным содержанием ЭПГ (до 1161 ppb). Элементы платиновой группы (Таблица 20) включают в себя 0,074-0,186 г/т рутения, 0,014-0,192 г/т осмия, 0,019-0,167 г/т иридия, 0,002-0,018 г/т палладия и 0,005-0,862 г/т платины. Содержание Au колеблется от 0,005 до 0,035 г/т. За исключением одной пробы, изученные хромититы демонстрируют сильно обедненные ПППЭ по отношению к ИПГЭ. Относительное содержание отдельных элементов варьируется от образца к образцу.

Диаграмма для хромититов для нормализации их значений до средних концентраций в хондритах отображает закономерность (за исключением одного образца), который характеризуется отрицательным наклоном слева от Os и справа до Au для изученного офиолита (Рис. 88) и являются диагностикой офиолитовых хромититов (Page and Talkington, 1984).

Нормализованные значения (Pd 1200, Pt 1500, Rh 200, Ru 100, Ir 500, Os 700 и Au 170 все в частях на миллиард) взяты из McBryde (1972).

Интерпретация хондрит-нормированной структуры ЭПГ для офиолитовых пород включает ряд гипотез о происхождении этих комплексов. По словам Pageetal. (1984), во время кристаллизации хромита из магмы Os, Ir и Ru будут обогащаться как сплавы Os-Ir или как PGE-содержащие сульфиды высоко температурных ассоциаций. Они также указали, что Pt и Pd ранее исчезли из магматического источника в результате процессов частичного плавления и, следовательно, не были обогащены хромитами. Основная часть магмы, образовавшаяся в результате частичного плавления, которая может быть относительно обеднена Os, Ir и Ru, вероятно, является родоначальником кумулятивных и вулканических офиолитовых единиц, которые отложились в истощенный остаток. Во время кристаллизации магма могла производить относительное обогащение Pt и Pd, которые уже были преимущественно разделены в расплаве во время раннего частичного плавления (Abdel Rahman, 1993). Относительно среднего содержания хондрита, за исключением одного образца, остальные образцы сильно обеднены Rh, Pt, Pd, чем Os, Ir и Ru, что характерно для всего хромитита из изученного офиолита. Один образец (Cr7), который содержит (862 частей на миллиард Pt), отражает положительную картину от Os до Pt. Положительная наклонная картина необычна для подиформных хромититов офиолитовых комплексов. Спайдер-диаграмма для кумулята пироксенита изученного офиолита после нормализации их значений (Таблица 21) к средним концентрациям в хондритах (Рис. 89) показывает положительный наклон хондрит-нормированной картины, что подтверждает эту гипотезу.

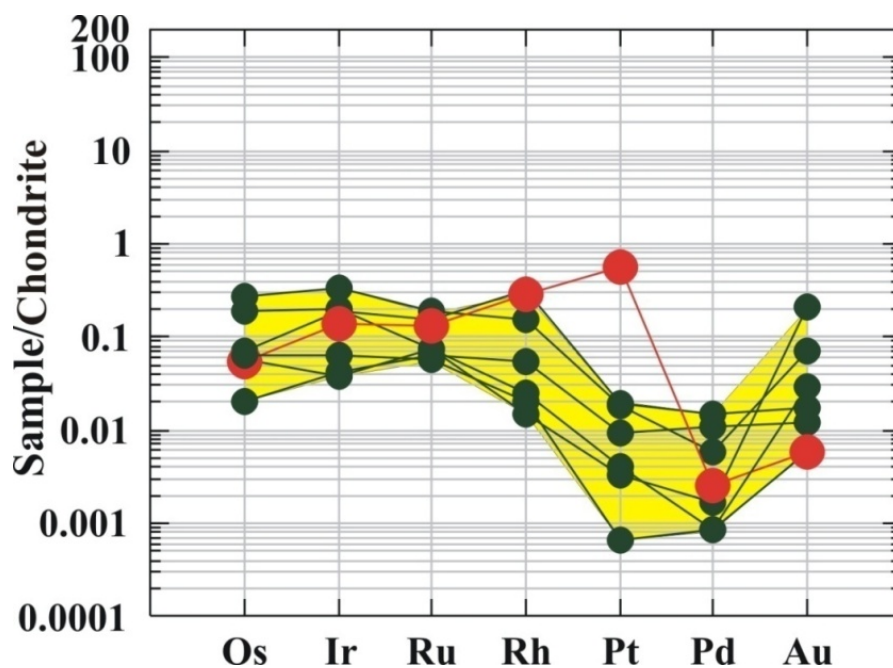


Рисунок 88. Спайдер-диаграмма хромититов, нормированные на хондрит на средние концентрации. Изученные хромититы показывают отрицательный наклон, который является диагностическим признаком офиолитовых хромититов. Нормализованные значения взяты из McBryde (1972).

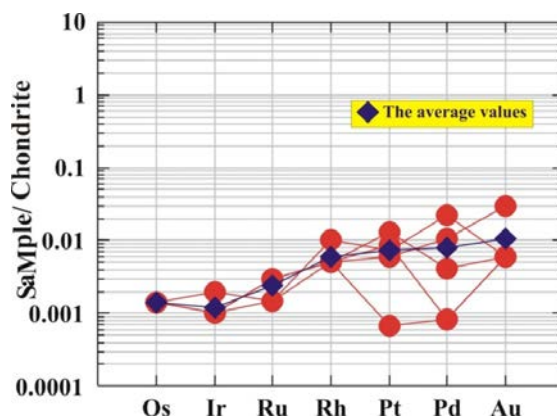


Рисунок 89. Спайдер-диаграмма для кумюлята пироксенита, нормированные по хондриту на средние концентрации. Изученные хромититы показывают отрицательный наклон, который является диагностическим признаком офиолитовых хромититов. Нормализованные значения взяты из McBryde (1972).

5.2.3.2 Процессы и механизмы, которые концентрируют ЭПГ

Вопрос о том, существует ли химический коллектор (резервуар) для ЭПГ или нет, до сих пор остается спорным (Auge, 1985).

Постоянная ассоциация минералов платиновой группы (МПГ) с хромитом во всех типах основных-ультраосновных комплексах привели несколько авторов (Gijbels et al., 1974; Naldrett and Cabri, 1976; Campell and Barnes, 1984; Stockman and Hlava, 1984; Niemstra, 1986; Naldrett and vonGruenewaldt, 1989), чтобы предложить механизмы, в которых хромит играет главную роль в концентрации МПГ.

Gijbelsetal. (1974) и Naldrett and Cabri (1976) предположили, что ЭПГ может фракционироваться в хромит при высоких температурах и при охлаждении выделяться из оксида в виде отдельных зерен МПГ.

Auge´ and Johan (1988) и Garuti et al. (1999) предположили, что сначала образуются металлические кластеры и сплавы Os, Ir и Ru при высокой температуре и низком fS_2 , а затем сульфиды ряда твердых растворов лаурит-эрлихманит при охлаждении и увеличении fS_2 .

С другой стороны, развитие вторичных МПГ все еще обсуждается, полученные данные, которые свидетельствуют о том, что вторичные МПГ в основном формируются в результате нарушения равновесия на месте изначально присутствующих МПГ (González-Jiménez et al., 2009).

González-Jiménez et al. (2009) сделали вывод, что вторичные вновь сформированные МПГ образуются, когда анионы (по большей части: As, Sb, Te, Sn, Hg) присоединяются в систему путем циркуляции растворов, которые стабилизируют ЭПГ в ходе реакций замещения.

Образец (Cr7), содержат (862 ppb Pt) и отображают положительную модельот Os до Pt встречается в виде мелких линз и узких жилок как массивных, так и мелкокрапленных форм так и рассеянной формы и лежит в зоне сильного сдвига тальк-карбоната в пределах

серпентинизированных перидотитов (Рисунок 90).



Рисунок 90. Тонкие жилы массивных и вкрапленных хромититов в зоне экстенсивного сдвига тальк-карбоната с серпентинизированным перидотитом.

Положительная наклонная модель необычна для подиформных хромититов офиолитовых комплексов и может указывать на ремобилизацию и обогащение ЭПГ во время серпентинизации и позднего гидротермального процесса. Существование As и Sb, связанные с ЭПГ, подтверждают гипотезу о влиянии позднего гидротермального раствора на обогащение Pt этим хромитом. Hudson and Donaldson (1984) предположили, что гидротермальные флюиды, несущие Te, As и Sb, высвобождают ЭПГ из сульфидов и создают изолированный теллурид, арсенид и МПГ с преобладанием антимонида.

Как правило считается, что доминирующими ЭПГ в офиолитовом комплексе являются ИПГЭ (Os, Ir и Ru), которые связаны с подиформными хромититами Constantinides et al. 1980; Prichard et al. 1981; Page et al. 1982; Talkington et al. 1984; Augé 1985, 1986, Zhou et al. 1998). В последние 20 лет ППГЭ (Pt и Pd +Ru) были обнаружены в офиолитах, которые связаны с сульфидсодержащими хромититами (Prichard and Brough, 2009). Примеры офиолитовых комплексов этого типа, имеющих высокие концентрации Pt и Pd, обнаружили в Шетландском офиолитовом комплексе (Neary et al. 1984; Prichard et al. 1984, 1986; Gunn et al. 1985), Акое на Филиппинах (Vacuta et al. 1988; Orberger et al. 1988), Новая Каледония (Augé et al. 1998), Булкиза в Албании (Ohnenstetter et al. 1991, 1999), Аль-Айс в Саудовской Аравии (Prichard et al. 1996; Prichard et al. 2008), Троодос на Кипре (Prichard and Lord 1990), Иназуми-Яма в Японии (Arai et al. 1999), Тетфорд в Канаде (Corrivaux and LaFlamme, 1990), Кабо Ортегал в Испании (Moreno et al. 2001), Bragança в Португалии (Bridges et al. 1993) и офиолит Берит в Турции (Kozlu et al., 2014). Парагенезис МПГ в пределах этого проявления в изученном офиолите указывает на то, что они представляют собой потенциальный объект нахождения платинового оруденения и это позволяет им стать экономически выгодным типом месторождения для разведки нетрадиционных типов месторождений элементов платиновой группы в пределах Аравийско-Нубийского щита (АНС), изученного офиолитового комплекса и других проявлений офиолитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Установлено, что изученные офиолиты являются частью пограничной зоны между древним Аравийско-Нубийским щитом и Сахарским метакратоном, который известен как Нильский кратон. В строении офиолитового комплекса обрамления АНЦ выделены протолиты, представленные серпентинизированными ультрасононовыми породами, массивными и полосчатыми габбро и плагиогранитами, а также вулканогенными подушечными лавами базальтов и дайками долеритов. Установлено, что в тектоническом развитии офиолитового комплекса проявлены три фазы деформаций D1 – D3 с которыми связано благороднометалльное оруденение.

2. Мантийные перидотиты изученных офиолитов представлены в основном серпентинитами. Не существует никаких доказательств магматического внедрения, поскольку во вмещающих породах отсутствуют тела даек, нет контактов с охлажденными окраинами или с контактами метаморфических ореолов вблизи этих тел. По химическому составу они обеднены Al_2O_3 , CaO, TiO_2 , MnO, P_2O_5 и щелочными металлами, которые представлены деплетированным мантийным материалом и имеет сходство с метаморфическими перидотитами.

3. Хромититы изученных офиолитов имеют высокое содержание Cr и Mg, что, вероятно, отражает стадию кристаллизации, аналогичной хромшпинелям в перидотитах мантийного происхождения. Породы имеют низкое содержание Al по сравнению с Cr и подобны офиолитовым подформным хромитам, которые, в частности, связаны с дунитами.

4. В изученных хромититах выявлены два типа платиновой минерализации: а) кристаллизационные первичные платиновые металлы (IPGE_m), образовавшиеся при высоких температурах; и б) метасоматические вторичные МПГ (PPGE_m), образованный метасоматическим процессом вовремя серпентинизации и поздний гидротермальный процесс (карбонатизация).

5. Высокое содержание Cr и МПГ в некоторых массивных хромититах среди скоплений дунитов указывает на их магматическое происхождение и образование в результате высокой степени частичного плавления мантийного источника, связанного с выделением тугоплавких МПГ. Высокая степень частичного плавления (верхней мантии) встречается в офиолитах надсубдукционной зоны, где летучие компоненты, которые выделялись при сокращении океанической плиты, вызывают повышенное плавление.

6. Спайдер - диаграмма нормализации значений для большинства изученных хромититов отражает среднюю концентрацию в хондритах, характеризуя отрицательным

наклоном слева-направо от Os до Au. Положительная наклонная модель необычна для подиформных хромититов офиолитовых комплексов, что указывает на ремобилизацию и обогащение МПГ в процессе серпентинизации и на поздний гидротермальный процесс.

7. Золотое оруденение проявляется в золотоносных кварцевых жилах, которые в структурном отношении, следуют за основными направлениями сдвига. Концентрация золота отмечена, как в кварцевых жилах, так и в гидротермально-измененных породах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Abdel Rahman, E. M. The geology of mafic-ultramafic masses and adjacent rocks south of the Ingessana igneous complex, Blu Nile Pvince, E. Sudan , M.Sc. Thesis, Portsmouth Polytechnic, Univ. Khartoum. 1983. 210 p.
2. Abdel Rahman, E. M. Geochemical and geotectonic controls of the metallogenic evolution of selected ophiolite complexes from the Sudan, PhD Thesis. Univ. Berlin. 1993. 175 p.
3. Abdel-Karim, A. M., Ali, S., Helmy, H. M., El-Shafei, S. A. Fore-arc setting of the Gerf ophiolite, Eastern Desert, Egypt: evidence from mineral chemistry and geochemistry of ultramafites. *Lithos* 263. 2016. p. 52–65.
4. Abdelsalam, M. G. The Oko shear zone, Sudan: postaccretionary deformation in the Arabian-Nubian Shield. *J. Geol. SOC. London* 151. 1994. p. 767-776.
5. Abdelsalam, M.G., Stern, R.J., Copeland, P., Elfaki, E.M., Elhur, B., Ibrahim, F.M. The Neoproterozoic Keraf Suture in NE Sudan: Sinistral transpression along the eastern margin of west Gondwana, *Journal of Geology* 106. 1998. p. 133-147.
6. Abdelsalam, M.G., Stern, R.J., Schandelmeier, H, Sultan, M. Deformational history of the Keraf Zone in NE Sudan, revealed by Shuttle Imaging Radar. *J. Geol.* 103. 19954. p. 75–491.
7. Abdelsalam, M.G., J.P. Liegeois, Stern, R.J. The Saharan metacraton. *J. Afr. Earth Sci.* 34. 2002. p. 119-136.
8. Akbulut, M., Piskin., O., Karayigit, A. The genesis of the carbonatized and silicified ultramafics known as listvenites: a case study from the Mihaliccik region (Eskisehir), NW Turkey. *Geological Journal* 41. 2006. p. 557-580.
9. Almond, D. C., Ahmed, F. Ductile shear zones in the northern Red Sea Hills, Sudan and their implication for crustal collision- *Geol. Jour.* 22. 1987. p. 175-1 84.
10. Almond, D. C. and Osman, A. A., 1992. Relationships between shear zones and mineralization in the Nubian Shield of northeast Sudan. *J. Unvi.Kuwait (Sci.)* 19. p. 311-324.
11. Al-Shanti, A.M.S., Mitchell, A.H.G. Late Precambrian subduction and collision in the Al Amar-Idsas region, Arabian Shield, Kingdom of Saudi Arabia. *Tectonophysics* 30. 1976. p. T41–T47.
12. Al-Shanti, A.M.S., Roobol, M.J. A late Proterozoic ophiolite complexes at Jabal Ess in northern Saudi Arabia. *Nature* 279. 1979. p. 488-91.
13. Anonymous. Penrose Conference on ophiolites-*Geotimes* 17. 1972. p. 24-25.
14. Arai, S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine* 56, 1992. p. 173–184.
15. Arai, S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem. Geol.* 113. 1994. p. 191–204.

16. Arai, S. Origin of podiform chromitites. *Journal of Asian Earth Sciences* 15. 1997. p. 303–10.
17. Arai, S., Prichard, H. M., Matsumoto, I., Fisher, P. C. Platinum-Group Minerals in podiform chromitite from the Kamuikotan zone, Hokkaido, Northern Japan. *Res. Geol.* 49. 1999. p. 39–47.
18. Arai, S., Uesugi, J., Ahmed, A.H. Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. *Contr. Mineral. Petrol.* 147. 2004. p. 145–154.
19. Augé, T. Platinum-group mineral inclusions in ophiolitic chromitite from the Vourinos complex, Greece. *Can. Min.* 23. 1985. p. 163–171.
20. Augé, T. Platinum-group mineral inclusions in ophiolitic chromitites from the Oman ophiolite. *Bull. Mineral.* 109. 1986. p. 301–304.
21. Augé, T., Legendre, O., Maurizot, P. The distribution of Pt and Ru–Os–Ir minerals in the New Caledonia Ophiolite. In *International Platinum* (N.P. Laverov & V.V. Distler, eds.). Theophrastus Publications, St. Petersburg, Russia. 1998. p. 141–154.
22. Augé, T., Johan, Z. Comparative study of chromite deposits from Troodos, Vourinos, North Oman and New Caledonia ophiolites, in *Mineral Deposits within the European Community*, (ed. J. Boissonnas and P. Omenetto), Berlin, Springer-Verlag. 1988. p. 267–288.
23. Babiker, I. M. Aspect of the ore geology of Sudan, PhD Thesis. Univ. Cardiff. 1977. 227 p.
24. Bacuta, G. C. Jr., Lipin, B. R., Gibbs, A. K., Kay, R. W. Platinum-group element abundance in chromite deposits of the Acoje ophiolite block, Zambales ophiolite complex, Philippines. In Prichard, H. M., Potts, P. J., Bowles, J. F. W. and Cribb, S. J. (eds.) *Geoplatinum-87*, Elsevier, London. 1988. p. 381–382.
25. Bakor, A. R., Gass, I. G., Neary, C. R. Jabal Al Wask, northern Saudi Arabia: An Eocambrian back-arc ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. p. 30, 19.
26. Barker, F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin, in: Barker, F. (ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Elsevier Amsterdam. 1979. p. 1–12.
27. Barnes, S. J., Roeder, P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology* 42(12). 2001. p. 2279–2302.
28. Barnes, S. J., Naldrett, A. J., Gorton, M. P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas.- *Chem. Geology* 53. 1985. P. 303–323.
29. Bentor, Y.K. The crustal evolution of the Arabian–Nubian massive with special reference to the Sinai Peninsula. *Precambrian Res.* 28. 1985. p. 1–74.

30. Berndt, M. E., Seyfried, W. E., Beck, J. W. Hydrothermal alteration processes at mid-oceanic ridges: experimental and theoretical constraints from Ca and Sr change exchange reactions and Sr isotopic ratios. *Journal of Geophysical Research* 93, 1988. p. 4573-4583.
31. Bevins, R.E., Kokelaar, B.P., Dunkley, P.N. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. *Proc. Geol. Ass.* 95. 1984. p. 337-347.
32. Bonatti, E., Michael, P.J. Mantle peridotites from continental rifts to oceanic basins to subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91. 1989. p 297–311.
33. Bonavia, F.F., Diella, V., Ferrario, A. Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology* 88. 1993. p.198–202.
34. Boynton, W.V. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., Ed., *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, New York. 1984. p. 63-114.
35. Bridges, J. C., Prichard, H. M., Neary, C. R., Meireles, C. A. Platinum-group element mineralization in the chromite-rich rocks of the Braganca massif, northern Portugal. *Trans. Inst. Min. Metal. B* 102. 1993. p. 103-113.
36. Brown, G.C. Calc-alkaline magma genesis: The Pan-African contribution to crustal growth. In: Alshanti, A. M. S. (ed.). *Evolution and mineralization of the Arabian-Nubian Shield*. IGA Bull. 3, 3. 1980. p. 19-29.
37. Buchanan, D. L. Platinum-group element exploration. Amsterdam (Elsevier). 1988. p 185
38. Burgath, K.P., Mohr, M. Chromitites and platinum group minerals in the Meratus-Bobaris Ophiolite Zone, Southeast Borneo. In Gallagher, MJ., Ixer, R.A., Neary, CR., Prichard, H.M. (Eds.), *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*. Inst. Min. Metall., London. 1986. p. 339-349.
39. Bussert, R. Die Entwicklung intrakratonaler Beckenim Nordsudan. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A* 196. 1998. 329 p.
40. Campbell, I. H., Barnes, S. J. Partition coefficients for platinum and palladium between immiscible sulfide and silicate liquids.- *Can. Miner.*, 22, 15. 1984. p. 1 - 160.
41. Caulfield, J. T, Turner, S. P, Dosseto, A., Pearson, N.J., Beier, C. Source depletion and extent of melting in the Tongan sub-arc mantle. *Earth Planet Sci Lett* 273. 2008. p. 279-288.
42. Chew, D.M., Graham, J.R., Whitehouse, M.J. U–Pb zircon geochronology of plagiogranites from the Lough Nafoeey (= Midland Valley) arc in western Ireland: constraints on the onset of the Grampian orogeny. *Journal of the Geological Society, London* 164. 2007. p. 747–750.
43. Chinese Government of the Peoples Republic Report (C.G.T.T.). Summary of talks on the project of chromite prospecting and exploration in the Sudan. *Ministry Indust. Mining, Khartoum*. 1979. 71 p.

44. Chromite Geological Technical Team (C.G.T.T.). Chromite geological prospecting and exploration of the Ingessana Hills. - Geol. Min. Resour. Dept., Sudan. unpubl. Rep., Khartoum. 1977.
45. Coleman, R.G., Peterman, S.E. Oceanic plagiogranites. *J. Geophys. Res.* 80. p. 1099-1108.
46. Coleman, R.G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotite along continental edges. *Journal of Geological Research* 76. 1975. p. 1212–1222.
47. Coleman, R.G. *Ophiolites*. Springer-Verlag, Berlin. 1977. 229 p.
48. Constantinides, C.C., Kingston, G. A., Fisher, P. C. The occurrence of platinum-group minerals in the chromitites of the kokkinorostos chrome mine, Cyprus. In Panayiotou, A (ed.) *Ophiolites: Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus*. Geol. Surv. Dep. Nicosia. 1980. p. 93-101.
49. Corrivaux, L., Laflamme, J. H. G. Mineralogie des elements du groupe du platine dans les chromitites de l'ophiolite de Thetford mines, Quebec. *Can. Min.* 28. 1990. p. 579-595.
50. Cox, D., Keer, C. A., Hastite, A.R., Kakar, M.I. Petrogenesis of plagiogranites in the Muslim Bagh Ophiolite, Pakistan: implications for the generation of Archaean continental crust. *Geological Magazine* 156, 5. 2018. p. 874-888.
51. Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. *The interpretation of igneous rocks*. London. Allen and Unwin. 1979. 450 p.
52. Crocket, J. H. Platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks, a survey.- *Canad. Miner.* 17, 39. 1979. p. 1-402.
53. De Paolo, D.J., Daley, E.E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chem Geol* 169. 2000. P. 157-185.
54. Dick, H.J.B., Bullen, T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially related lavas. *Contr. Mineral. Petrol.*, Heidelberg 86. 1984. P. 54-76.
55. Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research* 11. 2007. p. 453–475.
56. Dungan, M.A. A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs. *Canadian Mineralogist* 17. 1979. p. 711–784.
57. El Bahariya, G.A., Arai, S. Petrology and origin of Pan-African serpentinites with particular reference to chromian spinel composition, Eastern Desert, Egypt: Implication for supra-subduction zone ophiolite. In: *3rd International Conference on the Geology of Africa*, Assiut University, Egypt. 2003. p. 371–388.
58. Eljah, M. A. Geology and geochemistry of El Tuwal ophiolitic complex and environs– East Central Sudan, M.Sc. thesis. University of El Neelain. 2008. 200 p.
59. Ellam, R.M., Hawkesworth, C.J. Elemental and isotopic variations in subduction related basalts: evidence for a three component model. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98. 1988. p. 72–80.

60. El-Nadi, A. H. The Geology of the Late Precambrian Metavolcanics, Red Sea Hills, Northeast Sudan, PhD Thesis, University of Nottingham. 1984.
61. Elthon, D. Geochemical evidence for formation of Bay of Islands ophiolite above a subduction zone. *Nature* 354. 1991. p.140–143.
62. Erturk, M.A., Beyarslan, M., Chung, S.L., Lin, T.H. Eocene magmatism (Maden Complex) in the Southeast Anatolian Orogenic Belt: Magma genesis and tectonic implications. *Geos Front.* 2017.
63. Farahat, E. S. Neoproterozoic arc-back-arc system in the Central Eastern Desert of Egypt: evidence from suprasubduction zone ophiolites. *Lithos* 120. 2010. p. 293–308.
64. Ferrario, A., Garuti, G. Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelandia complex (central Goias, Brazil). In: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowles, J.F.W & Cribb, S. (eds.). *Geo-Platinum 87*. Elsevier Applied Science, London, U.K. 1987. p. 261-272.
65. Fitches, W. R., Graham, R. H., Hussein, I. M., Ries, A. C., Shackelton, R. M., Price, R. C. The Late Proterozoic ophiolite of the Sol Hamid, NE Sudan. *Precam. Res.* 19. 1983. p. 385-411.
66. Floyd, P.A., Winchester, J.A. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem Geol* 21. 1978. p. 291-306.
67. Floyd, P.A. *Oceanic basalts*. Blachie and Son Ltd. 1991. 455 p.
68. Floyd, P. A., Kelling, G., Gokcen, S., Gokcen, N. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Miss ophiolitic mélangé, south Turkey. *Chemical Geology* 39, 1991. p. 263-280.
69. Floyd, P.A., Yaliniz, M.K., Goncuoglu, M.C. Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Lithos* 42. 1998. p. 225—241.
70. Gamble, J., Woodhead, J., Wright, I.C., Smith, I.E.M. Basalt and sediment geochemistry and magma petrogenesis in a transect from oceanic island arc to continental margin arc: the Kermadec–Hikurangi margin, S.W. Pacific. *Journal of Petrology* 37. 1996. p. 1523–1546.
71. Gansser, A. The ophiolite melange, a world-wide problem on Tethyan examples.- *Eclogae Geol. Helv.* 67. 1974. p. 479-507.
72. Garcia, M.O. Criteria for the identification of ancient volcanic areas. *Earth Sci. Rev.* 14. 1978. p. 147-165.
73. Garson, M. S., Shalaby, I. M. Precambrian-lower Palaeozoic plate tectonics and Metallogenesis in the Red Sea region. *Geol. Assos. Canada, Spec. Paper* 14.1976. p. 573-596.
74. Garuti, G., Zaccarini, F., Moloshag, V., Alimov, V. Platinum group minerals as indicators of sulfur fugacity in ophiolitic upper mantle: an example from chromitites of the Ray-Iz ultramafic complex, Polar Urals, Russia, *Can. Mineral.* 37. 1999. p. 1099–1115.

75. Gass, I.G. Pan African (Upper Proterozoic) Plate Tectonics of the Arabian-Nubian Shield. In: Kroner, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier, Amsterdam. 1981. p. 387-405.
76. George, R. P., Jr. Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus: *Geol. Soc. America Bull* 89. 1978. p. 845-865.
77. Geotrex Ltd. Interpretation of Airborne Geophysical Surveys, Report of U. N. Mineral Survey. 1970.
78. Gijbels, R. H., Millard., H. T., Desborough G. A., Bartel, A. J. Osmium, ruthenium, iridium and uranium in silicates and chromite from the eastern Bushveld Complex, South Africa, *Geochim. Cosmochim. Acta* 38. 1974. p. 319–337.
79. González-Jiménez, J.M., Gervilla, F., Proenza, J.A., Augé, T., Keterstedjian, T. Distribution of platinum-group minerals in ophiolitic chromitites. *Appl. Earth Sci., Trans. Inst. Mineral. Metall.* B118. 2009. p. 101–110.
80. Greenwood, W.R., Hadley, D.C., Anderson, R.E., Fleck, R.G., Schmidt, D.L. Late Proterozoic cratonization in southwestern Saudi Arabia. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A* 280. 1976. p. 517-527.
81. Gunn, A. G., Leake, R. C., Styles, M. T., Bateman, J.H. Platinum-group element mineralisation in the Unst ophiolite, Shetland. British Geological Survey, Mineral Reconnaissance Programme Report 73. 1985.
82. Halls, C. and Zhao, R. Listwaenite and related rocks: perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland. *Mineralium Deposita* 30. 1995. p. 303-313.
83. Haraz, Z.H. Fluid inclusions in the mesozonal gold deposits at Atud mine, Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 35. 2002. p. 347-363.
84. Harker, A. *The Natural History of Igneous Rocks*. Macmillan, New York. 1909.
85. Hashiguchi, H., Yamada, R., Inoue, T. Practical application of low Na₂O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising areas around the Kosaka and Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefecture, Japan. In: Ohmoto, H., et al., (eds.). *The Kuroko massive sulfide deposit. Economic geology Monograph* 5. 1983. p. 387-394.
86. Hassan, M.A, Kotelnikov, A.E., Abdullah, E.A. Geochemistry and Geotectonic Setting of the Post-orogenic granites at Qala En Nahal-Um Sagata Area, Gedarif State, Sudan. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 459. 2020. p. 042032.
87. Hassan. M.A., Geochemical prospecting for gold in umm saqata-qala en nahal region, gedarif state, sudan, M.Sc. thesis. University of El Neelain. 2011. 171 p.
88. Hiemstra, S. A. The distribution of chalcophile and Platinum-Group Elements in the UG-2 chromitite layer of the Bushveld complex.- *Economic Geology*, 81(5). 1986. p. 1080-1086.

89. Hühndorf, A., Meinhold, K.D., Vail, J. R. Geochronology of anorogenic igneous complexes in the Sudan: isotopic investigations in North Kordofan, the Nubian Desert and the Red Sea Hills. *Journal of African Earth sciences* 10. 1994. p. 243-251.
90. Hudson, D.R., Donaldson, M.J. Mineralogy of platinum group elements in the Kambalda nickel deposits, Western Australia. In *Nickel sulphide field conference* 3. 1984. p. 55-61. Humphris, S.E., Thompson, G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42. 1978. p. 107–125.
91. Hunting geology and geophysics. Photogeological survey of eastern area. Report to U. N. Mineral Survey. 1969.
92. Hussein, I. M., Kröner, A., Dürr, S.T. Wadi Onib: A dismembered Pan-African ophiolites in the Red Sea Hills of the Sudan. *Precambrian Research* 16, no. 4. 1982. P. A52-A52.
93. Hussein, M. T., Adam, E. G. Water quality of the Gedaref basin, Sudan, *Hydrological Sciences* 40 (2). 1995. p. 205-216.
94. Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences* 8(5). 1971. p. 523-548..
95. Irvine, T. N., Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part 2. Petrologic applications *Canadian journal of earth sciences* 4. 1967. p. 71-103.
96. Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R. Petrological Studies of Peridotites from Diapiric Serpentinite Seamounts in the Izu-Mariana Fore-arc, Leg 125. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 125. 1992. p. 445–485.
97. Jackson, E.D.. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana.- *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 358, 1961. p. 1-106.
98. Jan, M.Q., Windley, B.F. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwestern Pakistan. *Journal of Petrology* 31. 1990. p. 667–715.
99. Jian, P., Kröner, A., Windley, B.F., Shi, Y., Zhang, W., Zhang, L., Yang, W. Carboniferous and Cretaceous mafic–ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): a SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral “Hegenshan ophiolite”. *Lithos* 142. 2012. p. 48-66..
100. Jochum, K., Verma, S. Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB. *Chemical Geology* 130. 1996. p. 289-299.
101. Johan, Z., Dunlop, H., Le Bel, L. , Ropert, J. L., Volfinger, M. Origin of chromite deposits in ophiolite complexes: evidence for a volatile and sodium-rich reducing fluid phase.- *Fortschr. Miner.* 61. 1983. p. 105-107.
102. Johan, Z., Le Bel, L., Robert, J. L., Volfinger, M. Role of reducing fluids in the origin of chromite deposits from ophiolitic complexes.- *Annual Meeting Geol. Assoc. and Miner. Assoc. of Canada, Abstr* 7. 1982. 58 p.

103. Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J., Meffre, S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology* 42(4). 2001. p. 655–671.
104. Kazmin, V. Ophiolites in the Ethiopian Basement. *Ethiopian Inst. Geol. Surv. Note* 35. 1976.
105. Kazmin, V., Shifferaw, A., Balcha, T. The Ethiopian Basement: stratigraphy and possible manner of evolution. *Geol. Resch.*, 67 (2). 1978. p. 531-546.
106. Kazmin, V., Shifferaw, A., Teferra, M., Berhe, S.M., Chowaka, A. Precambrian structure of western Ethiopia. *Ann. Geol. Surv. Egypt* 9. 1979. p. 1-8.
107. Kennedy, W. Q. The structural differentiation of Africa in the PanAfrican (± 500 m.y.) tectonic episode. *Leeds Univ. Res. Inst. Afr. Geol. Annu. Rep.* 9. 1964.
108. Kheiralla, M.K. A study of the Nubian Sandstone Formation of the Nile valley between 14 N and 17.42 N with reference to the groundwater geology, Khartoum. M.Sc. Thesis, Univ. 1966.
109. Klitzsch, E., LejaNicol, A. Flora and fauna from strata in southern Egypt and northern Sudan. *Berliner geowissen Schaftliche Abhandlungen, Reihe A50*. 1984. p. 47-49.
110. Klitzsch, E., Squyers, H. C. Paleozoic and Mesozoic geological history of the northeastern Africa based upon new interpretation of Nubian street. *AAPg Bull.* 74. 1990. p. 1203-1211.
111. Koepke, J., Berndt, J., Feig, S. T., Holtz, F. The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contributions to Muslim Bagh Ophiolite Oceanic Plagiogranites, Mineralogy and Petrology* 153, 2007. p. 67–84.
112. Koepke, J., Feig, S. T., Snow, J., Freise, M. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 2004. p. 414–432.
113. Kozlu, H., Prichard, H., Melcher, F., Fisher, P., Brough, C., Stueben, D. Platinum groupelement (PGE) mineralisation and chromite geochemistry in the Berit ophiolite(Elbistan/Kahramanmaras), SE Turkey. *Ore Geol. Rev.* 60. 2014. p. 97–111.
114. Kröner, A. Ophiolites and the evolution of tectonic boundaries in the late Proterozoic Arabian–Nubian Shield of northeast Africa and Arabia. *Precambrian Res.* 27. 1985. p. 277–300.
115. Kröner, A., Greiling, R., Reischman, T., Hussein, I.M., Stern, R.J., Durr, S., Kruger, R., Zimmer, M.. Pan-African crustal evolution in the Nubian segment of Northeast Africa. In: Kröner, A. (ed.). *Proterozoic Lithosphere Evolution, Geodynamics Series. International Lithosphere Program contribution. American Geophysical Union, Washington* 17. 1987. p. 235–257.
116. Kröner, A., Stern, R. J., Linnebacker, P., Reischmann, T., Manton, W., Hussein, I.M. Evolution of Pan-African island arc assemblages in the southern Red Sea Hills, Sudan as exemplified by geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* 53. 1991. p. 99-118.

117. Küster, D., Liegeois, J. P. Sr, Nd isotopic and geochronological study of high-grade metamorphic lithologies from Bayuda Desert, Sudan-New insights into the Neoproterozoic evolution of the East Saharan Ghost Craton. *Precambrian Res.* 109. 2001. p. 1-23.
118. Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27. 1986. p. 745-750.
119. Leblanc, M., Nicolas, A. Les chromitites ophiolitiques. *Chronique de la Recherche Minière* 507. 1992. p. 3-25.
120. Leblanc, M., Violette, J.F. Distribution of aluminium-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology* 78. 1983. p. 293-301.
121. Leblanc, M., Dupuy, C., Cassard, D., Noutte, J., Nicolas, A. Essai sur la genese des corps podiformes de chromite dans les peridotites ophiolitiques: etude des chromites de Nouvelle. In: Panayiotou, A. (ed.). *Ophiolites Proceedings International Symposium Cyprus*. Geological Survey Department, Cyprus Publication. 1980. p. 691-701.
122. Legendre, O., Auge T. Mineralogy of platinum-group mineral inclusions in chromitites from different ophiolitic complexes.- In: Gallagher, M. J. et al. (eds.), *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. The institution of Mining and Metallurgy 1985. 1986. p. 361-372.
123. Li, X. -P., Rahn, M., Bucher, K. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *J. metamorphic Geol.* 22. 2004. p.159-177.
124. Liégeois, J.P., Black, R. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of Adrar des Iforas (Mali). *Geological Society, Special Publication* 30. 1987. p. 381-401.
125. Loizenbauer, J., Neumayr, P. Structural controls on the formation of the Fawakhir gold mine, EL Sid-Eastern Desert, Egypt: tectonic and fluid inclusion evidence. *Proc. Geol. Surv.Egypt Cent. Conf.* 1996. p. 477-488.
126. Loizenbauer, J., Wallbrecher, E., Fritz, H., Neumayer, P., Khudeir, A.A., Kloetzli, U. Structural geology, single zircon ages and fluid inclusion studies of the Meatiq metamorphic core complex: implication for Neoproterozoic tectonics in the Eastern Desert of Egypt. *Precambrian Res.* 110. 2001. p. 357-383.
127. Maniar, P.D., Piccoli, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101. 1989. p. 635-643.
128. Martyn, J. E., Johnson G. I. Corrigendum: Geological setting and origin of fuchsite-bearing rocks near Menzies, Western Australia, *Australian Journal of Earth Sciences* 33:3. 1986. p. 373-390.
129. McBryde, W.A.E. Platinum metals. In: Fairbridge, R.W.(ed) *The encyclopedia of geochemical and environmental sciences*. Van Nostrand Reinhold Co., New York. 1972. p. 957-961.
130. McDonough, W.F., Sun, S.S. The composition of the Earth. *Chem Geol* 120. 1995. P. 223-253.

131. McDonough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E., Hofmann, A.W. K, Rb, and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Ross Taylor Symposium volume. 1991. p. 68-76.
132. Middelburg J. J., Van der Weijden, C. H., Woittiez, J. R. W. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chem. Geol.* 68,.1988. p. 253–273.
133. Milovanovic, D., Sreckovic-Batocanin, D., Savic, M., Popovic, D. Petrology of plagiogranite from Sjenica, Dinaridic Ophiolite Belt (southwestern Serbia). *Geologica Carpathica* 63, 2012. p. 97–106.
134. Miyashiro, A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.- *Earth Planet. Sci. Letts.* 19, 21. 1973. p. 8-224.
135. Mondal, S.K. Platinum-group element (PGE) geochemistry to understand the chemical evolution of the Earth's mantle. *Journal of the Geological Society of India* 77. 2011. p. 295-302.
136. Moores, E. M. Discussion of "Origin of Troodos and other ophiolites: A reply to Hynes" by Akiho Miyashiro. *Earth Planet. Sci. Lett.* 25. 1975. p. 223-226.
137. Moreno, T., Gibbons, W., Prichard, H. M., Lunar, R. Platiniferous chromitite and the tectonic setting of ultramafic rocks in Cabo Ortegal, NW Spain. *J. Geol. Soc. Lon.* 158. 2001. p. 601-614.
138. Mottl, M.J. Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geo. Soc. Am. Bull.* 94. 1983. p. 161-180.
139. Mullen, E. D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planetary Science Letters* 62. 1983. p. 53-62.
140. Mustafa, Y.S. Economic potentialities of industrial minerals and rocks in Qala En Nahal and Umm Saqata areas, Eastern State-Sudan, M.Sc. thesis. University of Khartoum. 1994.
141. Naldrett, A. J., von Gruenewaldt, G. Association of Platinum-Group Elements with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes.- *Econ. Geol.* 84. 1989. p. 180- 187.
142. Naldrett. A. J., Cabri L. J. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements, *Econ. Geol.* 71. 1976. p.1131–1158.
143. Neary, C.R., Prichard, H.M., Potts, P.J. Chromite, platinoids, gold and moly in the Shetlands. *Min. Mag.* 1984. p. 559-60.
144. O' Conner, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. *U.S Geol. Surv. Prof. Paper* 525B. p. B79-B84.
145. O' Hanley, D. S. *Serpentinites Records of Tectonic and Petrological History.* Oxford University Press,Oxford. 1996.

146. Ohnenstetter, M., Johan, Z., Cocherie, A., Fouillac, A. M., Guerrot, C., Ohnenstetter, D., Chaussidon, M., Rouer, O., Makovicky, E., Makovicky, M., Rose-Hanson, J., Karup-Møller, S., Vaughan, D., Turner, G., Patrick, R. A. D., Gize, A. P., Lyon, I., McDonald, I. New exploration methods for Pt and Rh deposits poor in base-metal sulfides-NEXTPRIM. *Trans. Inst. Min. Metal. B* 108. 1999. p. 119-150.
147. Ohnenstetter, M., Karaj, N., Neziraj, A., Johan, Z., Cina, A. Le potentiel platinifere des ophiolites: mineralisations en elements du groupe du platine (PGE) dans les massifs de Tropoja et Bulquiza, Albanie. *C. R. Acad. Sci. Paris* 13, Serie II. 1991. p. 201-208.
148. Omer, M. K. Géologie des grès de Nubie du Soudan Central, Oriental et Septentrional. Genèse, diagénèse et paléogéographic. Thèse, Université Grenoble, France. 1978.
149. Omer, M. K. The geology of the Nubian Sandstone formation in Sudan, stratigraphy, sedimentary dynamics, diagenesis. *Geol. And Min. Res. Dept., Ministry of Energy and Mining, Sudan*. 1983.
150. Orberger, B., Fredrich, G., Woermann, E. Platinum-group element mineralisation in the ultramafic sequence of the Acoje ophiolite block, Zambales, Philippines. In Prichard, H. M., Potts, P. J., Bowles, J.F.W. & Cribb, S. J. (eds.) *Geo-platinum symposium volume*. Elsevier Applied Science, London and New York. 1988. p. 361-380.
151. Özdamar, S. Geochemistry and geochronology of late Mesozoic volcanic rocks in the northern part of the Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey): Implications for the closure of the Neotethys Ocean. *Lithos*, 248. 2016. p. 240–256.
152. Page, N. J., Talkington, R. W. Palladium, Platinum, Rhodium, Ruthenium and Iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in New found land. *Canad. Mineral.* 22. 1984. p. 137- 149.
153. Page, N. J., Cassard, D., Haffty, J. Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and iridium in chromitites from the Massif du Sud and Tiebaghi Massif, New Caledonia. *Econ. Geol.* 77. 1982. p. 1571-1577.
154. Peacock, M.A. Classification of igneous rock series. *J. Geol.* 93.1931. p. 65-67.
155. Pearce, J. A., Norry, M. J.. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: *Cont. Mineral. Petrol.* 69. 1979. p. 33–47.
156. Pearce, J.A., Cann, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci Lett* 12.1973. p. 339-349.
157. Pearce, J.A., Gale, G.H. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 7. 1977. p. 14-24.
158. Pearce, J.A., Peate, D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc lavas. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 23, 1995. p. 251–285.

159. Pearce, J.A. Geochemical evidence for the genesis and the eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *Proc. Int. Ophiolite Symp., Gyprus* 26172. 1980.
160. Pearce, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, J.S. (ed.). *Andesites*. Wiley, Chichester, 1982. P. 525 -548.
161. Pearce, J. A. Ocean floor comes ashore. *Nature* 354. 1991. p. 110–111.
162. Pearce, J. A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration: Geological association of Canada, Short Course Notes 12. 1996a. p. 79-113.
163. Pearce, J. A. Subduction zone ophiolites. Geological Society, Special Paper 373. 2003. p. 269–294.
164. Pearce, J. A. Geochemical fingerprinting of the oceanic basalts with application to the ophiolite classification and the research for Archean oceanic crust. *Lithos* 100. 2008. p. 14-48.
165. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G.W. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25. 1984a. p. 956–983.
166. Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P. & Howells, M.F. (eds.). *Marginal Basin Geology*. Geological Society, Special Publication 16. 1984b. p. 77–94.
167. Pober, E., Faupl, P. The chemistry of detrital chromite spinels and its implication for the geodynamic evolution of the eastern Alps. *Geol. Res.* 77. 1988. p. 641-670.
168. Polat, A., Hofmann, A.W. Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research* 126. 2003. p. 197–218.
169. Prichard, H. M., Brough, C. Potential of ophiolite complexes to host PGE deposits. In *New developments in magmatic Ni-Cu and PGE deposits*; Li, C. and Ripley, E. M. (Eds.) Geological publishing house Beijing. 2009. p. 277-290
170. Prichard, H. M., Lord, R. A. Platinum and palladium in the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Can. Min.* 28. No. 3. 1990. p. 607-617.
171. Prichard, H. M., Lord, R. A., Neary, C. R. A model to explain the occurrence of Pt-and Pd-rich ophiolite complexes. *J. Geol. Soc. Lon.* 153. 1996. p. 323-328.
172. Prichard, H. M., Neary, C. R., Potts, P. J. Platinum and gold in the Shetland ophiolite. *Min. Jl.* 303, No. 7772. 1984. 77 p.
173. Prichard, H. M., Neary, C. R., Potts, P.J. Platinum-group minerals in the Shetland ophiolite.- In: Gallagher, M. J. et al. (eds.), *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. 1986. p. 395-412.

174. Prichard, H. M., Neary, C.R., Fisher, P. C., O'Hara, M. J. PGE-rich podiform chromitites in the Al 'Ays ophiolite complex, Saudi Arabia: an example of critical mantle melting to extract and concentrate PGE. *Econ. Geol.* 103. 2008. p. 1507-1529.
175. Prichard, H. M., Potts, P. J., Neary, C. R. Platinum group minerals in the Shetland ophiolite complex. *Trans. Inst. Min. Metal. B* 90. 1981. p. 186-188.
176. Proenza, J.A., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Lavaut, W., Revê, D., Rodrìguez, G. Podiform chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (Cuba). *Acta Geologica Hispanica* 33, n° 1-4. 1998. p. 153-177.
177. Proenza, J.A., Ortega-Gutierrez, F., Camprubi, A., Tritlla, J., Elias-Herrera, M., Reyes-Salas, M. Paleozoic serpentinites enclosed chromitites from Tehuitzingo (Acatlá'n Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. *Journal of South American Earth Sciences* 16. 2004. p. 649-666.
178. Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.-L. Al- and Cr- rich chromitites from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Econ. Geol.* 94. 1999. P. 547-566.
179. Roeder, P.L. Chromite from the Fiery rain of Chondrules to the Kilauea iki lava lake. *Canadian Mineralogist* 32. 1994. p. 729-746.
180. Rollinson, Hugh. R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Longman Geochemistry Series, Harlow, England. 1993. 374 p.
181. Rùssegger, J. Keride und Samdstein, Einflnss von Granit and Letzeren Porphzre, Grunsteine etc. In Aeypten und Nubian bis nach Sennar, Neues Johrbuch der minerologie, geologie und petrefcten kunde. 1837. p. 665-669.
182. Ruxton, B. P. The major rock groups of the northern Red Sea Hills, Sudan. *Geol. Mag.* 93. 1956. p. 314-30.
183. Samson, S. D., Inglis, J. D., D'Lemos, R. S., Admou, H., Blichert-Toft, J., Hefferan, K. Geochronological, geochemical, and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine Ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. *Precambrian Research* 135. 2004. p. 133-147.
184. Saunders, A.D., Tarney, J. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Acta* 43. 1979. p. 555-72.
185. Schrank, E., Awad, M.Z. Palynological evidence for the age and depositional environment of the Cretaceous Omdurman Formation in the Khartoum area, Sudan. *Berliner gewiss. Abh.*, A120.1. 1990. p. 169-182.
186. Shervais, J.W. Ti-V plots and the Petrogenesis of the modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Letts.* 59. 1982. p. 101-118.

187. Shervais, J.W., Kimbrough, D.L., Renne, P., Hanan, B.B., Murchey, B., Snow, C.A. Multi-stage origin of the Coast Range ophiolite, California: Implications for the life cycle of supra-subduction zone ophiolites. *International Geology Review* 46. 2004. p. 289-315.
188. Sillitoe, R. M. Metallogenic Consequences of Late Precambrian Suturing in Arabia, Egypt, Sudan and Iran, *Instit. of Appl. Geol. (I.A.G. Bulletin #3)*; King Abdul Aziz Univ., Jeddah, Kingdom of Saudi Arabia, *Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield*. 1979. p. 110-120.
189. Stern, R.J., Kröner, A. Geochronologic and isotopic constraints on the late Precambrian crustal evolution in NE Sudan. *Journal of Geology* 101. 1993. p. 555-574.
190. Stern, R.J. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. *Ann. Rev. Earth Sci.* 22. 1994. 319 p.
191. Stern, R. J., Kröner, A., Manton, W.I., Reischmann, T., Mansour, M., Hussein, I. M. Geochronology of the late Precambrian Hamisana shear zone, Red Sea Hills, Sudan and Egypt. *J. geol. Soc.* 146. 1989. p.1017-1029.
192. Stern, R. J., Nielsen, K. C., Best, E., Sultan, M., Arvidson, R. E., Kröner, A. Orientation of late Precambrian sutures in the Arabian-Nubian Shield.-*Geology* 18. 1. 1990. P. 103-1 106
193. Stockman, H. W., Hlav, P. F. Platinum-Group Minerals in Alpine Chromitites from Southwestern Oregon.- *Econ. Geol.* 79. 1984. p. 491-508.
194. Talkington, R. W., Watkinson, D. H., Whittaker, P.J., Jones, P. C. PGM and other solid inclusions in chromite of ophiolite complexes: occurrence and petrological significance. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 32. 1984. p. 285-301.
195. Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H., Kushiro, I. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of mantle wedge in subduction zones (Japan arc). *Journal of Geophysical Research* 88. 1995. p. 5815-5825.
196. Thayer, T. P. Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey.- *Econ. Geol.* 59. 1964. p. 1497-1524.
197. Thayer, T. P. Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits.- *In: Wilson, H. D. B. (ed.). Magmatic Ore Deposits, Econ. Geol. Mon. 4, 1969. p. 132-146.*
198. Tischendorf, G., Förster, H. J., Gottesmann, B., Rieder, M. True and brittle micas: Composition and solid-solution series. *Miner. Mag.* 71. 2007. p. 285–320.
199. Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, H.-J., Gottesmann, B., Guidotti, Ch. V. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. – *Miner. Mag.* 68. 2004. p. 649–667.
200. Turner, F.G Verhoogen. *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill Book Co., New York. 1960. 694 p.
201. Uçurum, A. Listwaenites in Turkey: perspectives on formation and precious metal concentration with reference to occurrences in East-Anatolia. *Ofioliti*, 25. 2000. p. 15–29.

202. Vail, J.R. Outline of the geology and mineral deposits of the Democratic Republic of the Sudan and adjacent area. *Overseas Geology and Mineral Resources*. IGS, London 49. 1978. 68 p.
203. Vail, J.R. Distribution and tectonic setting of post-kinematic igneous complexes in the Red Sea Hills of Sudan and the Arabian-Nubian Shield. *Precambrian Research* 16(4). 1982. p. A41-A41.
204. Vail, J. R. Pan-African Crustal Accretion in north-east Africa, *Journal of African Earth Sciences* 1(3-4). 1983. p. 285-294.
205. Vail, J. R. Pan African (late Precambrian) tectonic terrains and the reconstruction of the Arabian- Nubian shield – geology 13. 1985. p. 839-842.
206. Vail, J.R. 1988. *Lexicon of geological terms for the Sudan*. Amsterdam: A. A. Balkema. 1988. 199 p.
207. Vearncombe, J.R. Possible ophiolite from the Pan-African of west Pokot, Kenya. 11th Colloq. Afr. Geol., Milton Keynes Abstracts. 1981. 9 p.
208. Verma, S. P. Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and SrNd-Pb isotope systematic of mid-ocean ridge basalt. *Geochemical Journal* 26. 1992. p. 159-177.
209. Wang, T., Wang, Z., Yana, Z., Ma, Z., He, S., Fua, C., Wang, D. Geochronological and geochemical evidence of amphibolite from the Hualong Group, northwest China: implication for the early Paleozoic accretionary tectonics of the Central Qilian belt. *Lithos* 248. 2016. p. 12-21.
210. Warden, A.J., Kazmin, V., Kiesl, W., Pohl, W. Some geochemical data of the mafic-ultramafic complex of the Tulu Dimitri, Ethiopia, and their genetic significance. *Ost. Akad. Wiss., Math.-naturw.* 191. 1982. p. 11-131.
211. Whattam, S.A., Stern, R.J. The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation. *Contrib Mineral Petrol* 162. 2011. p. 1031–1045.
212. Whiteman, A.J. *The Geology of the Sudan Republic*. Clarendon Press, London. 1971.
213. Wicks, F.J., Plant, A.G. Electron microprobe and X-ray microbeam studies of serpentine textures. *Canadian Mineralogist* 17. 1979. p. 785–830.
214. Wicks, F.J., Whittaker, E. J. W. Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist* 15. 1977. p. 459–488.
215. Wilcockson, W. H. Tayler, W. H. On the area of ultrabasic rocks in Kassala Province of the Anglo Egyptian Sudan. *Geol. Mag.* 70. 1933. p. 306-320.
216. Wilson, M. *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Boston, MA, USA: Unwin Hyman. 1989.
217. Winchester, J.A., Floyd, P.A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet Sci Lett* 28. 1976. p. 459-469.
218. Winchester, J.A., Floyd, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem Geol* 20. 1977. p. 325-343.

219. Wipki, M., Germann, K., Schwarzc, T. Alunitic kaolins of the Gedaref region (NE Sudan). In: Thorweihe, U., Schandelmeier, H. (Eds.), *Geoscientific Research in Northeast Africa*. 1993. p. 509–514.
220. Wood, D.A. A variability veined sub-oceanic upper mantle genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, New York, 7. 1979. p. 499-503.
221. Xia, B., Yu, H., Chen, G.-W., QI, L., Zhao, T.P., Zhou, M.F. Geochemistry and tectonic environment of the Dagzhuka ophiolite in the Yarlung-Zangbo suture zone, Tibet. *Geochemical Journal* 37, 2003. p. 311-324.
222. Zhang, Q., Zhou, D., Zhao, D., Huang, Z., Han, S., Jia, X., Dong, J. Ophiolites of the Hengduan Mountains, China: Characteristics and tectonic settings, *J. Southeast Asian Earth Sci.* 9(4). 1994. p. 335–344.
223. Zhou M.F., Robinson P.T. Origin and tectonic environment of Podiform chromite deposits. *Econ.Geol.*, 92:259-262. Zhou M.F. and Bai W.J. 1992. Chromite deposits in China and their origin. *Mineral. Dep.* 27. 1997. p. 192-199.
224. Zhou, M.F., Robinson, P.T. High-Cr and high-Al podiform chromitites, Western China: relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Reviews* 36. 1994. p. 678–686.
225. Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Li, Z. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt–rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *J. Petrol.* 37 (1). 1996. p. 3–21.
226. Zhou, M. F., Sun, M., Keays, R. R., Kerrich, W. Controls on PGE distributions of podiform chromitites: A case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *GCA* 62, 4. 1998. p. 677-688.