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

На правах рукописи

КУЛИКОВА АННА ВИКТОРОВНА

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ И МЕТАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

25.00.04 – петрология, вулканология

25.00.03 – геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор геолого-минералогических наук,
В.А. Симонов

доктор геолого-минералогических наук,
профессор М.М. Буслов

НОВОСИБИРСК - 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ ……4

Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГОРНОГО АЛТАЯ……11

1.1. Основные геодинамические комплексы Горного Алтая……11

1.2. Структура и геодинамические комплексы Курайской зоны……17

Глава 2. БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ……28

2.1. Ультрабазиты Чаган-Узунского массива……28

2.1.1. Геологическая позиция и петрографические особенности……29

2.1.2. Минералогия……32

2.1.3. Вещественный состав - петрохимия и геохимия……46

2.1.4. Условия формирования……55

2.2. Базальтовый комплекс юго-восточной части Чаган-Узунских офиолитов……61

2.2.1. Геологическая позиция и петрографические особенности……62

2.2.2. Вещественный состав - петрохимия и геохимия……63

2.2.3. Условия формирования……67

2.3. Комплекс габбро-диабазовых даек в ультрабазитах Чаган-Узунского массива….68

2.3.1. Геологическая позиция и петрографические особенности……68

2.3.2. Вещественный состав - петрохимия и геохимия……69

2.3.3. Условия формирования……72

Глава 3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ……74

3.1. Гранатовые амфиболиты ……75

3.1.1. Геологическая позиция и петрографические особенности……77

3.1.2. Минералогия……79

3.1.3. Вещественный состав - петрохимия и геохимия……87

3.1.4. Условия формирования……96

3.1.5. Возраст……100

3.2. Безгранатовые амфиболиты……106

3.2.1. Геологическая позиция и петрографические особенности……106

3.2.2. Минералогия……108

3.2.3. Вещественный состав - петрохимия и геохимия……114

3.2.4. Условия формирования……120

3.2.5. Возраст……...123

3.3. Гранат-пироксен-амфиболовые породы.……..……..……...126

3.3.1. Геологическая позиция и петрографические особенности……...126

3.3.2. Минералогия…….……129

3.3.3. Вещественный состав - петрохимия и геохимия……....136

3.3.4. Условия формирования…….…….....141

3.3.5. Возраст…….…….……..147

Глава 4. МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ЗОНЫ…….149

ЗАКЛЮЧЕНИЕ …….157

ЛИТЕРАТУРА ……...161

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Ассоциации, формирование которых связано с развитием древних океанов, являются реперами важнейших геологических процессов. Они привлекают к себе пристальное внимание в связи с созданием геодинамических моделей эволюции складчатых областей. В этом отношении большое значение имеют древние аккреционные зоны, развивавшиеся на активных континентальных окраинах и содержащие разнообразные комплексы пород океанического и островодужного происхождения. Фактически данные аккреционные ассоциации могут концентрировать в себе фрагменты объектов, формировавшихся как в условиях открытого океана (базит-гипербазитовые комплексы срединно-океанических хребтов и океанических островов), так и в субдукционных структурах (островодужные магматические, метаморфические и осадочные комплексы). В результате, исследования древних аккреционных комплексов позволяют наиболее полно реконструировать историю развития складчатых сооружений.

В связи с этим аккреционные ассоциации в складчатых областях привлекают к себе самое пристальное внимание исследователей [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Симонов и др., 1994; Диденко и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004, 2005; Буслов, 2011, 2014; Буслов и др., 2013; Senger et al., 1993; Buslov et al., 2002; Dobretsov et al., 2004; Buslov, Cai, 2017; и другие].

Важен также и практический интерес, так как с фрагментами палеоокеанических структур (офиолитами), обычно входящими в состав аккреционных зон, связаны месторождения важнейших полезных ископаемых – хромитов, элементов платиновой группы, золота и др.

В целом офиолитовые базит-ультрабазитовые комплексы рассматриваются в огромном количестве публикаций [Пинус и др., 1958, 1984; Пейве и др., 1977; Петрология и метаморфизм … , 1977; Савельев, Савельева, 1977; Колман, 1979; Офиолиты, 1981; Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты …, 1985; Скляров и др., 1987, 2016; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Симонов, 1993; Самыгин, 2000; Книппер и др., 2001; Добрецов и др., 2001; Чернышов, 2001; Куренков и др., 2002; Иванов и др., 2007; Леснов, 2007, 2009; Nicolas, 1989; Khain et al., 2002; Moores, 2003; Ota et al., 2007; и другие].

Большое внимание уделяется также метаморфическим комплексам из

аккреционных зон (амфиболиты, эклогиты и другие), формировавшимся в ходе преобразования палеоокеанических ассоциаций [Добрецов, 1974а, б; Добрецов и др., 1991, 1992, 2004; Буслов, Ватанабе, 1996; Волкова и др., 2007, Гусев и др., 2012; Гусев, 2013; Buslov et al., 2002; Dobretsov, Buslov, 2004; Ota et al., 2002, 2007; и другие]. В частности метаморфические породы в основании офиолитовых разрезов известны давно и они отмечены в таких хорошо изученных и фактически эталонных офиолитовых ассоциациях, как Семайл (Оман), Бей-оф-Айлендс (Ньюфаундленд), Тринити (Калифорния), офиолиты Полярного Урала [Петрология и метаморфизм… 1977; Колман, 1979; Метаморфизм и тектоника, 2001; Searle, Malpas, 1982; Nicolas, 1989; Soret et al., 2017; и др.]. При этом необходимо отметить, что условия образования данных метаморфических комплексов, получивших название «метаморфическая подошва» [Метаморфизм и тектоника, 2001; Searle, Malpas, 1982; Soret et al., 2017; и др.], остаются во многом дискуссионными.

В то же время, несмотря на значительный объем фактического материала по аккреционным зонам, многие проблемы, связанные прежде всего с генезисом отдельных комплексов пород, входящих в состав этих ассоциаций, вызывают определенную дискуссию. В связи с этим, данная диссертационная работа направлена на выяснение условий формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской акреционной зоны (Горный Алтай), являющихся не только ключевыми объектами для реконструкции особенностей эволюции основных структур региона, но и обладающих перспективами на такие полезные ископаемые, как хромиты, платиноиды, ртуть, что определяет актуальность исследований.

Объектами исследований являются комплексы базит-ультрабазитовых и метабазитовых пород Курайской аккреционной зоны юго-восточной части Горного Алтая.

Цель работы – выяснить физико-химические и палеогеодинамические условия формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай).

Задачи исследований.

1. В ходе экспедиционных работ, с учетом имеющихся опубликованных данных, установить геологические особенности отдельных комплексов (ультрамафиты, базитовые дайки в гипербазитах, базальтовый комплекс, безгранатовые амфиболиты,

гранатовые амфиболиты, гранат-пироксен-амфиболовые породы) Курайской аккреционной зоны.

2. Собрать эталонные коллекции образцов базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай) и установить их петрологические, геохимические, минералогические и геохронологические характеристики.

3. На основе анализа составов минералов выяснить условия (температура, давление) формирования и преобразования пород из базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай).

4. В результате петрохимических, геохимических, минералогических и геохронологических исследований установить особенности палеогеодинамических процессов формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай).

5. Разработать на основе полученных данных общую модель геодинамического развития Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай).

Фактический материал и методы исследований. Основой работы послужили материалы, собранные и обработанные автором за период 2010 – 2017 гг. в ходе выполнения научно-исследовательских работ по проектам лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН № 0330-2016-0014 и РФФИ №№ 16-35-00109 (мол_а), 17-05-00833 (А), 17-55-53048 (ГФЕН_а).

В составе полевых отрядов ИГМ СО РАН, а также международных экспедиций совместно с учеными из других организаций России, Европы и Китая автором проведены детальные исследования Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай), в результате которых были выяснены особенности геологического строения района и собраны представительные коллекции всех типов базит-ультрабазитовых и метабазитовых пород.

При обработке собранного каменного материала использовались различные аналитические методы, имеющиеся преимущественно в ИГМ СО РАН и в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований (г. Новосибирск), а также в Институте геохимии им. А.П. Виноградова (г. Иркутск), в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и Институте Геохимии г. Гуанчжоу (Китай). Всего изучено более 300 образцов пород из Курайской зоны (Горный Алтай).

Составы пород (144 пробы) установлены с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик Карманова Н.Г). Содержания редких и редкоземельных элементов (61 проба) определены методом ICP-MS на масс-спектрометре Finnigan Element в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитики Николаева И.В., Палесский С.В). Редкоэлементная характеристика ультрабазитовых пород выполнена методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELEMENT 2 в ЦКП ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Выполнено более 700 микрозондовых анализов минералов на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-Micro» в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик Хмельникова О.С).

Большое внимание при подготовке работы уделено определению возраста пород из Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай). Выделение слюд и амфиболов метабазитовых пород проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике магнитной сепарации. Определение $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста минералов проводилось А.В. Травиным по монофракциям на оборудовании ИГМ СО РАН по методике ступенчатого прогрева, которая описана в работах [Травин и др., 2009; Травин, 2016]. Все результаты изотопного датирования в работе рассматриваются в 95% доверительном интервале (± 1σ). U-Pb датирование цирконов проводилось в Институте Геохимии г. Гуанчжоу (Китай) методом SIMS на высокоточном массспектрометре CAMECA IMS1280-HR, а также в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II.

Вся лабораторная подготовка для петрографических, петро-геохимических и геохронологических исследований была осуществлена непосредственно автором в Институте геологии и минералогии СО РАН.

В целом, в ходе исследований использовался всесторонний подход, с применением геологических, петрологических, изотопно-геохимических, минералогических и геохронологических методов при максимально возможном учете всех опубликованных данных по Курайской аккреционной зоне.

Основные защищаемые положения.

1. По геохимическим и минералогическим данным гарцбургиты Чаган-Узунского массива являются реститами со степенью частичного плавления 15-20 %,

сформировавшимися в условиях срединно-океанического хребта и преобразованными в результате магматических и метаморфических процессов.

2. Базитовые и метабазитовые комплексы Курайской зоны являются фрагментами океанической коры. Базальтовые комплексы, окружающие Чаган-Узунский офиолитовый массив и габбро-диабазовые дайки, прорывающие его, соответствуют по составу OIB и ORB и являются продуктами внутриплитного магматизма. Протолитами для метабазитов послужили преимущественно базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB (реже E-MORB) и в отдельных случаях – базальты типа OIB.

3. Метабазиты Курайской зоны разделяются на две группы. *Высокобарические комплексы* (гранатовые амфиболиты в блоках серпентинитового меланжа и в отдельных тектонических пластинах) формировались при погружении в зону субдукции и эксгумации океанической коры. *Высокотемпературные комплексы* (гранат-пироксен-амфиболовые породы) совместно с безгранатовыми амфиболитами входят в состав «метаморфической подошвы», образовавшейся при давлениях 5.2-9 кбар и температурах 480-910°C.

4. По геолого-геохронологическим данным субдукционно-аккреционные процессы в Курайской зоне происходили в период 629-585 млн лет.

Научная новизна.

1. Составлены новые схемы геологического строения базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны.

2. На основе геохимических и минералогических методов получены новые данные о формировании ультрабазитов Курайской аккреционной зоны в структурах срединно-океанического хребта и об условиях преобразовании этих ультраосновных пород.

3. Новые геохимические данные свидетельствуют о формировании базальтов, окружающих Чаган-Узунский офиолитовый массив и габбро-диабазовых даек, прорывающих его в результате действия внутриплитного магматизма типа ORB и OIB.

4. В результате детальных геохимических и минералогических исследований метабазитовых пород Курайской аккреционной зоны впервые определены протолиты и установлены высокие (до 9 кбар и до 860-910°C) параметры формирования «метаморфической подошвы», сложенной гранат-пироксен-амфиболовыми породами и безгранатовыми амфиболитами.

5. С помощью современных изотопно-геохимических исследований (Ar/Ar, U-Pb) впервые установлены возрасты целого ряда метаморфических пород, которые позволяют проследить геодинамическую эволюцию Курайской аккреционной зоны.

Научная (теоретическая) значимость изучения Курайской аккреционной зоны заключается в том, что она содержит уникальный набор базит-ультрабазитовых и метабазитовых пород океанического и субдукционного происхождения, позволяющий наиболее детально и полно расшифровать особенности развития древних переходных зон континент – океан, являющихся реперами важнейших геологических процессов эволюции складчатых сооружений.

Практическая значимость. Составлены новые схемы геологического строения ключевых участков Курайской акреционной зоны, которые могут быть использованы при геолого-съемочных и поисковых работах.

Выяснение условий формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов дает возможность более детально расшифровать генезис рудопроявлений, связанных с Чаган-Узунским гипербазитовым массивом.

Соответствие результатов работы научным специальностям.

Результаты работы соответствуют пунктам 1 (магматическая геология), 2 (магматическая петрология), 5 (палеовулканология), 6 (метаморфизм) паспорта специальности 25.00.04 и пунктам 6 (историческая геотектоника) и 9 (региональная геотектоника) паспорта специальности 25.00.03.

Апробация работы и публикации. По теме диссертации опубликовано 27 работ, включая 6 статей в рецензируемых журналах из списка ВАК. Основные результаты исследований докладывались и обсуждались на следующих совещаниях и конференциях: Международная научная студенческая конференция, Новосибирск, 2013, 2014; Научно-практическая конференция «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири», Новосибирск, 2014; Российско-Казахстанское международное научное совещание «Кореляция Алтаид и Уралид», Новосибирск, 2014; Конференция студенческого научного общества Геологического факультета СПбГУ «Геология в различных сферах», Санкт-Петербург, 2014; Сибирская научно-практическая конференции молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск, 2014, 2016, 2017; Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, 2015, 2017; Совещание

«Геология и минерагения Северной Евразии», Новосибирск, 2017; Научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», Иркутск, 2015, 2016, 2017; IX Всероссийская конференция с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов», Томск, 2017; Совещание, приуроченное к 60-летию Института геологии и геофизики СО АН СССР «Геология и минерагения Северной Евразии», Новосибирск, 2017.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и содержит 84 рисунка, а также 34 таблицы. Список литературы включает 170 наименований. Общий объем диссертации – 173 страницы. *В первой главе* рассматриваются общая структура и геодинамические комплексы Горного Алтая и Курайской аккреционной зоны. *Во второй главе* приводятся геологические данные и результаты петрологических, геохимических и минералогических исследований базит-ультрабазитовых пород. *В третьей главе* содержатся геологические, петрологические, геохимические, минералогические и геохронологические данные по метабазитовым породам Курайской зоны. *Четвертая глава* посвящена особенностям формирования Курайской аккреционной зоны.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному руководителю д.г.-м.н. В.А. Симонову и научному консультанту д.г.-м.н. М.М. Буслову за непосредственное руководство и консультации, благодаря которым удалось подготовить диссертационную работу. Особая благодарность за ценные советы и помощь при проведении исследований и написании работы к.г.-м.н. Н.И. Волковой, д.г.-м.н. А.В. Травину, д.г.-м.н. О.М. Туркиной, к.г.-м.н. В.Г. Владимирову, к.г.-м.н. А.В. Котлярову, к.г.-м.н. П.Д. Котлеру. Также выражается благодарность сотрудникам лаборатории № 212 и других подразделений ИГМ СО РАН за поддержку и помощь на различных этапах подготовки работы: к.г.-м.н. С.И. Ступакову, д.г.-м.н. А.Д. Ножкину, д.г.-м.н. Ю.Р. Васильеву, д.г.-м.н. Ф.П. Леснову, Е.С. Рубановой, М.А. Абилдаевой, Ю.А. Бишаеву, к.г.-м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н. Д.С. Юдину, к.г.-м.н. И.В. Кармышевой, д.г.-м.н. А.Э. Изоху, к.г.-м.н. Ф.И. Жимулеву, к.г.-м.н. М.Л. Куйбиде, к.г.-м.н. И.Ю. Сафоновой, к.г.-м.н. С.А. Каргополову, к.г.-м.н. А.В. Вишневскому, к.г.-м.н В.П. Сухорукову, Е.И. Михееву, Р.Н. Алимову. А также выражаю благодарность всем родным и друзьям, оказавшим поддержку.

Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГОРНОГО АЛТАЯ

1.1. Основные геодинамические комплексы Горного Алтая

Горный Алтай находится в западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО), которая является северной частью крупнейшего в мире Центрально-Азиатского складчатого пояса, состоящего из множества микроконтинентов, фрагментов островных дуг и океанической коры. В работах [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Симонов и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Senger et al., 1993] АССО рассмотрена как единая венд-палеозойская аккреционно-коллизионная зона, сформированная на окраине Сибирского континента. В последнее время на основе результатов детального геологического картирования, структурного анализа и новых геохронологических данных [Буслов, 1992; Буслов и др., 2000, 2003, 2009; Смирнова и др., 2002; Добрецов, Буслов, 2007; Зиновьев, Травин, 2012; Buslov et al., 2004; и многие другие] в Центрально-Азиатском складчатом поясе в целом и в Алтае-Саянской области в частности выделены следующие основные тектонические элементы [Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2011; Буслов и др., 2013] (рис. 1.1.1, 1.1.2.):

1. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента (в современных координатах), состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги, широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры. Курайская аккреционная зона, которая является основным объектом наших исследований, расположена в южной части Кузнецко-Алтайской островной дуги (рис.1.1.2). Совместно с другими геодинамическими комплексами, характеризующими окраинно-континентальные образования Сибирского континента, она выделяется в составе Горно-Алтайского террейна.

2. Казахстанско-Байкальский составной континент. Субдукция Палеоазиатского океана и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов гондванской группы с Казахстано-Тувино-Монгольской островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента в венде−кембрии. В раннем−среднем палеозое он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном. В западной части АССО в пределах Горного Алтая

Казахстанско-Байкальский составной континент представлен Алтае-Монгольским террейном, в пределах которого широко развиты раннепалеозойские турбидиты (рис.1.1.2).

3. Среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строение в Алтае-Саянском регионе принимают участие фрагменты поздневендско-раннеордовикской коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы, кембрий-ордовикские турбидиты [Буслов и др., 2003; Волкова и др., 2005; Busov et al., 2004], а также ордовикско-силурийские коллизионные граниты и метаморфические породы зон смятий, которые формируются в пределах северной части Алтае-Монгольского террейна [Буслов и др., 2013; Добрецов и др., 2017].

4. Позднепалеозойские покровно-сдвиговые и сдвиговые зоны формируют коллаж террейнов, образованный в позднем девоне − раннем карбоне при трансформной аккреции с последующей коллизией Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом, создавших единый Северо-Азиатский континент, и в позднем карбоне − перми при столкновении Восточно-Европейского с Северо-Азиатским континентом. Позднепалеозойские деформации, проявленные в том числе в виде поперечных к простиранию палеозойских аккреционно-коллизионных зон крупно-амплитудных сдвигов, сильно осложнили структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса, придав ей облик мозаично-блокового строения.

В результате многолетних геологических исследований [Шокальский и др., 2000; Государственная…, 2011; Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2011; Буслов и др., 2013; Крук и др., 2015; Chen et al., 2014, 2016; Cai et al., 2016; и др] в Горно-Алтайском террейне выделяются следующие этапы геодинамического развития окраины Сибирского континента в позднем докембрии−палеозое (рис. 1.1.2): 1) позднедокембрийско–раннеордовикский, характеризующийся формированием океанической коры, заложением, развитием и отмиранием островных дуг;

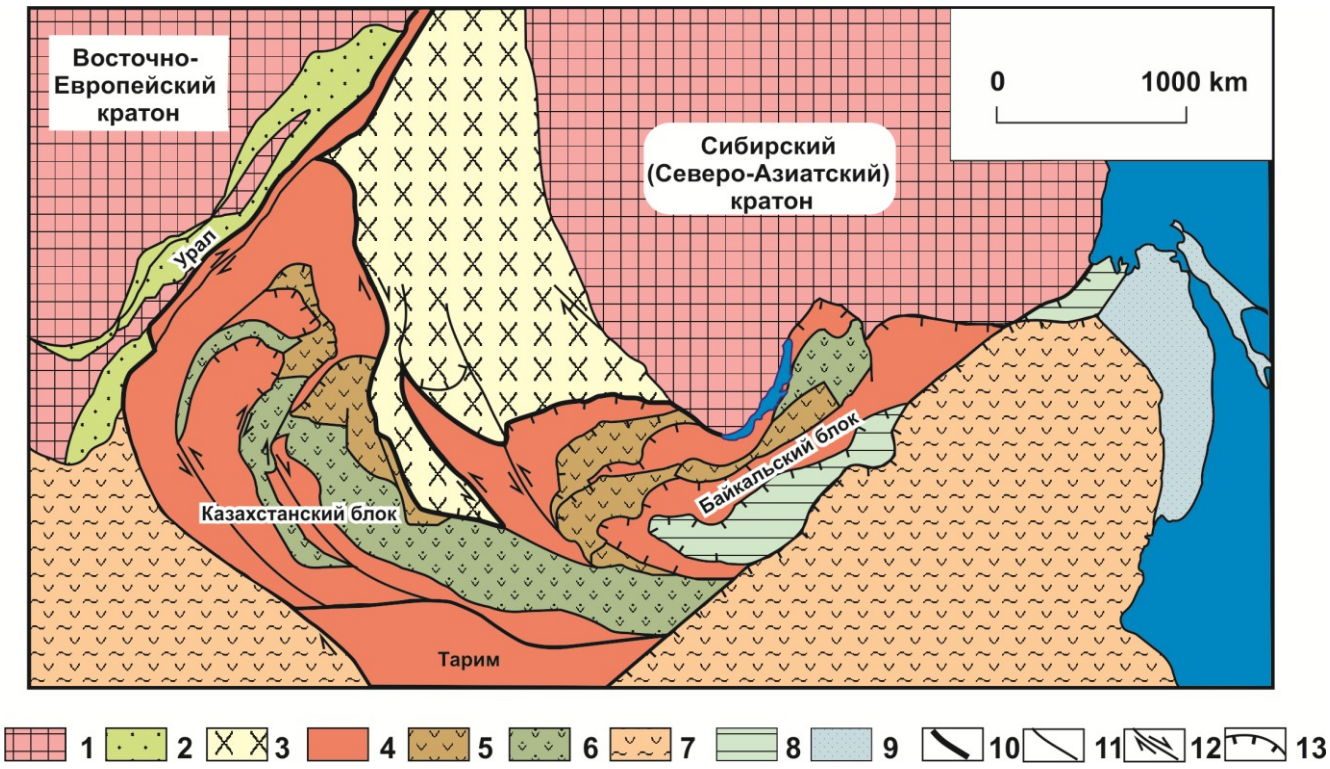


Рис. 1.1.1. Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса [Буслов, 2011].

1 − докембрийские кратоны; 2 − палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратона; 3 − венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского (Северо-Азиатского) кратона; 4-7 − Казахстанско-Байкальский составной континент: 4 − аккреционно-коллизионные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы, 5, 6 − венд-раннекембрийская Казахстанско-Тувино-Монгольская островная дуга: 5 − преимущественно магматические породы, 6 − образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 7 − раннемезозойский аккреционно-коллизионный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 − раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона; 9 − позднемезозойский аккреционно-коллизионный пояс; 10 − ограничения Казахстанско-Байкальского составного континента; 11 − позднепалеозойские разломы нерасчлененные; 12 − позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги (стрелками показаны направления смещений), 13 − позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги.

---

2) среднеордовикский-раннедевонский этап, характеризующийся терригенным и терригенно-карбонатным осадконакоплением в режиме пассивной окраины. Ряд исследователей [Berzin, 2001; Крук и др., 2004; Крук и др., 2013] предполагают, что континентальная окраина в этот период времени имела трансформный характер; 3) девонско-раннекарбоновый этап активной континентальной окраины.

В позднем докембрии (а возможно и раньше) в зонах спрединга срединно-

океанических хребтов океана происходило формирование офиолитовой ассоциации. В вендское (?) и раннекембрийское время во внутриокеанической обстановке за счет плюмового магматизма формировались палеоокеанические острова и поднятия (палеосимаунты). С севера на юг выделяются: Бийский, Катунский, Аламбайско-Каимский, Баратальский (в некоторых работах Курайский [Добрецов и др., 2004, 2005; Сафонова и др., 2008]) палеосимаунты [Государственная…, 2011]. Также, в пределах океанической плиты шло накопление пелагических терригенных и кремнистых осадков, а в пределах океанических поднятий – отложений кремнисто-карбонатной, известняково-доломитовой и кремнисто-карбонатно-глинистой формаций. Фрагменты океанической коры совместно с турбидитами и олистостромами представлены в аккреционных зонах островодужной системы. Ее развитие подразделяется на раннеостроводужную и позднеостроводужную стадии.

Для ранней островодужной стадии (поздний докембрий) характерно формирование вулканитов бонинитовой и низкокалиевой толеит-базальтовой формаций, которые в дальнейшем сменяются базальтоидами и риолитоидами спилит-диабазовой и спилит-кератофировой (натровых базальтов – плагиориолитов) формаций. С данными вулканитами ассоциируют вулканогенно-осадочные толщи мелководных отложений граувакковой и известняково-граувакковой формаций и формации рифогенных известняков. В преддуговых прогибах в условиях лавинной седиментации накапливались склоновые отложения флишоидно-граувакковой с олистостромами формации, на склонах глубоководного желоба формировались флишоидно-олистостромовые и турбидитовые толщи. Завершение раннеостроводужного этапа связывают с «мягкой» коллизией палеоподнятий с островной дугой, заклинивания зоны субдукции и заложения новой субдукционной зоны у внешних окраин аккреционных структур со стороны Палеоазиатского океана. К этому этапу приурочены интенсивные тектонические дислокации и метаморфические процессы [Буслов, Ватанабе, 1996; Государственная…, 2011; Буслов и др., 2013; Куликова и др., 2017].

Позднеостроводужная стадия ($Є_2$–O_1) характеризуется дальнейшим дифференцированным развитием островодужных структур, пространственно и хронологически сопряженным с формированием Салаирской островодужной системы, заложенной в результате перескока зоны субдукции на запад – северо-запад (в

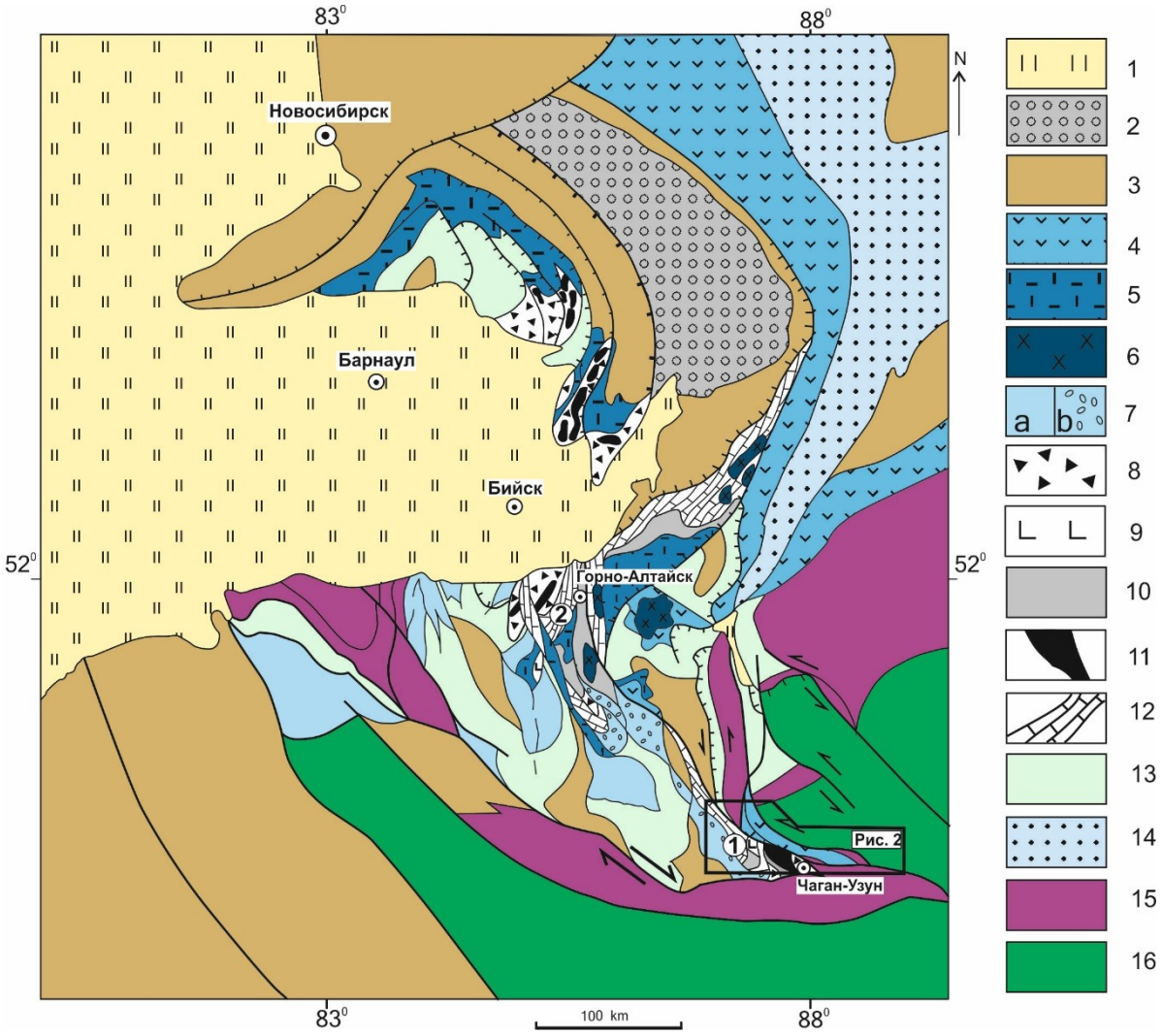


Рис. 1.1.2. Геолого-геодинамическая схема Горного Алтая и сопредельных территорий (по [Буслов и др., 2013] с изменениями и упрощениями).

1 – Бийско-Барнаульская кайнозойская впадина; 2 – пермско-мезозойские образования Кузнецкого бассейна; 3-14 – окраинно-континентальные геодинамические комплексы Сибирского континента: 3 – девонско-раннекарбоновой активной окраины, 4-7 – позднедокембрийско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской островной дуги: 4 – породы толеит-бонинитовой серии примитивной стадии, 5 – породы известково-щелочной серии зрелой стадии, 6 – кембрийские габброиды, 7 – среднекембрийско-раннеордовикского Ануйско-Чуйского преддугового прогиба: а – турбидиты, б – олистостромо-конгломератовые образования прибрежной зоны, 8-12 – венд-кембрийских аккреционных призм: 8 – олистостромы, 9-11 – палеоокеаническая кора: 9 – базальтово-кремнистые породы океанического дна, 10 – вулканогенно-осадочные образования палеоокеанических островов, 11 – ультрабазиты, 12 – карбонатные породы “шапки” палеоокеанических островов, 13 – ордовикско-раннедевонской пассивной окраины, 14 – ранне-среднекембрийские карбонатно-терригенные породы задугового бассейна; 15 – среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона; 16 – среднепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна Казахстанско-Байкальского составного микроконтинента. В кружках: 1 - Курайская аккреционная призма, 2 – Катунская аккреционная призма.

современных координатах). В среднем кембрии в ряде районов на площади завершившей свое развитие энсиматической островной дуги продолжались вулканические процессы. Преимущественно в северной и, в меньшей степени, центральной части Горного Алтая накапливались вулканогенно-осадочные толщи с вулканитами известково-щелочной и, возможно, шошонитовой серий андезит-базальтовой формации пространственно совмещенные с отложениями преддугового прогиба раннекембрийской примитивно-островодужной структуры. В конце амгинского века ($Є_2$) на территории Горного Алтая произошло полное затухание вулканизма. На остальной территории региона фиксируется омоложение магматизма от среднекембрийского до раннеордовикского возраста с востока (Горный Алтай, Кузнецкий Алатау) на запад (Салаир) [Государственная…, 2011].

Начало формирования этапа пассивной окраины связывается с прекращением субдукционных процессов и аккрецией островодужных сооружений к Сибирскому континенту. В результате произошла резкая смена условий осадконакопления с последующей седиментацией в обширном, преимущественно мелководном бассейне материково-шельфового плато. В ордовике и силуре, в обстановке внешнего склона карбонатной платформы на востоке региона сформированы ордовикские терригенные толщи с редкими прослоями известняков, позднеордовикско-силурийские карбонатно-терригенные и терригенные толщи, сформированные в обстановке мелеющего прибрежно-морского бассейна. К западу от них формировались терригенные и карбонатно-терригенные отложения средне-позднеордовикского возраста и ордовикские флишоидно-терригенные и кремнисто-терригенная толщи [Елкин и др., 1994, Буслов и др., 2013].

Завершение пассивно-окраинно-континентального этапа в эмсе сопряжено с началом субдукционных процессов, приведших к формированию активной конвергентной континентальной окраины андийского типа и связанной с этим структурной перестройкой бассейнов осадконакопления [Елкин и др., 1994, Буслов и др., 2013].

Основной объект исследований (Курайская зона) находится в юго-восточной части Горного Алтая и входит в состав окраинно-континентальных комплексов западной части Сибирского континента (Горно-Алтайского террейна по [Буслов и др., 2013]).

1.2. Структура и геодинамические комплексы Курайской зоны

В пределах Горного Алтая выделяются [Добрецов и др., 1992; Симонов и др., 1994; Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004; Буслов и др., 2013; Buslov et al., 1993, 2001, 2002; Dobretsov et al., 2004] следующие геодинамические комплексы, сформированные в пределах Кузнецко-Алтайской островной дуги на окраине Сибирского континента в венде-раннем ордовике (рис. 1.1.2): 1) магматическая островная дуга с толеит-бонинитовыми и известково-щелочными сериями пород; 2) Курайская и Катунская аккреционные призмы, состоящие из различных фрагментов океанической коры, серпентинитового меланжа с блоками высокобарических пород, олистостром, турбидитов. В пределах Курайской аккреционной призмы расположен самый крупный на Горном Алтае Чаган-Узунский офиолитовый массив, размеры которого составляют до 15 км по длине и до 3 км по ширине; 3) Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб, выполненный флишем, а в краевой фации вблизи островной дуги − олистостромо-конгломератовыми образованиями.

Наиболее полно перечисленные геодинамические комплексы представлены в Курайской зоне юго-восточной части Горного Алтая, которая является уникальным, хорошо сохранившимся примером аккреционных зон.

Курайская аккреционная зона находится в южной части Кузнецко-Алтайской островной дуги, которая протягивается более чем на 1000 км от Кузнецкого Алатау на севере до границы с Монголией на юге. На севере структуры островной дуги уходят под Западно-Сибирскую плиту, а на юге срезаются средне-позднепалеозойскими сдвигами Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны (рис 1.1.2). Курайская зона прослеживается на расстоянии более 150 км при ширине до 60 км с северо-запада на юго-восток (рис. 1.1.2, 1.2.1) и представлена (рис. 1.2.1.): (1) венд-кембрийскими вулканогенно-осадочными породами Кузнецко-Алтайской островной дуги; (2) вендскими образованиями Курайской аккреционной призмы; (3) среднекембрийско-раннеордовикскими осадками Ануйско-Чуйского преддугового прогиба. Она является прекрасным геологическим объектом, где зафиксирована история формирования аккреционного клина и субдукционного канала, связанная со столкновением системы крупных симаунтов с островной дугой.

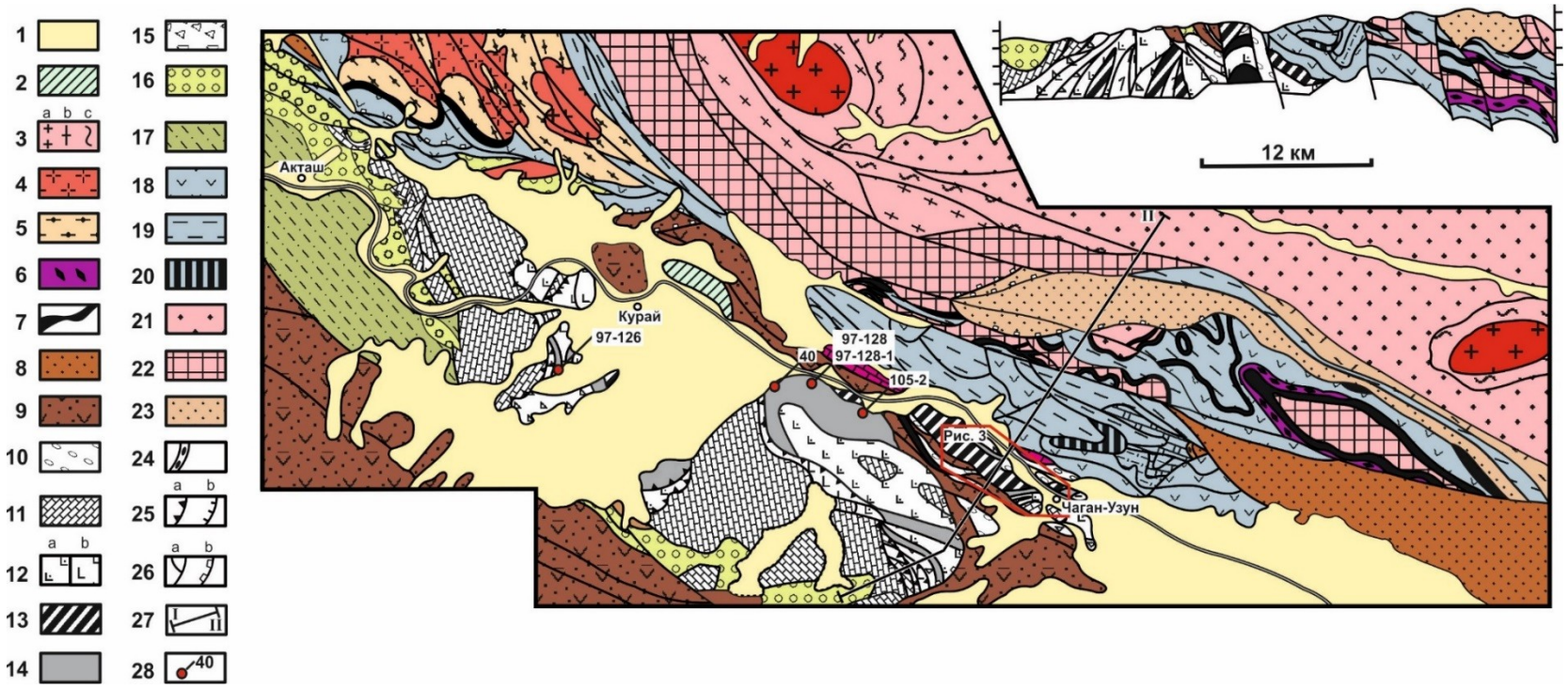


Рис.1.2.1. Геолого-геодинамическая схема Курайской зоны (по [Буслов и др., 2013] с изменениями и дополнениями)

1–кайнозойские отложения Курайско-Чуйской впадины, 2 – позднекарбоновая угленосная моласса, 3 – позднепалеозойский зональный комплекс: двуслюдяные граниты (а), гранат-силлиманит-кордиеритовая (б), биотитовая (в) метаморфические зоны; 4 – силурийско-раннедевонские гранитоиды; 5-8 – Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона: 5 – зеленые сланцы (метабазальты и метатурбидиты), 6 – голубые сланцы (метабазальты), 7– серпентинитовый меланж с блоками габбро-ультрабазитов и базальтов, 8 – средневерхнедевонские турбидиты; 9 – раннесреднедевонские вулканогенно-осадочные породы активной окраины; 10-15 – Курайский аккреционно-коллизионный комплекс: 10 – кембрийские турбидиты, 11 – карбонатные породы «шапки» палеосимаунтов, 12 – вендские вулканиты палеосимаунта (а) и океанического дна (б), 13 – перидотиты Чаган-Узунского офиолитового массива, серпентинитовые меланжи с блоками эклогитов, 14 – гранатовые и безгранатовые амфиболиты, 15 – поздневендская олистострома; 16, 17 – Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб: 16 – олистостромово-брекчиевые породы краевой части, 17 – турбидиты; 18-20 – позднедокембрийско-раннеордовикская Кузнецко-Алтайская островная дуга: 18 – вулканогенные породы, 19 – карбонатно-терригенные породы, 20 – раннесреднекембрийские габбро-пироксениты; 21 – позднедокембрийско-раннепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна; 22 – позднесилурийско-среднедевонские гранитогнейсы и кристаллические сланцы Курайского хребта; 23 – среднепозднедевонские терригенно-карбонатные породы; 24 – несогласная стратиграфическая граница с базальными конгломератами; 25 – надвиги: докембрийские (а) и позднедевонские-раннекарбоновые; 26 – позднекарбоново-пермские сдвиги (а) и надвиги (б); 27 – линия разреза; 28 – номера образцов на возрасты (табл. 3.1.12).

Кузнецко-Алтайская островная дуга. В пределах Курайской зоны образования островной дуги расположены преимущественно на южных склонах хорошо обнаженного Курайского хребта (правобережье р. Чуя) (рис. 1.2.1). Она представляет собой вытянутую в юго-восточном направлении полосу вулканических пород протяженностью около 150 км. Широко развитые здесь позднепалеозойские покровно-надвиговые и сдвиговые деформации сильно затрудняют расшифровку взаимоотношений толщ. Надвиговые поверхности часто залегают субпараллельно слоистости контактирующих пород. Такие взаимоотношения некоторые исследователи трактовали как согласные стратиграфические [Зыбин, 1967]. Проведенные детальные структурные исследования [Гусев и др., 1991; Буслов, 1992] позволили определить взаимоотношения между свитами как тектонические.

В строении позднепалеозойской чешуйчато-надвиговой структуры участвуют комплексы расслоенных массивов габбро-пироксенитового состава мештуярыкского комплекса, габбро-диабазовых интрузий, комплекса параллельных даек и дайко-силлов, эффузивно-туфогенные образования (балхашская свита) и карбонатно-туфогенно-черносланцевые турбидиты. Карбонатные отложения повсеместно ограничены тектоническими нарушениями. Лавы, магматические породы из комплексов параллельных даек и дайко-силлов по составу отвечают толеитовым базальтам и, что особенно важно, бонинитам. В целом габбро-пироксениты, комплекс параллельных даек и дайко-силлов, эффузивно-туфогенные образования объединены в офиолитовый комплекс примитивной островной дуги [Симонов, Кузнецов, 1991; Добрецов и др., 1992; Симонов и др., 1994; Котляров и др., 2018; Buslov et al., 1993]. Фрагменты офиолитов чередуются в разрезе с пластинами турбидитов известняково-граувакового (курайская свита) и туфогенно-терригенного составов (тыдтуярыкская свита) [Буслов, 1992].

В составе балхашской свиты преобладают пироксен- и плагиоклаз-пироксен-порфировые базальты и андезибазальты. Реже встречаются андезиты, бониниты и бонинитоподобные породы, кислые эффузивы (дациты и риолиты). Вулканические породы перемежаются с прослоями туфов и туфопесчаников. Дайко-силловый комплекс широко развит среди пород эффузивно-туфогенной толщи. Они являются подводящими каналами для эффузивов балхашской свиты [Симонов и др., 1994; Крук, 2015; Buslov et al., 1993].

Комплекс параллельных даек отмечается во многих местах, но наиболее хорошо сохранился он в левом борту р. Янтерек и в устьевой части р. Балхаш. Дайки располагаются субперпендикулярно осадочно-вулканогенным породам. Они сложены габбро, диабазами, долеритовыми порфиритами и бонинитами. Мощность большинства из них составляет 60-90 см. Дайки бонинитов маломощные (около 50 см), зональные, с четкими зонами закалок и центром с крупными кристаллами пироксенов. Более крупные (до 5 м и более) дайки бонинитов входят в состав комплексов типа «дайка в дайке» [Котляров и др., 2018]. В устье р. Балхаш комплекс этих даек расположен между тектоническими пластинами габбро-диабазов и эффузивно-туфогенной толщей [Буслов, 1992; Добрецов и др., 1992].

Расслоенный мештуярыкский комплекс сложен крупнокристаллическими клинопироксенитами и габбропироксенитами. Породы прорваны дайками плагиогранитов, с которыми часто образуют магматическую брекчию. Ограничения комплекса разломные.

Карбонатно-терригенно-черносланцевая турбидитовая толща имеет в своем составе переслаивающиеся углисто-глинистые, глинисто-кремнистые и глинистые сланцы, кварц-полевошпатовые песчаники, известковистые и вулканомиктовые гравелиты и конгломераты, туфогенные песчаники и туфы смешанного состава, известняки с четкими прослоями глинисто-кремнистого материала, редкие тела эффузивов различного состава [Буслов, 1992].

Известняково-граувакковая и туфогенно-терригенная толща характеризуются крупной ритмичной слоистостью. Известняково-граувакковая толща в нижней части разреза по р. Балхаш представлена ритмами от песчаников до известняково-мергелистых пород, в верхней части - от олистостром и валунных конгломератов до рифогенных археоциатово-онколитовых известняков. Археоциаты принадлежат санаштыкгольскому горизонту нижнего кембрия [Дергунов, 1967; Зыбин, 1967]. Туфогенно-терригенная толща состоит из глинисто-углистых сланцев, аркозовых и полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов, туфов, реже лав основного и среднего состава [Буслов, 1992].

Перечисленные магматические комплексы пород рассматриваются как фрагменты офиолитов примитивной островной дуги, расположенные среди турбидитов глубоководного желоба. К северо-востоку, в сторону образований развитой островной

дуги, они сменяются карбонатно-терригенно-черносланцевой турбидитовой толщей, представляющей собой, вероятно, образования задугового бассейна примитивной островной дуги (рис.1.2.1) [Буслов, 1992].

Курайская аккреционная зона (Курайский аккреционный клин) (рис. 1.1.2, 1.2.1) с северо-востока граничит с венд-кембрийскими вулканогенно-осадочными толщами (рис. 1.2.1), сформировавшимися в условиях древней примитивной островной дуги с бонинитами и выделенными ранее в качестве Курайских офиолитов [Добрецов и др., 1992; Симонов и др., 1994]. С юго-запада Курайская аккреционная зона перекрывается осадками Ануйско-Чуйского преддугового прогиба (рис. 1.2.1).

Курайская зона состоит из различных по составу и размерам тектонических пластин палеосимаунтов, Чаган-Узунских офиолитов, серпентинитового меланжа, включающего пластины и блоки эклогитов, гранатовых и безгранатовых амфиболитов. Гранатовые и безгранатовые амфиболиты присутствуют в составе аккреционной призмы в виде отдельных линз и пластин. Фрагменты палеосимаунтов, офиолитов и серпентинитового меланжа чередуются с пластинами олистостром и турбидитов поздневендско-кембрийского возраста [Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004, Буслов и др., 2013]. Структурные элементы аккреционной призмы в целом погружаются на юго-запад, в противоположном направлении по отношению к позднепалеозойской покровно-чешуйчатой структуре Курайского хребта, надвинутой на нее с северо-востока. Структура аккреционной призмы нарушена позднепалеозойской тектоникой. Можно выделить следующие структурные единицы в Курайской аккреционной призме:

1) Нижняя структурная единица, которая состоит из тектонических пластин, представленных вулканогенными, кремнисто-карбонатными породами палеоокеанических островов и олистостромовых комплексов. Мощность тектонических пластин оценивается в 15 км.

В бассейне р. Аккая располагается базальтовый комплекс, входящий в состав крупного палеосимаунта [Буслов и др., 2013], в основании которого развита серия тектонических пластин, сложенных турбидитами (рис. 1.2.1). Турбидиты представлены пачками ритмично-слоистых пород от песчаников до кремнистых сланцев. В основании пачек широко развиты линзы и прослои грубообломочных образований, выполненных различными по величине обломками от гравийного материала до продолговатых олистолитов длиной до нескольких десятков метров. Состав обломков соответствует

породам палеосимаунта и представлен базальтами, известняками и кремнистыми породами. В крупных олистолитах наблюдаются фрагменты палеосимаунта, сложенные переслаиванием базальтов, известняков и кремнистых пород.

Фрагмент палеосимаунта, получившего название Баратальский [Buslov et al., 1993; Буслов, Ватанабе, 1996; Государственная …, 2011] (в некоторых работах - Курайский [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008]), наиболее полно изучен в районе р. Каратюргунь (северо-западная часть Курайской аккреционной зоны, рядом с пос. Курай) и сложен базальтами основного тела, вулканогенно-кремнисто-карбонатными породами склоновых фаций и карбонатными породами «шапки» (рис. 1.2.2). Он слагает большую часть аккреционного клина и имеет видимую протяженность более 60 км (рис. 1.2.1). Вулканогенная толща представлена подушечными и вариолитовыми лавами с геохимическими характеристиками OPB, OIB и MORB, дайко-силловыми телами диабазов и габбро-диабазов, реже покровами миндалекаменных субщелочных андезибазальтов [Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008; Buslov et al., 1993; Dobretsov et al, 2004]. Магматические породы комплекса переслаиваются с редкими прослоями и линзами мраморизованных известняков и доломитов, кремнистых пород и иногда вулканомиктовых песчаников. В отдельных тектонических пластинах реконструируются верхняя карбонатная и нижняя вулканогенная части, а также множество разнообразных по строению и составу обломочно-оползневых пород склоновых фаций и кремнистых пород подножий Баратальского палеосимаунта. Карбонатная толща сложена преимущественно слоистыми и массивными рифогенными известняками, переслаивающимися с хлоритизированными глинистыми породами и вулканомиктовыми песчаниками (редко граувакковыми). Карбонатная толща является рифогенной «шапкой» палеоокеанического острова. Она через базальные конгломераты перекрывает исключительно вулканогенную толщу. Pb-Pb возраст известняков «шапки» Баратальского палеосимаунта в районе р. Каратюргунь составляет 598 ± 25 млн лет [Nohda et al., 2003; Uchio et al., 2004]. В левобережье р. Каратюргунь поблизости с Чуйским трактом наблюдается налегание образований склоновых фаций палеосимаунта на нормальные базальты океанического дна типа N-MORB [Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004; Buslov et al., 1993].

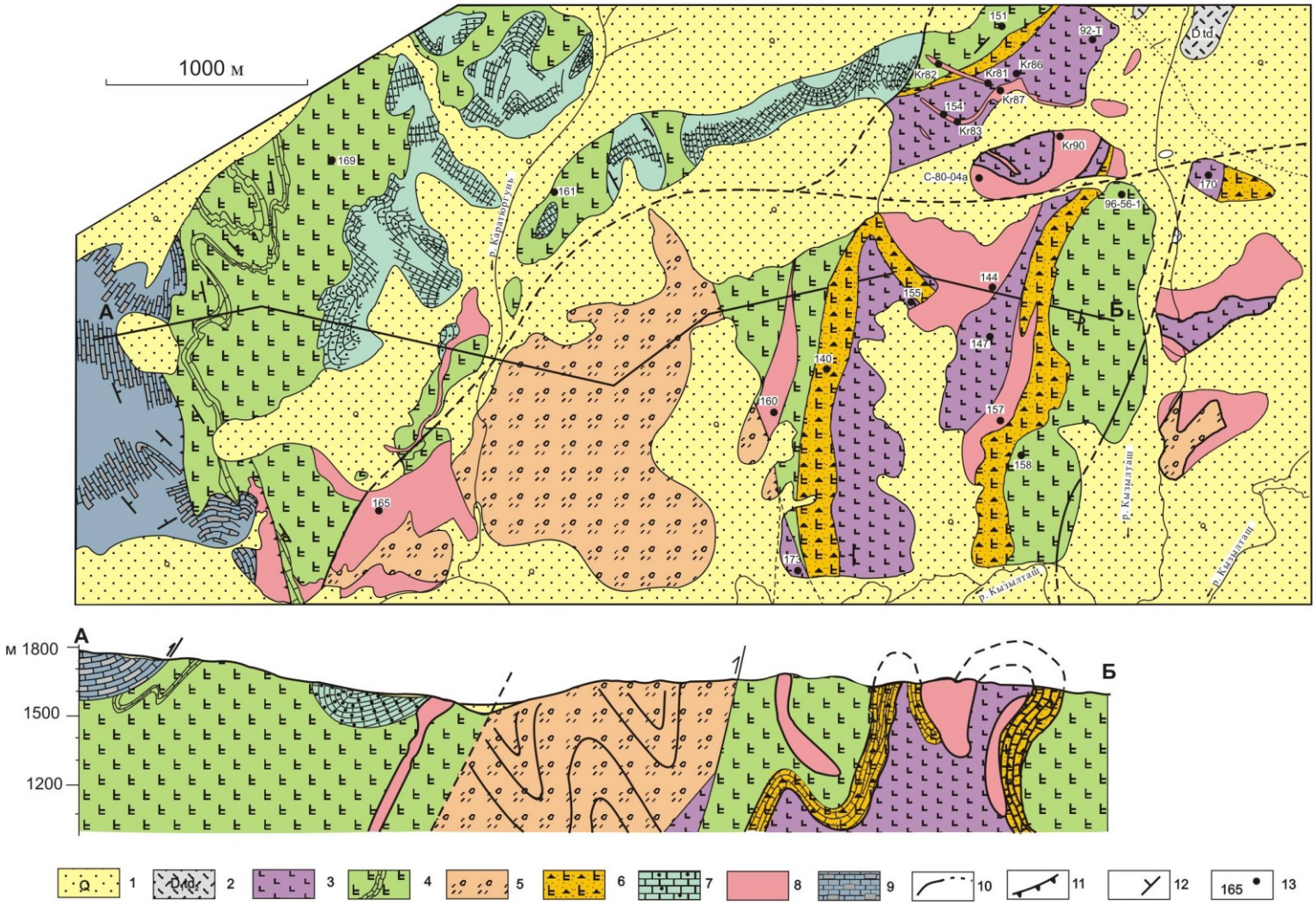


Рис. 1.2.2. Детальная геологическая схема участка Курайского аккреционного клина в бассейне р. Каратюргунь

1 - четвертичные отложения; 2 - раннедевонские вулканогенно-осадочные породы; 3. - базальты типа N-MORB; 4-9 - комплексы пород Баратальского палеоокеанического острова: 4 - вулканогенная толща с OPB/OIB базальтами, 5 - вулканогенно-осадочные породы склоновых фаций, 6 – вулканогенные, кремнисто-карбонатные породы и конгломераты склоновых фаций, 7 – массивные известняки карбонатной «шапки», 8 – дайки и силлы OPB типа, 9 - докембрийские(?) сероводородные доломиты и известняки, 10 - сдвиги; 11 – надвиги; 12 - элементы залегания слоистости; 13- . место отбора образцов. [Добрецов и др., 2004; Сафонова, 2008]

2) Верхняя структурная единица, которая представлена офиолитами, серпентинитовыми меланжами и пластинами метаморфических пород.

Структура наиболее детально изучена вблизи пос. Чаган-Узун на левом берегу р. Чуя и состоит из пластин массивных и рассланцованных Чаган-Узунских перидотитов, окруженных зонами серпентинитового меланжа. Серпентинитовый меланж здесь представлен двумя типами. Первый состоит из расслоенных серпентинитов с включениями блоков метаолистостром, зеленых сланцев, массивных серпентинитов и субдукционных пород - амфиболитов, гранатовых амфиболитов, эклогитов. Второй сложен массивными и рассланцованными серпентинитами, которые содержат будинированные и деформированные дайки и блоки габбро, габбро-диабазов и диабазов.

Пластины метаморфических пород представлены гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами, иногда с плагиогранитной мигматизацией и приурочены главным образом к Чаган-Узунскому гипербазитовому массиву, а также к другим более мелким серпентинитовым телам около пос. Чаган-Узун и в Курайской степи (к югу от поселка Курай).

Более подробно структура и комплексы пород Курайской аккреционной призмы и палеосубдукционного меланжа будут рассмотрены в последующих главах.

По предложенной ранее модели формирование мощной и неоднородной по составу Курайской аккреционной зоны, включающей олистостромы и турбидиты, ультрабазиты и субдукционные метаморфические породы, произошло в результате аккреции и последующей коллизии палеосимаунтов с Кузнецко-Алтайской островной дугой. Сделано предположение, что эти события происходили в течении венда-раннего кембрия [Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004; Buslov et al., 1993].

В исследуемом районе Курайский аккреционный клин перекрывается через базальные конгломераты грубообломочными отложениями среднекембрийско-раннеордовикской чибитской свиты краевой фации Ануйско-Чуйского преддугового прогиба [Буслов и др., 1998].

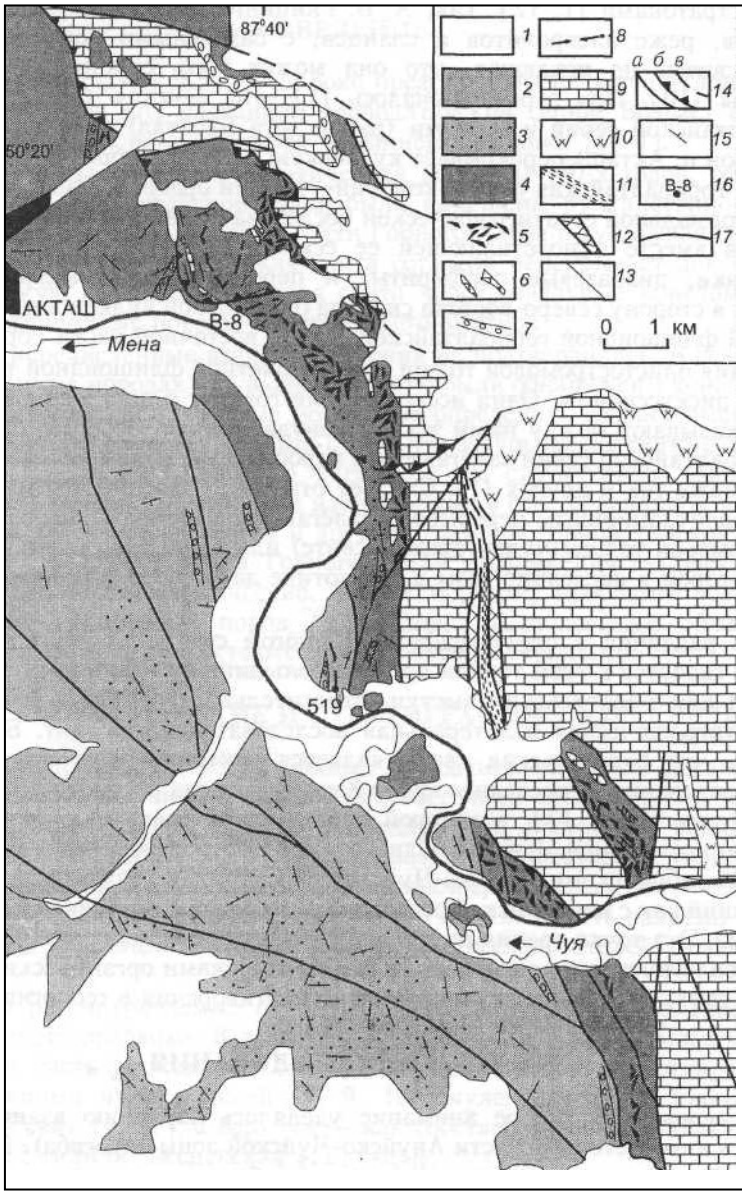
Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб в юго-восточной части Горного Алтая представлен олистостромово-брекчиевыми породами чибитской свиты и турбидитами горноалтайской серии.

Строение и состав олистостромово-брекчиевой толщи в районе пос. Акташ (рис. 1.2.3) чибитской свиты, представлены в следующем виде. Тела олистостром и конгломератов локализуются среди песчано-алевролитовых ритмичных толщ, близких по составу и строению к флишевым образованиям горноалтайской серии внутренних частей Ануйско-Чуйской зоны. Песчаники зеленые и серые преимущественно полимиктовые, реже кварц-полевошпатовые, сланцы серые и фиолетовые глинистые, карбонатно-глинистые. Среди них встречаются зеленые, бордовые и красные кремнисто-глинистые и кремнистые прослои. В целом слоистость отложений характеризуется ритмичностью, которая начинается песчаниками и заканчивается алевролитами, аргиллитами и, реже, кремнистыми осадками. Весь этот комплекс терригенных осадков залегает с базальными горизонтами конгломератов на образованиях Курайской аккреционной призмы. В направлении осевой части Ануйско-Чуйского преддугового прогиба роль грубообломочных пород убывает и обычно сводится к формированию линз конгломератов и отдельных «плавающих» галек [Буслов и др., 1998].

Терригенные отложения горноалтайской серии в краевой юго-восточной части Ануйско-Чуйского прогиба залегают стратиграфически несогласно на карбонатных породах баратальской свиты [Бондаренко, 1976; Буслов, 1992; Буслов и др., 1998; Buslov et al., 1993].

В истоках р. Менка линия контакта терригенной толщи и баратальской свиты извилистая. Вблизи контакта известняки баратальской свиты разбиты трещинами. Такие трещины заполнены обломками известняков или полимиктовыми песчаниками. Выше рассматриваемого контакта песчаники вмещают различные по размерам и форме плохо окатанные обломки известняков и кремнистых пород. Мощность такого базального горизонта достигает первых десятков метров.

Олистостромовая толща надстраивается мощным (не менее 1 км) разрезом осадочных пород, представленных прослоями песчаников и песчано-алевролитовых (алевролитовых) пород с четким флишевым строением. Мощность прослоев песчаников составляет многие десятки метров, а мощность ритмично-слоистых пород − обычно от нескольких сантиметров до первых метров [Буслов и др., 1998].



1− современные отложения; 2-8 − средневерхнекембрийские осадки склоновых фаций прогиба; 2− ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, сланцев; 3 − существенно песчаниковые пачки; 4 − чибитская свита; 5 − олистостромы; 6 − олистоплаки кремнисто-карбонатных пород; 7 − полимиктовые конгломераты; 8 − прослои пестроцветных яшм и кремней; 9, 10 – образования Курайского аккреционного клина: 9 − кремнисто-карбонатные осадки баратальской свиты, 10 − силицилиты; 11 − вендские песчано-алевролитовые осадки прибрежных фаций океанических островов; 12 − субдукционный меланж; 13 − стратиграфические границы; 14 − разломы: а − сдвиги, б − сдвиго-надвиги, в − предполагаемые; 15 − ориентировка слоистости; 16 − пункты обнаружения фауны; 17 − Чуйский тракт.

Рис. 1.2.3. Геологическая схема распространения олистостромо-конгломератовых и флишевых образований в юго-восточной части Ануйско-Чуйского преддугового прогиба [Буслов и др., 1989].

Среди турбидитов встречаются многочисленные олистолиты и обломки пород, сопоставимые с образованиями аккреционного клина и островной дуги [Бондаренко, 1976; Гусев и др., 1991; Буслов, 1992; Buslov et al., 1993]. Кроме того, в известняках обломочного материала встречены остатки археоциат санаштыгольского горизонта верхов раннего кембрия. В верхней части олистостромовой толщи в лиловых и красных прослоях кремнистых пород установлены спикулы губок, описанные из амгинского яруса среднего кембрия [Буслов и др., 1998]. Среди обломочного материала наряду с многочисленными породами, представляющими палеоокеанические острова,

встречается иногда мелкая галька серпентинитов, амфиболитов и гранатовых амфиболитов, а также песчаники с обломками хромшпинелидов [Велинский, Банников, 1982]. Состав обломочного материала свидетельствует о том, что в среднем-верхнем кембрии породы, извлеченные из зоны субдукции уже проявились на поверхности. Олистостромовые образования чибитской свиты трактуются как краевые фации среднекембрийско-раннеордовикского Ануйско-Чуйского преддугового прогиба и содержат обломочный материал, поступавший как с кембрийской островной дуги, так с вендского аккреционного клина [Буслов и др., 1998].

Глава 2. БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В ходе исследования базит-ультрабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны наиболее важные и представительные данные были получены для гипербазитов Чаган-Узунского массива и рассекающих их габбро-диабазовых даек, а также для базальтового комплекса возле пос. Чаган-Узун, окружающего Чаган-Узунский массив.

2.1. Ультрабазиты Чаган-Узунского массива

Отдельные комплексы пород, входящие в состав Курайской аккреционной зоны, исследовались начиная с тридцатых годов прошлого века. Начиная с семидесятых годов офиолиты Горного Алтая рассматривались как ассоциация сопоставимая с океанической корой. Отдельно исследовались гипербазиты, интрузивные комплексы, эффузивы основного состава. Большинство геологов связывали появление данных пород в складчатых структурах с развитием зон глубинных разломов, примером которого считалась рассматриваемая здесь Курайская зона. На сегодняшний день модель формирования Курайской зоны предполагает проявление субдукционно-аккреционных процессов, которые привели к формированию аккреционного клина с включениями офиолитов с блоками высокобарических пород.

Чаган-Узунский гипербазитовый массив был выделен В.А. Кузнецовым (1948). В дальнейшем базит-ультрабазитовые комплексы этого района привлекали внимание многих исследователей [Пинус и др., 1958; Боголепов, Яншин, 1973; Кузнецов, Симонов, 1976; Велинский., Банников, 1982; Гусев и др., 1991; Добрецов и др., 1992, 2005; Симонов, 1993; Куренков и др., 2002; Buslov et al., 1993; Ota et al., 2002, 2007; и другие].

2.1.1. Геологическая позиция и петрографические особенности

Ультрабазиты Чаган-Узунского офиолитового массива находятся на право- и левобережье р. Чуя вблизи пос. Чаган-Узун и в Курайской степи. Массив имеет вытянутую форму и прослеживается на расстоянии более 20 км при ширине до 4 км с северо-запада на юго-восток.

Основное тело гипербазитов Чаган-Узунского массива находится на левобережье р. Чуя вблизи пос. Чаган-Узун и круто погружается на юго-запад. В составе массива выделяются пластины перидотитов, окруженные зонами серпентинитового меланжа (рис. 2.1.1).

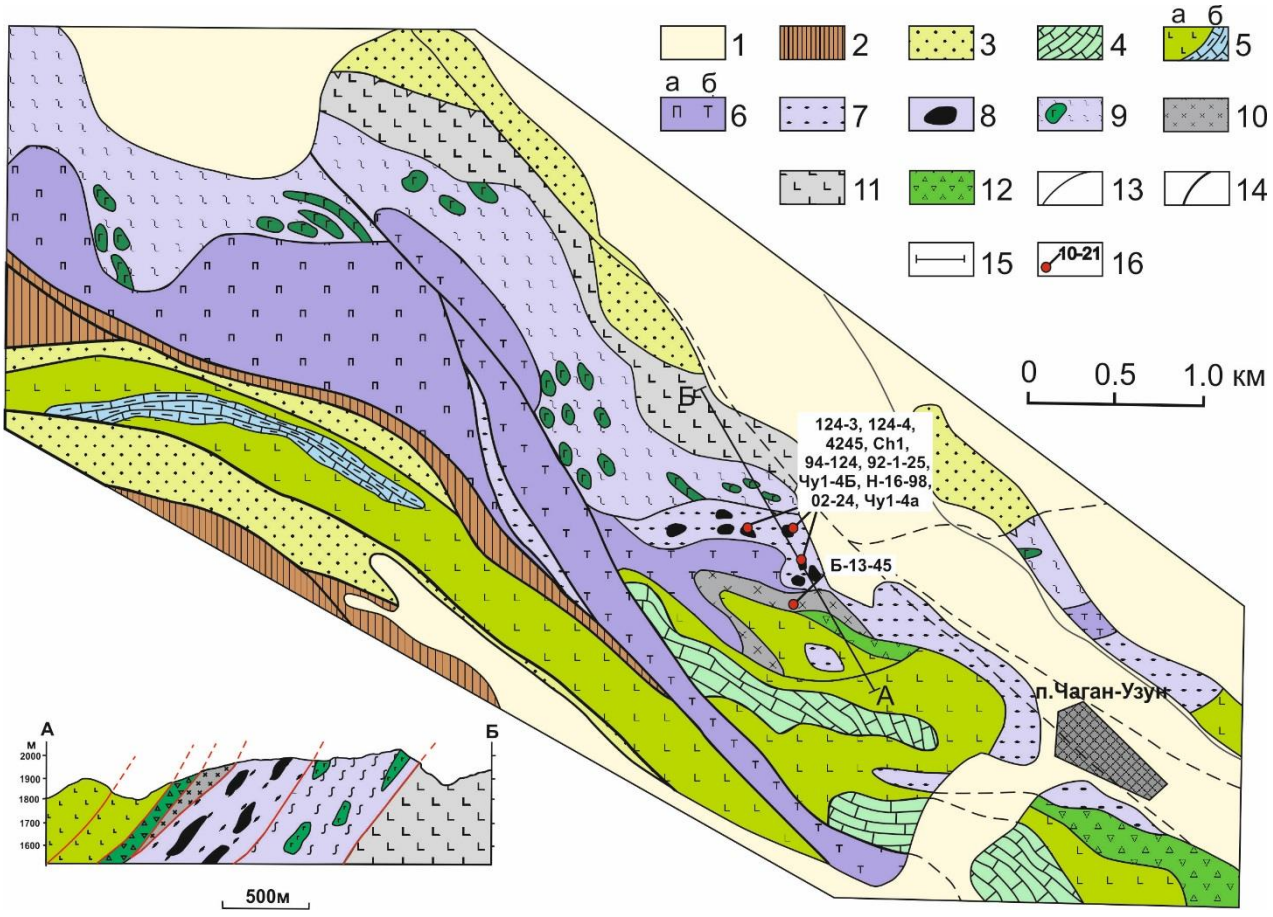


Рис. 2.1.1. Схема строения аккреционной призмы в районе Чаган-Узунского офиолитового массива (по [Буслов, Ватанабе, 1996] с дополнениями)

1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – осадочно-вулканогенные образования девона; 3 – известково-грауваккковые турбидиты верхнего кембрия глубоководного желоба (курайская свита); 4-12 – позднедокембрийская аккреционная призма: 4-5 – образования палеосимаунта: 4 - кремнисто-карбонатные, 5 – осадочно-вулканогенные: а – базальты и туфы, б - известняки; 6-12 – Чаган-Узунский офиолитовый массив: 6 – гарцбургиты (а) и массивные серпентиниты (б), 7 – серпентинитовый меланж, 8 – эклогиты, 9 – рассланцованные и массивные серпентиниты с дайками и блоками габбро-диабазов, 10 – гранатовые амфиболиты, 11 – базальты типа N-MORB в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, 12 – олистострома; 13 – надвиги; 14 – взбрососдвиги; 15 – линия разреза; 16 – номера образцов на возраст (табл. 3.1.12).

В нижней части Чаган-Узунского массива серпентинитовый меланж включает будинированные и деформированные дайки и блоки габброидов, а также тектоническую пластину габбро-амфиболитов. Внешние и выклинивающиеся зоны габброидов сложены родингитами. Выше ультрабазитов залегает серпентинитовый меланж с включениями блоков массивных серпентинитов, зеленых сланцев, эклогитов, гранатовых амфиболитов, а также отдельная пластина гранатовых амфиболитов. Серпентинитовый меланж с блоками габброидов протягивается на восток на левобережье р. Чуя.

На запад офиолиты протягиваются более чем на 20 километров под четвертичными отложениями Курайской степи. Серпентиниты выходят ~ в 3 км от основного тела на левобережье р. Чуя. Серпентинитовый меланж с блоками габброидов наблюдается также в Курайской степи к югу и западу от пос. Курай (рис. 1.2.1).

В составе ультрабазитов Чаган-Узунского массива преобладают серпентиниты. Большинство ультраосновных пород, в которых сохранились первичные минералы, находятся в юго-восточной части основного тела массива и представляют собой гарцбургиты. Есть также информация о присутствии лерцолитов [Гусев и др., 1991]. Пироксениты образуют удлиненные тела, шириной 25-150 м и длиной 100-500 м.

Из имеющейся у автора коллекции наиболее детально были изучены серпентинизированные в различной степени перидотиты. Рассмотренные перидотиты содержат оливины, ортопироксены, хромшпинелиды и серпентины (рис 2.1.2). Судя по этому набору минералов, они относятся к гарцбургитам.

Кроме отмеченных выше минералов изученные перидотиты содержат также амфиболы, реликты которых в шлифах показывают некоторые свойства исходных клинопироксенов (спайность под прямым углом, погасание под 45°, довольно высокие цвета интерференции), но по данным микрозондового анализа их химический состав соответствует уже фактически амфиболам. Скорее всего, именно эти амфиболсодержащие перидотиты были диагностированы ранее как лерцолиты [Гусев и др., 1991].

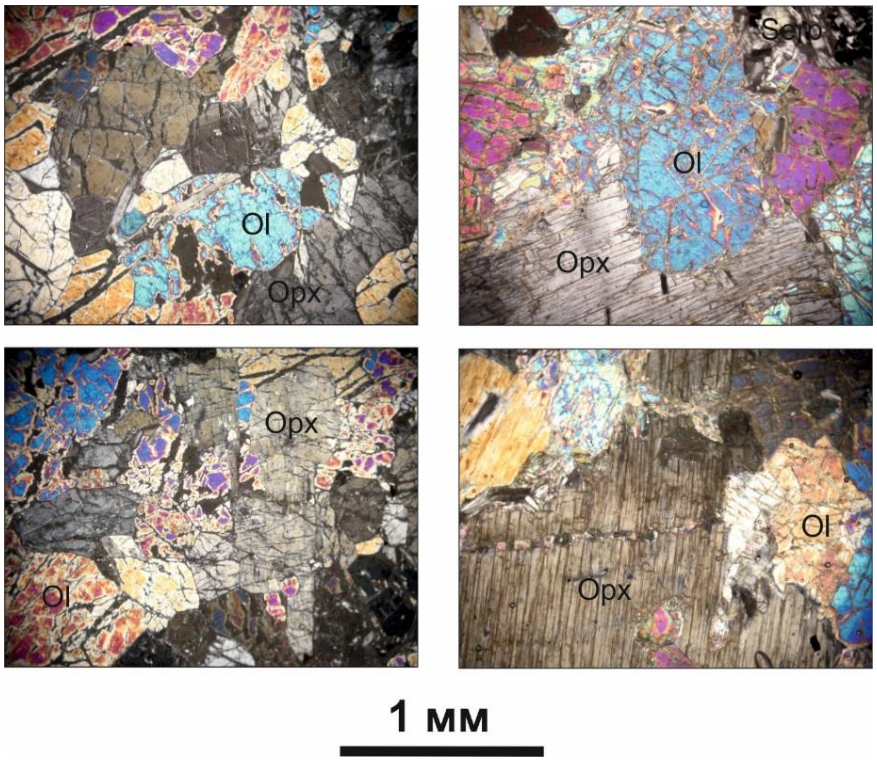


Рис. 2.1.2. Гарцбургиты Чаган-Узунского массива, николи +.

Структура породы крупнозернистая, гипидиоморфная. Текстура – массивная. Минеральный состав: оливин – 40-70 %, ортопироксен – 30-60 %, серпентин – 20-30 %, амфибол – 0-20%, хромшпинель – 0-5%.

2.1.2. Минералогия

Были проанализированы составы оливинов, ортопироксенов, хромшпинелидов и амфиболов преимущественно из гарцбургитов, преобладающих среди ультрамабазитов Чаган-Узунского массива.

Оливины. Результаты микрозондового анализа составов оливинов приведены в таблице 2.1.1.

Таблица 2.1.1. Представительные анализы (мас. %) оливинов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
1	4	40.77	0.02	0.00	9.03	0.11	49.20	0.00	0.42	99.55	90.18
2	6	41.30	0.00	0.00	9.04	0.12	49.75	0.01	0.43	100.65	90.25
3	8	41.20	0.01	0.00	9.09	0.14	49.64	0.00	0.45	100.53	90.15
4	9	41.12	0.02	0.00	9.04	0.13	49.76	0.00	0.41	100.47	90.26
5	11	41.50	0.01	0.00	8.89	0.12	49.39	0.07	0.42	100.39	90.26
6	12	41.38	0.01	0.00	9.02	0.11	49.67	0.00	0.42	100.61	90.28
7	14	40.83	0.00	0.01	9.16	0.11	49.56	0.00	0.40	100.07	90.14
8	15	41.26	0.00	0.00	9.15	0.11	49.76	0.00	0.43	100.72	90.16
9	16	40.74	0.01	0.00	9.01	0.14	49.00	0.00	0.38	99.28	90.17
10	18	41.23	0.01	0.00	9.03	0.13	50.06	0.01	0.41	100.87	90.32
11	19	41.28	0.01	0.00	9.03	0.13	49.58	0.01	0.39	100.42	90.25
12	20	41.09	0.01	0.02	9.12	0.14	49.31	0.00	0.40	100.08	90.11
13	22	41.47	0.01	0.00	9.09	0.11	49.84	0.00	0.41	100.93	90.25
14	23	40.97	0.00	0.00	9.13	0.11	49.45	0.00	0.41	100.07	90.15
15	27	41.29	0.01	0.00	8.99	0.12	50.00	0.00	0.36	100.77	90.40
16	28	40.61	0.01	0.01	9.28	0.12	49.46	0.00	0.37	99.85	90.04
17	29	40.68	0.00	0.00	9.55	0.12	49.26	0.00	0.39	100.00	89.73
18	33	41.10	0.00	0.00	9.27	0.12	49.72	0.00	0.37	100.58	90.09
19	34	41.08	0.00	0.01	9.36	0.12	49.49	0.02	0.40	100.49	89.91
20	35	40.75	0.01	0.00	9.28	0.12	49.36	0.00	0.39	99.91	90.00
21	36	41.28	0.00	0.00	9.33	0.13	49.59	0.01	0.42	100.76	89.95
22	38	40.74	0.00	0.00	9.36	0.13	49.08	0.00	0.38	99.69	89.87
23	41	40.45	0.00	0.00	9.30	0.12	49.14	0.00	0.40	99.41	89.93
24	44	40.89	0.01	0.00	9.23	0.12	49.70	0.00	0.38	100.33	90.11
25	45	41.23	0.01	0.00	9.09	0.11	49.81	0.00	0.41	100.67	90.24
26	48	40.42	0.00	0.00	9.31	0.12	49.02	0.00	0.39	99.27	89.91
27	49	40.82	0.00	0.00	9.31	0.12	49.06	0.00	0.39	99.70	89.92
28	50	41.14	0.01	0.00	9.11	0.12	49.47	0.00	0.36	100.21	90.20
29	51	40.77	0.00	0.01	9.21	0.11	49.70	0.01	0.38	100.19	90.13
30	52	41.07	0.00	0.00	9.23	0.11	49.58	0.00	0.36	100.35	90.12
31	55	40.74	0.00	0.00	8.90	0.11	50.08	0.00	0.36	100.18	90.51
32	56	41.04	0.01	0.00	8.88	0.10	49.80	0.00	0.34	100.16	90.51
33	59	41.25	0.00	0.01	8.94	0.12	50.22	0.00	0.36	100.90	90.48
34	60	41.27	0.00	0.00	9.01	0.14	49.77	0.00	0.38	100.57	90.31
35	61	41.41	0.00	0.01	9.11	0.13	49.92	0.00	0.36	100.93	90.28

36	67	40.90	0.00	0.00	8.94	0.09	50.10	0.00	0.36	100.39	90.50
37	72	41.09	0.00	0.00	8.86	0.11	49.93	0.00	0.38	100.37	90.51
38	76	41.13	0.00	0.02	8.83	0.10	50.11	0.00	0.38	100.57	90.57
39	77	40.77	0.00	0.00	8.84	0.09	49.57	0.00	0.35	99.63	90.50
40	78	41.16	0.00	0.00	9.06	0.10	49.80	0.00	0.39	100.52	90.29
41	79	41.01	0.01	0.00	9.13	0.11	50.06	0.01	0.38	100.70	90.27
42	80	41.34	0.01	0.00	9.05	0.12	49.92	0.00	0.36	100.79	90.34
43	81	40.92	0.01	0.00	9.05	0.13	49.50	0.00	0.36	99.97	90.25
44	84	41.20	0.00	0.00	9.20	0.13	49.51	0.01	0.35	100.40	90.12
45	85	40.91	0.01	0.00	9.31	0.13	49.58	0.00	0.36	100.31	90.02
46	86	41.30	0.01	0.00	9.20	0.13	49.77	0.00	0.39	100.79	90.14
47	87	41.19	0.01	0.00	9.03	0.12	49.96	0.00	0.36	100.67	90.36
48	89	41.04	0.01	0.00	9.19	0.12	49.89	0.01	0.37	100.62	90.19
49	91	41.18	0.00	0.00	9.01	0.11	50.26	0.00	0.39	100.96	90.41
50	94	40.90	0.01	0.00	8.97	0.12	49.71	0.01	0.39	100.10	90.34
51	95	40.72	0.01	0.00	9.24	0.13	49.72	0.01	0.37	100.20	90.09
52	97	41.17	0.00	0.00	9.24	0.13	49.93	0.00	0.37	100.84	90.14
53	99	40.85	0.00	0.00	9.27	0.12	49.62	0.00	0.36	100.22	90.08
54	100	41.28	0.00	0.00	9.28	0.11	49.71	0.00	0.36	100.75	90.09
55	101	41.09	0.00	0.00	9.33	0.11	49.67	0.00	0.39	100.59	90.01
56	102	41.24	0.00	0.00	9.10	0.12	49.97	0.00	0.38	100.81	90.28
57	103	41.34	0.01	0.00	9.10	0.11	49.98	0.00	0.38	100.92	90.29
58	104	41.26	0.00	0.00	9.21	0.11	49.79	0.00	0.36	100.73	90.18
59	105	41.04	0.00	0.00	9.12	0.12	49.79	0.00	0.37	100.44	90.24
60	106	41.21	0.00	0.00	9.18	0.13	49.90	0.00	0.36	100.79	90.20

Примечание. 1-60 - оливины из гарцбургитов: образец 34 (1-15), образец 33 (16-30), образец 37 (31-42), образец 29 (43-60). Fo – форстеритовый компонент.

Оливины изученных гарцбургитов Чаган-Узунского массива содержат 89.7-90.6 % форстеритового компонента и по этой характеристике соответствуют минералам из ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта, отличаясь от оливинов из ультрабазитов эталонных островодужных офиолитов Западного Саяна, для которых характерна более высокая магнезиальность – до 93 % Fo.

На диаграммах, показывающих взаимосвязи отдельных химических элементов и форстеритового компонента (MnO, NiO – Fo), видно, что оливины из всех изученных образцов гарцбургитов (несмотря на различную степень вторичных изменений пород) образуют фактически одну компактную группу, находящуюся в основном в поле оливинов из ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта (район разлома 15°20') (рис. 2.1.3).

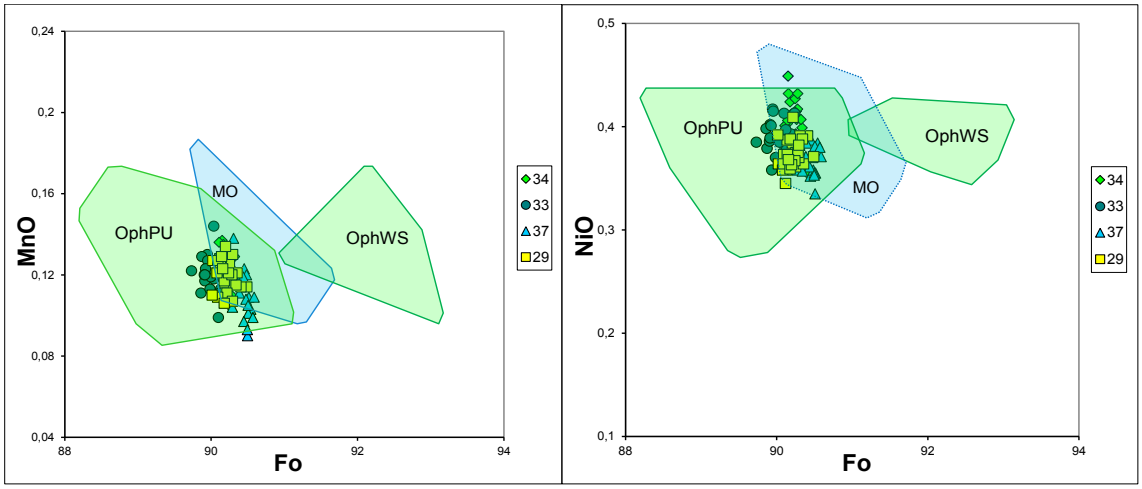


Рис. 2.1.3. Соотношение MnO, NiO (мас. %) – Fo для оливинов из ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

34, 33, 37, 29 – оливины из различных образцов гарцбургитов Чаган-Узунского массива. Поля составов оливинов из ультраосновных пород: срединно-океанических хребтов (MO – разлом 15°20', Срединно-Атлантический хребет) [Симонов и др., 1999]; офиолитов Западного Саяна (OphWS) [Сибилев, 1980]; офиолитов Полярного Урала (OphPU) [Савельева, 1987; Гончаренко, 1989]. Fo – форстеритовый компонент (%).

Сравнение с оливинами из других офиолитовых ассоциаций показывает близкие содержания Mn и Ni при разнонаправленных вариациях значений форстеритового компонента. Для оливинов из гипербазитов офиолитов Западного Саяна характерна существенно более высокая магнезиальность. В то время как оливины из ультрабазитов офиолитов Полярного Урала обладают существенно меньшими значениями форстеритового компонента. При этом последние перекрываются как с оливинами Чаган-Узунского массива, так и с минералами из ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта.

В целом, мы видим, что оливины из гарцбургитов Чаган-Узунского массива фактически совпадают по своим химическим характеристикам с оливинами из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта и отличаются от минералов из островодужных офиолитов, что является достаточно серьезным свидетельством океанического происхождения рассмотренных ультраосновных пород Курайской зоны, находящихся в то же время в тесной пространственной ассоциации с бонинитами Курайских офиолитов [Добрецов и др., 1992]. Определенное сходство оливинов Чаган-Узунского массива и офиолитов Полярного Урала вполне логично, так как последние формировались в ходе эволюции палеоокеанических структур с развитием примитивных

островных дуг с бонинитами [Симонов и др., 1998; Куренков и др., 2002] на фундаменте из океанической литосферы, образованной в условиях срединно-океанического хребта.

Ортопироксены (табл. 2.1.2) из гарцбургитов Чаган-Узунского массива по соотношению En-Wo-Fs принадлежат к энстатитам.

Таблица 2.1.2. Представительные анализы (мас. %) ортопироксенов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Mg#
1	5	56.88	0.00	0.30	0.06	5.74	0.00	36.45	0.45	0.00	0.01	99.90	91.88
2	8	58.57	0.01	0.06	0.04	5.75	0.00	36.27	0.06	0.00	0.00	100.76	91.83
3	20	57.62	0.01	0.10	0.05	5.91	0.00	35.63	0.03	0.00	0.00	99.34	91.48
4	21	57.12	0.01	0.16	0.05	5.85	0.00	35.78	0.03	0.00	0.00	99.00	91.60
5	22	57.67	0.00	0.10	0.08	5.95	0.00	35.40	0.03	0.00	0.01	99.24	91.38
6	23	57.37	0.01	0.11	0.09	5.82	0.00	34.90	0.03	0.00	0.00	98.33	91.44
7	24	57.50	0.01	0.13	0.08	5.79	0.00	35.88	0.02	0.00	0.01	99.41	91.70
8	25	57.07	0.00	0.11	0.06	5.71	0.00	35.31	0.04	0.00	0.00	98.30	91.68
9	44	58.30	0.01	0.09	0.07	5.84	0.00	35.93	0.02	0.00	0.00	100.25	91.64
10	45	58.47	0.01	0.08	0.05	6.00	0.00	35.75	0.01	0.00	0.00	100.37	91.39
11	46	58.84	0.00	0.10	0.06	5.99	0.00	35.56	0.02	0.00	0.00	100.58	91.36
12	118	57.14	0.00	1.17	0.18	5.91	0.00	35.37	0.16	0.00	0.00	99.92	91.43
13	142	56.33	0.00	1.34	0.29	6.29	0.00	34.91	0.16	0.00	0.00	99.32	90.82
14	143	57.22	0.00	1.07	0.15	6.22	0.00	35.48	0.13	0.00	0.00	100.28	91.04
15	146	57.25	0.01	0.97	0.20	6.07	0.00	35.13	0.10	0.00	0.00	99.72	91.16
16	147	56.88	0.00	1.18	0.17	6.02	0.00	35.68	0.13	0.00	0.00	100.05	91.35
17	148	56.94	0.00	1.50	0.16	6.03	0.00	35.31	0.18	0.00	0.00	100.12	91.25
18	166	57.62	0.01	1.39	0.18	5.73	0.00	35.31	0.12	0.00	0.00	100.37	91.65
19	167	57.04	0.01	1.69	0.23	5.86	0.00	35.33	0.14	0.00	0.00	100.29	91.48
20	168	56.46	0.01	1.10	0.19	5.78	0.00	34.57	0.19	0.00	0.00	98.30	91.42
21	175	56.74	0.01	1.91	0.30	5.69	0.00	34.94	0.21	0.00	0.00	99.80	91.63
22	176	56.69	0.02	1.98	0.29	5.75	0.00	35.13	0.29	0.00	0.00	100.15	91.59
23	193	56.39	0.02	2.01	0.28	6.08	0.00	34.72	0.31	0.00	0.00	99.82	91.05
24	194	56.28	0.01	1.98	0.29	6.18	0.00	34.70	0.30	0.00	0.00	99.74	90.91
25	206	55.89	0.01	1.51	0.27	6.03	0.00	35.38	0.20	0.00	0.00	99.30	91.27
26	207	56.43	0.02	1.92	0.25	6.01	0.00	34.97	0.27	0.00	0.00	99.87	91.20
27	208	56.50	0.01	2.05	0.31	5.90	0.00	34.46	0.31	0.00	0.00	99.54	91.23

Примечание. 1-27 - ортопироксены из гарцбургитов: образец 34 (1-11), образец 33 (12-17), образец 37 (18-22), образец 29 (23-27). Mg# = 100·Mg/(Mg+Fe).

При анализе химических составов ортопироксенов из рассмотренных ультрабазитов Чаган-Узунского массива было установлено резкое отличие минералов образца С-34 от всех остальных по аномально низким содержаниям Al_2O_3, а также Cr_2O_3. Особенное внимание привлекает истощение ортопироксенов алюминием, потому

что далее будет показано подобное поведение Al_2O_3 и в случае хромшпинелидов этого образца, превращенных фактически в феррохромиты. Эти особенности наиболее логично связать с вторичными процессами выноса алюминия из первичных пироксенов и хромшпинелидов с широким развитием хлорита и магнетита, что подтверждается при изучении шлифов, показывающих заметные скопления листочков хлорита и интенсивные проявления магнетита. Таким образом, учитывая значительную степень преобразования ортопироксенов образца С-34, данные об их составах вряд ли можно использовать при сравнительном анализе с минералами из эталонных объектов.

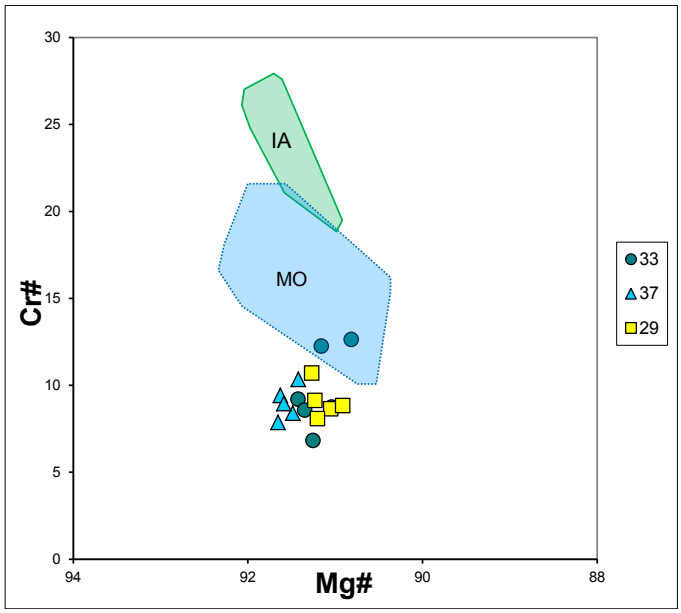


Рис. 2.1.4. Соотношение Cr# - Mg# в ортопироксенах из ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

33, 37, 29 – ортопироксены из гарцбургитов Чаган-Узунского массива. Поля составов ортопироксенов из ультраосновных пород: срединно-океанических хребтов (МО – разлом 15°20', Срединно-Атлантический хребет, а также разломы Элтанин и Кларион, Восточно-Тихоокеанское поднятие) [Савельева, 1987; Симонов и др., 1999]; островодужных желобов Тихого океана (IA) [Савельева, 1987]. Cr# = Cr·100/(Cr+Al). Mg# = Mg·100/(Mg+Fe).

По соотношению Cr# - Mg# ортопироксены из гарцбургитов Чаган-Узунского массива образуют компактную группу, располагающуюся частично в поле минералов из ультраосновных пород срединно-океанических хребтов и резко отличающуюся от островодужных гипербазитов пониженными значениями хромистости (рис. 2.1.4).

В целом данные по ортопироксенам подтверждают информацию по оливинам, показывая тесную ассоциацию рассмотренных ультрабазитов с ультраосновными породами современных срединно-океанических хребтов.

Хромшпинелиды. При исследовании ультрабазитов Чаган-Узунского массива наиболее представительные данные были получены для хромшпинелидов из гарцбургитов (табл. 2.1.3).

Таблица 2.1.3. Представительные анализы (мас. %) хромшпинелидов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
1	10	н.о.	0.16	0.78	37.85	55.43	0.46	3.08	0.00	0.35	98.12	17.02	97.02
2	15	н.о.	0.16	0.79	39.15	55.20	0.43	3.11	0.01	0.39	99.23	17.00	97.10
3	16	н.о.	0.17	0.82	39.40	54.44	0.46	3.29	0.00	0.35	98.93	18.01	96.99
4	17	н.о.	0.17	0.88	39.79	54.92	0.54	2.57	0.02	0.20	99.09	14.11	96.80
5	18	н.о.	0.16	0.94	39.94	53.65	0.53	2.92	0.07	0.25	98.46	16.14	96.60
6	19	н.о.	0.20	0.84	39.06	56.11	0.45	2.79	0.01	0.32	99.79	15.17	96.89
7	20	н.о.	0.18	0.99	38.49	54.95	0.52	2.94	0.04	0.32	98.43	16.23	96.31
8	21	н.о.	0.20	0.90	38.93	55.97	0.47	2.73	0.02	0.35	99.58	14.90	96.66
9	38	н.о.	0.03	22.94	43.25	23.28	0.28	9.59	0.01	0.07	99.45	45.39	55.85
10	39	н.о.	0.04	29.31	36.56	21.42	0.25	11.38	0.00	0.08	99.04	51.99	45.56
11	41	н.о.	0.03	31.18	34.82	20.37	0.21	11.85	0.01	0.09	98.56	53.77	42.83
12	42	н.о.	0.03	38.10	28.46	17.32	0.17	14.44	0.01	0.14	98.67	62.72	33.38
13	44	н.о.	0.02	35.39	31.71	18.39	0.19	13.67	0.00	0.11	99.49	59.88	37.54
14	45	н.о.	0.02	38.60	28.13	17.38	0.14	14.52	0.01	0.16	98.96	62.76	32.84
15	48	н.о.	0.03	35.59	31.54	17.66	0.18	13.86	0.01	0.10	98.97	60.81	37.28
16	49	н.о.	0.02	27.84	39.56	18.67	0.19	12.70	0.00	0.09	99.07	57.82	48.80
17	50	н.о.	0.03	29.62	37.71	17.96	0.19	13.10	0.01	0.13	98.75	59.29	46.06
18	51	н.о.	0.04	32.29	35.10	17.36	0.19	13.77	0.02	0.14	98.90	61.34	42.17
19	53	н.о.	0.03	35.83	30.63	17.36	0.16	13.97	0.02	0.13	98.13	61.63	36.45
20	55	н.о.	0.04	36.51	30.03	16.62	0.18	14.50	0.03	0.15	98.06	63.69	35.56
21	56	н.о.	0.03	38.33	28.14	17.00	0.16	14.39	0.00	0.16	98.21	62.68	33.00
22	63	н.о.	0.02	37.20	29.99	17.75	0.18	14.04	0.00	0.13	99.31	61.02	35.10
23	65	н.о.	0.01	37.43	29.87	17.43	0.17	14.23	0.00	0.12	99.26	61.74	34.87
24	68	н.о.	0.02	34.38	32.68	18.55	0.18	13.63	0.00	0.11	99.54	59.88	38.94
25	69	н.о.	0.03	36.00	31.24	18.31	0.20	13.75	0.00	0.14	99.66	60.01	36.79
26	71	н.о.	0.02	35.84	31.04	18.11	0.23	13.65	0.00	0.12	99.02	59.99	36.75
27	72	н.о.	0.01	35.59	30.14	19.33	0.20	13.98	0.00	0.18	99.42	61.17	36.23
28	74	н.о.	0.01	37.36	28.07	19.05	0.17	14.25	0.00	0.18	99.08	61.95	33.51
29	75	н.о.	0.01	39.23	25.43	20.32	0.20	13.68	0.00	0.15	99.02	59.28	30.31
30	78	н.о.	0.02	36.48	29.03	20.02	0.21	13.89	0.00	0.15	99.80	60.38	34.80
31	81	н.о.	0.03	35.23	30.28	19.44	0.18	13.85	0.03	0.16	99.20	60.83	36.57
32	82	н.о.	0.01	36.15	29.81	18.71	0.18	13.99	0.04	0.18	99.07	61.30	35.62
33	83	н.о.	0.02	36.31	28.85	19.68	0.22	13.69	0.15	0.17	99.09	60.27	34.77
34	88	н.о.	0.02	33.07	31.86	22.00	0.22	12.01	0.00	0.14	99.32	53.75	39.26
35	89	н.о.	0.02	32.70	30.85	22.61	0.27	12.47	0.11	0.13	99.16	55.99	38.76

36	91	н.о.	0.01	38.08	27.53	19.08	0.20	14.33	0.01	0.19	99.43	62.01	32.66
37	92	н.о.	0.02	35.60	29.51	20.81	0.19	13.28	0.03	0.16	99.59	58.28	35.74
38	95	н.о.	0.03	32.69	32.08	21.22	0.22	12.65	0.00	0.15	99.05	56.60	39.70
39	100	н.о.	0.02	34.57	30.46	20.28	0.22	13.40	0.00	0.17	99.11	59.22	37.15
40	101	н.о.	0.01	35.58	29.31	20.33	0.22	13.63	0.00	0.16	99.25	59.86	35.59
41	105	н.о.	0.01	35.09	30.19	20.24	0.20	13.41	0.00	0.17	99.31	59.05	36.60

Примечание. Хромшпинелиды из гарцбургитов: образец 34 (1-8), образец 33 (9-11), образец 37 (12-26), образец 29 (27-41). Mg# = 100·Mg/(Mg+Fe^{2+}). Cr# = 100·Cr/(Cr+Al).

Основная масса изученных акцессорных хромшпинелидов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива на классификационной диаграмме (рис. 2.1.5) располагается (№№ 4, 5) в поле хромпикотитов. Значительные вариации составов шпинелей отмечены для образца С-33 (№ 3). Данные по хромитам из образца С-34 (1) резко отличаются от всех остальных и показывают их принадлежность к феррихромитам.

В целом, феррихромиты (№ 1, образец С-34) отличаются от всех остальных хромшпинелидов из ультрамафитов Чаган-Узунского массива по аномально высоким концентрациям железа (до 56 мас.%) и минимальным содержаниям магния (до 3 мас.%) и особенно алюминия (до 1 мас.%), располагаясь фактически на стороне Cr – Fe треугольной диаграммы вблизи поля хроммагнетита в последовательном ряду хромит - магнетит (рис. 2.1.5). Эти особенности связаны, скорее всего, с вторичными процессами развития магнетита по первичному хромшпинелиду, приводящими, прежде всего, к выносу алюминия. Учитывая данные факты, феррихромиты образца С-34 вряд ли можно рассматривать при дальнейшем сравнительном анализе наравне с другими относительно в меньшей степени измененными хромшпинелидами. Подобная ситуация была установлена нами ранее и для ортопироксенов из этого же образца С-34.

На треугольной диаграмме Al – Cr – Fe (рис. 2.1.6) большая часть хромшпинелидов из гарцбургитов (№№ 3, 4) располагается в поле минералов из ультрабазитов срединно-океанических хребтов. Часть данных находится в области перекрытия океанических и островодужных полей. Вне общих зависимостей располагаются феррихромиты.

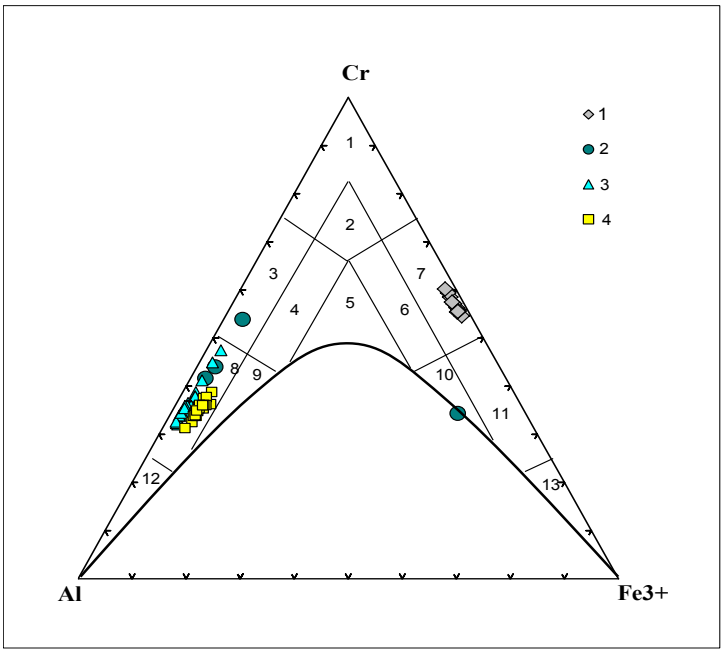


Рис. 2.1.5. Составы хромшпинелидов из ультрабазитов Чаган-Узунского массива на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [Павлов, 1949].

1, 2, 3, 4 – гарцбургиты (соответственно обр. С-34, С-33, С-37, С-29). Поля составов: 1 – хромит; 2 – субферрихромит; 3 – алюмохромит; 4 – субферриалюмохромит; 5 – ферриалюмохромит; 6 – субалюмоферрихромит; 7 – феррихромит; 8 – хромпикотит; 9 субферрихромпикотит; 10 – субалюмохроммагнетит; 11 – хроммагнетит; 12 – пикотит; 13 – магнетит.

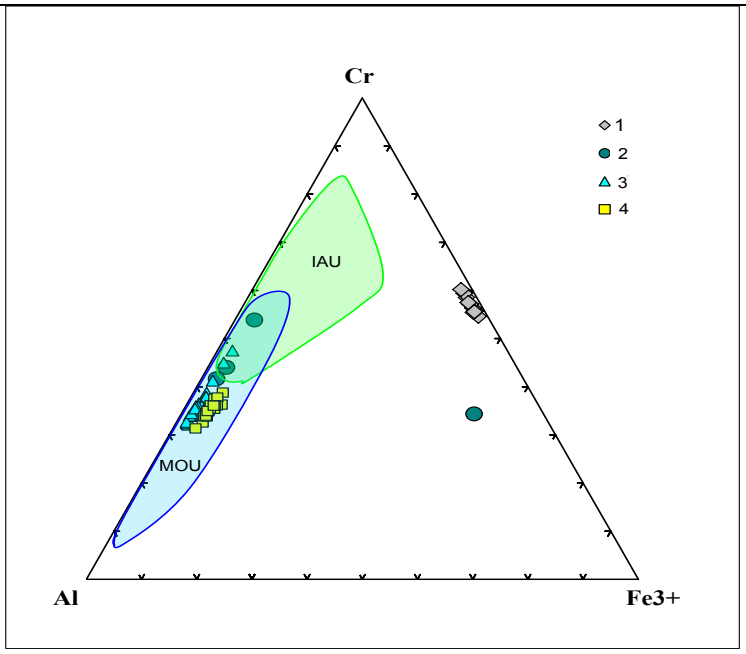


Рис. 2.1.6. Диаграмма Al – Cr – Fe для хромшпинелидов из ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

Поля составов хромшпинелидов из ультрабазитов срединно-океанических хребтов (MOU) и глубоководных желобов островодужных структур (IAU) [Савельев, 2012]. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.1.5.

По соотношению хромистости и магнезиальности акцессорные хромшпинелиды из ультрабазитов Чаган-Узунского массива кардинально отличаются от хромитов из гипербазитов других офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской складчатой области и Урала прежде всего отсутствием высоких (более 56 %) значений Cr#, которые характерны для минералов из островодужных гипербазитов. Хромшпинели из пород (IV, С-37; V, С-29) практически полностью располагаются в поле хромитов из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта (рис. 2.1.7).

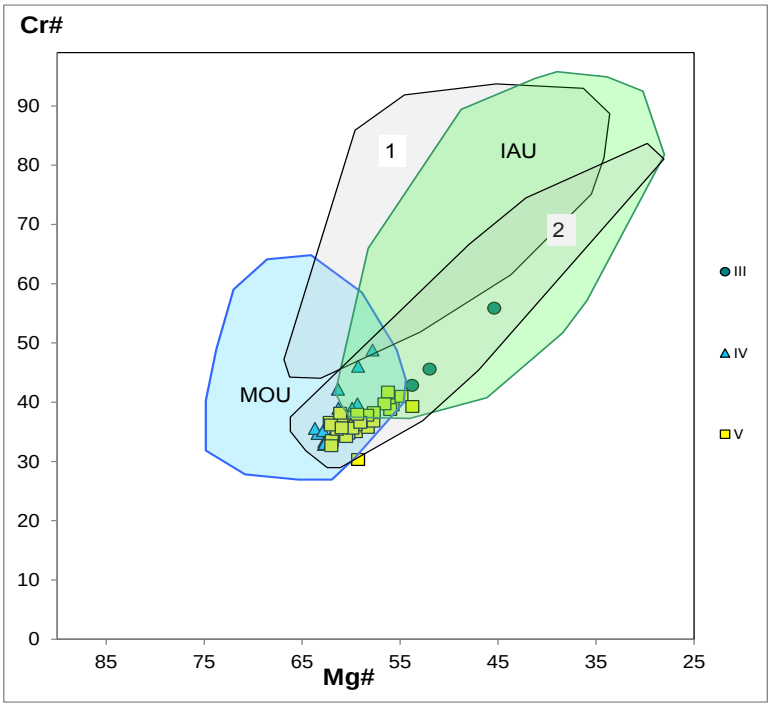


Рис. 2.1.7. Соотношение хромистости (Cr#) и магнезиальности (Mg#) хромшпинелидов из ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

III, IV, V – хромшпинелиды из гарцбургитов (соответственно обр. С-33, С-37, С-29). Поля составов хромшпинелидов из ультраосновных пород: срединно-океанических хребтов (MOU – CAX, разлом 15°20') [Симонов и др., 1999] и островных дуг (IAU) [Паладжан и др., 1990]; офиолитов Западного Саяна и Кузнецкого Алатау (1) [Симонов и др., 2009, 2012]; офиолитов Полярного Урала (2 – Войкаро-Сыньинский массив) [Савельева, 1987; Гончаренко, 1989]. **Cr#** = Cr*100/(Cr+Al). **Mg#** = Mg*100/(Mg+Fe^{2+}).

В целом данные по хромшпинелидам убедительно свидетельствуют о том, что в отличие от офиолитов Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Полярного Урала, хромшпинелиды из которых (с высокой хромистостью – до 80 и выше) показывают островодужные характеристики, офиолиты Чаган-Узунского массива обладают явно

океаническим происхождением (рис. 2.1.7). При этом точки составов хромшпинелидов Чаган-Узуна располагаются в низкохромистой части поля хромитов из гипербазитов Полярного Урала, в которых с понижением магнезиальности существенно растет содержание хрома и они фактически попадают в область островодужных комплексов. Эти особенности хорошо объясняются эволюцией геодинамических условий формирования офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) от океанической обстановки к примитивной островной дуге с бонинитами [Симонов и др., 1998; Куренков и др., 2002].

Учитывая то, что, судя по своему химическому составу, рассмотренные гарцбургиты Чаган-Узунского массива являются тектонизированными реститами, то по значениям хромистости акцессорных хромшпинелидов можно оценить степень частичного плавления этих гипербазитов. Для выяснения степени деплетированности ультрабазитов использованы отношения Cr/Al в хромшпинелидах, увеличивающиеся по мере роста частичного плавления, которое было оценено на основе данных из работ [Симонов и др., 1999; Леснов, 2009; Jaques, Green, 1980; Hirose, Kawamoto, 1995]. Исследования показали, что в большинстве случаев были определены относительно невысокие значения хромистости изученных хромшпинелидов: примерно в диапазоне 33-46 %, что отвечает умеренной степени деплетированности - 15-20 %. Такие особенности характерны для гипербазитов из ряда современных разломных зон Срединно-Атлантического хребта – 15°20', Вима, Сант-Поль [Симонов и др., 1999] (рис. 2.1.8). В то же время ультраосновные породы современных зон субдукции (желоба Тонга и Марианский) содержат хромшпинелиды с хромистостью 60-65 % и более, что свидетельствует о существенно более высокой степени частичного плавления – свыше 25 % [Симонов и др., 1999; Shcherbakov, Savelyeva, 1984], с образованием предельно деплетированных гипербазитов (рис. 2.1.8). В результате, невысокая степень частичного плавления - это еще одно свидетельство в пользу формирования ультрабазитов Чаган-Узунского массива в палеогеодинамических условиях древних срединно-океанических хребтов.

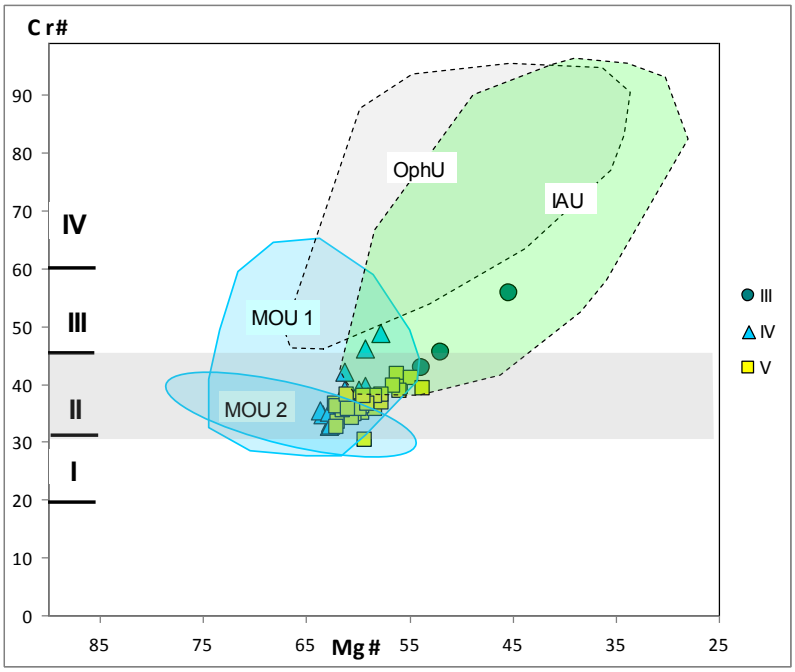


Рис. 2.1.8. Диаграмма Cr# – Mg# для хромшпинелидов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива (на основе диаграмм [Jaques, Green, 1980; Hirose, Kawamoto, 1995])

III, IV, V – хромшпинелиды из гарцбургитов (образцы С-33, С-37 и С-29 соответственно). Поля составов хромшпинелидов из ультраосновных пород: Срединно-Атлантического хребта (MOU 1 - разлом 15°20'; MOU 2 – разлом Сант-Поль) [Симонов и др., 1999] и островных дуг (IAU, желоба Тонга и Марианский) [Паладжан и др., 1990]; офиолитов Западного Саяна и Кузнецкого Алатау (OphU) [Гончаренко, 1989; Симонов и др., 2009]. Различные степени частичного плавления гипербазита: I – слабо истощенный (деплетированный) со степенью частичного плавления 10-15 %; II – умеренно деплетированный (степень частичного плавления 15-20 %); III – сильно деплетированный (20-25 %); IV – предельно деплетированный (более 25 %). Cr# = Cr·100/(Cr+Al). Mg# = Mg·100/(Mg+Fe^{2+}).

Амфиболы. Исследования ультрабазитов Чаган-Узунского массива показали широкое распространение амфиболов. Анализ составов (табл. 2.1.4) свидетельствует о том, что кроме тремолитов (обычных для вторичных преобразований базит-гипербазитовых пород) присутствуют и другие разновидности амфиболов, говорящие о более существенных параметрах преобразования ультраосновных пород массива.

Таблица 2.1.4. Представительные анализы (мас. %) амфиболов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Mg*
1	10	54.67	0.02	2.82	0.12	2.46	0.00	22.91	11.73	1.83	0.11	96.66	0.94
2	11	56.88	0.02	1.36	0.12	1.94	0.00	23.69	11.86	1.23	0.09	97.18	0.96
3	12	56.96	0.01	1.06	0.17	1.87	0.00	23.87	11.78	1.30	0.07	97.09	0.96

4	13	55.59	0.02	2.06	0.08	2.27	0.00	23.44	11.73	1.60	0.12	96.90	0.95
5	31	57.26	0.02	1.66	0.12	2.20	0.00	23.73	12.01	1.46	0.07	98.53	0.95
6	32	56.70	0.01	1.40	0.04	2.06	0.00	23.73	12.00	1.23	0.11	97.28	0.95
7	33	55.76	0.02	2.30	0.28	2.29	0.00	23.19	11.91	1.64	0.12	97.51	0.95
8	36	55.36	0.01	2.45	0.33	2.51	0.00	23.07	11.93	1.42	0.11	97.19	0.94
9	39	56.88	0.01	1.13	0.08	2.02	0.00	23.74	11.76	1.24	0.15	97.01	0.95
10	43	57.10	0.00	1.05	0.09	2.06	0.00	23.45	11.86	0.86	0.16	96.63	0.95
11	47	56.20	0.01	1.30	0.08	2.01	0.00	23.66	11.92	1.22	0.12	96.52	0.95
12	48	55.97	0.01	1.87	0.26	2.29	0.00	23.02	11.85	1.23	0.07	96.57	0.95
13	120	54.64	0.01	3.74	0.48	2.04	0.00	22.59	12.31	0.40	0.02	96.23	0.95
14	123	54.29	0.00	4.06	0.65	2.00	0.00	22.50	12.12	0.49	0.01	96.13	0.95
15	133	53.34	0.00	5.31	0.71	2.18	0.00	22.07	12.22	0.63	0.02	96.48	0.95
16	144	53.70	0.01	5.56	0.85	2.12	0.00	21.17	12.41	0.70	0.03	96.54	0.95
17	145	53.79	0.01	5.69	0.84	2.26	0.00	21.35	12.54	0.72	0.03	97.23	0.94
18	149	52.66	0.02	5.56	0.82	2.38	0.00	21.73	12.25	0.74	0.03	96.18	0.94
19	150	52.70	0.01	6.12	0.80	2.26	0.00	21.49	12.49	0.80	0.03	96.70	0.94
20	151	53.35	0.02	5.36	0.79	2.20	0.00	21.98	12.35	0.70	0.03	96.78	0.95
21	153	53.74	0.01	5.67	0.73	2.16	0.00	21.66	12.43	0.72	0.02	97.14	0.95
22	154	53.48	0.00	5.53	0.79	2.16	0.00	21.71	12.34	0.67	0.04	96.73	0.95
23	155	52.78	0.02	6.01	0.85	2.28	0.00	21.68	12.53	0.79	0.04	96.97	0.94
24	156	53.20	0.01	5.54	0.79	2.14	0.00	21.84	12.43	0.72	0.03	96.69	0.95
25	157	54.38	0.01	4.02	0.74	1.99	0.00	22.20	12.64	0.50	0.02	96.50	0.95
26	158	53.93	0.01	4.76	0.62	2.13	0.00	22.16	12.45	0.61	0.01	96.68	0.95
27	159	52.75	0.02	5.38	0.76	2.19	0.00	22.04	12.37	0.70	0.03	96.23	0.95
28	162	49.55	0.04	8.76	1.22	2.43	0.00	20.25	12.51	1.26	0.11	96.13	0.94
29	163	50.58	0.03	7.60	1.23	2.25	0.00	20.79	12.46	1.09	0.06	96.10	0.94
30	164	49.68	0.05	8.83	1.33	2.41	0.00	20.44	12.32	1.29	0.10	96.45	0.94
31	169	49.17	0.05	9.39	1.37	2.41	0.00	20.26	12.28	1.28	0.12	96.33	0.94
32	170	49.78	0.04	8.86	1.34	2.44	0.00	20.08	12.36	1.24	0.12	96.26	0.94
33	171	49.86	0.03	8.73	1.30	2.40	0.00	20.35	12.43	1.21	0.11	96.42	0.94
34	172	49.71	0.04	8.97	1.29	2.42	0.00	20.19	12.52	1.23	0.11	96.48	0.94
35	173	49.52	0.03	9.12	1.35	2.52	0.00	20.20	12.25	1.29	0.12	96.40	0.93
36	174	49.60	0.04	8.80	1.35	2.53	0.00	20.71	12.32	1.27	0.09	96.71	0.94
37	178	49.66	0.04	8.66	1.16	2.60	0.00	20.37	12.30	1.29	0.11	96.19	0.93
38	182	49.52	0.05	8.99	1.24	2.49	0.00	20.21	12.43	1.28	0.12	96.33	0.94
39	183	51.09	0.04	7.34	1.21	2.32	0.00	20.65	12.54	0.99	0.08	96.26	0.94
40	186	47.25	0.09	10.51	1.38	2.98	0.00	19.63	12.07	1.91	0.14	95.96	0.92
41	187	47.25	0.10	10.77	1.35	3.24	0.00	19.33	12.01	1.84	0.23	96.12	0.91
42	188	48.20	0.10	9.79	1.36	3.04	0.00	19.54	12.19	1.56	0.15	95.92	0.92
43	189	47.21	0.11	10.29	1.38	3.05	0.00	19.83	11.94	1.90	0.12	95.83	0.92
44	195	47.78	0.10	9.75	1.34	2.93	0.00	20.07	11.98	2.16	0.12	96.22	0.92
45	196	48.34	0.09	9.04	1.24	2.83	0.00	20.10	12.14	1.93	0.11	95.82	0.93
46	198	48.23	0.10	9.62	1.26	3.04	0.00	20.02	11.96	1.96	0.13	96.31	0.92
47	201	47.73	0.09	10.62	1.35	3.02	0.00	19.72	11.95	1.45	0.13	96.07	0.92
48	203	48.24	0.09	9.16	1.25	3.23	0.00	19.96	12.15	1.86	0.09	96.03	0.92
49	204	47.41	0.09	10.32	1.38	2.97	0.00	19.40	12.09	1.88	0.11	95.65	0.92
50	205	47.57	0.11	10.35	1.37	2.95	0.00	19.48	12.07	2.02	0.14	96.05	0.92
51	211	47.45	0.10	10.05	1.39	3.04	0.00	19.58	12.21	1.78	0.14	95.74	0.92

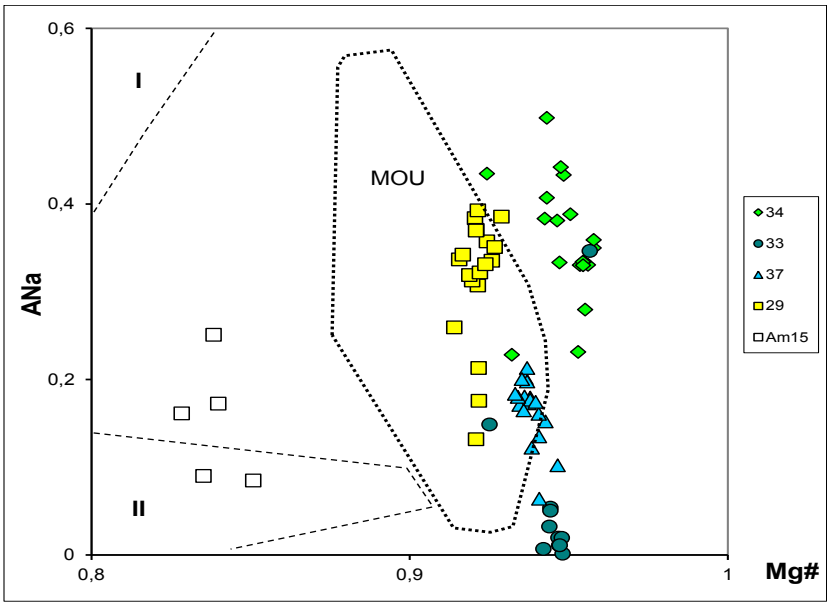
Примечание. Амфиболы из гарцбургитов: образец 34 (1-12), образец 33 (13-27), образец 37 (28-39), образец 29 (40-51). Mg* = Mg/(Mg+Fe $_{\text{суммарное}}$ + Mn).

В гарцбургитах с максимально измененными хромшпинелидами (С-33, С-34) преобладают тремолиты и тремолитовые роговые обманки с единичными проявлениями эденитов и магнезиальных роговых обманок. Для менее измененных гарцбургитов (С-37, С-29) характерны исключительно магнезиальные роговые обманки и редко эденитовые роговые обманки.

На диаграммах, показывающих взаимосвязи большинства основных химических компонентов (Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na) амфиболы из наименее измененных гарцбургитов (№№ 37, 29) располагаются главным образом в поле минералов из ультрабазитов района разлома Вима (Центральная Атлантика), отличаясь от них относительно пониженным титаном (рис. 2.1.9).

Амфиболы из гарцбургитов с измененными хромшпинелидами (№№ 33, 34) обладают максимальной магнезиальностью и минимальными содержаниями титана (ниже предела обнаружения) и алюминия, на фоне относительно широких вариаций натрия, явно выделяясь по этим характеристикам (рис. 2.1.9).

Таким образом, среди амфиболов в рассмотренных ультрабазитах Чаган-Узунского массива можно выделить две группы. В первую входят в основном тремолиты, образовавшиеся в ходе вторичных низкотемпературных процессов, преобразовывавших все минералы (включая также хромшпинелиды) гарцбургитов. Для менее измененных гарцбургитов характерны исключительно магнезиальные роговые обманки, образовавшиеся при более высоких параметрах.



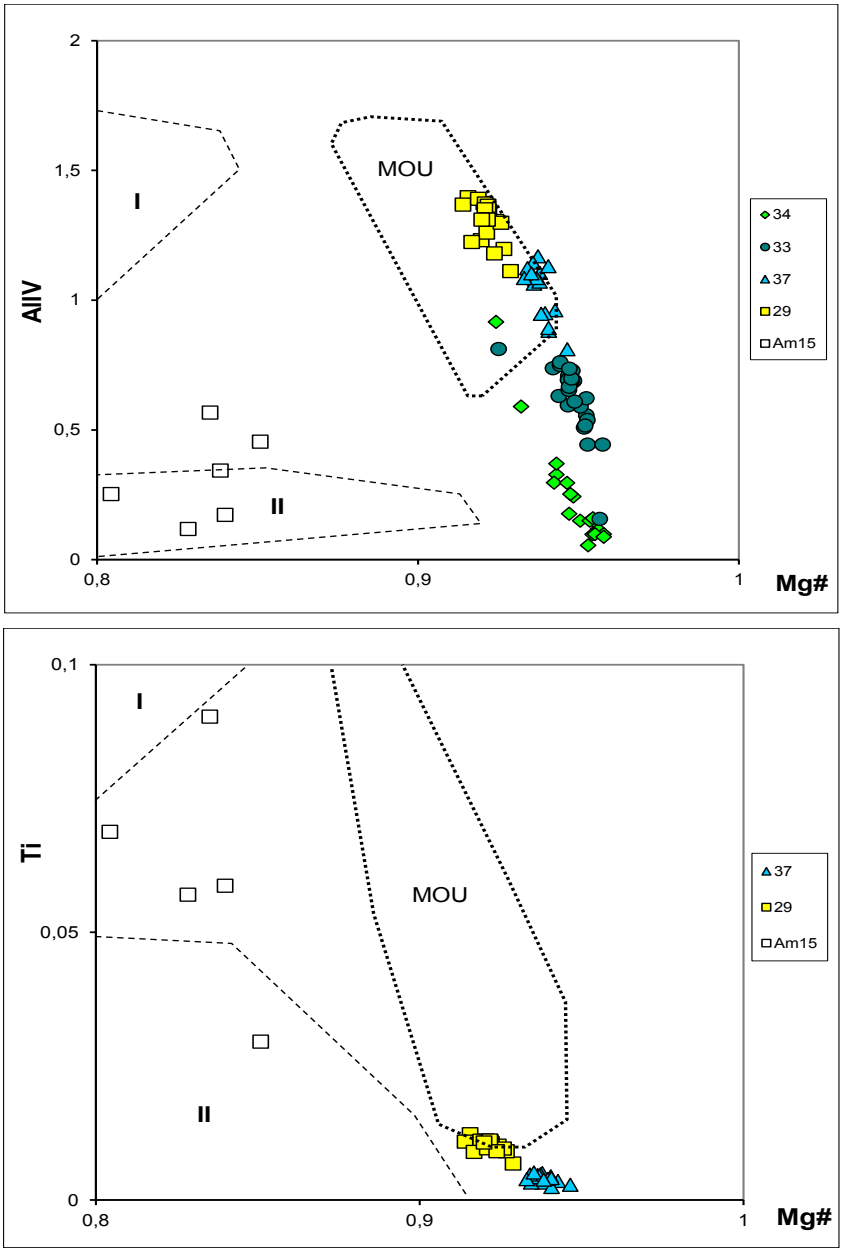


Рис. 2.1.9. Составы амфиболов из ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

Амфиболы из гарцбургитов (№№ 34, 33, 37, 29). Поля амфиболов океанического этапа метаморфизма (I) и регионального метаморфизма (II) [Скляров, Добрецов, 1987]. Mg# = Mg/(Mg+Fe $_{\text{суммарное}}$ + Mn). Амфиболы из пород современной океанической литосферы Центральной Атлантики (использованы неопубликованные анализы образцов, отобранных во время морских экспедиций при непосредственном участии научного руководителя, а также из работ [Симонов и др., 1999; Пейве и др., 2001]): ультраосновные породы района разлома Вима (MOU), амфиболиты района 15°20' (Am15)

2.1.3. Вещественный состав - петрохимия и геохимия

В ходе исследований был получен значительный объем новых данных о составе (табл. 2.1.5) ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

На диаграмме AFM ультраосновные породы Чаган-Узунского массива приурочены к полю тектонизированных реститовых перидотитов. Большая часть из них (гарцбургиты) находится в области перекрытия этого поля и поля кумулятов.

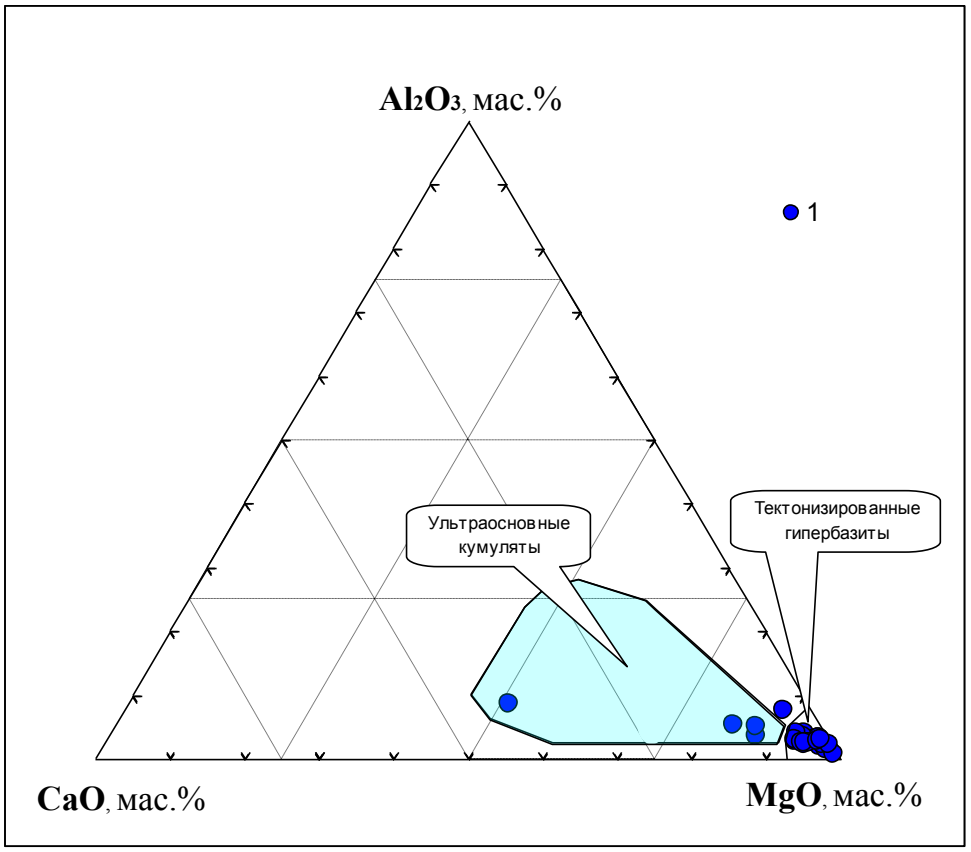


Рис. 2.1.10 Диаграмма CaO – Al_2O_3 - MgO для ультрамафитов Чаган-Узунского массива.
Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работы [Колман, 1979].

Согласно соотношениям CaO – Al_2O_3 - MgO ультрабазиты Чаган-Узунского массива в основном располагаются в поле тектонизированных перидотитов. В то же время, как видно на рис. 2.1.10, часть пород принадлежит к ультраосновным кумулятам. Среди них находятся обогащенные кальцием (CaO до 4.5 мас.%) перидотиты, близкие по своему химическому составу к клинопироксен содержащим перидотитам из Хултурского офиолитового массива в Западной Сибири [Симонов и др., 2012].

Таблица 2.1.5. Представительные анализы (мас. %) ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	NiO	П.п.п.	Сумма
1	С-29-74	39.90	0.03	1.83	0.35	8.60	0.12	41.63	1.26	0.18	0.03	0.01	0.30	5.68	99.91
2	С-33-74	40.17	0.02	1.24	0.41	7.93	0.11	39.78	1.36	0.05	0.01	0.01	0.26	7.76	99.12
3	С-34-74	39.09	0.02	1.14	0.34	7.70	0.11	39.71	0.96	0.10	0.02	0.01	0.26	9.69	99.13
4	С-37-74	41.09	0.02	1.43	0.41	7.79	0.11	38.77	1.33	0.07	0.01	0.01	0.25	7.88	99.19
5	С-100-89	40.24	0.03	1.16	н.о.	9.30	0.15	41.20	1.33	0.30	0.02	0.03	н.о.	6.60	100.36
6	С-101а-89	41.51	0.03	1.27	н.о.	8.45	0.13	39.25	1.91	0.30	0.02	0.03	н.о.	7.12	100.02
7	С-104а-89	39.67	0.03	0.98	н.о.	8.39	0.13	39.97	1.50	0.30	0.01	0.03	н.о.	9.12	100.13
8	С-104г-89	40.09	0.03	1.12	н.о.	8.46	0.13	40.22	1.17	0.30	0.01	0.03	н.о.	8.65	100.21
9	С-105б-89	40.23	0.03	1.06	н.о.	7.37	0.12	40.66	1.75	0.30	0.02	0.03	н.о.	8.57	100.14
10	С-104б-89	39.70	0.03	1.06	н.о.	8.40	0.14	39.72	1.44	0.30	0.01	0.03	н.о.	9.15	99.98
11	501-2	46.80	0.09	2.08	н.о.	5.39	0.09	31.92	4.50	0.38	0.10	0.07	н.о.	8.09	99.51
12	502-1	44.70	0.09	2.10	н.о.	6.94	0.10	35.26	3.55	0.25	0.13	0.07	н.о.	5.54	98.73
13	503	41.00	0.08	0.60	н.о.	8.00	0.11	42.21	0.24	0.12	0.05	0.07	н.о.	6.36	98.84
14	503-2	40.20	0.09	0.60	н.о.	7.70	0.11	40.24	0.47	0.10	0.05	0.07	н.о.	9.28	98.91
15	606а	40.50	0.09	0.30	н.о.	8.23	0.11	40.10	0.24	0.08	0.02	0.07	н.о.	9.62	99.36
16	611	38.90	0.05	1.40	н.о.	7.60	0.11	40.41	0.47	0.06	0.04	0.08	н.о.	9.58	98.70
17	613	39.70	0.05	1.40	н.о.	8.08	0.11	40.08	0.47	0.06	0.04	0.07	н.о.	9.00	99.06
18	С-102а-89	38.68	0.03	0.94	н.о.	8.67	0.13	38.00	0.45	0.30	0.01	0.03	н.о.	12.99	100.23
19	С-103а-89	39.05	0.03	0.90	н.о.	9.16	0.11	38.25	0.19	0.30	0.01	0.03	н.о.	12.30	100.33
20	500-2	39.70	0.07	0.80	н.о.	7.20	0.10	37.81	0.00	0.20	0.19	0.07	н.о.	13.41	99.55
21	605	39.50	0.09	0.50	н.о.	8.10	0.11	37.81	0.00	0.04	0.05	0.07	н.о.	13.96	100.23
22	703-а	38.60	0.08	0.90	н.о.	8.06	0.09	37.48	0.00	0.08	0.04	0.08	н.о.	13.55	98.96
23	704-а	39.50	0.08	0.65	н.о.	5.52	0.10	38.63	0.00	0.08	0.04	0.08	н.о.	13.47	98.15
24	706	39.20	0.05	0.80	н.о.	5.84	0.11	38.44	0.71	0.05	0.04	0.05	н.о.	13.26	98.55

Примечание. 1-10 – гарцбургиты; 11-12 – обогащенные кальцием перидотиты; 13-17 – дуниты; 18-24 – серпентиниты. н.о. – не определялось. Кроме оригинальных данных приведены анализы [11-17, 20-24] из работы [Николенко, 2002].

По соотношению Ni – Cr (рис. 2.1.11) ультраосновные породы Чаган-Узунского массива (в основном серпентинизированные в различной степени гарцбургиты) располагаются в области тектонизированных реститовых гипербазитов. Большинство точек их составов приурочено к полю тектонизированных гипербазитов из современной океанической литосферы в районе трансформного разлома 15°20′ в Центральной Атлантике. Часть данных (с относительно минимальными содержаниями никеля) близки к гипербазитам офиолитов Троодоса, имеющих островодужное происхождение [Miyashiro, 1973; и другие].

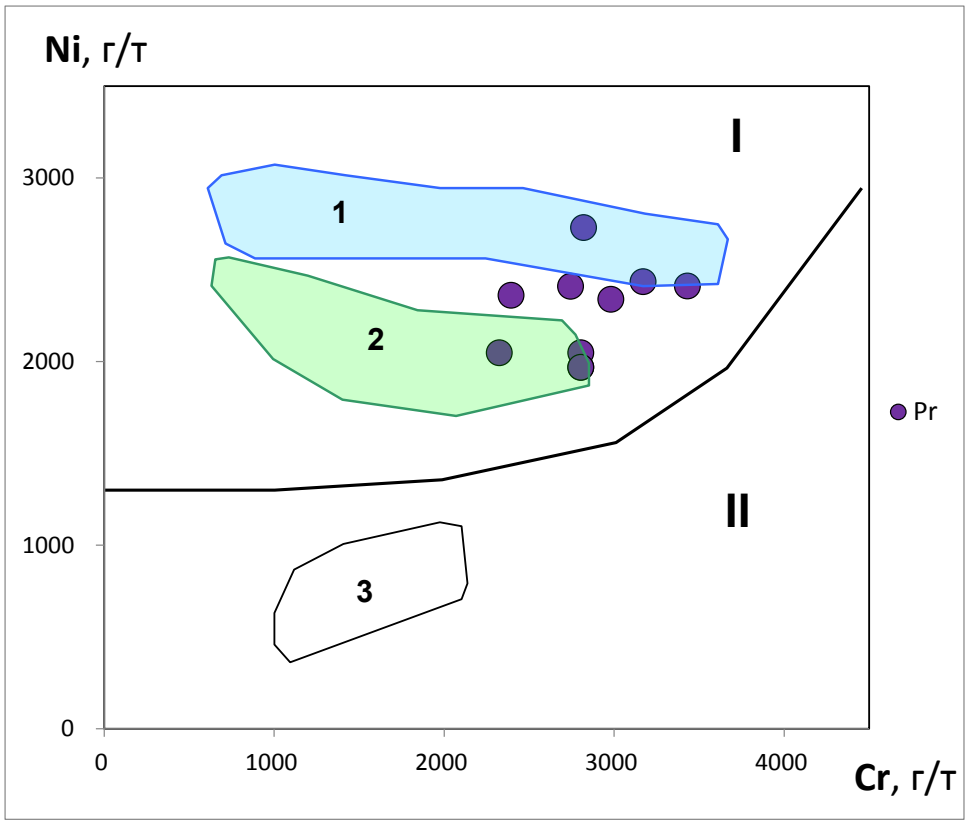


Рис. 2.1.11. Соотношение Ni - Cr в ультрабазитах Чаган-Узунского массива.

Pr – перидотиты Чаган-Узунского массива. Области тектонизированных реститовых гипербазитов (**I**) и кумулятивных магматогенных ультрамафитов (**II**) из офиолитовых ассоциаций. Поля тектонизированных гипербазитов из современной океанической литосферы в районе трансформного разлома 15°20′ в Центральной Атлантике (1) [Симонов и др., 1999] и из офиолитов Троодоса на о. Кипр (2) [Малпас, Стевенс, 1977]. Поле магматогенных ультрабазитов из расслоенного комплекса офиолитов Южной Тувы, Карашатский массив (3) [Симонов, 1993].

Представительные пробы перидотитов Чаган-Узунского массива были проанализированы на редкие и редкоземельные элементы (табл. 2.1.6).

Таблица 2.1.6 Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в гарцбургитах Чаган-Узунского массива.

№п/п	1	2	3	4	5
№обр.	С-29-74	С 31-74	С 33-74	С-34-74	С 37-74
Li	2.09	0.41	2.78	4.85	1.65
Be	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
Sc	12	12	11	10	12
Ti	134	23	19	34	41
V	53	50	45	29	48
Cr	2822	3432	3172	2745	2983
Co	135	153	122	117	119
Ni	2727	2409	2434	2408	2338
Cu	3.37	1.35	3.15	8.41	10.17
Zn	49	47	48	44	43
Ga	1.01	0.86	0.92	0.90	1.02
Ge	0.83	1.00	0.92	0.89	0.94
Rb	0.35	0.06	0.12	0.34	0.18
Sr	17.2	0.8	10.1	3.4	2.0
Y	0.42	0.15	0.11	0.10	0.16
Zr	0.97	0.17	0.20	0.20	0.27
Nb	0.34	0.06	0.07	0.07	0.09
Mo	0.29	0.10	0.12	0.16	0.16
Sn	0.07	0.03	0.03	0.04	0.06
Sb	0.07	0.04	0.05	0.04	0.08
Cs	0.013	0.005	0.132	0.088	0.014
Ba	16.1	25.9	7.3	16.8	6.5
La	0.120	0.020	0.030	0.025	0.042
Ce	0.237	0.035	0.052	0.052	0.078
Pr	0.029	0.004	0.006	0.005	0.011
Nd	0.122	0.016	0.025	0.022	0.040
Sm	0.033	0.004	0.005	0.005	0.009
Eu	0.011	0.001	0.001	0.002	0.002
Gd	0.036	0.007	0.006	0.009	0.014
Tb	0.007	0.001	0.001	0.001	0.003
Dy	0.060	0.012	0.011	0.012	0.019
Ho	0.014	0.005	0.004	0.004	0.005
Er	0.054	0.025	0.016	0.014	0.031
Tm	0.010	0.005	0.004	0.003	0.006
Yb	0.075	0.054	0.032	0.033	0.056
Lu	0.014	0.008	0.007	0.005	0.008
Hf	0.039	0.007	0.009	0.006	0.011
Ta	0.004	0.002	0.002	0.001	0.003
W	2.61	0.12	0.13	0.56	1.41
Tl	0.022	0.008	0.004	0.019	0.003
Pb	0.11	0.29	0.06	0.03	0.15
Th	0.032	0.006	0.010	0.005	0.011
U	0.014	0.004	0.002	0.001	0.003

На диаграмме Ti – Yb практически все данные по гарцбургитам Чаган-Узунского массива приурочены к полю абиссальных перидотитов (представляющих преимущественно такие внутриокеанические структуры как рифтовые зоны и трансформные разломы срединно-океанических хребтов), показывая умеренные степени частичного плавления (15-22 %) относительно надсубдукционных гипербазитов из современных островных дуг с бонинитами (рис. 2.1.12).

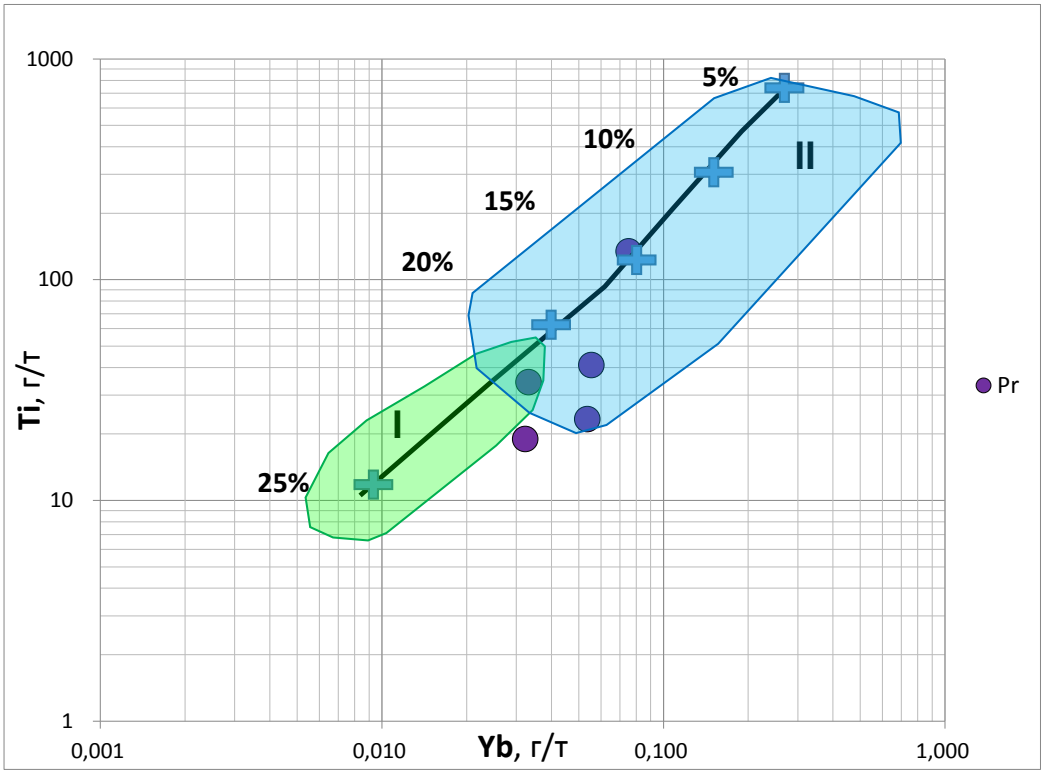


Рис. 2.1.12. Соотношение Ti - Yb в ультрабазитах Чаган-Узунского массива.

Перидотиты (Pr) Чаган-Узунского массива. Поля перидотитов: Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (I) и абиссальных (II) [Горнова, 2011; Parkinson et al., 1998; Niu, 2004]. В процентах (крестики) показаны степени частичного плавления.

Данные по соотношениям целого ряда индикаторных редких элементов (в том числе устойчивых при вторичных процессах - Nb, Zr) однозначно свидетельствуют о принадлежности гарцбургитов Чаган-Узунского массива к абиссальным перидотитам, представляющим преимущественно структуры срединно-океанических хребтов (рис. 2.1.13).

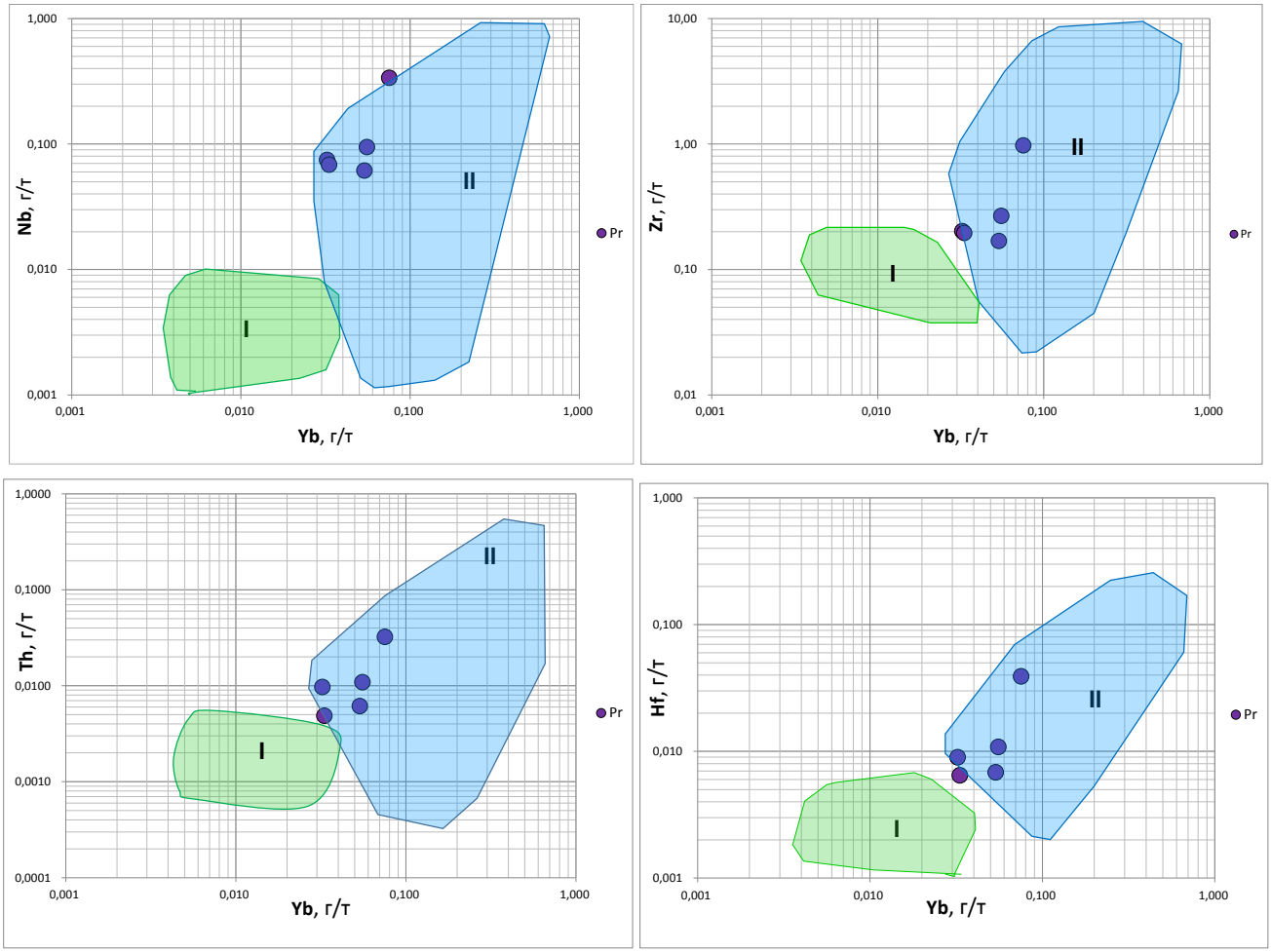


Рис. 2.1.13. Соотношения Nb, Zr, Th, Hf - Yb в ультрабазитах Чаган-Узунского массива.

Перидотиты (Pr) Чаган-Узунского массива. Поля перидотитов: Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (I) и абиссальных (II) [Горнова, 2011; Parkinson et al., 1998; Niu, 2004].

Графики распределения редкоземельных элементов для гарцбургитов Чаган-Узунского массива обладают U-образными формами (минимумы в средней части). Подобные графики имеют бониниты (рис. 2.1.14), которые являются надсубдукционными породами.

Геохимическое сходство гарцбургитов Чаган-Узунского массива с бонинитами подтверждается данными на спайдер-диаграмме распределения редких, редкоземельных и ряда основных элементов. При этом спектры приближаются к U-образной форме с характерным максимумом стронция в центре (рис. 2.1.15).

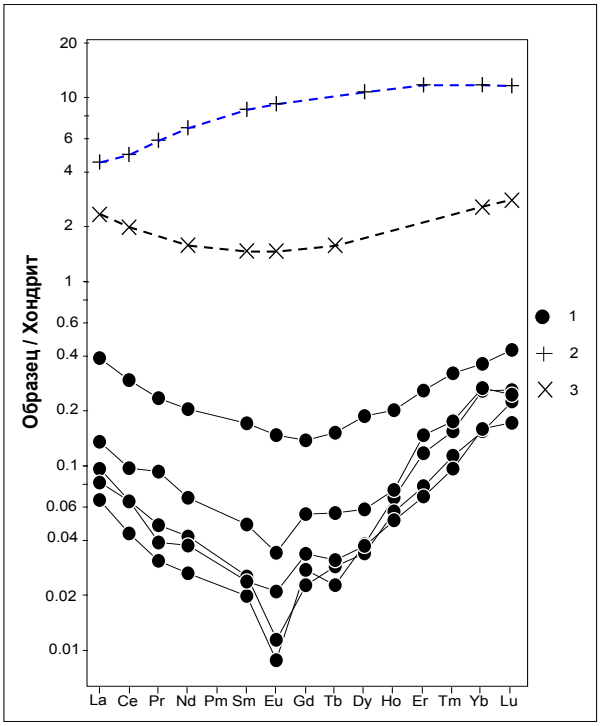


Рис. 2.1.14. Распределение редкоземельных элементов (по отношению к хондриту) в ультрабазитах Чаган-Узунского массива.

1 – гарцбургиты; 2 – нижняя граница поля нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999]; 3 - нижняя граница поля бонинитов [Добрецов и др., 1985]. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynton, 1984].

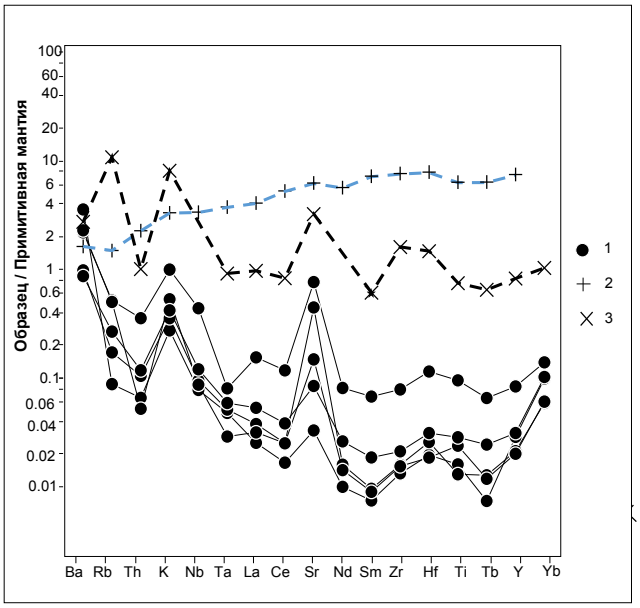


Рис. 2.1.15. Спайдер-диаграмма для ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

1 – гарцбургиты; 2 - нормальные базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB [Saunders, Tarney, 1984]; 3 – бониниты [Шараськин, 1992]. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1991]

Сравнительный анализ геохимических данных по перидотитам Чаган-Узунского массива с эталонными ультраосновными комплексами показал следующее (рис. 2.1.16 и 2.1.17).

Согласно распределению редкоземельных элементов (нормированных к примитивной мантии) гарцбургиты с U-образными графиками распределения редкоземельных элементов тяготеют к перидотитам Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы, с близкими спектрами. В целом кривые гарцбургитов Чаган-Узунского массива располагаются между абиссальными океаническими перидотитами и островодужными надсубдукционными перидотитами (рис. 2.1.9).

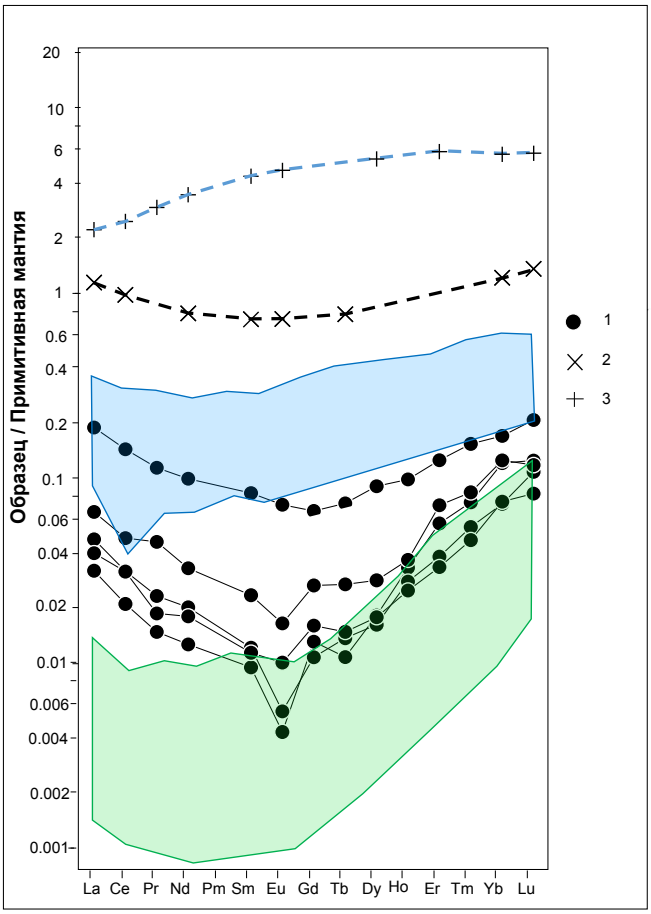


Рис. 2.1.16. Распределение редкоземельных элементов (нормированных к примитивной мантии) в ультрабазитах Чаган-Узунского массива.

1 – гарцбургиты; 2 - нижняя граница поля бонинитов [Добрецов и др., 1985]; 3 – нижняя граница поля нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999]. Цветной заливкой показаны поля абиссальных перидотитов (голубой) [Niu, 2004] и перидотитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (зеленый) [Parkinson et al., 1998]. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1991].

На спайдер-диаграмме спектры гарцбургитов Чаган-Узунского массива обладают в основном U-образными формами (с характерными максимумами стронция в центре), совпадающими с графиками надсубдукционных перидотитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы и сходными с бонинитами. При этом рассмотренные гарцбургиты содержат заметно больше компонентов, располагаясь фактически между графиками островодужных перидотитов (с минимумом редких и редкоземельных элементов) и бонинитами (рис. 2.1.17).

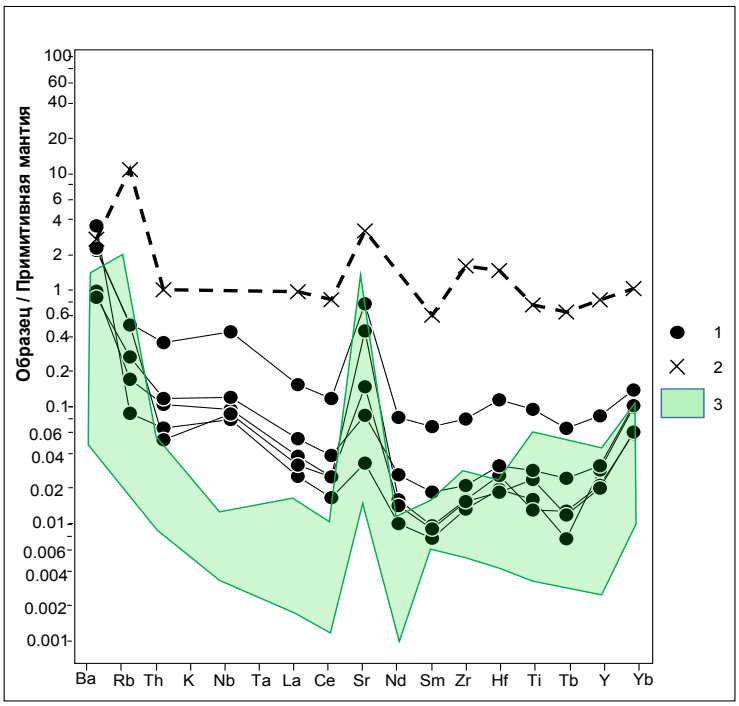


Рис. 2.1.17. Спайдер-диаграмма для гарцбургитов Чаган-Узунского массива.

1 – гарцбургиты; 2 – бониниты [Шараськин, 1992]; 3 - перидотиты Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы [Parkinson et al., 1998]. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1991].

2.1.4. Условия формирования

В составе ультрабазитов Чаган-Узунского массива преобладают серпентиниты. Большинство ультраосновных пород, в которых сохранились первичные минералы, находятся в юго-восточной части основного тела массива и представляют собой гарцбургиты.

Новые данные по составам минералов, слагающих исследуемые ультрабазиты, показали, что оливины из гарцбургитов Чаган-Узунского массива совпадают по своим основным химическим характеристикам с оливинами из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта, резко отличаясь от оливинов из островодужных офиолитов Алтае-Саянской области (Западный Саян, Кузнецкий Алатау). Данные по ортопироксенам и хромшпинелидам из гарцбургитов подтверждают информацию по оливинам, показывая тесную ассоциацию с гипербазитами современных срединно-океанических хребтов (рис. 2.1.3, 2.1.4, 2.1.5). При этом точки составов оливинов и хромшпинелидов Чаган-Узунского массива также располагаются в поле минералов из гипербазитов Полярного Урала. Определенное сходство составов минералов Чаган-Узунского массива и офиолитов Полярного Урала вполне логично, так как последние формировались в ходе эволюции палеоокеанических структур с развитием примитивных островных дуг с бонинитами [Симонов и др., 1998; Куренков и др., 2002] на фундаменте из океанической литосферы, образованной в условиях срединно-океанического хребта.

По петрохимическим данным ультраосновные породы Чаган-Узунского массива (в основном серпентинизированные в различной степени гарцбургиты) располагаются в области тектонизированных реститовых гипербазитов, совпадая с полем тектонизированных гипербазитов из современной океанической литосферы в районе трансформного разлома 15°20′ в Центральной Атлантике, в то же время часть ультрабазитов соответствует ультраосновным кумулятам (рис. 2.1.10, 2.1.11).

По соотношению Ti – Yb данные по гарцбургитам Чаган-Узунского массива приурочены к полю абиссальных перидотитов и показывают умеренные степени частичного плавления (15-22 %) (рис. 2.1.12). Для выяснения степени деплетированности ультрабазитов также были использованы отношения Cr/Al в хромшпинелидах, увеличивающиеся по мере роста частичного плавления, которое было оценено на основе данных из работ [Симонов и др., 1999; Леснов, 2009; Jaques, Green, 1980; Hirose, Kawamoto, 1995]. Для гарцбургита (обр. № С-29-74) характерны

относительно невысокие значения Cr# (34-41 %), что отвечает умеренной степени деплетированности - 15-18 %. Такие особенности характерны для гипербазитов из ряда современных разломных зон Срединно-Атлантического хребта – 15°20', Вима, Сант-Поль [Симонов и др., 1999]. В то же время ультраосновные породы современных зон субдукции (желоба Тонга и Марианский) содержат хромшпинелиды с хромистостью 60-65 %, что свидетельствует о существенно более высокой степени частичного плавления – свыше 25 % [Симонов и др., 1999; Shcherbakov, Savelyeva, 1984], с образованием предельно деплетированных гипербазитов (рис. 2.1.8).

Принадлежность исследуемых гарцбургитов к абиссальным перидотитам также подтверждают данные по соотношениям ряда индикаторных редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (рис. 2.1.13).

Гарцбургиты обладают U-образными кривыми распределения редкоземельных элементов и тяготеют к перидотитам Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы, обладающих близкими графиками (рис. 2.1.14, 2.1.16). Об этом же свидетельствуют спайдер-диаграммы (рис. 2.1.15, 2.1.17).

В общем, спектры редкоземельных элементов, сменяя друг друга, показывают изменение состава гарцбургитов с одновременным падением лантаноидов и ростом хромистости хромшпинелидов в этих породах. Учитывая то, что содержание хрома в шпинелидах является прямым индикатором степени частичного плавления ультрабазитов, на диаграмме мы видим фактически отражение последовательных процессов истощения гарцбургитов редкоземельными элементами, обусловленных увеличением степени плавления ультраосновных пород. При этом U-образные формы спектров гарцбургитов свидетельствуют об участии в этих процессах бонинитовых или базальтовых расплавов (рис. 2.1.18).

Таким образом, проведенные исследования показывают, что гарцбургиты Чаган-Узунского массива являются тектонизированными мантийными реститами с незначительной степенью частичного плавления, затронувшего их в условиях срединно-океанического хребта. В то же время, геохимические данные свидетельствуют о последующем взаимодействии этих гипербазитов с расплавами, что привело к распределению редкоземельных элементов в ультраосновных породах близкому по форме спектров к характеристикам бонинитов.

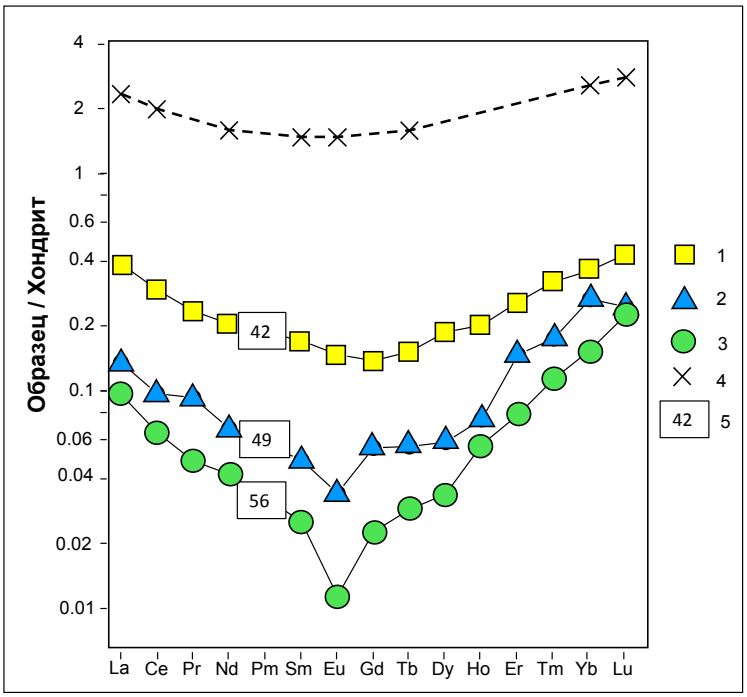


Рис. 2.1.18. Распределение редкоземельных элементов в гарцбургитах Чаган-Узунского массива.

1, 2, 3 –- гарцбургиты (№№ образцов соответственно 29, 37, 33); 4 - нижняя граница поля бонинитов [Шараськин, 1992]; 5 – максимальные значения хромистости хромшпинелидов в проанализированных на редкоземельные элементы гарцбургитах. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynton, 1984].

Присутствие различных амфиболов прямо говорит о многообразии метаморфических процессов преобразования гарцбургитов Чаган-Узунского массива. Представительные данные по составам амфиболов послужили основой для расчета давлений метаморфических процессов преобразования ультраосновных пород с использованием независимых минералогических барометров [Schmidt, 1992; Yavuz, 2007]. Для наиболее измененных гарцбургитов (№№ 33, 34) были получены единичные данные, свидетельствующие о воздействии вторичных систем при небольших давлениях – до 1 кбар. В других случаях (для менее измененных гарцбургитов, №№ 29, 37) давление было значительно больше (1.9-4 кбар) и могло достигать 3.6-5.1 кбар. В общем, по соотношению P кбар - Al IV практически все полученные данные по амфиболам из относительно слабо измененных ультрабазитов Чаган-Узунского массива располагаются в поле минералов из ультраосновных пород современной океанической литосферы (район трансформного разлома Вима в Центральной Атлантике), результаты по давлениям для которого были рассчитаны нами с использованием барометров из

работы [Yavuz, 2007]. В целом устанавливаются достаточно значительные вариации давлений (1.4-5.1 кбар), при которых образовывалась основная масса амфиболов в ходе метаморфизма ультрабазитов Чаган-Узунского массива (рис. 2.1.19).

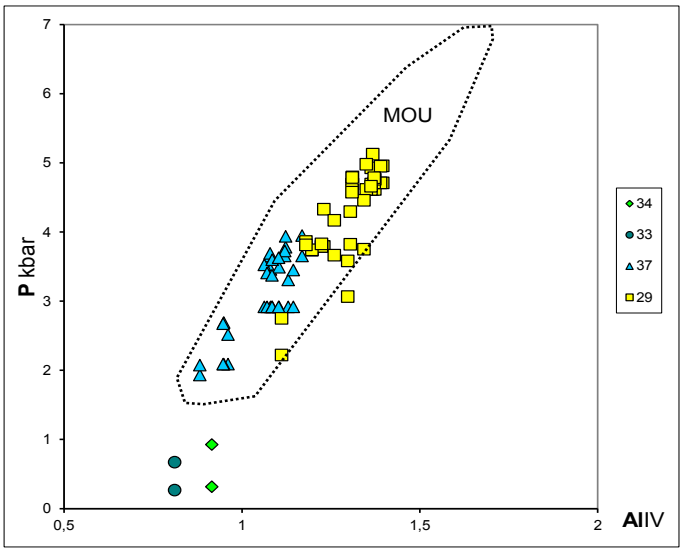


Рис. 2.1.19. Соотношение параметров давления и содержания алюминия в амфиболах из ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

Амфиболы из гарцбургитов (№№ 34, 33, 37, 29). MOU - амфиболы из ультраосновных пород современной океанической литосферы Центральной Атлантики (использованы неопубликованные анализы образцов, отобранных во время морских экспедиций при непосредственном участии научного руководителя в районе разлома Вима, а также данные из работы [Пейве и др., 2001])

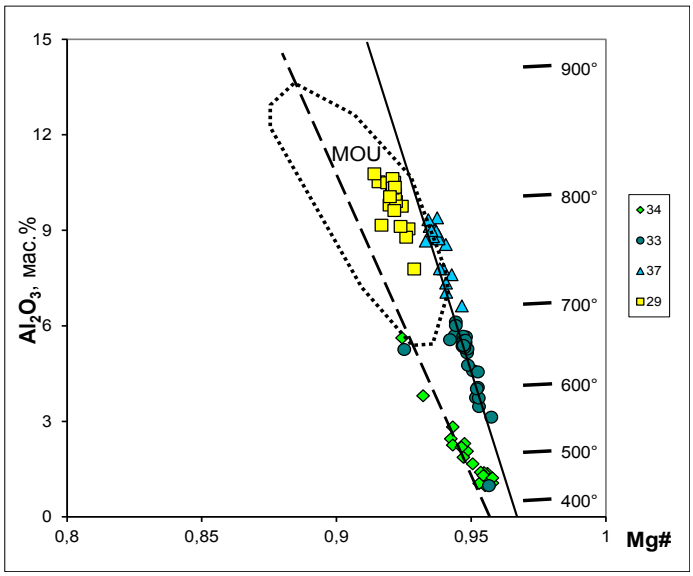


Рис. 2.1.20. Диаграмма Al_2O_3 – Mg# для амфиболов из ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

Прямыми линиями показан диапазон колебаний составов океанических амфиболов [Базылев, 2003]. Mg# = $Mg/(Mg+Fe_{суммарное}+Mn)$.Остальные условные обозначения на рис. 2.1.19.

На основе соотношения Al_2O_3 – Mg# в составах амфиболов оказалось возможным оценить температуры метаморфизма ультрабазитов Чаган-Узунского массива (рис. 2.1.20). Наиболее высокие температуры (760-820°С, №29; 700-780°С, № 37), также как и максимальные давления, характерны для наименее измененных гарцбургитов, данные по которым попадают в поле ультраосновных пород современной океанической литосферы Центральной Атлантики. Минимальные температуры (540-670°С, №33; 440-540°С, № 34) и наименьшие давления, отмечены для максимально измененных перидотитов.

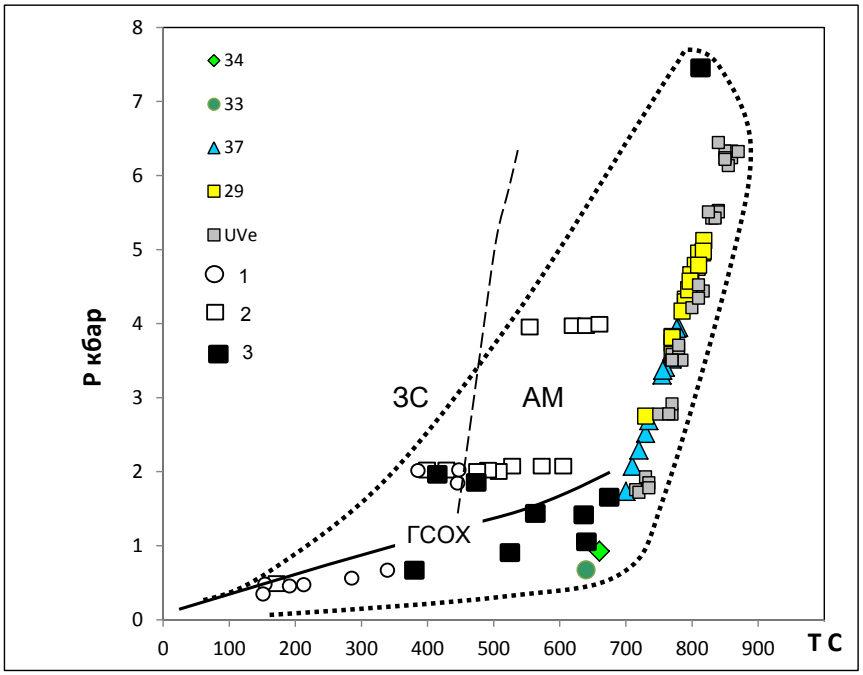


Рис. 2.1.21. РТ-условия метаморфизма ультрабазитов Чаган-Узунского массива.

Данные по амфиболам: из гарцбургитов (№№ 34, 33, 37, 29) и из ультраосновных пород современной океанической литосферы Центральной Атлантики в районе разлома Вима (UVe − использованы неопубликованные анализы образцов, отобранных во время морских экспедиций при непосредственном участии научного руководителя в районе разлома Вима). РТ-условия метаморфизма пород из океанической коры современных океанических бассейнов: 1 – метабазальты, 2 – метагаббро, 3 – метагипербазиты. ЗС и АМ – зеленосланцевая и амфиболитовая фации метаморфизма. ГСОХ – геотерма под срединно-океаническим хребтом [Метаморфизм и тектоника, 2001]. Точечной линией показана область современного океанического метаморфизма ([Метаморфизм и тектоника, 2001] + данные по образцам из разлома Вима − UVe).

В результате компьютерной обработки оригинальных данных по составам амфиболов из ультраосновных пород с совместным использованием минералогических барометров [Schmidt, 1992; Yavuz, 2007] и диаграммы Al_2O_3 – Mg# с данными по

температурам [Базылев, 2003] были определены PT-условия метаморфизма ультрабазитов Чаган-Узунского массива. Как видно на диаграмме соотношений температур и давлений (рис. 2.1.21.) полученные данные хорошо согласуются с информацией по метагипербазитам из океанической коры современных океанических бассейнов и располагаются в области современного океанического метаморфизма.

В целом, данные по геохимии и минералогии свидетельствуют о том, что гарцбургиты относятся к тектонизированным реститовым гипербазитам срединно-океанических хребтов с относительно умеренными степенями частичного плавления (15-20 %). По соотношениям индикаторных (устойчивых при вторичных процессах) редких элементов они принадлежат к абиссальным перидотитам. В то же время гарцбургиты обладают U-образными спектрами распределения редкоземельных элементов, близкими по форме к графикам бонинитов из примитивных островных дуг типа Идзу-Бонинской, что свидетельствует об их дальнейшем преобразовании под воздействием магматических процессов. Присутствие различных амфиболов говорит о метаморфических преобразованиях гарцбургитов.

2.2. Базальтовый комплекс юго-восточной части Чаган-Узунских офиолитов

Как было отмечено в Главе 1 базальтовые серии, относящиеся к палеоокеаническим поднятиям наиболее детально были изучены предыдущими исследователями на северо-западе Курайской аккреционной зоны в районе р. Каратюргунь. Фрагмент палеосимаунта, получившего название Баратальский [Буслов, Ватанабе, 1996; Buslov et al., 1993] (в некоторых работах - Курайский палеосимаунт [Добрецов и др., 2005; Сафонова и др., 2008]), сложен базальтами основного тела, вулканогенно-кремнисто-карбонатными породами склоновых фаций и карбонатными породами «шапки» [Добрецов и др., 2004, 2005; Сафонова, 2005, 2008; Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2004]. Ранее проведенные геохимические исследования базальтового комплекса [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2004; Сафонова, 2005, 2008], свидетельствуют о формировании этих пород в условиях развития палеосимаунта на океаническом основании, однако ряд базальтовых характеристик имеет сходство с данными по платобазальтам. Более детальный сравнительный петро- и геохимический анализ с эталонными современными объектами показал, что базальтоиды Баратальского палеосимаунта отличаются от пород океанических островов, имеют устойчивые различия с базальтами срединно-океанических хребтов и хорошо соответствуют платобазальтам района Онтонг Джава в Тихом океане. Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что Баратальский палеосимаунт является фрагментом океанического плато типа современного плато Онтонг Джава в Тихом океане, сформировавшегося в венд-кембрийское время во внутриплитных областях Палеоазиатского океана [Добрецов и др., 2005, Сафонова, 2005], что в принципе подтверждает высказанное ранее предположение [Добрецов и др., 2004; Safonova et al., 2004].

В юго-восточной части Курайской аккреционной зоны на юге и юго-востоке от Чаган-Узунского гипербазитового массива распространены базальтовые серии, которые были также отнесены к Баратальскому палеосимаунту, протягивающимуся более чем на 60 км [Добрецов и др., 2004, Сафонова и др, 2004; Буслов и др., 2013].

2.2.1. Геологическая позиция и петрографические особенности

Базальты Баратальского палеосмаунта были детально изучены предыдущими исследователями на северо-западе Курайской аккреционной зоны в районе р. Каратюргунь. В связи с этим, наше основное внимание было уделено породам базальтового комплекса, располагающегося в юго-восточной части Курайской зоны – к югу и юго-востоку от Чаган-Узунского массива (рис 1.2.1, 2.1.1). Образцы были отобраны около пос. Чаган-Узун (рис. 2.2.1). Здесь они представлены массивными потоками и пиллоу-лавами базальтов и базальтовых порфиритов (рис. 2.2.2) и ассоциируют с известняками, содержащими линзы и прослои черных и серых кремней. Основной матрикс базальтов сильно изменен – хлоритизирован и альбитизирован. В связи с этим внимание в ходе исследований было уделено химическому составу пород.

Рис. 2.2.1. Фото коренных выходов пород базальтового комплекса (OIB) рядом с серпентинитовым меланжем (Серп. меланж) Чаган-Узунского гипербазитового массива.

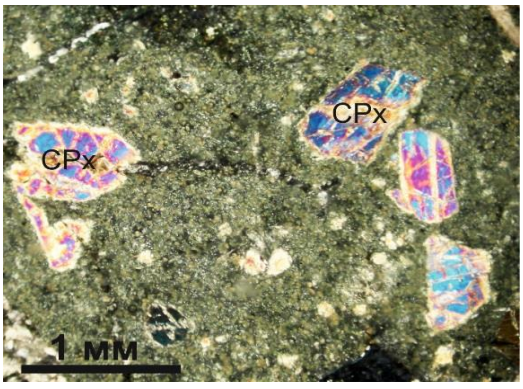


Рис. 2.2.2. Базальтовый порфирит юго-восточной части Чаган-Узунских офиолитов, николи +.

Структура породы крупнозернистая, порфировая. Текстура – массивная. Вкрапленники представлены пироксеном, реже плагиоклазом. Основная масса сильно изменена – хлоритизирована и альбитизирована.

2.2.2. Вещественный состав - петрохимия и геохимия

В ходе исследований были получены новые данные о составе (табл. 2.2.1 и 2.2.2) базальтов юго-восточной части Чаган-Узунских офиолитов.

Таблица 2.2.1. Представительные анализы (мас. %) базальтов юго-восточной части Чаган-Узунских офиолитов.

№	№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
1	С-110А-05	48.40	1.56	13.62	11.95	0.19	6.55	11.04	1.81	0.09	0.10	3.31	98.62
2	С-110Б-05	48.20	1.62	13.81	12.55	0.20	6.39	10.79	1.94	0.09	0.11	3.46	99.16
3	С-111-05	48.77	2.18	13.13	11.46	0.17	6.80	10.90	2.78	0.12	0.21	3.79	100.30
4	С-112-05	45.77	2.66	16.72	11.93	0.20	6.48	9.34	2.40	0.12	0.26	4.76	100.64
5	С-112Б-05	49.67	3.18	13.41	12.20	0.18	7.25	7.81	3.17	0.54	0.34	2.94	100.68
6	С-113-05	44.83	2.39	12.66	13.53	0.21	8.66	10.42	0.91	0.74	0.27	5.86	100.48
7	С-113Б-05	46.20	2.05	11.69	12.34	0.17	11.58	7.66	1.89	0.16	0.22	5.84	99.80

Рассмотренные базальты Чаган-Узунских офиолитов обладают высокими (до 3.2 мас.%) содержаниями TiO_2 и на петрохимических диаграммах (рис. 2.2.3 и 2.2.4) точки их составов располагаются преимущественно в полях базальтов океанических островов (типа OIB).

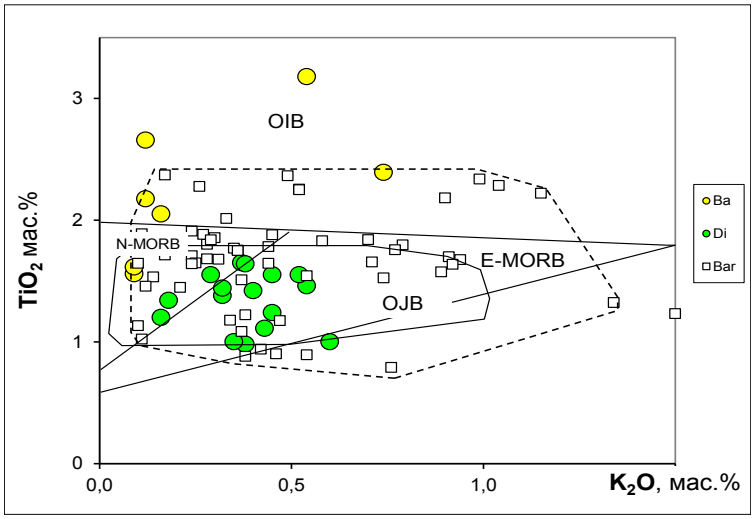


Рис. 2.2.3. Диаграмма TiO_2 – K_2O для базальтов и габбро-диабазовых даек Чаган-Узунского массива (с использованием диаграммы [Миронов, 1990]).

Комплексы пород Чаган-Узунских офиолитов: Ba – базальты, Di - дайки. Bar – базальты Баратальского палеосимаунта [Добрецов и др., 2005; Сафонова и др., 2008]. Поля базальтов: нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB) срединно-океанических хребтов, океанических островов (OIB) [Симонов и др., 1999, 2004] и океанического плато Онтонг Джава (OJB) [Симонов и др., 2004].

Таблица 2.2.2. Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в базальтах Чаган-Узунского массива.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ обр.	С-110а-05	С-110б-05	С-111-05	С-112-05	С-112б-05	С-113-05	С-113б-05
Rb	0.69	0.55	1.23	1.31	10.0	19.3	7.0
Sr	303	292	127	118	112	86	72
Y	38	38	23	26	35	28	21
Zr	87	89	110	130	191	128	120
Nb	0.86	1.04	13.8	17.6	23	14.2	23
Ba	22	21	100	97	125	115	73
La	2.9	2.8	12.4	13.0	18.5	12.0	13.1
Ce	9.4	9.4	27	30	42	28	29
Pr	1.83	1.81	3.8	4.3	6.1	3.9	4.2
Nd	9.6	9.5	15.3	17.8	25	16.6	17.4
Sm	3.6	3.6	4.0	4.6	6.6	4.4	4.3
Eu	1.19	1.26	1.34	1.46	2.0	1.40	1.26
Gd	4.8	4.9	4.5	5.2	6.9	4.8	4.1
Tb	0.94	0.91	0.70	0.78	1.15	0.83	0.68
Dy	6.3	6.0	4.3	4.7	6.5	4.9	3.9
Ho	1.40	1.32	0.82	0.96	1.31	1.02	0.72
Er	3.9	3.9	2.3	2.6	3.4	2.6	1.85
Tm	0.66	0.63	0.33	0.36	0.48	0.38	0.27
Yb	3.8	3.6	1.85	2.1	2.8	2.2	1.58
Lu	0.57	0.54	0.27	0.30	0.39	0.32	0.23
Hf	2.9	2.7	3.1	3.8	5.3	3.7	3.3
Ta	0.09	0.09	1.04	1.28	1.55	1.05	1.44
Th	0.09	0.09	1.22	1.34	1.79	1.25	1.76
U	0.15	0.21	0.36	0.42	0.54	0.39	0.54

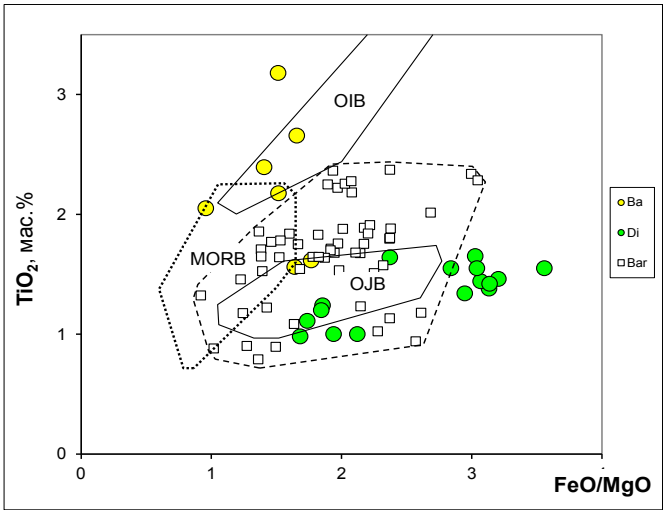


Рис. 2.2.4. Диаграмма TiO_2 – FeO/MgO для базальтов и габбро-диабазовых даек Чаган-Узунских офиолитов.

Комплексы пород Чаган-Узунских офиолитов: Ba – базальты, Di - дайки. Bar – базальты Баратальского палеосимаунта [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008]. Поля базальтов: срединно-океанических хребтов (MORB), океанических островов (OIB) и океанического плато Онтонг Джава (OJB) [Симонов и др., 1999, 2004].

Эти особенности (принадлежность к OIB типу) подтверждаются данными на диаграмме Nb/Y – Zr/Y, где большинство точек базальтов находится в области с плюмовым источником магматизма, тесно ассоциируя с OIB (рис. 2.2.5). Подобные закономерности отмечаются и в случае других соотношений редких элементов (Zr/Nb - Nb/Th, Zr/Y - Zr, Zr/Nb - Nb). При этом, присутствуют данные (рис. 2.2.3, 2.2.4, 2.2.5) о наличии в базальтовом комплексе Чаган-Узунских офиолитов пород, отвечающих по составу базальтам срединно-океанических хребтов типа N-MORB.

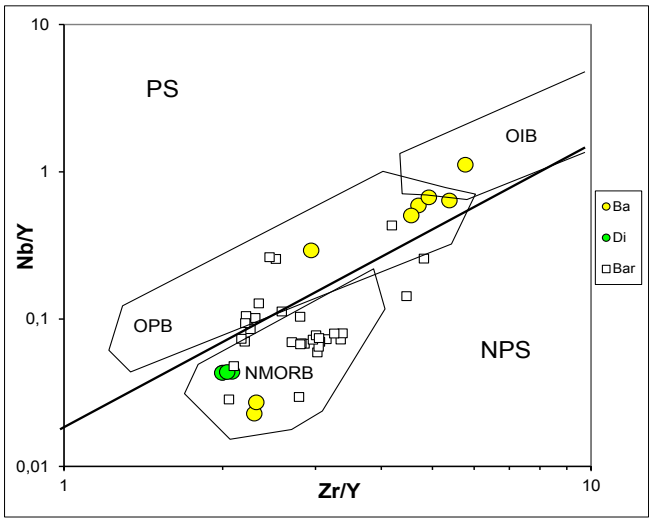


Рис. 2.2.5. Диаграмма Nb/Y – Zr/Y для базальтов и габбро-диабазовых даек Чаган-Узунских офиолитов.

Комплексы пород Чаган-Узунских офиолитов: Ba – базальты, Di - дайки. Bar – базальты Баратальского палеосимаунта [Сафонова и др., 2008]. Поля базальтов: нормальные срединно-океанических хребтов (NMORB), океанических островов (OIB) и океанического плато (OPB). Области пород с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS) [Condie, 2005].

Большинство спектров редкоземельных элементов для базальтов Чаган-Узунских офиолитов имеет хорошо выраженный отрицательный наклон (с обогащением легкими лантаноидами) и совпадает с графиками базальтов Гавайских островов - эталон OIB (рис. 2.2.6). В то же время (как и в случае петрохимии и редких элементов) существуют отдельные спектры, совпадающие с данными по базальтам типа N-MORB.

Спайдер-диаграммы, содержащие информацию по редким и петрохимическим компонентам, подтверждают информацию по распределению редкоземельных элементов – большая часть спектров совпадает с данными по базальтам Гавайских островов (OIB). В то же время наблюдаются графики, близкие N-MORB (рис. 2.2.7).

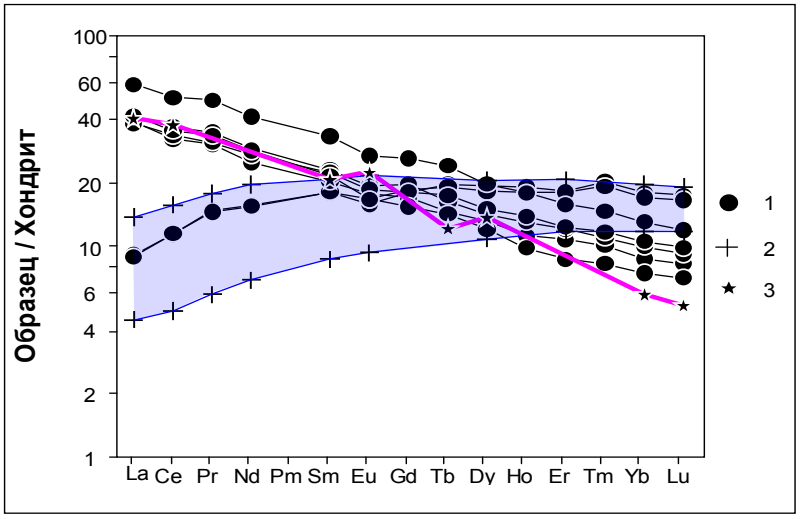


Рис. 2.2.6. Распределение редкоземельных элементов в базальтах вблизи Чаган-Узунских офиолитов.

1 – базальты вблизи Чаган-Узунских офиолитов; 2 - базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999].; 3 – базальты промежуточной серии Гавайских островов [Соболев, Никогосян, 1994]. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynton, 1984].

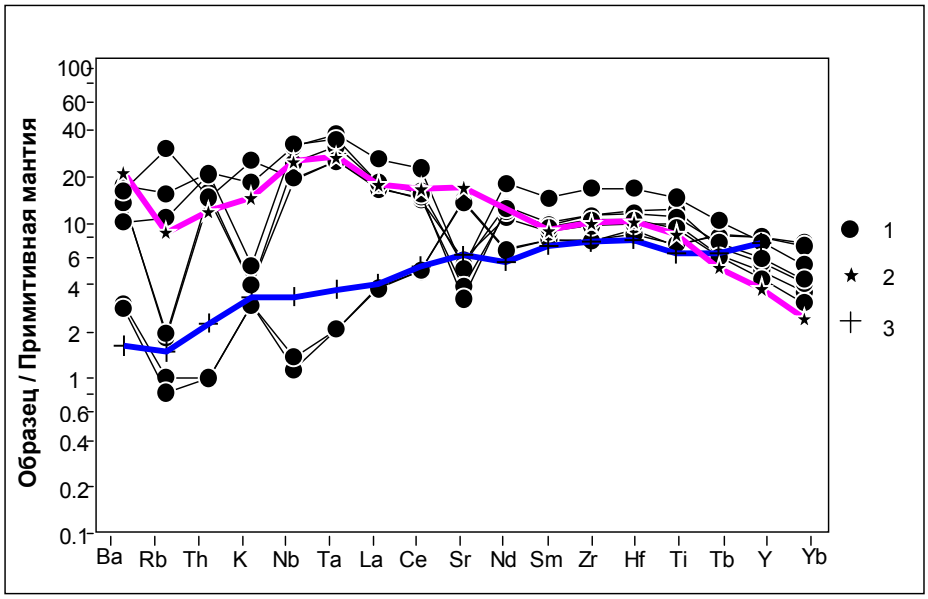


Рис. 2.2.7. Спайдер-диаграммы для базальтов вблизи Чаган-Узунских офиолитов.

1 – базальты вблизи Чаган-Узунских офиолитов; 2 - базальты Гавайских островов промежуточного (между толеитами и щелочными) состава [Соболев, Никогосян, 1994]; 3 – нормальные базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB) [Saunders, Tarney, 1984]. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1991].

2.2.3. Условия формирования

Наиболее детально были изучены базальтовые комплексы в районе пос. Чаган-Узун. Породы представлены потоками и пиллоу-лавами базальтов и пироксеновых порфиритов, ассоциирующих с вулканогенно-осадочными комплексами. Новые петрохимические и геохимические данные, с одной стороны, подтверждают отнесение рассмотренных вулканитов Чаган-Узунских офиолитов к внутриплитным океаническим базальтам [Добрецов и др., 1992], а с другой стороны показывают, что характер магматизма соответствовал главным образом OIB, в отличие от внутриплитных магматических систем преимущественно платобазальтового типа, ответственных за формирование Баратальского палеосимаунта [Добрецов и др., 2004, 2005; Сафонова, 2005, 2008; Dobretsov et al, 2004; Safonova et al., 2004] (рис. 2.2.3-2.2.7).

Таким образом, серии базальтов, распространенных в Курайской аккреционной зоне на юге и юго-востоке от Чаган-Узунского гипербазитового массива, формировались в условиях развития палеосимаунта (типа современных Гавайских островов) на океаническом основании. По-видимому, в Курайской аккреционной зоне существовало несколько типов разновозрастных океанических палеоподнятий, различные фрагменты которых сохранились в настоящее время.

2.3. Комплекс габбро-диабазовых даек в ультрабазитах Чаган-Узунского массива

Присутствие габброидных даек в Чаган-Узунском гипербазитовом массиве было отмечено ранее [Кузнецов и др., 1948; Пинус и др., 1958] и более детально они были исследованы в дальнейшем [Кузнецов, Симонов, 1976; Симонов, 1993; Добрецов и др., 1992, 2005;]. О происхождении этих пород не существует единого мнения. Наиболее обоснованным было представление о возможном формировании дайкового комплекса над зоной субдукции [Добрецов и др., 1992].

2.3.1. Геологическая позиция и петрографические особенности

Породы дайкового комплекса формируют серию субпараллельных тел в гипербазитах Чаган-Узунского офиолитового массива (рис. 2.1.1). Дайки интенсивно деформированы и раздроблены. В их составе преобладают измененные мелкозернистые габбро и габбро-диабазы (рис. 2.3.1). Габброиды испытали значительную переработку вторичными процессами и частично преобразованы в родингиты. Учитывая то, что первичные минералы не сохранились, основное внимание в ходе исследований было уделено химическому составу пород.

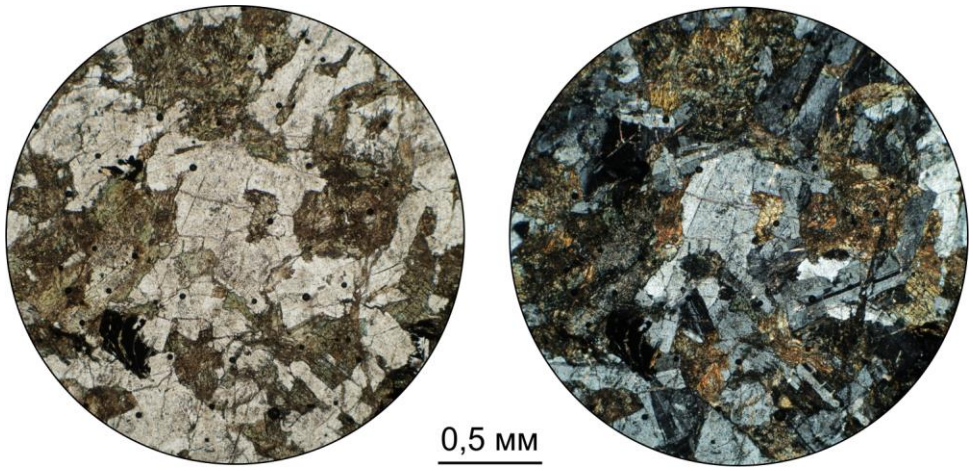


Рис. 2.3.1. Дайковые габбро-диабазы в ультрабазитах Чаган-Узунского массива, справа николи +.

Структура породы среднезернистая, габбровая. Текстура - массивная. Порода сильно изменена, фактически до габброамфиболитов. Минеральный состав породы: плагиоклаз – 60 %, роговая обманка – 30-40 %, магнетит 0-10 %.

2.3.2. Вещественный состав - петрохимия и геохимия

В ходе исследований были получены новые данные о химическом составе (табл. 2.3.1 и 2.3.2) дайковых габброидов в ультрабазитах Чаган-Узунского массива.

Таблица 2.3.1. Представительные анализы (мас. %) дайковых габбро-диабазов Чаган-Узунского массива.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
1	С-101б-89	51.60	1.46	14.03	14.96	0.24	4.20	7.11	6.01	0.54	0.13	0.48	100.76
2	С-102б-89	51.27	1.38	13.95	14.59	0.23	4.19	7.88	4.21	0.32	0.13	0.78	98.93
3	С-102в-89	47.17	1.65	14.60	16.42	0.24	4.88	8.71	4.18	0.37	0.16	1.34	99.72
4	С-103б-89	49.63	1.34	13.34	14.02	0.25	4.28	11.72	4.35	0.18	0.13	0.92	100.16
5	С-103в-89	50.69	1.44	13.88	14.80	0.22	4.34	7.95	4.69	0.32	0.13	1.04	99.50
6	С-104в-89	51.40	1.42	14.02	14.68	0.23	4.21	7.85	5.02	0.40	0.13	0.48	99.84
7	502-4	50.90	1.24	13.60	13.96	0.21	6.77	7.57	3.00	0.45	0.16	2.64	100.50
8	620	48.90	1.20	15.10	10.95	0.17	5.34	11.84	2.80	0.16	0.15	3.75	100.36
9	503-1	50.90	0.98	13.96	11.60	0.18	6.20	9.94	3.25	0.38	0.14	2.40	99.93
10	708-а	50.95	1.55	15.00	14.39	0.14	4.56	5.45	3.71	0.29	0.20	4.12	100.36
11	708-б	50.30	1.64	15.20	12.49	0.14	4.74	4.74	4.24	0.38	0.19	5.91	99.97

Примечание. Общее железо в виде Fe_2O_3. Кроме оригинальных данных приведены анализы [7-11] из работы [Николенко, 2002].

Таблица 2.3.2. Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в дайковых габбро-диабазах Чаган-Узунского массива.

№п/п	1	2	3	4
№обр.	С-101б-89	С-102б-89	С-102в-89	С-103в-89
Rb	7.6	3.3	4.7	5.6
Sr	249	1964	810	525
Y	35	34	37	34
Zr	74	68	73	69
Nb	1.54	1.47	1.58	1.46
Ba	138	1434	537	503
La	4.9	5.0	5.5	5.4
Ce	12.9	12.9	14.2	13.6
Pr	2.1	2.1	2.3	2.1
Nd	10.7	10.3	11.2	9.8
Sm	3.3	3.3	3.4	3.1
Eu	1.17	0.93	1.03	1.12
Gd	4.3	4.4	4.9	3.9
Tb	0.80	0.78	0.83	0.75
Dy	5.4	5.4	5.9	5.3
Ho	1.23	1.25	1.28	1.22
Er	3.8	3.7	3.9	3.5
Tm	0.60	0.57	0.60	0.60
Yb	3.8	3.6	3.8	3.5
Lu	0.56	0.53	0.57	0.54
Hf	2.5	2.3	2.4	2.2
Ta	0.12	0.12	0.12	0.12
Th	0.54	0.57	0.69	0.66
U	0.39	0.39	0.42	0.39

По соотношению TiO_2 - K_2O (рис. 2.2.3) точки составов дайковых габбро-диабазов Чаган-Узунского массива располагаются в полях базальтов океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан) и Баратальского палеосимаунта (район р. Каратюргунь и Курайская степь, Горный Алтай). На диаграмме TiO_2 - FeO/MgO дайковые габброиды тесно ассоциируют с базальтами Баратальского палеосимаунта и плато Онтонг Джава (рис. 2.2.4).

Подобные закономерности выявлены и при изучении особенностей распределения редких и редкоземельных элементов (табл. 2.3.2). В частности, на всех рассмотренных диаграммах взаимоотношений устойчивых при вторичных процессах редких элементов (Y, Zr, Nb) данные по дайкам в гипербазитах ассоциируют с точками базальтов Баратальского палеосимаунта (рис. 2.2.5).

Дайки имеют преимущественно горизонтальный хондритовый тренд распределения редкоземельных элементов, характерный для платобазальтов Онтонг Джава (рис. 2.3.2) и отмеченный также для пород Баратальского палеосимаунта [Добрецов и др., 2005; Сафонова и др., 2008].

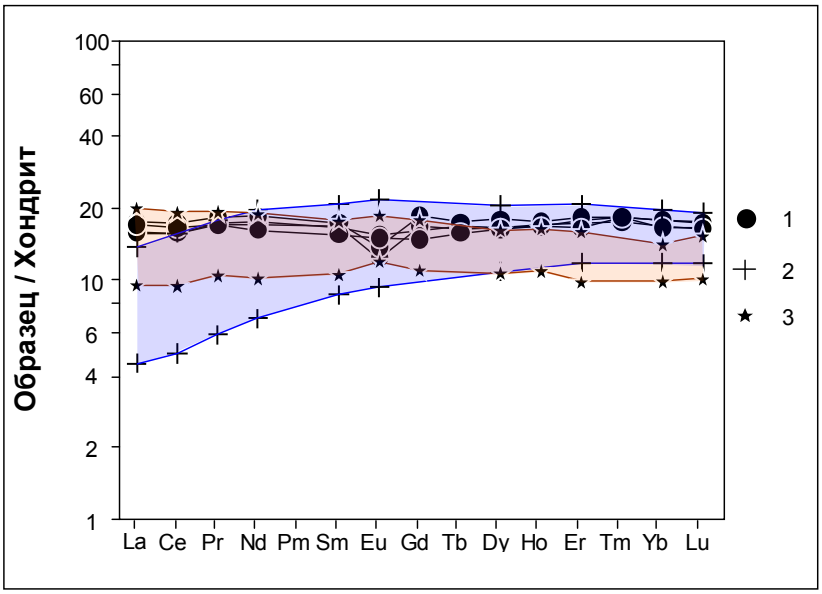


Рис. 2.3.2. Распределение редкоземельных элементов в габбро-диабазовых дайках Чаган-Узунского массива.

1 – дайки Чаган-Узунского массива; 2 - нормальные базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999]; 3 – базальты плато Онтонг Джава [Mahoney et al., 1993]. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynton, 1984].

Спайдер-диаграммы, аккумулирующие информацию по редкоземельным, редким и петрохимическим компонентам, подтверждают сходство габбро-диабазовых даек с данными по платобазальтам Онтонг Джава (рис. 2.3.3).

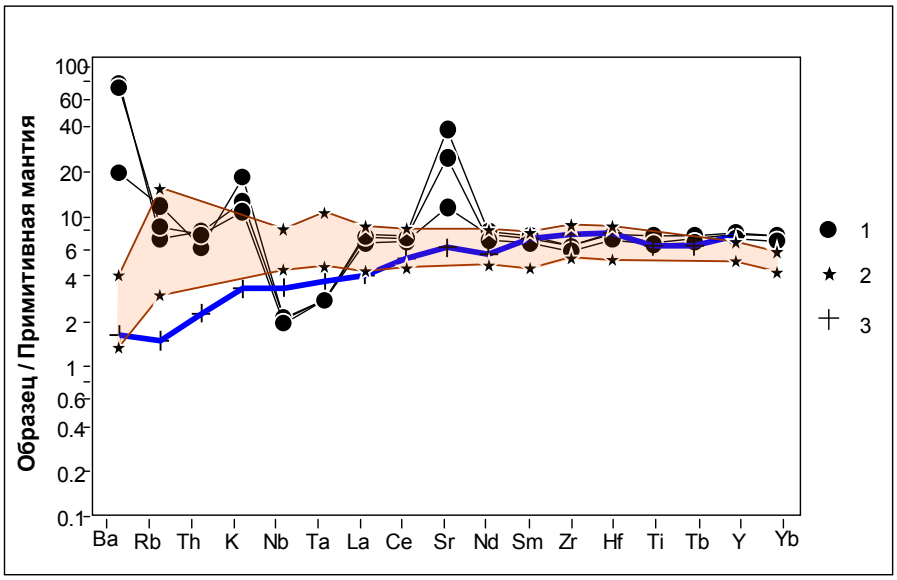


Рис. 2.3.3. Спайдер-диаграммы для габбро-диабазовых даек Чаган-Узунского массива.

1 – дайки Чаган-Узунского массива; 2 - базальты плато Онтонг Джава [Mahoney et al., 1993]; 3 - нормальные базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB [Saunders, Tarney, 1984]. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1991].

2.3.3. Условия формирования

Чаган-Узунский офиолитовый массив, сложенный в основном перидотитами и серпентинитами, содержит блоки габброидов, а также комплекс субпараллельных даек габбро-диабазов и диабазов. Дайки деформированы и будинированы, их внешние зоны изменены до родингитов. Ранее на основе петрохимических данных образование исследуемого комплекса субпараллельных даек предполагалось в условиях растяжения в островодужной обстановке [Добрецов и др., 1992]. Новые исследования составов дайковых габбро-диабазов Чаган-Узунского массива свидетельствуют о том, что при их формировании действовала магматическая система, близкая по своим свойствам к расплавам океанического плато. Помимо сходства петрохимических и геохимических характеристик исследуемых габброидов с данными по базальтам океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан), также наблюдается их четкая корреляция с базальтами Баратальского палеоокеанического острова, фрагменты которого находится в районе р. Каратюргунь (северо-западная часть Курайской аккреционной зоны) (рис. 2.3.2, 2.3.3, 2.3.4, 2.3.5). Для даек Чаган-Узунского массива также, как и для базальтов Баратальского палеосимаунта отмечаются некоторые Ta-Nb минимумы, характерные для островодужных базальтов, но в то же время породы характеризуются низким содержанием Th (до 0,66 г/т), поэтому вряд ли можно предположить коровую контаминацию в процессе петрогенеза.

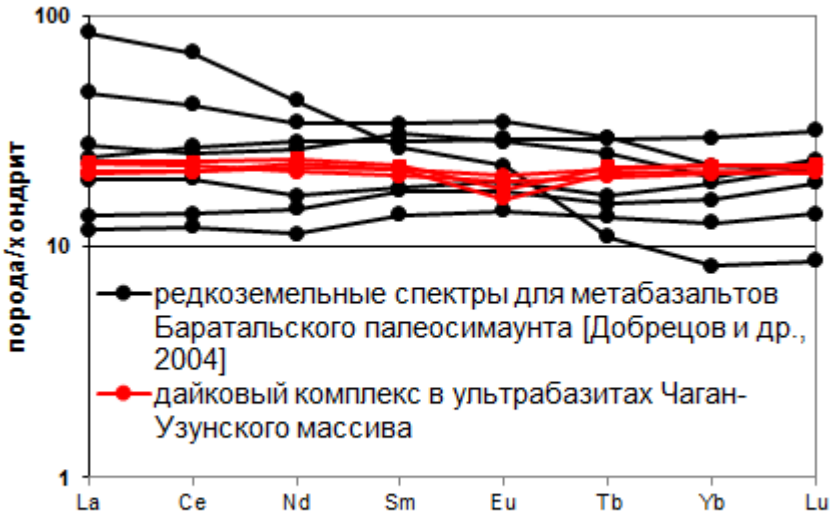


Рис. 2.3.4. Кривые распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [Sun, McDonough et al., 1989**]**

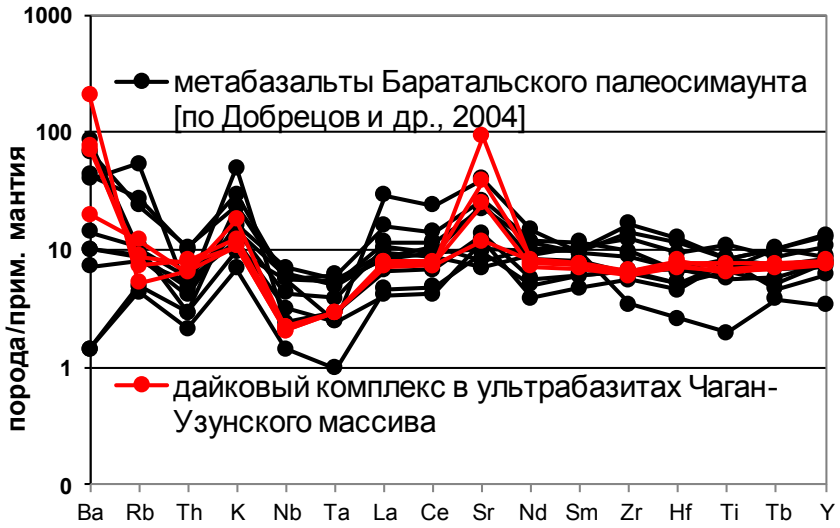


Рис. 2.3.5. Кривые распределения редких и редкоземельных элементов, нормированных по примитивной мантии [Sun, McDonough et al., 1989**]**

Таким образом, во внутриплитной палеоокеанической обстановке происходило развитие плюмового платобазальтового магматизма, приведшего к образованию не только Баратальского палеосимаунта, но и к формированию серии даек, прорывавших пластины гипербазитов Чаган-Узунских офиолитов. Можно предполагать, что рассмотренные дайки в Чаган-Узунском массиве могли быть подводящими каналами для палеоподнятий типа Баратальского палеоокеанического острова. Этот факт подтверждает, что Чаган-Узунский офиолитовый массив был сформирован в условиях океанической литосферы.

Глава 3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Исследования многочисленных офиолитовых ассоциаций, находящихся как в России, так и в других странах Мира, показали широкое развитие метаморфических процессов преобразования первичных пород [Петрология и метаморфизм … 1977; Колман, 1979; Скляров, Добрецов, 1987; Добрецов и др., 1992; Метаморфизм и тектоника, 2001; Searle, Malpas, 1982; Cowan et al., 2014; Soret et al., 2017; и многие другие]. В пределах Горного Алтая наблюдается значительное количество метаморфических пород в районе Чаган-Узунского ультрабазитового массива [Кузнецов, 1948; Пинус и др., 1958; Боголепов. Яншин, 1973; Лепезин, 1978; Кузнецов, Симонов, 1976; Добрецов и др., 1991, 1992; Буслов, 1992; Гусев и др., 2012; Крук и др., 2013; Ota et al., 2002, 2007; и другие], входящего в состав Чаган-Узунских офиолитов [Добрецов и др., 1992], являющихся в свою очередь составной частью Курайской аккреционной зоны [Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004]. Метаморфические породы в ассоциации с ультрабазитами Чаган-Узунского массива, были выделены и описаны Н.И. Гусевым (1991) как балтырганский эклогит-глаукофансланцевый комплекс, а их формирование связывалось с метаморфизмом океанической коры в интраокеанической зоне субдукции.

В Курайской аккреционной зоне метабазитовые породы присутствуют в виде отдельных линз и пластин, или блоков в серпентинитовом меланже, а также в приконтактовых зонах крупных тектонических пластин. В целом, по структурному положению, обстановкам формирования и по минеральном составу можно выделить три метабазитовых комплекса, исследования которых позволили получить наиболее интересные результаты:

1. Гранатовые амфиболиты.
2. Безгранатовые амфиболиты.
3. Гранат-пироксен-амфиболовые породы.

3.1. Гранатовые амфиболиты

Эклогиты и гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского офиолитового массива были ранее описаны многими исследователями [Пинус и др., 1958; Добрецов и др., 1991, 1992; Буслов, Ватанабе, 1996; Волкова и др., 2007; Гусев и др., 1991, 2012; Крук и др., 2013; Гусев, 2013; Buslov et al., 1993; Ota et al., 2002, 2007; и другие]. По [Добрецов и др., 1991; Буслов, Ватанабе, 1996] эклогиты, как правило, слагают центральные части блоков, а гранатовые амфиболиты - периферийные. Омфацит в эклогитах сохранился в форме узких зон рядом с альмандиновым гранатом и в виде отдельных зерен внутри него. Амфиболы в эклогитах представлены глаукофаном, по периферии которого развивается барруазит [Buslov et al., 1993; Ota et al., 2002, 2007]. Минералы чаще всего ориентированы хаотично и имеют изометричную форму, реже вытянутую. В периферийных частях блоков и внутри в зонах рассланцевания амфиболы приобретают линейную форму локализации и представлены винчитом и барруазитом. Гранатовые амфиболиты, содержащие реликты эклогитов, являются результатом проявления регрессивного метаморфизма [Добрецов и др., 1991; Буслов, Ватанабе, 1996; Buslov et al, 2002; Ota et al, 2007].

Представительные данные по параметрам образования эклогитов из Чаган-Узунских офиолитов были опубликованы Н.Л. Добрецовым [Добрецов и др, 1991]. В дальнейшем изучение этих метаморфических пород было продолжено [Буслов, Ватанабе, 1996; Волкова и др., 2007; Крук и др., 2013; Гусев, 2013; Ota et al., 2002, 2007; и другие].

Предыдущие исследования показали, что пик метаморфизма для эклогитов отвечает условиям P = 13-20 кбар и T = 590-660°C. Кроме этого, фиксируется несколько ретроградных стадий метаморфизма при условиях P = 7-8 кбар, T = 500-600°C; P = 3-8 кбар, T = 270-380°C; P = 2-3 кбар, T = 500°C [Добрецов и др., 1991; Буслов, Ватанабе, 1996; Ota et al., 2002, 2007].

Помимо эклогитов и гранатовых амфиболитов из серпентинитового меланжа были исследованы и гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин, которые входят в состав Курайской аккреционной зоны [Буслов, Ватанабе, 1996; Гусев и др., 2012; Гусев, 2013; Ota et al., 2007]. Ранее они были включены наряду с эклогитами и гранатовыми амфиболитами из серпентинитового меланжа в состав балтырганского эклогит-глаукофансланцевого комплекса [Гусев и др., 1991; Государственная … 2011;

Гусев и др., 2012; Крук и др., 2013].

По литературным данным на сегодняшний день накоплена обширная база K/Ar, Ar/Ar и U-Pb датировок для эклогитов и гранатовых амфиболитов [Буслов, Ватанабе, 1996; Волкова и др., 2007; Гусев и др., 2012; Гусев, 2013; Buslov et al., 2001, 2002; Ota et al., 2007]. На этой основе сделано предположение, что их формирование происходило в течении венда-раннего кембрия, по K/Ar изотопным датировкам до раннего ордовика.

3.1.1. Геологическая позиция и петрографические особенности

В ходе экспедиционных работ была собрана коллекция различных типов метаморфических пород из серпентинитового меланжа Чаган-Узунского массива. Эклогиты и гранатовые амфиболиты формируют отдельные блоки (размерами до нескольких десятков метров) в серпентинитовом меланже на юго-востоке Чаган-Узунских офиолитов (рис. 2.1.1) [Добрецов и др., 1991, 1992; Буслов, Ватанабе, 1996]. Несмотря на детальные исследования образцов, отобранных из блоков, содержащих по данным предыдущих исследователей породы эклогитового комплекса, собственно эклогиты не удалось выявить. К настоящему времени наиболее представительные данные получены для проб, по своему минеральному составу отвечающих гранатовым амфиболитам. Они состоят из граната, амфибола, плагиоклаза, эпидота (рис. 3.1.1). Гранат, размером до 2.5 мм, частично замещен хлоритом. Амфибол чаще всего имеет вытянутую форму и ориентирован линейно, реже хаотично. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, черный рудный минерал. Для изученных пород характерны пятнистые, реже массивные и волнистые текстуры.

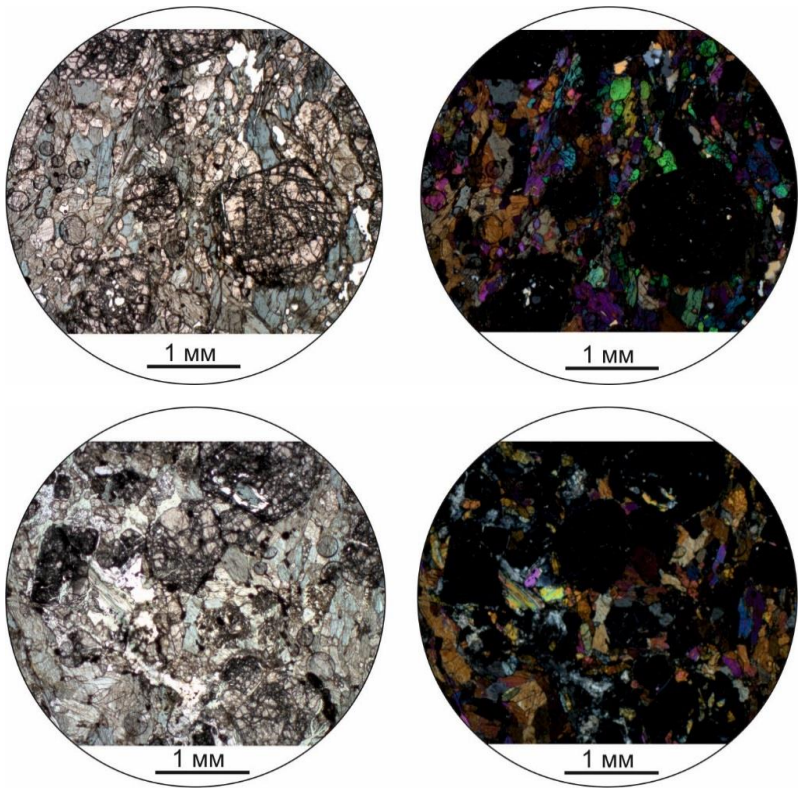


Рис. 3.1.1. Фотографии шлифов гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива (справа - николи +)

Структура пород гранобластовая. Текстура – пятнистая. Минеральный состав: гранат – 20-30 %, амфибол – 40-60 %, плагиоклаз – 10-20 %, эпидот.

Также были исследованы гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин вблизи Чаган-Узунского массива и в Курайской степи.

В районе междуречья р. Тюте и р. Актру (Курайская степь) гранатовые амфиболиты формируют две узкие линзовидные тектонические пластины мощностью до первых десятков метров. Они чередуются в разрезе с тектоническими пластинами турбидитов, аналогичных турбидитам из бассейна р. Аккая (рис. 1.2.1). Породы крупно-среднезернистые и состоят в основном из амфибола, плагиоклаза и граната. Гранат в породах достигает 2 см, амфибол крупный (до 0.5 см) и ориентирован линейно.

Вблизи Чаган-Узунского офиолитового массива залегают отдельные тектонические пластины гранатовых амфиболитов, мощностью до 500 м (рис. 2.1.1). В породах кристаллы гранатов более мелкие, чем в и гранатовых амфиболитах из блоков серпентинитового меланжа, и достигают 0.2 см. Амфибол ориентирован линейно, омфацит не установлен (рис. 3.1.2).

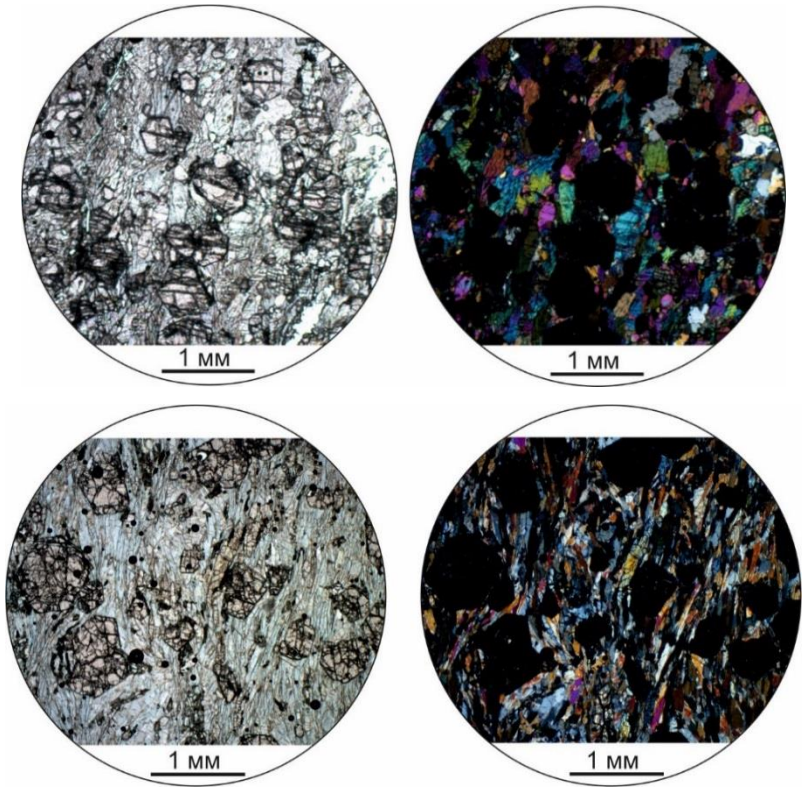


Рис. 3.1.2. Фотографии шлифов гранатовых амфиболитов из отдельных тектонических пластин Курайской зоны (справа – николи+)

Структура пород гранобластовая. Текстура – пятнистая, слоистая. Минеральный состав: гранат – 20-30 %, амфибол – 40-70 %, плагиоклаз – 5-15 %, эпидот.

3.1.2. Минералогия

Были проанализированы составы амфиболов, плагиоклазов и гранатов, составляющих основной объем гранатовых амфиболитов из серпентинитового меланжа Чаган-Узунского массива и из отдельных тектонических пластин Курайской аккреционной зоны.

Амфиболы. Результаты микрозондового анализа составов амфиболов из блоков гранатовых амфиболитов в серпентинитовом меланже и из отдельных тектонических пластин приведены в таблицах 3.1.1, 3.1.2.

Таблица 3.1.1. Представительные анализы (мас. %) амфиболов из блоков гранатовых амфиболитов в серпентинитовом меланже Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Cr_2O_3	MnO	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Mg#
1	62	49.36	0.27	9.97	0.00	0.02	12.65	12.57	7.83	3.86	0.30	96.83	0.64
2	66	48.98	0.28	9.66	0.02	0.04	12.99	12.29	8.05	3.51	0.25	96.06	0.63
3	68	49.77	0.23	9.62	0.02	0.00	12.43	12.53	7.50	3.97	0.22	96.29	0.64
4	69	49.24	0.25	9.98	0.00	0.04	12.93	12.59	7.96	3.72	0.26	96.98	0.63
5	71	49.21	0.24	9.58	0.00	0.03	12.49	12.73	7.80	3.81	0.23	96.11	0.64
6	74	48.33	0.21	9.92	0.04	0.04	13.47	11.91	8.29	3.52	0.25	95.98	0.61
7	79	48.57	0.25	10.60	0.00	0.03	13.74	11.68	8.70	3.52	0.32	97.41	0.60
8	80	50.00	0.26	9.62	0.00	0.01	12.97	12.33	7.92	3.67	0.23	97.00	0.63
9	81	48.58	0.30	10.20	0.01	0.03	13.39	12.01	8.42	3.71	0.27	96.91	0.61
10	83	49.87	0.23	10.09	0.01	0.03	13.31	12.04	8.29	3.69	0.25	97.80	0.62
11	85	50.39	0.19	8.93	0.01	0.00	13.01	12.92	8.75	3.25	0.24	97.70	0.64
12	87	50.32	0.28	9.38	0.00	0.01	12.64	13.06	8.37	3.62	0.25	97.93	0.65
13	88	49.65	0.29	10.29	0.00	0.02	13.27	12.36	8.23	3.84	0.23	98.18	0.62
14	89	49.45	0.27	9.30	0.00	0.02	12.87	12.91	8.04	3.76	0.24	96.85	0.64
15	91	49.47	0.30	9.65	0.00	0.00	12.53	12.85	8.37	3.69	0.26	97.11	0.65
16	95	49.31	0.32	9.84	0.00	0.01	13.18	12.53	8.39	3.60	0.26	97.44	0.63
17	99	49.87	0.24	8.12	0.02	0.05	13.03	12.41	8.43	3.15	0.29	95.61	0.63
18	100	49.43	0.34	10.15	0.01	0.01	12.69	12.76	8.23	3.78	0.25	97.65	0.64
19	101	49.14	0.34	10.30	0.00	0.01	12.81	12.54	8.26	3.79	0.25	97.44	0.64
20	102	49.16	0.32	10.08	0.00	0.02	12.53	12.74	8.30	3.75	0.28	97.18	0.64
21	103	48.71	0.33	10.03	0.02	0.05	13.04	12.52	8.36	3.63	0.26	96.94	0.63
22	105	48.98	0.33	10.47	0.00	0.00	12.82	12.63	8.33	3.81	0.28	97.65	0.64
23	106	50.57	0.22	8.50	0.01	0.04	12.41	13.22	8.62	3.13	0.23	96.95	0.65
24	107	50.77	0.23	9.08	0.00	0.01	12.29	13.19	8.02	3.69	0.20	97.49	0.66
25	110	49.46	0.26	9.55	0.00	0.03	13.16	12.06	8.22	3.55	0.24	96.53	0.62
26	113	49.11	0.32	9.92	0.01	0.00	12.66	12.89	8.38	3.73	0.26	97.28	0.64

Примечание. Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn). Fe_{tot} – общее железо.

Таблица 3.1.2. Представительные анализы (мас. %) амфиболов из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Cr_2O_3	MnO	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Mg#
1	119	50.03	0.20	9.64	0.00	0.03	12.58	12.45	7.71	3.99	0.23	96.86	0.64
2	120	47.59	0.43	11.59	0.02	0.03	13.04	11.70	8.16	4.01	0.38	96.94	0.61
3	121	49.68	0.23	9.93	0.02	0.02	12.66	12.37	7.84	4.00	0.25	97.00	0.63
4	123	47.82	0.39	11.46	0.01	0.02	12.77	11.80	8.15	4.00	0.40	96.83	0.62
5	124	50.83	0.22	9.53	0.02	0.02	12.36	12.66	7.79	3.81	0.22	97.46	0.65
6	126	49.37	0.30	9.40	0.01	0.07	12.98	12.41	8.61	3.46	0.26	96.88	0.63
7	130	48.84	0.22	10.10	0.02	0.06	14.16	11.24	8.42	3.51	0.22	96.79	0.58
8	131	49.11	0.31	10.39	0.01	0.02	12.05	12.88	8.20	3.79	0.32	97.09	0.66
9	137	48.65	0.21	10.36	0.02	0.07	14.66	10.81	8.30	3.68	0.23	96.99	0.57
10	138	48.68	0.31	11.01	0.00	0.03	13.60	11.38	8.14	3.90	0.35	97.40	0.60
11	139	47.52	0.37	11.63	0.01	0.03	13.88	11.01	8.24	3.76	0.44	96.89	0.59
12	142	50.74	0.18	8.83	0.00	0.01	12.58	13.04	8.12	3.58	0.21	97.30	0.65
13	146	50.46	0.24	9.07	0.02	0.02	12.20	13.03	7.89	3.57	0.21	96.71	0.66
14	147	49.39	0.19	9.62	0.00	0.00	12.93	12.45	8.01	3.71	0.25	96.55	0.63
15	9	49.84	0.29	9.81	0.03	0.03	13.22	11.49	7.82	3.85	0.22	96.61	0.61
16	12	48.58	0.34	10.67	0.03	0.02	12.91	11.71	8.16	3.88	0.34	96.64	0.62
17	13	49.81	0.19	9.21	0.02	0.04	12.87	12.51	8.24	3.60	0.24	96.72	0.63
18	14	49.75	0.23	10.06	0.01	0.07	14.66	11.86	7.98	3.33	0.24	98.20	0.59
19	15	49.36	0.23	9.80	0.02	0.02	12.88	12.17	8.16	3.73	0.24	96.61	0.63
20	16	49.74	0.23	9.85	0.05	0.03	12.57	12.05	7.82	3.92	0.24	96.50	0.63
21	40	50.83	0.18	9.08	0.03	0.03	13.34	11.81	7.40	3.74	0.18	96.61	0.61
22	44	50.22	0.16	8.73	0.00	0.03	13.50	12.12	7.98	3.65	0.14	96.52	0.61
23	45	50.77	0.10	7.45	0.02	0.07	14.75	11.85	8.45	3.01	0.09	96.56	0.59
24	46	50.41	0.18	8.64	0.04	0.01	13.19	12.31	7.87	3.63	0.16	96.44	0.62
25	50	46.89	0.30	11.81	0.04	0.10	14.96	10.13	8.23	3.61	0.11	96.18	0.55
26	51	48.48	0.17	9.18	0.07	0.14	14.81	11.52	8.85	2.79	0.19	96.19	0.58
27	52	47.03	0.29	11.51	0.04	0.13	15.16	10.21	8.51	3.48	0.10	96.46	0.54
28	53	46.84	0.26	11.79	0.05	0.19	15.66	9.66	7.98	3.72	0.07	96.21	0.52
29	56	47.54	0.26	11.20	0.04	0.06	14.69	10.55	7.97	3.70	0.10	96.10	0.56
30	58	48.86	0.25	9.56	0.02	0.16	15.52	10.41	8.46	2.97	0.10	96.31	0.54
31	59	47.24	0.28	11.44	0.02	0.12	14.80	10.49	8.03	3.64	0.10	96.15	0.56
32	61	47.52	0.26	11.40	0.03	0.08	14.76	10.61	7.91	3.63	0.11	96.32	0.56
33	63	50.28	0.17	8.33	0.04	0.19	15.41	10.94	8.53	2.58	0.12	96.59	0.56
34	81	47.89	0.27	11.29	0.03	0.08	14.66	10.25	8.03	3.82	0.11	96.43	0.55
35	83	47.05	0.30	11.63	0.03	0.09	14.73	10.10	8.30	3.71	0.11	96.04	0.55
36	84	49.13	0.22	10.59	0.05	0.13	15.40	10.06	8.14	3.61	0.07	97.40	0.54
37	87	46.71	0.30	12.05	0.03	0.10	15.07	9.91	8.53	3.69	0.10	96.49	0.54
38	88	47.63	0.21	9.65	0.04	0.14	15.87	10.49	8.93	3.13	0.16	96.24	0.54
39	89	50.45	0.13	7.18	0.05	0.26	14.45	12.31	9.24	2.54	0.07	96.68	0.60
40	90	48.80	0.22	9.67	0.02	0.09	14.36	11.53	8.84	3.25	0.09	96.87	0.59

Примечание. Гранатовые амфиболиты из отдельных пластин Чаган-Узунского массива (1-24) и Курайской степи (25-40). Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn). Fe_{tot} – общее железо.

Изучение амфиболов показало, что по номенклатуре [Leake et al., 1997], обладая значениями Na_B в диапазоне 0.55-0.88, они относятся к Na-Ca амфиболам (барруазиты). При этом минералы из амфиболитов отдельных пластин вблизи Чаган-Узунского массива наиболее обогащены щелочами (Na_B 0.71-0.88). Среди амфиболов в гранатовых амфиболитах из отдельных пластин Курайской степи и блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива также встречаются субкальциевые магнезиальные и эденитовые роговые обманки.

По соотношению (Na+K) – Al IV амфиболы из всех изученных гранатовых амфиболитов формируют фактически единое поле, резко отличающееся повышенной щелочностью от амфиболов из безгранатовых амфиболитов и гранат-пироксен-амфиболовых пород. При этом они располагаются на окончании высокобарического тренда, в отличие от амфиболов из амфиболитов (Om 1), а также из пород «метаморфической подошвы» (Om 2) офиолитов Семайл (Оман), находящихся на высокотемпературном тренде (рис. 3.1.3).

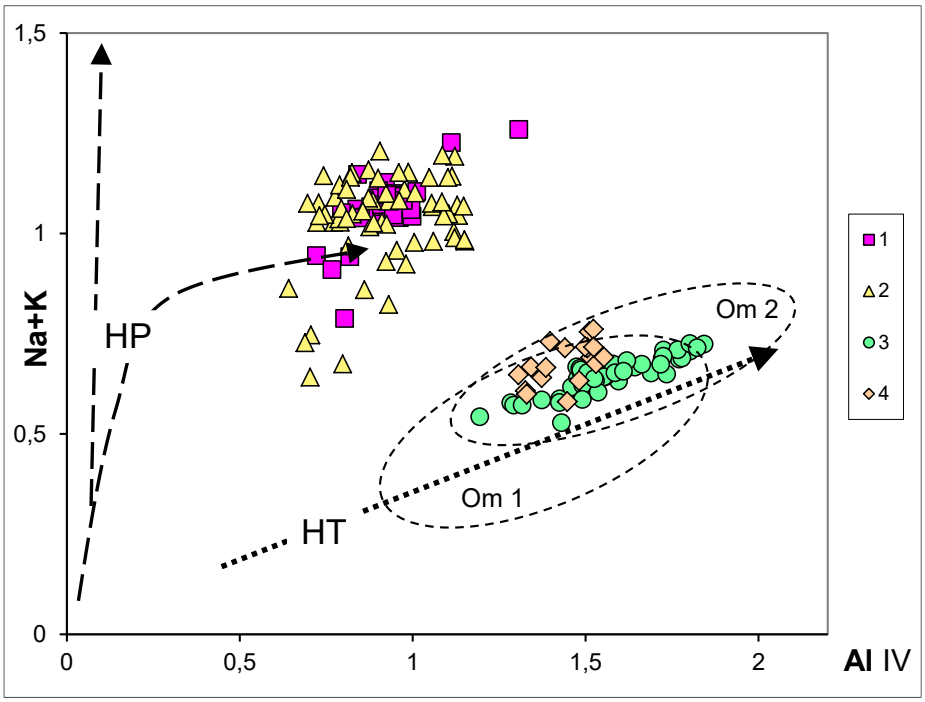


Рис. 3.1.3. Соотношение (Na+K) – Al IV в амфиболах из метабазитов Курайской зоны.

1-4 – амфиболы: из блоков гранатовых амфиболитов в серпентинитовом меланже (1), из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин (2), из безгранатовых амфиболитов (3), из гранат-пироксен-амфиболовых пород (4). Поля составов амфиболов из амфиболитов (Om 1) и «метаморфической подошвы» (Om 2) офиолитов Семайл, Оман [Searle, Malpas, 1982; Soret et al., 2017]. Тренды высокобарических (HP) и высокотемпературных (HT) метаморфических процессов.

Анализ плагиоклазов из рассматриваемых гранатовых амфиболитов показал низкие значения анортитового компонента (в подавляющем большинстве менее 1 %, табл. 3.1.3, 3.1.4). При этом гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже обладают наиболее широкими вариациями и максимальными содержаниями железа и калия по сравнению с плагиоклазами из других метабазитовых пород Курайской зоны (рис. 3.1.4). Как и для амфиболов можно видеть, что составы плагиоклазов разделились на две группы: (1) с относительно низким содержанием анортитового компонента (гранатовые амфиболиты) и (2) с относительно высоким содержанием анортитового компонента (безгранатовые амфиболиты и гранат-пироксен-амфиболовые породы).

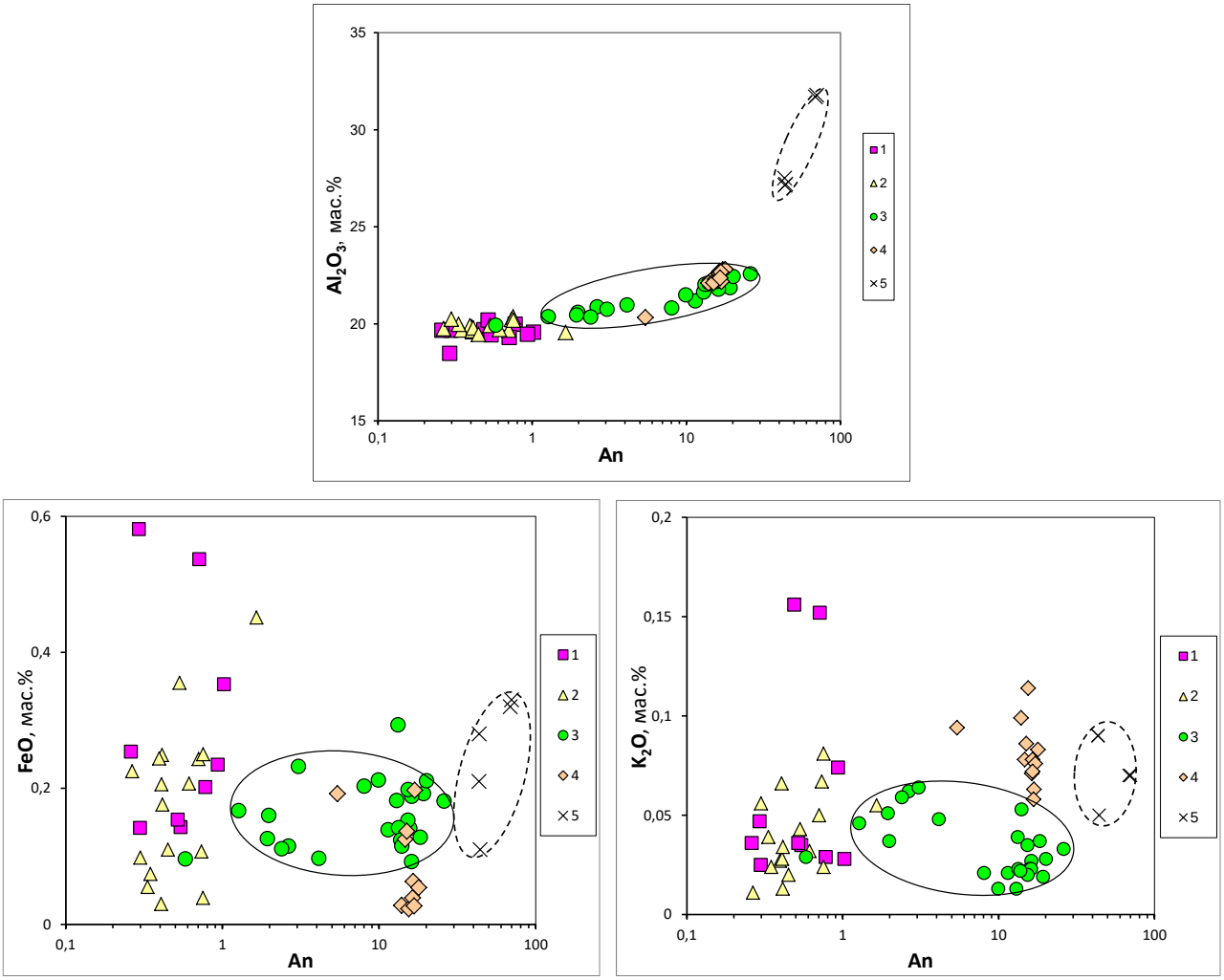


Рис. 3.1.4. Диаграммы Al_2O_3, FeO, K_2O - An для плагиоклазов из метабазитовых пород Курайской зоны.

1-5 - плагиоклазы: из блоков гранатовых амфиболитов в серпентинитовом меланже (1), из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин (2), из безгранатовых амфиболитов (3), из гранат-пироксен-амфиболовых пород (4), из амфиболитов Срединно-Атлантического хребта (5, разлом 15°20' [Симонов и др., 1999]).

Таблица 3.1.3. Представительные анализы (мас. %) плагиоклазов из блоков гранатовых амфиболитов в серпентинитовом меланже Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	An
1	15	68.72	0.00	19.56	0.35	0.26	0.21	11.42	0.03	100.56	1.02
2	16	68.33	0.04	19.42	0.14	0.01	0.12	11.66	0.04	99.76	0.54
3	17	68.59	0.01	19.97	0.20	0.13	0.15	10.77	0.03	99.85	0.78
4	18	68.38	0.03	19.29	0.54	0.24	0.15	11.16	0.15	99.93	0.71
5	19	68.78	0.00	19.45	0.24	0.00	0.20	11.51	0.07	100.25	0.93
6	22	69.32	0.00	18.47	0.58	0.39	0.05	9.95	0.05	98.82	0.29
7	23	68.48	0.01	19.66	0.14	0.02	0.06	11.47	0.03	99.87	0.30
8	24	68.01	0.02	19.66	0.25	0.05	0.05	10.99	0.04	99.07	0.26
9	25	69.57	0.03	20.19	0.15	0.02	0.08	8.89	0.04	98.97	0.52

Примечание. An – анортитовый компонент, %.

Таблица 3.1.4. Представительные анализы (мас. %) плагиоклазов из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	An
1	27	68.05	0.02	19.67	0.24	0.01	0.15	11.79	0.05	99.99	0.71
2	28	68.71	0.00	19.84	0.03	0.00	0.09	11.49	0.07	100.22	0.41
3	32	69.00	0.00	19.59	0.25	0.02	0.09	11.61	0.01	100.57	0.41
4	36	68.80	0.01	19.68	0.07	0.00	0.07	11.71	0.02	100.37	0.35
5	37	69.32	0.00	20.22	0.11	0.00	0.14	10.04	0.07	99.89	0.73
6	38	68.26	0.01	19.55	0.45	0.20	0.35	11.39	0.06	100.27	1.65
7	40	68.11	0.00	20.35	0.04	0.02	0.15	10.66	0.08	99.40	0.75
8	41	68.72	0.01	19.65	0.21	0.00	0.09	11.98	0.03	100.68	0.41
9	42	68.41	0.00	19.79	0.18	0.00	0.09	11.81	0.03	100.31	0.41
10	43	68.29	0.00	19.97	0.06	0.01	0.07	11.55	0.04	99.99	0.33
11	44	68.78	0.00	20.23	0.10	0.00	0.06	11.20	0.06	100.43	0.30
12	45	69.03	0.02	19.76	0.14	0.01	0.08	11.50	0.01	100.54	0.39
13	46	68.52	0.00	19.71	0.21	0.00	0.13	11.81	0.03	100.41	0.61
14	47	68.56	0.00	19.45	0.11	0.01	0.10	11.62	0.02	99.86	0.45
15	48	68.69	0.03	20.19	0.25	0.00	0.16	11.26	0.02	100.60	0.75

Примечание. Гранатовые амфиболиты из отдельных пластин Чаган-Узунского массива (1-6) и Курайской степи (7-15). An – анортитовый компонент, %.

Анализ гранатов из исследуемых гранатовых амфиболитов Курайской аккреционной зоны (табл. 3.1.5, 3.1.6) показал, что в их составе преобладает (53-65 %) альмандин, меньше (21.5-36 %) гроссуляра и существенно меньше (6.5-13 %) пиропа. В целом по соотношению миналов гранаты гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже близки к гранатам из гранатовых амфиболитов отдельных

тектонических пластин, отличаясь некоторым ростом пиропового компонента (рис. 3.1.5). По соотношению Mg – Ca – (Fe+Mn) (рис. 3.1.6) подтверждаются отмеченные выше особенности составов гранатов, связанные в основном с накоплением магния (пироп) в отличие от гранатов с вариациями железа и кальция (альмандин – гроссуляр).

Гранаты имеют зональное строение с падением спессартинового компонента (и ростом пиропового) к краю зерна, что может свидетельствовать о росте общего количества граната при метаморфизме.

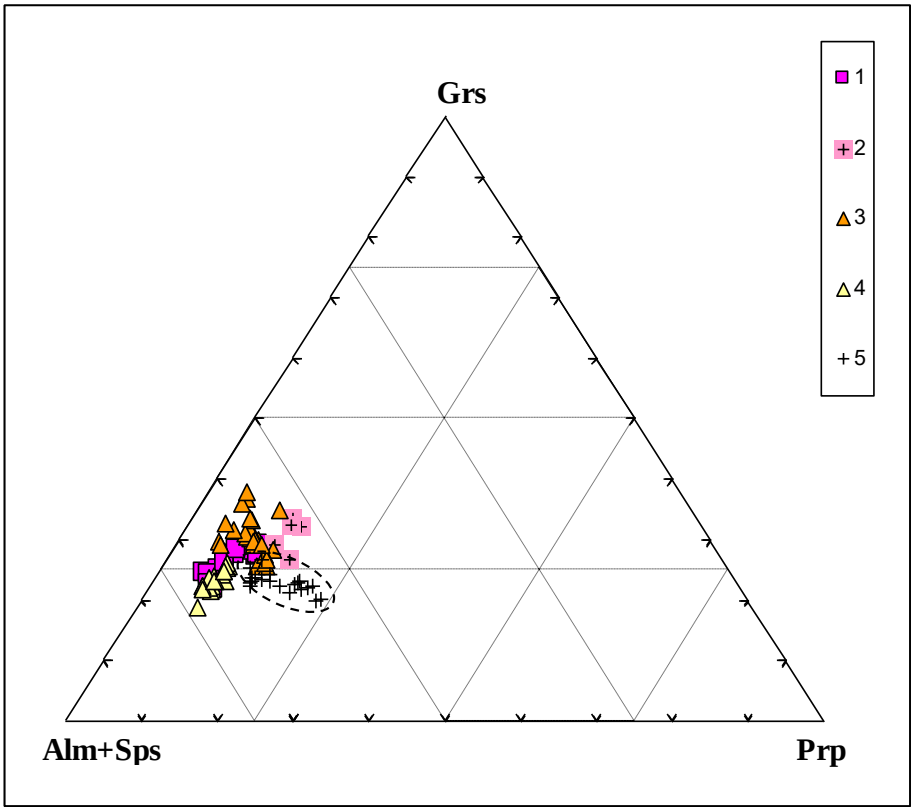


Рис. 3.1.5. Соотношение миналов в гранатах из метабазитовых пород Курайской зоны.
Alm+Sps – альмандин + спессартин. Grs – гроссуляр. Prp – пироп. Гранаты: из блоков гранатовых амфиболитов (1) и эклогитов (2 по [Добрецов и др., 1992]) в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива, из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин (3, 4), из эклогитов хребта Атбаши, Тянь-Шань (5) [Симонов и др., 2008].

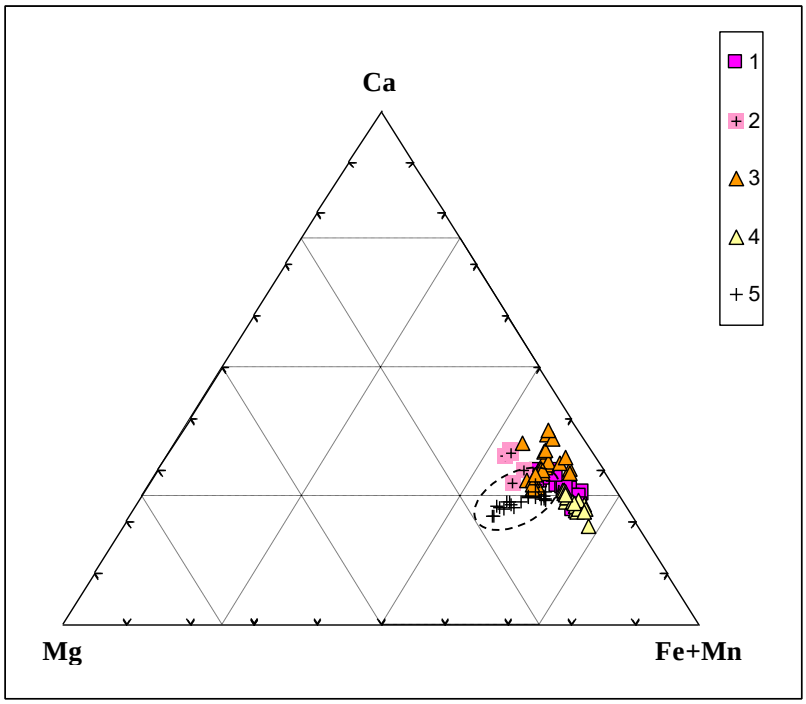


Рис. 3.1.6. Химический состав гранатов из метабазитовых пород Курайской зоны.

Гранаты: из блоков гранатовых амфиболитов (1) и эклогитов (2 по [Добрецов и др., 1992]) в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива, из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин (3, 4), из эклогитов хребта Атбаши, Тянь-Шань [Симонов и др., 2008].

Таблица 3.1.5. Представительные анализы (мас. %) гранатов из блоков гранатовых амфиболитов в серпентинитовом меланже Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Cr_2O_3	MnO	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Alm
1	49	37.97	0.07	20.96	0.01	0.19	27.88	2.86	10.09	0.04	0.00	100.07	59.65
2	50	37.53	0.16	20.71	0.00	1.93	28.99	1.79	8.69	0.11	0.00	99.90	63.34
3	51	37.38	0.16	20.55	0.01	3.42	27.89	1.44	9.13	0.05	0.00	100.03	60.13
4	52	37.68	0.20	20.66	0.00	0.59	27.83	2.04	10.65	0.05	0.00	99.70	59.87
5	53	37.51	0.06	20.75	0.03	0.84	29.77	2.03	9.01	0.04	0.01	100.05	64.28
6	54	37.30	0.08	20.64	0.00	1.22	29.10	1.84	9.24	0.04	0.00	99.46	63.26
7	55	37.76	0.10	20.74	0.00	0.17	27.15	2.69	10.57	0.04	0.00	99.21	58.53
8	56	37.34	0.08	20.68	0.03	1.00	28.67	1.95	9.54	0.05	0.00	99.35	62.48
9	57	37.62	0.12	20.77	0.00	1.65	28.96	1.97	8.47	0.06	0.00	99.63	63.80
10	58	37.97	0.07	20.79	0.00	0.16	27.82	2.63	10.18	0.05	0.00	99.66	59.95
11	59	37.50	0.17	20.56	0.00	1.52	29.13	1.91	8.81	0.07	0.00	99.67	63.34
12	60	37.57	0.11	20.82	0.00	2.46	28.73	1.65	8.82	0.06	0.00	100.22	62.54
13	61	37.69	0.07	20.94	0.02	0.16	27.51	2.92	10.02	0.05	0.00	99.37	59.52
14	62	37.73	0.16	20.74	0.00	1.25	28.53	1.99	9.34	0.05	0.00	99.79	62.22
15	63	37.45	0.13	20.81	0.00	1.72	29.68	2.12	7.95	0.05	0.00	99.92	64.81
16	64	37.51	0.11	20.62	0.01	0.54	28.26	2.05	10.47	0.05	0.00	99.62	60.59
17	65	37.65	0.09	20.69	0.00	1.88	29.51	1.84	8.16	0.07	0.00	99.89	64.68
18	114	38.04	0.09	20.92	0.00	1.13	27.28	2.10	9.52	0.06	0.00	99.14	61.37

Примечание. Alm – альмандиновый компонент, %.

Таблица 3.1.6. Представительные анализы (мас. %) гранатов из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Cr_2O_3	MnO	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Alm
1	67	37.63	0.03	20.72	0.01	0.48	27.71	3.06	9.51	0.05	0.00	99.21	59.52
2	68	37.75	0.12	20.80	0.00	0.74	25.58	1.35	13.25	0.04	0.00	99.62	55.00
3	69	37.27	0.15	20.53	0.00	2.26	26.91	1.33	10.66	0.07	0.00	99.18	58.58
4	70	37.60	0.20	20.61	0.00	4.91	24.38	1.42	10.42	0.04	0.00	99.59	52.84
5	71	37.82	0.05	20.87	0.00	0.12	27.49	2.53	10.55	0.04	0.00	99.47	59.47
6	72	37.68	0.08	20.71	0.00	0.12	27.35	2.25	10.79	0.05	0.00	99.03	59.56
7	73	37.83	0.09	20.82	0.02	0.11	27.15	2.18	11.30	0.05	0.00	99.55	58.68
8	74	37.47	0.09	20.72	0.01	0.11	27.47	2.15	11.08	0.05	0.00	99.16	59.39
9	75	37.48	0.05	20.90	0.00	0.21	27.02	2.11	11.42	0.04	0.00	99.24	58.49
10	76	37.96	0.11	20.77	0.03	0.38	26.97	3.08	10.03	0.06	0.00	99.38	58.08
11	78	37.45	0.09	20.82	0.00	0.11	27.57	2.03	11.32	0.05	0.00	99.44	59.28
12	79	37.62	0.04	20.89	0.00	0.36	27.34	3.35	9.50	0.03	0.00	99.12	58.85
13	80	37.74	0.07	20.85	0.00	0.09	27.18	2.49	10.72	0.06	0.00	99.20	59.09
14	81	37.84	0.03	21.01	0.02	0.36	27.09	3.32	9.32	0.07	0.00	99.06	59.30
15	82	37.77	0.09	20.83	0.02	0.39	27.08	3.24	9.74	0.05	0.00	99.21	58.38
16	83	37.51	0.08	20.87	0.00	0.28	26.50	1.85	12.04	0.03	0.00	99.16	57.56
17	87	37.69	0.16	20.65	0.03	2.97	25.09	1.19	11.36	0.04	0.00	99.18	55.25
18	88	37.79	0.04	20.87	0.02	0.13	27.21	2.44	10.58	0.06	0.00	99.13	59.52
19	89	37.44	0.14	20.73	0.02	2.25	27.23	2.09	9.13	0.04	0.00	99.07	60.01
20	95	37.51	0.13	20.57	0.01	2.41	27.70	2.05	8.63	0.05	0.00	99.06	61.00
21	96	37.21	0.11	20.69	0.03	2.70	28.39	2.01	8.15	0.05	0.00	99.34	62.28
22	97	37.65	0.11	20.85	0.04	1.80	27.84	2.12	9.18	0.05	0.00	99.63	61.03
23	98	37.63	0.12	20.69	0.08	2.01	27.54	2.12	9.01	0.04	0.00	99.24	60.72
24	99	37.73	0.17	20.66	0.01	2.45	26.92	2.03	9.11	0.06	0.00	99.14	59.54
25	100	37.38	0.07	20.89	0.00	3.01	28.29	2.06	7.67	0.04	0.00	99.41	62.76
26	101	37.41	0.10	20.82	0.01	4.52	28.13	1.94	6.67	0.04	0.00	99.64	62.54
27	102	37.73	0.11	20.77	0.00	2.41	27.09	2.09	8.53	0.06	0.00	98.79	61.07
28	103	37.65	0.13	20.75	0.01	2.44	27.32	2.05	9.11	0.05	0.00	99.52	59.86
29	105	37.44	0.10	20.62	0.01	3.34	27.96	1.94	7.91	0.03	0.00	99.35	61.53
30	106	37.39	0.19	20.50	0.03	4.28	26.62	1.72	8.52	0.06	0.00	99.31	58.35
31	108	37.41	0.14	20.48	0.03	4.59	27.06	1.73	7.71	0.05	0.00	99.19	59.78
32	109	37.37	0.14	20.72	0.02	2.91	27.84	1.97	8.31	0.04	0.00	99.32	61.37

Примечание. Гранатовые амфиболиты из отдельных пластин Чаган-Узунского массива (1-18) и Курайской степи (19-32). Alm – альмандиновый компонент, %.

3.1.3. Вещественный состав - петрохимия и геохимия

В ходе исследований был получен значительный объем новых данных о петрохимическом составе гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже и из отдельных тектонических пластин Курайской зоны, а также о содержании в них редких и редкоземельных элементов. Результаты анализов приведены в таблицах 3.1.7-3.1.10.

Таблица 3.1.7 Представительные анализы (мас. %) гранатовых амфиболитов из отдельных тектонических пластин Курайской зоны.

№ п/п	№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
1	Б-13-45	46.39	2.38	13.45	17.91	0.29	6.83	8.35	1.51	0.27	0.23	1.70	99.30
2	Б-15-159	47.74	1.80	13.94	14.54	0.22	7.32	9.65	2.07	0.33	0.17	1.58	99.36
3	Б-15-159.1	45.64	2.50	14.11	18.10	0.29	7.03	7.70	1.81	0.25	0.21	2.22	99.87
4	Ch-9	48.33	1.77	12.76	14.35	0.21	7.03	7.48	3.26	0.18	0.13	4.58	100.08
5	Ch-11	45.29	2.28	13.14	17.66	0.35	8.00	6.96	3.15	0.34	0.18	2.54	99.89
6	С-16б-91	48.04	1.71	13.37	14.16	0.23	7.79	9.62	3.08	0.14	0.13	2.06	100.32
7	Ch-915	47.10	2.17	13.13	15.12	0.23	6.93	9.22	3.95	0.26	0.17	1.38	99.66
8	Ch-916	47.88	2.22	12.39	15.04	0.25	6.71	9.24	3.29	0.28	0.21	1.87	99.38
9	К-12-1	49.14	1.94	14.40	14.41	0.23	5.57	8.15	3.74	0.53	0.19	1.05	99.35
10	К-12-2	49.82	1.95	14.28	14.40	0.22	5.27	8.26	3.85	0.52	0.19	1.41	100.17
11	К-14-2	59.45	0.59	13.43	6.71	0.17	2.05	9.22	4.13	0.39	0.09	2.80	99.02
12	К-14-4	49.29	0.55	14.85	10.55	0.17	8.01	8.81	3.15	1.19	0.05	2.75	99.37
13	К-14-5	50.78	0.55	15.05	10.47	0.18	7.87	9.42	3.38	0.99	0.04	0.82	99.54
14	К-14-8	49.84	1.91	13.92	14.26	0.23	5.42	7.17	4.15	0.64	0.18	2.32	100.03
15	Б-14-126	49.15	1.25	14.33	12.73	0.20	4.58	13.17	1.56	0.10	0.14	3.39	100.59
16	Б-14-127	47.76	1.87	13.61	13.81	0.19	6.70	10.90	2.47	0.13	0.17	2.50	100.12
17	Б-14-128	47.77	1.48	13.19	12.84	0.19	6.70	12.10	1.88	0.05	0.11	3.61	99.94
18	Б-14-129	48.73	2.19	12.72	15.42	0.22	6.26	8.75	2.77	0.06	0.22	2.90	100.25
19	Б-15-124	47.80	1.99	13.22	14.25	0.23	6.52	10.82	2.14	0.18	0.19	1.56	98.89
20	Б-15-142	49.60	1.58	11.02	11.73	0.14	5.63	13.89	2.02	0.10	0.14	3.89	99.76
21	Б-15-143	48.20	1.85	13.05	14.55	0.22	6.74	10.47	2.84	0.14	0.17	1.52	99.75
22	Б-15-136	46.58	1.67	12.73	13.74	0.23	6.56	11.77	2.18	0.10	0.15	3.77	99.47
23	Б-15-139.1	48.66	1.81	13.45	14.20	0.19	6.11	10.87	2.22	0.12	0.17	2.28	100.08
24	Б-15-139.2	49.10	1.70	13.30	13.89	0.23	6.82	11.07	2.26	0.09	0.14	1.57	100.19
25	Б-15-139.3	47.69	1.79	13.19	13.97	0.21	5.94	10.37	2.79	0.10	0.16	2.96	99.19
26	Б-15-139.4	46.84	2.08	12.80	16.10	0.29	7.53	9.29	2.61	0.14	0.13	1.73	99.55
27	Б-15-139.5	49.74	1.76	13.52	13.67	0.21	6.87	10.24	2.71	0.13	0.16	1.55	100.56
28	Б-15-139.8	47.47	1.93	13.19	14.25	0.22	6.70	8.68	3.03	0.10	0.19	3.60	99.35
29	Б-15-139.9	47.45	1.87	14.13	12.68	0.17	6.23	11.33	2.60	0.10	0.19	2.79	99.55
30	Б-15-139.10	48.48	1.75	12.76	14.08	0.21	6.26	12.05	1.92	0.13	0.17	2.08	99.89

Примечание. Гранатовые амфиболиты из отдельных пластин Чаган-Узунского массива (1-8) и Курайской степи (9-30). Кроме оригинальных данных приведены анализы (№№ 4, 5, 7, 8) из работы [Buslov et al., 1993].

Таблица 3.1.8. Представительные анализы (мас. %) гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже Курайской зоны.

№ п/п	№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
1	Б-14-116	48.12	2.20	13.95	15.75	0.25	6.67	8.68	3.18	0.18	0.17	1.23	100.39
2	Чг-12-1	48.05	1.76	14.01	14.51	0.23	6.79	10.72	1.54	0.32	0.17	2.03	100.12
3	Чг-12-2.1	42.67	2.25	14.19	17.80	0.24	8.36	8.81	1.92	0.20	0.18	3.35	99.96
4	Чг-12-3.2	47.08	1.67	13.91	15.25	0.25	7.21	10.39	2.27	0.13	0.14	1.35	99.65
5	Чг-12-4	48.47	1.84	14.16	14.73	0.22	7.03	10.88	2.43	0.18	0.16	0.58	100.70
6	Чг-12-5	48.42	1.95	13.09	15.56	0.25	6.46	9.61	2.11	0.28	0.17	2.32	100.22
7	Чг-12-6	47.69	1.85	13.51	15.10	0.25	7.17	10.28	1.90	0.16	0.16	2.52	100.58
8	Чг-12-7	43.19	2.16	14.69	16.28	0.27	7.52	10.56	2.15	0.17	0.19	2.91	100.08
9	Чг-12-9	47.04	2.27	13.50	16.25	0.24	7.10	9.52	2.44	0.21	0.19	1.28	100.05
10	Чг-12-10	45.96	1.93	15.35	12.92	0.25	7.93	11.32	2.38	0.57	0.26	1.13	100.00
11	Ch-13	44.48	2.12	14.17	16.04	0.29	7.79	10.52	2.52	0.36	0.13	1.70	100.12
12	Ch-14	46.86	1.85	13.52	14.68	0.22	7.74	9.39	3.51	0.18	0.16	1.20	99.31

Примечание. Кроме оригинальных приведены анализы (№№ 11,12) из работы [Buslov et al., 1993].

Таблица 3.1.9. Представительные анализы содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже.

№п/п	1	2	3
№ образца	Чг-12-2.1	Чг-12-7	Чг-12-9
Rb	9.8	2.2	1.87
Sr	248	263	261
Y	44	47	51
Zr	108	114	129
Nb	3.7	3.2	3.7
Cs	0.28	0.100	0.27
Ba	58	49	54
La	4.4	4.1	5.0
Ce	12.9	12.6	14.9
Pr	2.3	2.3	2.8
Nd	11.8	12.6	14.3
Sm	3.8	3.9	4.5
Eu	1.44	1.53	1.81
Gd	5.9	6.1	6.9
Tb	1.16	1.20	1.30
Dy	7.6	7.9	8.7
Ho	1.64	1.80	1.89
Er	4.4	4.9	5.2
Tm	0.68	0.73	0.80
Yb	4.3	4.7	5.1
Lu	0.64	0.68	0.74
Hf	3.3	3.5	3.7
Ta	0.26	0.19	0.22
Th	0.71	0.21	0.24
U	0.32	0.14	0.16

Таблица 3.1.10. Представительные анализы содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в гранатовых амфиболитах отдельных тектонических пластин Курайской зоны.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ образца	Б-13-45	Б-15-159	Б-15-159.1	К-12-1	К-14-8	Б-14-126	Б-14-128
Rb	2.7	3.3	1.54	6.3	10.6	0.62	0.36
Sr	167	222	203	348	188	370	230
Y	55	39	52	39	33	35	35
Zr	154	107	158	138	81	74	83
Nb	3.6	2.3	3.8	15.7	1.76	1.68	1.40
Cs	0.14	0.14	0.18	0.12	1.87	0.19	0.26
Ba	106	116	136	184	385	13.4	16.3
La	5.7	3.7	6.2	12.0	4.9	2.9	2.7
Ce	16.7	11.6	17.9	27	13.2	8.5	8.9
Pr	3.1	2.1	3.1	4.0	2.1	1.67	1.77
Nd	16.1	11.0	16.0	17.4	10.1	8.8	9.4
Sm	5.1	4.2	5.8	4.5	3.1	3.1	3.1
Eu	1.91	1.36	1.93	1.95	1.37	1.53	1.36
Gd	7.0	5.5	7.0	5.9	4.5	4.1	4.5
Tb	1.33	0.95	1.32	1.11	0.79	0.82	0.89
Dy	8.7	6.6	8.7	6.9	5.0	5.7	6.2
Ho	1.89	1.59	2.1	1.41	1.13	1.26	1.34
Er	5.7	4.4	6.3	4.0	3.3	3.8	4.1
Tm	0.90	0.70	0.94	0.63	0.51	0.60	0.62
Yb	5.7	4.2	6.2	4.0	3.3	3.9	4.1
Lu	0.84	0.62	0.88	0.60	0.48	0.59	0.59
Hf	4.1	3.3	4.8	3.7	2.1	2.6	2.8
Ta	0.27	0.18	0.27	0.97	0.11	0.16	0.11
Th	0.24	0.15	0.24	1.11	0.37	0.13	0.11
U	0.12	0.36	0.12	0.35	0.28	0.081	0.081
№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
№ образца	Б-14-129	Б-15-142	Б-15-136	Б-15-139.1	Б-15-139.4	Б-15-139.8	Б-15-139.9
Rb	0.33	0.46	0.79	1.02	0.89	0.79	0.72
Sr	132	228	166	182	84	150	248
Y	54	33	38	38	44	37	40
Zr	136	93	103	108	129	111	124
Nb	3.3	2.2	2.1	2.3	1.72	2.7	2.6
Cs	0.59	0.10	0.14	0.18	0.11	0.18	0.10
Ba	48	7.7	25	13.3	21	17.8	16.1
La	5.5	3.6	3.6	4.1	4.4	4.4	4.8
Ce	15.9	10.8	11.2	12.0	13.4	13.0	14.4
Pr	3.0	1.90	1.99	2.1	2.4	2.2	2.5
Nd	15.6	9.9	10.1	10.9	12.4	11.7	12.9
Sm	5.2	3.3	3.4	3.8	4.4	4.3	4.1
Eu	1.78	1.13	1.30	1.36	1.56	1.42	1.58

Gd	7.1	4.7	5.2	5.2	6.1	5.6	5.9
Tb	1.35	0.88	1.02	1.02	1.13	1.02	1.10
Dy	9.3	5.6	6.8	6.8	7.5	6.5	7.3
Ho	2.1	1.22	1.50	1.50	1.70	1.45	1.58
Er	6.1	3.6	4.2	4.5	5.1	4.3	4.7
Tm	0.96	0.57	0.68	0.71	0.77	0.68	0.73
Yb	6.1	3.6	4.2	4.6	4.7	4.2	4.6
Lu	0.91	0.53	0.65	0.68	0.71	0.63	0.68
Hf	4.7	2.8	3.2	3.4	3.9	3.4	3.7
Ta	0.24	0.21	0.21	0.21	0.15	0.21	0.24
Th	0.27	0.15	0.18	0.15	0.18	0.18	0.24
U	0.45	0.33	0.12	0.09	0.15	0.27	0.63

Примечание. Гранатовые амфиболиты из отдельных пластин Чаган-Узунского массива (1-3) и Курайской степи (4-14).

Основной задачей петрохимического и геохимического анализов было выяснение характерных особенностей протолитов, по которым наиболее вероятно формировались гранатовые амфиболиты Курайской аккреционной зоны. Для этого использовались диаграммы (Na_2O + K_2O) – SiO_2, MgO - SiO_2 и TiO_2 – FeO/MgO с нанесёнными эталонными полями пород. Последняя диаграмма имеет особое значение, так как здесь используется устойчивый при вторичных процессах титан, являющийся к тому же одним из ключевых индикаторов процессов дифференциации [Herbert, 1979; Beccaluva, 1987]. Значения железистости пород также относительно мало изменяется в ходе вторичных изменений [Herbert, 1979].

Особенности петрохимического и редкоэлементного составов гранатовых амфиболитов из блоков серпентинитового меланжа Чаган-Узунского массива и отдельных тектонических пластин Курайской аккреционной зоны рассмотрены с помощью диаграмм, приведенных на рисунках 3.1.7 – 3.1.11.

По соотношению суммы щелочей и кремнезема все точки составов гранатовых амфиболитов приурочены к области пород с нормальной щелочностью и располагаются главным образом в поле базальтов (рис. 3.1.7).

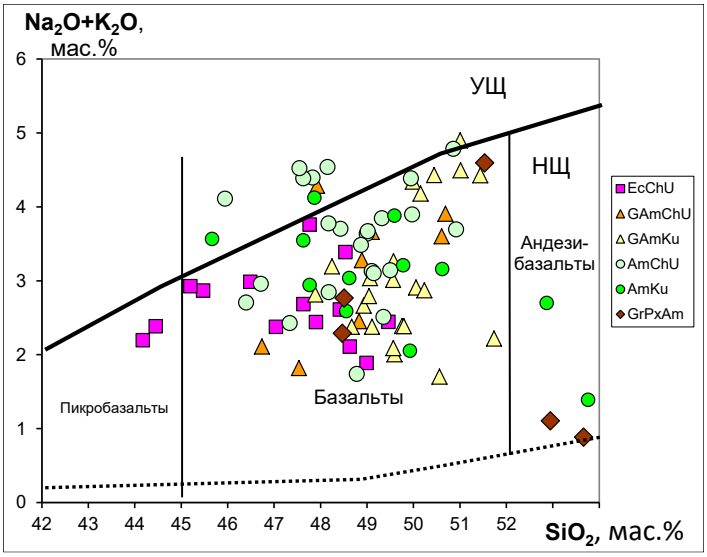


Рис. 3.1.7. Диаграмма (Na_2O+K_2O) – SiO_2 для метабазитовых пород Курайской зоны.

Гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива (EcChU). Гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин вблизи Чаган-Узунского массива (GAmChU) и Курайской степи (GAmKu). Безгранатовые амфиболиты вблизи Чаган-Узунского массива (AmChU) и Курайской степи (AmKu). Гранат-пироксен-амфиболовые породы (GrPxAm). Области умеренно-щелочных (УЩ) и нормально-щелочных (НЩ) пород. Все анализы пересчитаны на 100 % сухого остатка. Диаграмма построена с использованием оригинальных данных и на основе Рис. III.2. в работе [Петрографический кодекс, 2009].

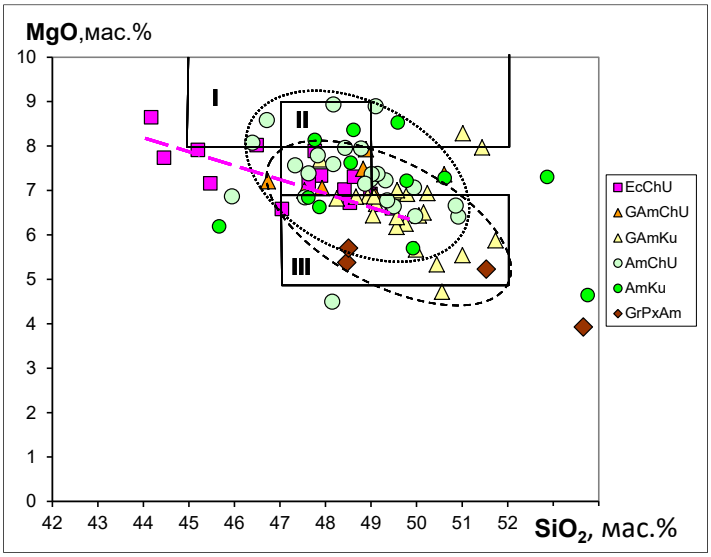


Рис. 3.1.8. Диаграмма MgO – SiO_2 для метабазитовых пород Курайской зоны.

Поля магнезиальных (I), оливиновых (II) и нормальных (III) базальтов. Поля основных групп безгранатовых (точечная линия) и гранатовых (пунктирная линия) амфиболитов. Жирным пунктиром показан тренд изменения составов гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.1.7. Все анализы пересчитаны на 100 % сухого остатка. Диаграмма построена с использованием оригинальных данных и на основе Таблицы 5 в работе [Петрографический кодекс, 2009].

Гранатовые амфиболиты по соотношению MgO – SiO_2 относятся к оливиновым и нормальным базальтам (рис. 3.1.8), причем гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива обладают более широкими вариациями кремнезема, чем амфиболиты из отдельных тектонических пластин, образуя тренд падения MgO на фоне роста SiO_2 (рис. 3.1.8). Для гранатовых амфиболитов характерны относительно высокие значения отношения FeO/MgO и приуроченность к окончанию тренда базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 3.1.9).

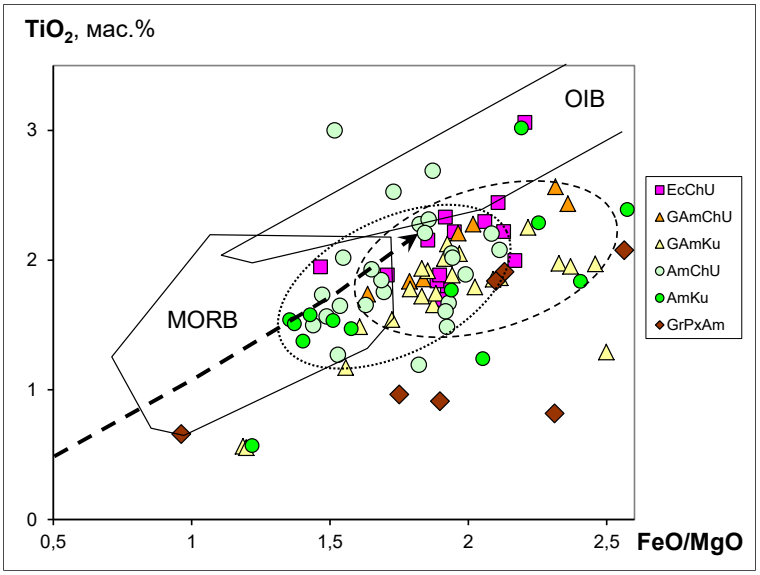


Рис. 3.1.9. Диаграмма TiO_2 – FeO*/MgO для метабазитовых пород Курайской зоны.

Поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) [Симонов и др.. 1999] и внутриплитных океанических островов (OIB) [Симонов и др.. 2005]. Жирным пунктиром показан тренд базальтов срединно-океанических хребтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.1.7 и 3.1.8. Все анализы пересчитаны на 100 % сухого остатка.

Данные по редким элементам, устойчивым при вторичных процессах, свидетельствуют о сходстве протолитов для гранатовых амфиболитов с базальтами срединно-океанических хребтов. При этом, для гранатовых амфиболитов из отдельных тектонических пластин есть единичные образцы, показывающие определенное накопление ниобием, не выходящее из поля базальтов Срединно-Атлантического хребта и соответствующие, скорее всего, обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов типа E-MORB (рис. 3.1.10, 3.1.11).

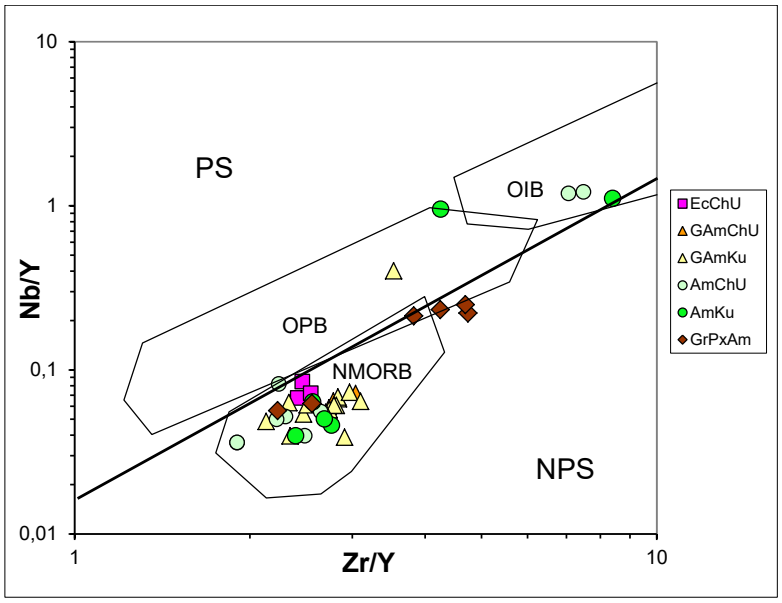


Рис. 3.1.10. Диаграмма Nb/Y – Zr/Y для метабазитовых пород Курайской зоны.

Гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива (EcChU). Гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин вблизи Чаган-Узунского массива (GAmChU) и Курайской степи (GAmKu). Безгранатовые амфиболиты Чаган-Узунского массива (AmChU) и Курайской степи (AmKu). Гранат-пироксен-амфиболовые породы (GrPxAm). Магматические системы с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS). Поля базальтов: срединно-океанических хребтов нормального состава (NMORB), внутриплитных океанических островов (OIB), океанических плато (OPB) [Condie, 2005].

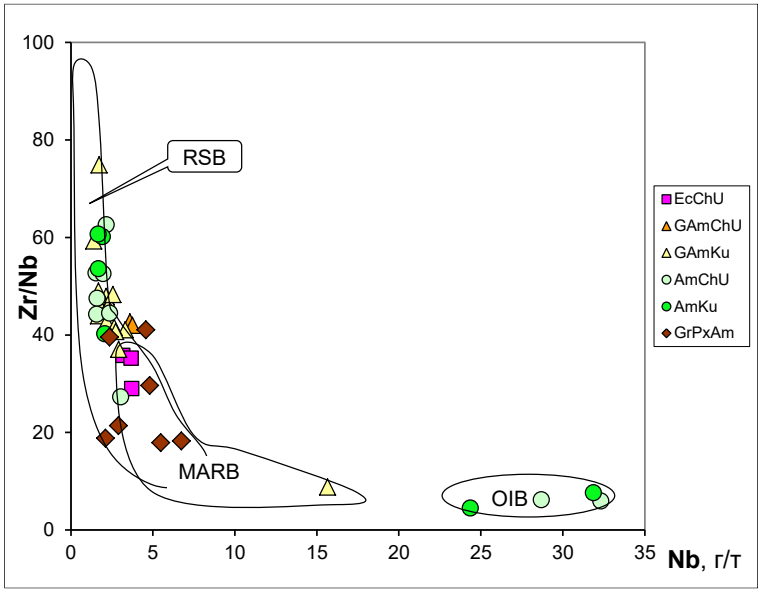


Рис. 3.1.11. Диаграмма Zr/Nb - Nb для метабазитовых пород Курайской зоны.

Поля базальтов: осевой зоны рифта Красного моря (RSB) [Альмухамедов и др., 1985], Срединно-Атлантического хребта (MARB) [Симонов и др., 1999] и внутриплитных океанических островов (OIB) [Pfander et al., 2002]. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.1.10.

Об этом свидетельствуют и спектры редкоземельных элементов, имеющие в подавляющем большинстве характеристики нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB и единичные графики обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов типа E-MORB (рис. 3.1.12).

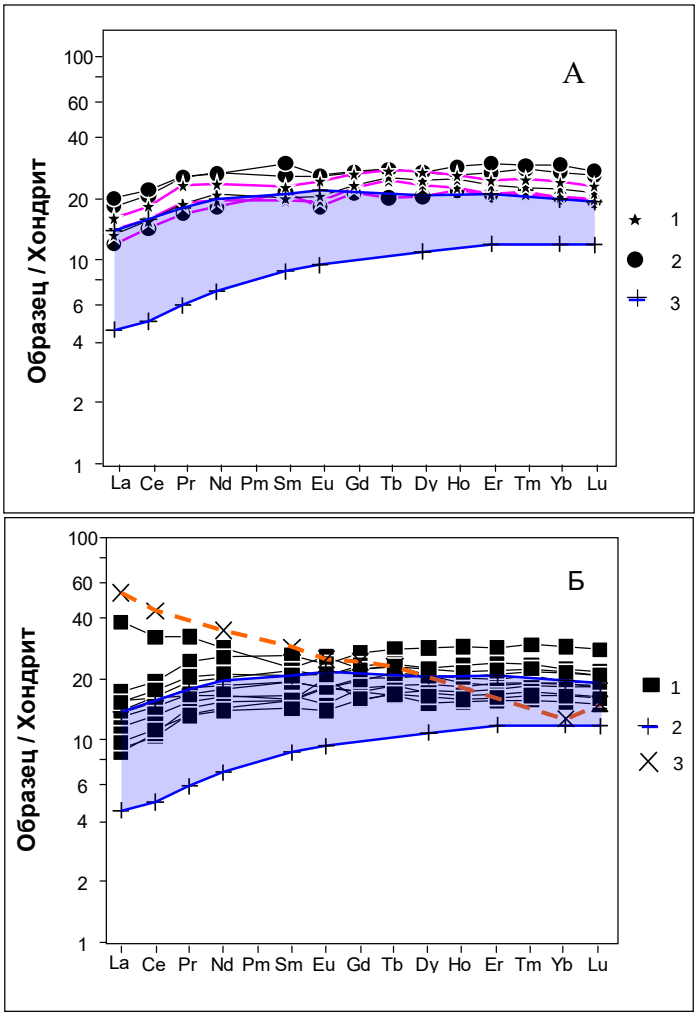


Рис. 3.1.12. Кривые распределения редкоземельных элементов в гранатовых амфиболитах Курайской зоны, нормированных по [Boynton, 1984]**.**

А Гранатовые амфиболиты из блоков серпентинитового меланжа (1) и отдельных тектонических пластин (2) Чаган-Узунского массива;

Б Гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин Курайской степи (1).

Поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) (синее) [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999]. Оранжевой линией показана верхняя граница поля базальтов типа E-MORB [Симонов и др., 1999]

Согласно распределению редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграмме практически все изученные образцы гранатовых амфиболитов соответствуют спектру нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. В то же время есть обогащенные разности с относительно повышенными содержаниями K, Nb, Ta, La, Ce, Sr, согласующиеся с графиком E-MORB (рис. 3.1.13).

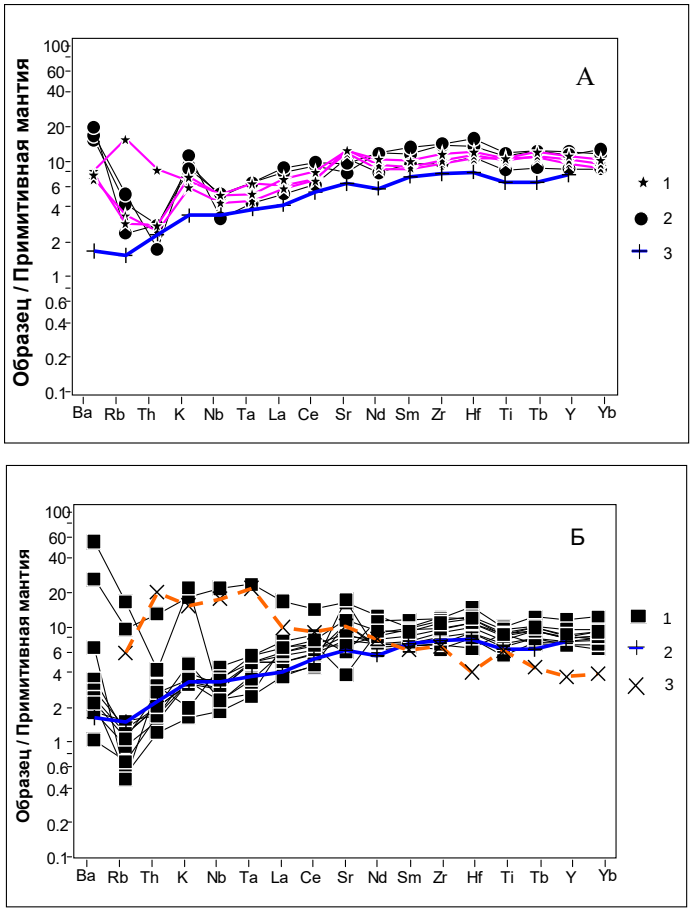


Рис. 3.1.13. Кривые распределения редких и редкоземельных элементов для гранатовых амфиболитов Курайской зоны, нормированных по примитивной мантии [McDonough et al., 1991]**.**

А Гранатовые амфиболиты из блоков серпентинитового меланжа (1) и отдельных тектонических пластин (2) Чаган-Узунского массива;

Б Гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин Курайской степи (1).

Синей линией показан график нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB), оранжевой − верхняя граница поля обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) [Симонов и др., 1999; Saunders, Tarney, 1984].

3.1.4. Условия формирования

Автором были рассмотрены гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива, которые по ранее опубликованным данным [Добрецов и др., 1991; Буслов, Ватанабе, 1996; Гусев и др., 1991, 2012; Buslov et al., 1993; Ota et al., 2002, 2007; и другие] должны тесно ассоциировать с эклогитами. Была тщательно изучена коллекция образцов, отобранных из блоков серпентинитового меланжа, но эклогиты так и не удалось выявить. Также были исследованы отдельные тектонические пластины гранатовых амфиболитов в районе междуречья рр. Тюте-Актру (Курайская степь) и левобережья р. Чуя вблизи Чаган-Узунского массива. Гранатовые амфиболиты имеют сходный минеральный состав и сложены в основном амфиболом, плагиоклазом и гранатом.

Микрозондовые исследования свидетельствуют о том, что рассмотренные гранатовые амфиболиты содержат главным образом Na-Ca амфиболы (в основном барруазиты), плагиоклазы со значительной долей альбитового компонента и гранаты с преобладающей ролью альмандинового компонента. Составы амфиболов резко отличаются от амфиболов из безгранатовых амфиболитов и гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской аккреционной зоны и располагаются на окончании высокобарического тренда (рис. 3.1.14).

Использование гранат – амфиболового термометра [Graham, Powell, 1984; Лаврентьева, Перчук, 1989] дало возможность оценить температуры метаморфических процессов как 550-600°С. Расчеты с помощью Thermocalc (версия 3.21; [Holland, Powell, 1989]) дали следующие P-T параметры кристаллизации парагенезисов − T = 594-694°C, P = 11.6-15.1 кбар для гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже и T = 656-708°C, P = 11.4-14.8 кбар для гранатовых амфиболитов из отдельных тектонических пластин (табл. 3.1.11). Эти температуры и давления близки к установленным ранее параметрам для образования эклогитов − T = 590-660°C и P = 13-20 кбар [Добрецов и др., 1991; Ota et al., 2007]. Однако, так как для гранатов и амфиболов исследуемых гранатовых амфиболитов так и не удалось установить зональности, нельзя утверждать, что они образовались при прогрессивном метаморфизме.

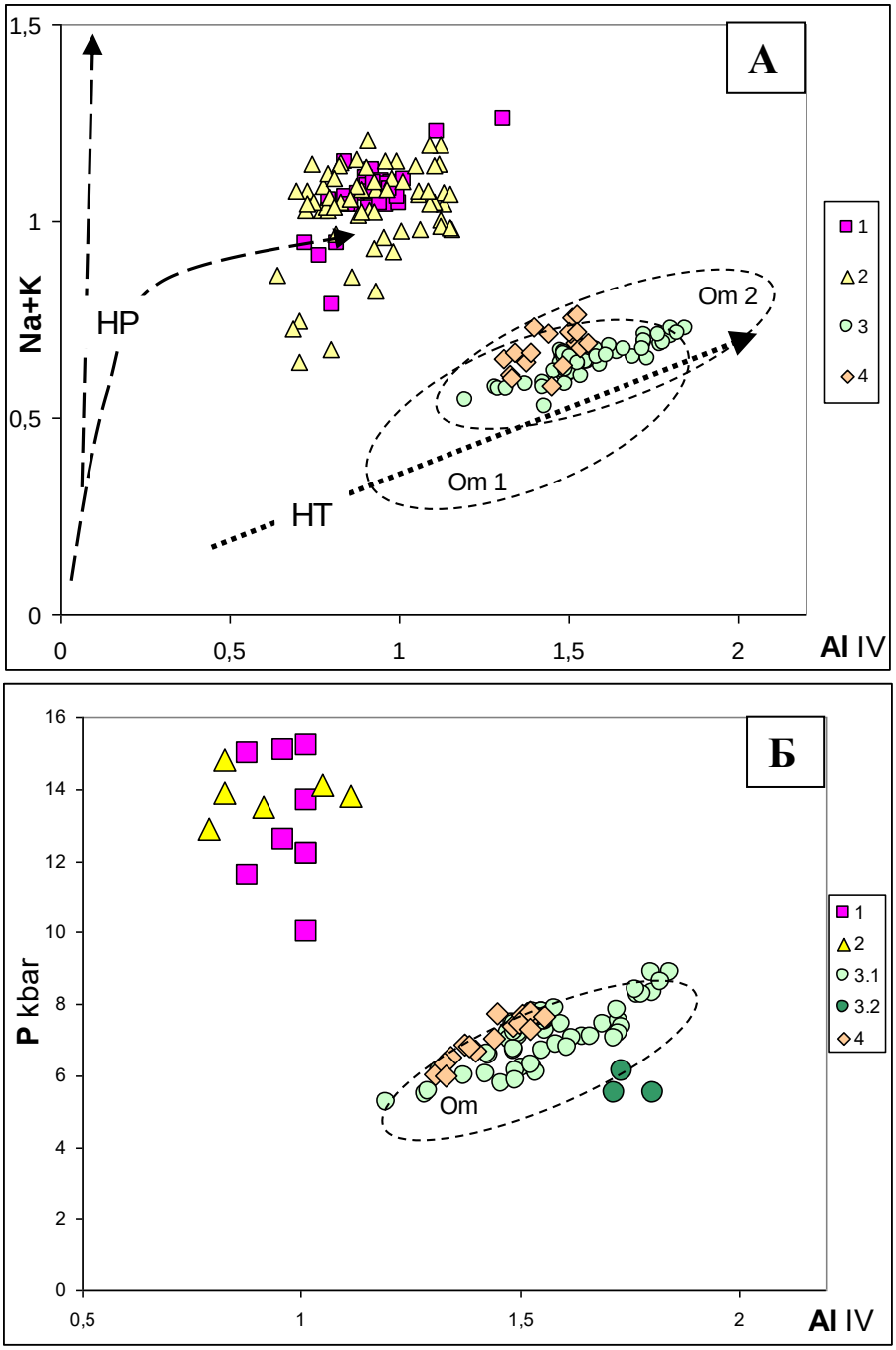


Рис. 3.1.14. Соотношение (Na+K) – Al IV (А) и соотношение давления и содержания алюминия (Б) в амфиболах из метабазитов Курайской зоны.

1-4 – амфиболы: из гранатовых амфиболитов из серпентинитового меланжа Чаган-Узунского массива (1), из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин (2), из безгранатовых амфиболитов (3), из гранат-пироксен-амфиболовых пород (4). Данные 1, 2, 3.2 рассчитаны с помощью программы Thermocalc. Данные 3.1, 4 рассчитаны с помощью барометров [Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992]. Om - поле составов амфиболов из метаморфической подошвы офиолитов Семайл, Оман [Soret et al., 2017].

Таблица 3.1.11. Результаты расчетов P-T параметров формирования гранатовых амфиболитов Курайской зоны.

№	Комплекс	Минералы	Давление, кбар	Температура, °С	Барометр - Термометр
2	Блоки гранатовых амфиболитов из серпентинитового меланжа	Гранат – амфибол	-	около **600**	Graham, Powell, 1984
3	Блоки гранатовых амфиболитов из серпентинитового меланжа	Парагенезис	**11.6-15.1**	**594-694**	Thermocalc
5	Гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин	Гранат – амфибол	-	**550-610**	Graham, Powell, 1984; Лаврентьева, Перчук, 1989
6	Гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин	Парагенезис	**11.4-14.8**	**656-708**	Thermocalc

Петрохимический анализ показал, что изученные гранатовые амфиболиты, обладая минимальными содержаниями SiO_2 и повышенным MgO по сравнению с другими метабазитами Чаган-Узунских офиолитов соответствуют магнезиальным и оливиновым базальтам нормальной щелочности, близким по соотношению TiO_2 – FeO/MgO к базальтам срединно-океанических хребтов (рис. 3.1.7-3.1.9). Данные по редким и редкоземельным элементам свидетельствуют о сходстве большинства протолитов гранатовых амфиболитов с нормальными базальтами срединно-океанических хребтов типа N-MORB. При этом есть единичные образцы, показывающие свойства обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) (рис. 3.1.10 - 3.1.13).

В целом, проведенные исследования показали, что протолитами для гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива и отдельных тектонических пластин Курайской аккреционной зоны послужили базальты, образовавшиеся в условиях срединно-океанического хребта, что хорошо согласуется с данными предыдущих исследователей. В частности, об участии базальтов типа MORB в качестве протолитов для эклогитов и гранатовых амфиболитов из блоков серпентинитового меланжа Чаган-Узунского массива сообщается в ранее опубликованных работах [Буслов, Ватанабе, 1996; Гусев и др., 2012; Крук и др., 2013; Ota et al., 2007].

Учитывая состав минералов из рассмотренных пород (присутствие граната с

высоким гроссуляром, значительная роль альбитового компонента в плагиоклазе, развитие Na-Ca амфиболов - барруазитов) и их петро- и геохимические характеристики, гранатовые амфиболиты сформировались в результате погружения океанической коры в зону субдукции, и в дальнейшем в результате эксгумации были выведены в состав аккреционного клина.

3.1.5. Возраст

В настоящее время по литературным и оригинальным данным накоплена обширная база данных по U-Pb и Ar/Ar датированию (табл. 3.1.12) метаморфических пород Курайской аккреционной зоны. Для двух амфиболов из эклогитов получены древние $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки – 635 ± 10, 629 ± 5 млн лет (рис. 2.1.1, 3.1.18) (Обр. 124-3b, 124-4 [Buslov at al., 2002]). Для метаморфического циркона из эклогитов получен U/Pb методом SHRIMP II конкордантный возраст по трем измерениям 619 ± 13 млн лет (рис. 2.1.1, 3.1.15, 3.1.18) (Обр. 4245 [Гусев и др, 2012]). $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст амфибола (по составу отвечающего барруазитам) из гранатовых амфиболитов отдельной тектонической пластины в районе междуречья рр. Тюте-Актру, рассчитанный методом плато, составляет 631 ± 12 млн лет, (рис. 1.2.1, 3.1.16, 3.1.18) (Обр. 97-126, новые данные). В пределах ошибки эти возраста достаточно близки. Среднее взвешенное для U/Pb и трех $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок составляет 629 ± 5 млн лет (рис. 3.1.18). Этот возраст, по-видимому отвечает процессу образования и вывода из глубинных областей эклогитов.

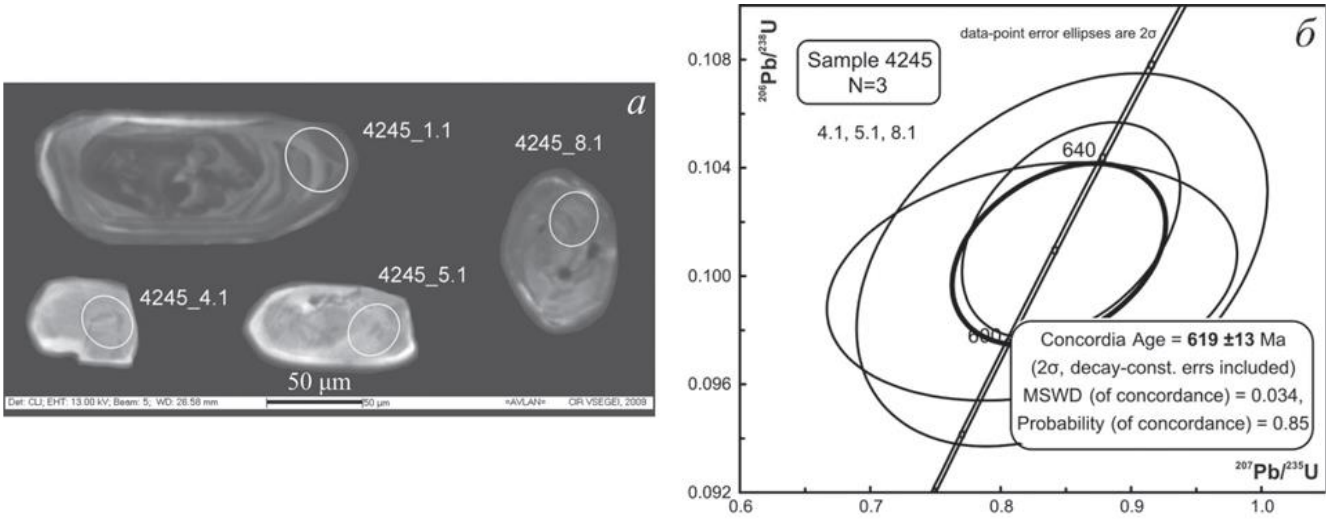


Рис. 3.1.15. Катодолюминисцентные изображения циркона и U-Pb диаграммы с конкордиями для эклогитов [Гусев и др., 2012]

Таблица 3.1.12. Возрастные характеристики метаморфических пород Курайской зоны.

№	Метод	Порода	Минерал	Возраст, млн лет	Номер образца	Источник
1	$^{40}Ar/^{39}Ar$	эклогит	Amph	562±11; 629±5; 635±10;	124-3a, 124-3b, 124-4	Buslov at al., 2002
2	$^{40}Ar/^{39}Ar$	гранатовый амфиболит	Amph	631±12	97-126	оригинальные данные
3	U/Pb	эклогит	Zr	619±13	4245	Гусев и др. 2012
4	$^{40}Ar/^{39}Ar$	гранатовый амфиболит	Amph	586±6	Ch1	оригинальные данные
5	$^{40}Ar/^{39}Ar$	гранатовый амфиболит	Amph	583±8	94-124	оригинальные данные
6	$^{40}Ar/^{39}Ar$	гранатовый амфиболит	Amph	580±10	92-1-25	оригинальные данные
7	$^{40}Ar/^{39}Ar$	гранатовый амфиболит	Amph	521±4 573±5	Чу1-4Б	оригинальные данные
8	$^{40}Ar/^{39}Ar$	гранатовый амфиболит	Amph	544±10	Б-13-45	оригинальные данные
9	$^{40}Ar/^{39}Ar$	гранатовый амфиболит	Phen	593±3.5	Н-16-98	Волкова и др., 2007
10	$^{40}Ar/^{39}Ar$	гранатовый амфиболит	Phen	584±4	02-24	оригинальные данные
11	$^{40}Ar/^{39}Ar$	гранатовый амфиболит	Phen	569.2±5.5 563.1±4.1 565.3±7.1	Чу1-4а-0.2 Чу1-4а-0.16 Чу1-4б	оригинальные данные
12	U/Pb	плагиогранит	Zr	598±6 610 ± 3	105-2	Гусев и др. 2012
13	U/Pb	гранатовый амфиболит	Zr	604±6	40	Гусев и др., 2012
14	$^{40}Ar/^{39}Ar$	амфиболит	Amph	580±6	97-128-1	оригинальные данные
15	40Ar/39Ar	амфиболит	Amph	571±4	97-128	оригинальные данные
16	Ar/Ar	биотит-амфиболовые породы	Amph	594±10	Б-13-42-1	оригинальные данные
17	U/Pb	плагиогранит	Zr	604±3	Б-16-182	оригинальные данные
18	U/Pb	плагиогранит	Zr	604±5	Б-11-110	оригинальные данные

1-11 − возрасты минералов из эклогитов и гранатовых амфиболитов; 12-13 − возрасты минералов комплекса гранат-пироксен-амфиболовых пород; 14-16 − возрасты минералов безгранатовых амфиболитов; 17-18 − возрасты цирконов из прорывающих безгранатовые амфиболиты даек.

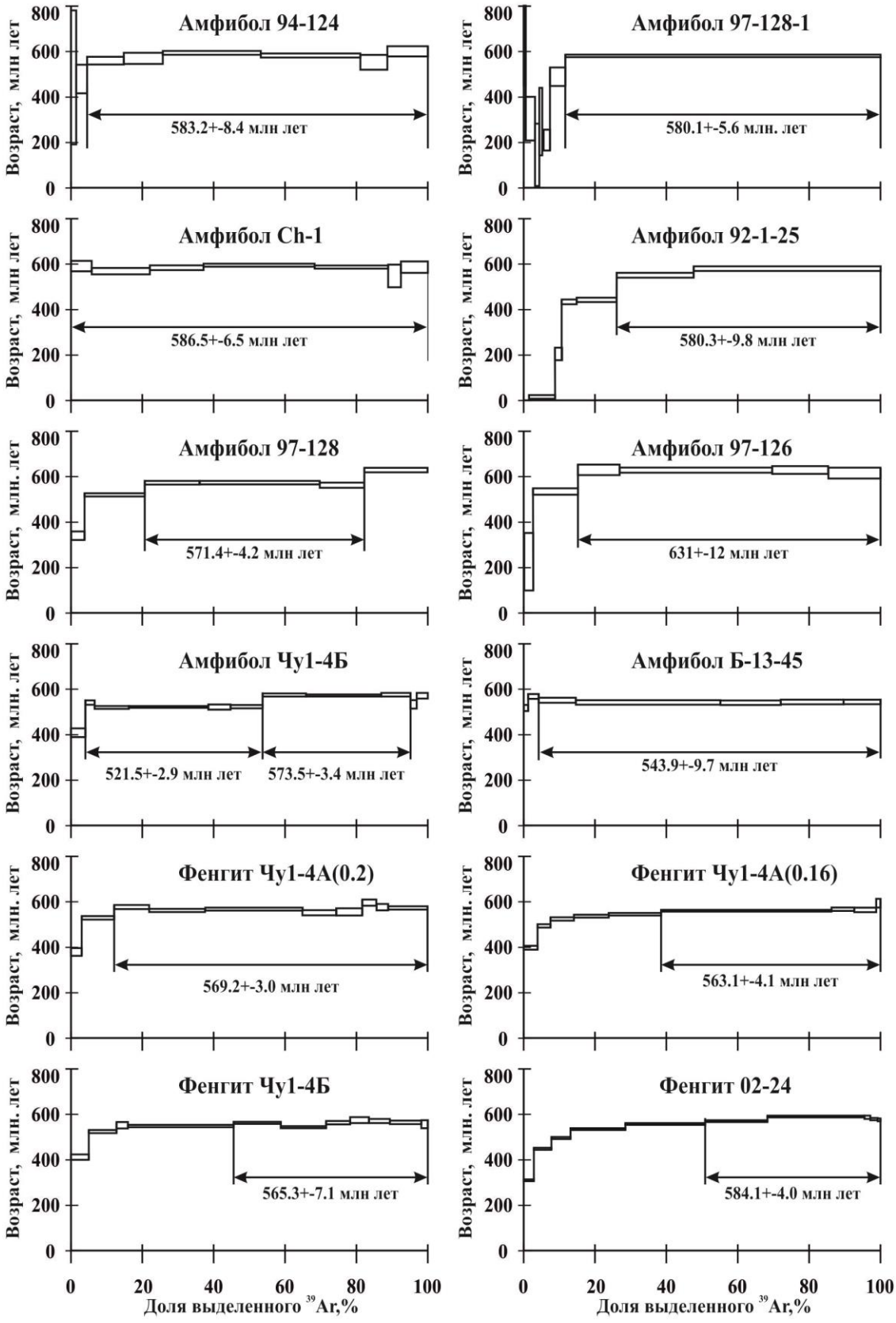


Рис. 3.1.16. Возрастные $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектры для минералов из метабазитовых пород Курайской аккреционной зоны.

Более молодые $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки имеют более широкий разброс (табл. 3.1.12). $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст амфиболов из гранатовых амфиболитов, рассчитанный методом плато, составляет 586 ± 6, 583±8, 580 ± 10, 573 ± 5, 562 ± 11 млн лет (рис. 2.1.1, 1.2.1, 3.1.16) (Обр. Ch-1, 94-124, 92-1-25, ЧУ1-4Б, новые данные; Обр. 124-4 [Buslov et al., 2002]). Между значением возраста высокотемпературного плато перечисленных амфиболов и соответствующим ему количеством выделенного ^{39}Ar наблюдается четкая линейная корреляция (СКВО = 0.55, рис. 3.1.17). Этот факт свидетельствует в пользу того, что аргон, соответствующий участкам зерен с омоложенной во время позднего прогрева изотопной системой, дает свой вклад и в значение возраста высокотемпературного плато.

По фенгитам из гранатовых амфиболитов, локализующимся в линейных зонах рассланцевания гранатовых амфиболитов, получены датировки в диапазоне: 593 ± 3, 584 ± 4 и 563-569 млн лет (рис. 2.1.1, 3.1.16; табл. 3.1.7) (Обр. Н16-98 [Волкова и др., 2007]; Обр. 02-24, ЧУ1-4А, ЧУ1-4Б, новые данные). Между значением возраста плато фенгитов и соответствующим ему количеством выделенного ^{39}Ar также наблюдается линейная корреляция (СКВО = 2.8, рис. 3.1.17). Этот эффект связан с влиянием позднего прогрева. В пользу этого предположения говорит и тот факт, что наименьшее значение возраста плато получено для фракции фенгита из образца ЧУ1-4А с наименьшим размером – 0.16 мм.

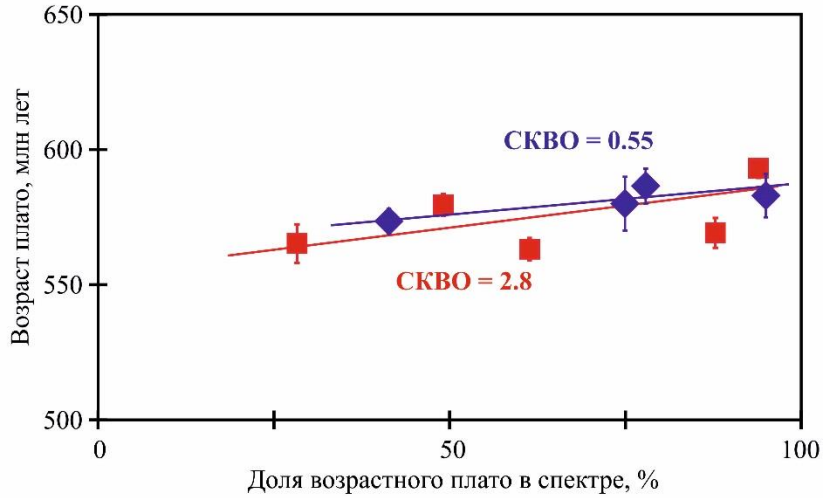


Рис. 3.1.17. Диаграмма зависимости измеренного для амфиболов (синий цвет) и фенгитов (красный цвет) из эклогитов и гранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста плато от соответствующей этому плато доли выделенного ^{39}Ar.

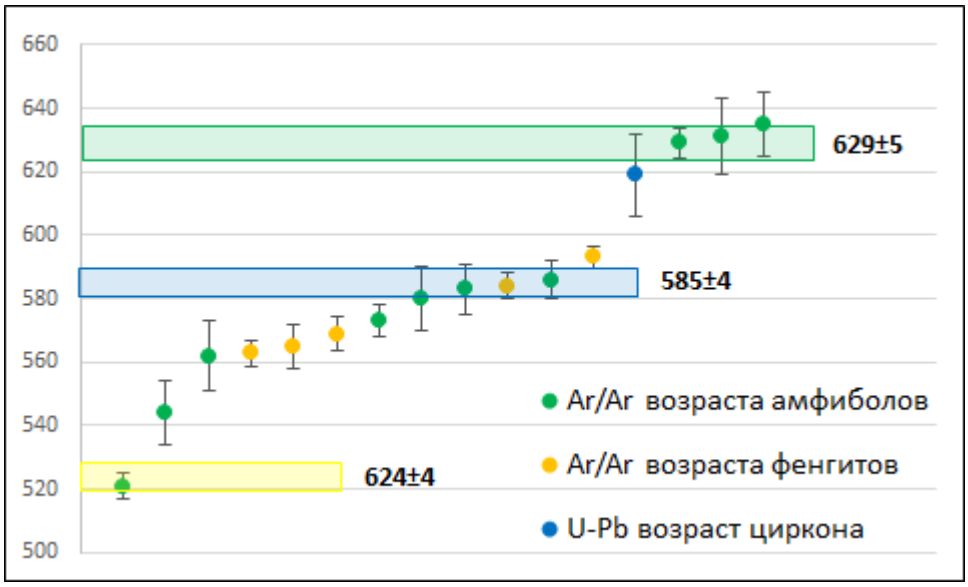


Рис. 3.1.18. Сопоставление данных Ar/Ar и U-Pb датирования для минералов из эклогитов и гранатовых амфиболитов Курайской аккреционной зоны.

Исходя из сказанного, K-Ar системы более молодых (569-562 млн. лет) рассмотренных амфиболов и фенгитов претерпели значительное позднее наложенное воздействие и их возраста не соответствуют реальным возрастам метаморфических событий. Наиболее точной оценкой возраста метаморфизма можно считать среднее взвешенное значение 585 ± 4 млн лет, полученное по возрастным плато амфиболов и фенгитов с максимальной долей выделенного ^{39}Ar.

Для амфибола из отдельной пластины вблизи Чаган-Узунского офиолитового массива был получен Ar/Ar возраст − 544 ± 10 млн лет (рис. 2.1.1, 3.1.16) (Обр. Б-13-45, новые данные). Также в низкотемпературной части спектра амфибола ЧУ1-4б, помимо высокотемпературного, наблюдается хорошее плато (41 % выделенного ^{39}Ar) со значением возраста 521.5 ± 2.9 млн лет (рис. 3.1.16). Эти возрасты могут свидетельствовать о позднем наложенном термальном воздействии на изотопные системы всех изученных пород. Среднее взвешенное для них − 524±4 млн лет (рис. 3.1.18).

Таким образом, изотопными системами эклогитов и гранатовых амфиболитов Курайской аккреционной зоны фиксируется как минимум три дискретных события:

629 ± 5 млн лет. Этот возраст логично связать с образованием в зоне субдукции эклогитов и их последующей эксгумацией;

585 ± 4 млн лет – возраст регрессивного метаморфизма, связанного со столкновением крупного палеосимаунта, которое привело к заклиниванию и перескоку зоны субдукции. По всей видимости, к этому времени в основном сложилась наблюдаемая структура Курайской аккреционно-коллизионной зоны.

524 ± 4 млн лет – наложенное термальное воздействие на изотопные системы всех изученных пород. Столкновение палеосимаунтов с Кузнецко-Алтайской островной дугой, по-видимому, продолжалось до этого времени.

3.2. Безгранатовые амфиболиты

Безгранатовые амфиболиты Курайской зоны образуют самостоятельные достаточно масштабные (до 3 км) тела, в которых вблизи ультрабазитов наблюдаются линейные зоны гранатовых амфиболитов, часто с послойными, линзовидными и секущими телами плагиогранитов.

На левобережье р. Чуя вблизи п. Чаган-Узун в нижней части офиолитового массива залегает пластина амфиболитов мощностью до первых сотен метров. Ранее она была выделена как «метаморфическая подошва» Чаган-Узунского офиолитового массива [Добрецов и др., 1992].

Не содержащие гранат амфиболиты исследовались нами непосредственно около Чаган-Узунского массива и в районе Курайской степи (рис. 1.2.1).

3.2.1. Геологическая позиция и петрографические особенности

Безгранатовые амфиболиты находятся в тесной ассоциации с ультраосновными породами Чаган-Узунских офиолитов. Они занимают обширное поле в западном обрамлении Чаган-Узунского гипербазитового массива, где достигают суммарной мощности выхода до 3 км. К северо-востоку от ультрабазитов амфиболиты формируют отдельную тектоническую пластину мощностью в несколько сотен метров (рис.1.2.1, 2.1.1).

Изученные безгранатовые амфиболиты, опробованные в районе пос. Чаган-Узун и в долине р. Арыджан к западу от офиолитового массива (Курайская степь) обладают мелко – среднезернистой структурой и состоят в основном из амфибола (до 80%), который имеет вытянутую призматическую форму, размером до 1 мм. Между амфиболами находятся зерна плагиоклаза (до 0.1 мм) и эпидота. Плагиоклаз в значительной степени замещен серицитом. Амфибол замещается хлоритом и эпидотом. Вблизи контакта с гипербазитами безгранатовые амфиболиты имеют полосчатые структуры, по мере удаления от гипербазитов они меняются до массивных с реликтами офитовых структур базальтов (рис. 3.2.1).

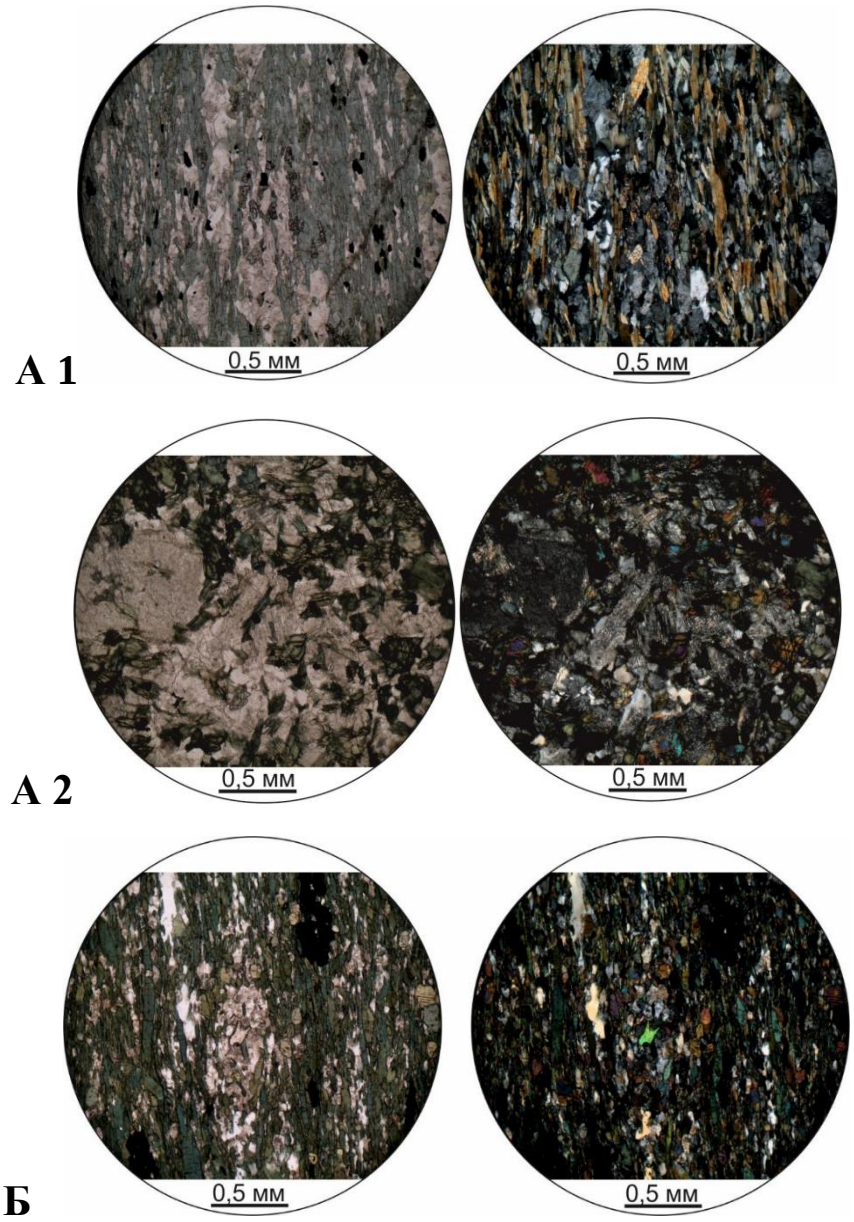


Рис. 3.2.1. Безгранатовые амфиболиты Курайской зоны (справа - николи +).

А – амфиболит с полосчатой текстурой в районе пос. Чаган-Узун: вблизи контакта с ультрабазитами (1), амфиболит с массивной текстурой на удалении от контакта с ультрабазитами (2); Б – амфиболит в районе р. Арыджан.

3.2.2. Минералогия

Были проанализированы составы амфиболов и плагиоклазов, выполняющих основной объем безгранатовых амфиболитов Курайской зоны.

Амфиболы. Результаты микрозондового анализа составов амфиболов из безгранатовых амфиболитов приведены в таблице 3.2.1.

Таблица 3.2.1. Представительные анализы (мас. %) амфиболов из безгранатовых амфиболитов Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Cr_2O_3	MnO	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Mg#
1	5	40.89	0.69	13.69	0.04	0.26	20.84	7.08	11.07	2.20	0.31	97.07	0.37
2	7	41.67	0.73	12.72	0.03	0.29	20.69	7.42	11.06	2.04	0.28	96.92	0.39
3	8	41.52	0.74	12.18	0.06	0.29	20.52	7.39	11.14	2.08	0.25	96.17	0.39
4	9	41.07	0.59	13.64	0.03	0.24	20.46	7.23	11.16	2.13	0.31	96.87	0.38
5	10	41.35	0.81	12.79	0.01	0.29	20.76	7.40	11.10	2.23	0.28	97.01	0.39
6	11	41.01	0.63	13.64	0.02	0.27	20.68	7.11	11.02	2.14	0.31	96.81	0.38
7	13	41.46	0.66	13.15	0.03	0.25	20.33	7.49	11.04	2.17	0.27	96.84	0.39
8	14	41.75	0.62	12.71	0.06	0.27	20.41	8.11	10.70	2.08	0.23	96.95	0.41
9	15	41.16	0.70	13.79	0.02	0.27	20.43	7.09	11.00	2.23	0.29	96.97	0.38
10	23	41.78	0.75	12.50	0.04	0.28	19.91	8.42	10.71	2.22	0.25	96.87	0.43
11	24	42.05	0.76	12.44	0.05	0.29	20.19	8.42	10.92	2.15	0.27	97.52	0.42
12	27	42.59	0.93	11.87	0.03	0.26	19.65	8.00	11.15	2.03	0.24	96.74	0.42
13	28	43.79	0.71	11.18	0.01	0.28	19.23	8.55	11.12	1.85	0.21	96.93	0.44
14	29	40.46	0.71	14.20	0.04	0.24	20.11	6.76	10.97	2.23	0.32	96.04	0.37
15	30	40.02	0.72	14.13	0.02	0.26	20.16	6.83	10.96	2.22	0.32	95.63	0.37
16	32	40.39	0.68	13.94	0.03	0.29	20.18	7.06	10.85	2.21	0.31	95.94	0.38
17	33	41.70	0.71	12.25	0.05	0.30	20.23	7.82	10.96	2.12	0.25	96.38	0.40
18	34	43.18	0.71	10.78	0.03	0.29	19.69	8.50	10.92	1.96	0.22	96.28	0.43
19	35	42.06	0.63	11.97	0.05	0.25	19.73	7.94	10.92	2.05	0.24	95.85	0.41
20	36	41.71	0.64	12.15	0.03	0.24	19.87	7.80	10.95	2.14	0.25	95.77	0.41
21	39	42.00	0.59	11.87	0.02	0.29	19.05	8.59	11.02	2.06	0.25	95.74	0.44
22	40	42.67	0.70	11.25	0.03	0.31	18.36	9.14	10.84	2.02	0.20	95.53	0.47
23	41	42.69	0.73	11.22	0.00	0.30	18.35	8.98	10.98	1.93	0.23	95.43	0.46
24	42	42.91	0.78	11.16	0.05	0.26	18.36	9.02	10.95	1.97	0.22	95.69	0.46
25	44	42.69	0.79	11.15	0.01	0.30	18.82	9.01	11.00	1.92	0.21	95.88	0.46
26	45	42.44	0.70	11.33	0.01	0.27	18.70	8.73	10.92	2.01	0.22	95.34	0.45
27	46	42.78	0.76	10.82	0.03	0.30	18.40	9.17	10.88	1.86	0.19	95.19	0.47
28	7	44.99	0.42	12.15	0.01	0.23	14.37	11.52	11.06	1.79	0.12	96.66	0.58
29	8	46.01	0.32	10.81	0.05	0.25	13.66	12.33	10.47	1.97	0.11	95.97	0.61
30	9	44.97	0.44	12.92	0.07	0.24	14.24	11.41	10.54	2.26	0.09	97.19	0.58
31	11	44.63	0.43	12.80	0.01	0.21	14.28	11.46	10.75	2.14	0.11	96.83	0.58
32	12	48.16	0.27	11.46	0.05	0.28	14.42	12.83	10.19	2.06	0.09	99.81	0.61
33	13	44.97	0.46	12.94	0.03	0.22	14.34	11.28	10.44	2.31	0.10	97.09	0.58
34	15	44.49	0.43	12.62	0.04	0.24	14.37	11.21	10.52	2.18	0.09	96.20	0.58

35	16	44.70	0.46	12.90	0.04	0.24	14.30	11.34	10.84	2.07	0.10	96.99	0.58
36	17	46.20	0.40	11.69	0.04	0.28	14.86	11.33	10.26	1.97	0.11	97.14	0.57
37	18	45.41	0.40	12.31	0.09	0.24	14.56	11.48	10.47	2.02	0.11	97.11	0.58
38	21	44.79	0.40	12.32	0.03	0.26	14.05	11.93	10.67	2.09	0.10	96.64	0.60
39	23	43.97	0.43	12.91	0.03	0.26	14.19	11.47	10.43	2.25	0.08	96.01	0.59
40	27	43.89	0.43	13.21	0.03	0.21	14.13	11.26	10.49	2.32	0.09	96.06	0.58
41	30	44.28	0.43	13.40	0.04	0.23	14.33	11.12	10.59	2.30	0.09	96.81	0.58
42	31	44.14	0.43	13.57	0.07	0.21	14.42	10.90	10.56	2.25	0.09	96.64	0.57
43	32	43.90	0.42	13.21	0.05	0.26	14.98	11.09	10.22	2.16	0.11	96.41	0.56
44	35	44.07	0.46	13.24	0.02	0.25	14.65	11.01	10.55	2.19	0.12	96.56	0.57
45	39	44.24	0.42	13.39	0.04	0.27	14.83	10.73	10.54	2.24	0.09	96.79	0.56
46	40	44.27	0.48	13.59	0.09	0.27	14.51	10.63	10.33	2.35	0.11	96.62	0.56
47	42	44.18	0.49	13.58	0.05	0.22	14.59	10.86	10.47	2.34	0.10	96.88	0.57
48	43	44.35	0.39	12.26	0.06	0.24	14.32	11.55	10.55	2.08	0.10	95.90	0.59
49	51	44.95	0.38	13.03	0.07	0.25	14.12	11.44	10.26	2.25	0.11	96.86	0.59
50	52	44.78	0.42	13.28	0.01	0.21	14.01	11.43	10.41	2.27	0.10	96.91	0.59
51	53	44.28	0.43	13.38	0.03	0.25	14.30	11.07	10.33	2.18	0.11	96.36	0.58
52	54	44.83	0.44	13.27	0.03	0.24	13.87	11.27	10.42	2.29	0.10	96.76	0.59
53	55	44.71	0.46	13.21	0.02	0.24	14.01	11.18	10.48	2.27	0.10	96.68	0.58
54	56	44.41	0.44	13.36	0.08	0.23	14.15	11.12	10.27	2.34	0.10	96.50	0.58
55	57	44.12	0.46	13.57	0.02	0.26	14.22	10.98	10.63	2.20	0.11	96.58	0.57
56	58	44.31	0.44	13.48	0.09	0.25	14.24	11.02	10.42	2.22	0.08	96.55	0.58
57	59	43.99	0.46	13.72	0.02	0.22	14.32	10.99	10.51	2.32	0.10	96.65	0.57
58	60	44.60	0.47	13.34	0.05	0.24	14.09	11.12	10.35	2.25	0.10	96.62	0.58
59	61	47.40	0.30	10.71	0.00	0.24	13.50	12.61	10.41	1.88	0.11	97.15	0.62

Примечание. Безгранатовые амфиболиты пластин вблизи Чаган-Узунского массива (1-27) и в Курайской степи (28-59). Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn). Fe_{tot} – общее железо.

Анализ амфиболов из безгранатовых амфиболитов показал, что по номенклатуре [Leake et al., 1997], обладая значениями Na_B меньше 0.5, все они относятся к кальциевым амфиболам. При этом минералы из амфиболитов Курайской степи соответствуют магнезиальным роговым обманкам и чермакитовым роговым обманкам. Присутствуют также железистые магнезиальные роговые обманки. Среди амфиболов платины вблизи Чаган-Узунского массива кроме отмеченных выше разновидностей встречаются гастингситовые и паргаситовые роговые обманки.

На серии диаграмм, показывающих зависимость отдельных компонентов от магнезиальности, хорошо видно, что амфиболы из безгранатовых амфиболитов располагаются в поле амфиболов из метагаббро и амфиболитов района трансформного разлома Вима, Срединно-Атлантический хребет. При этом они также приурочены к полям постмагматических роговых обманок и амфиболов океанического этапа метаморфизма (рис. 3.2.2).

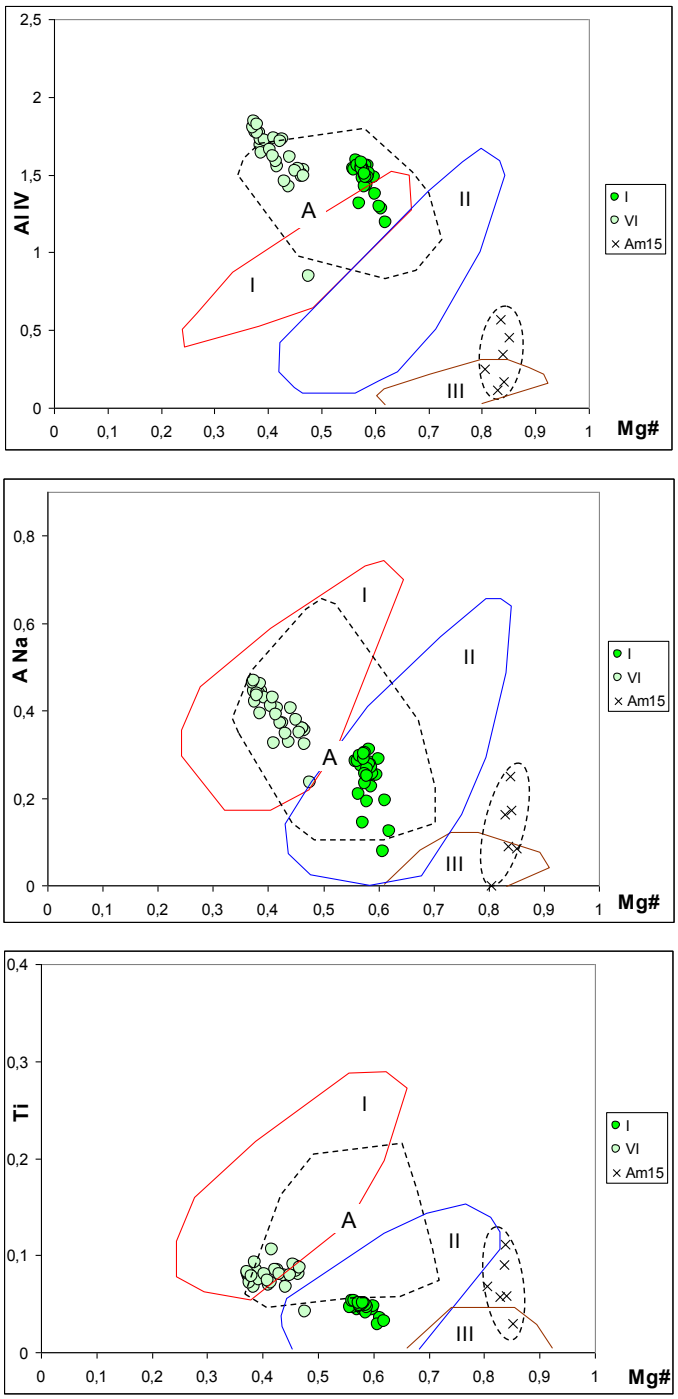


Рис. 3.2.2. Составы амфиболов из безгранатовых амфиболитов Курайской зоны.

Амфиболы: из безгранатовых амфиболитов пластин Курайской степи (I) и вблизи Чаган-Узунского массива (VI); из флазергаббро (амфиболитов) Срединно-Атлантического хребта в районе трансформного разлома 15°20' (Am15) [Симонов и др., 1999]. Поля составов: A - амфиболы из амфиболитов и метагаббро Срединно-Атлантического хребта в районе трансформного разлома Вима (использованы неопубликованные анализы образцов, отобранных во время морских экспедиций при непосредственном участии научного руководителя, а также данные из работы [Пейве и др., 2001]); I - постмагматические роговые обманки; II – амфиболы океанического этапа метаморфизма; III – амфиболы регионального метаморфизма [Скляров, Добрецов, 1987]. Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn). Fe_{tot} – общее железо.

По соотношению (Na+K) – Al IV амфиболы из безгранатовых амфиболитов Курайской зоны совпадают с данными по амфиболам из амфиболитов (Om 1) и из пород «метаморфической подошвы» (Om 2) офиолитов Семайл в Омане. При этом они располагаются вдоль высокотемпературного тренда, в отличие от амфиболов из гранатовых амфиболитов Курайской аккреционной зоны, находящихся на окончании высокобарического тренда (рис. 3.2.3).

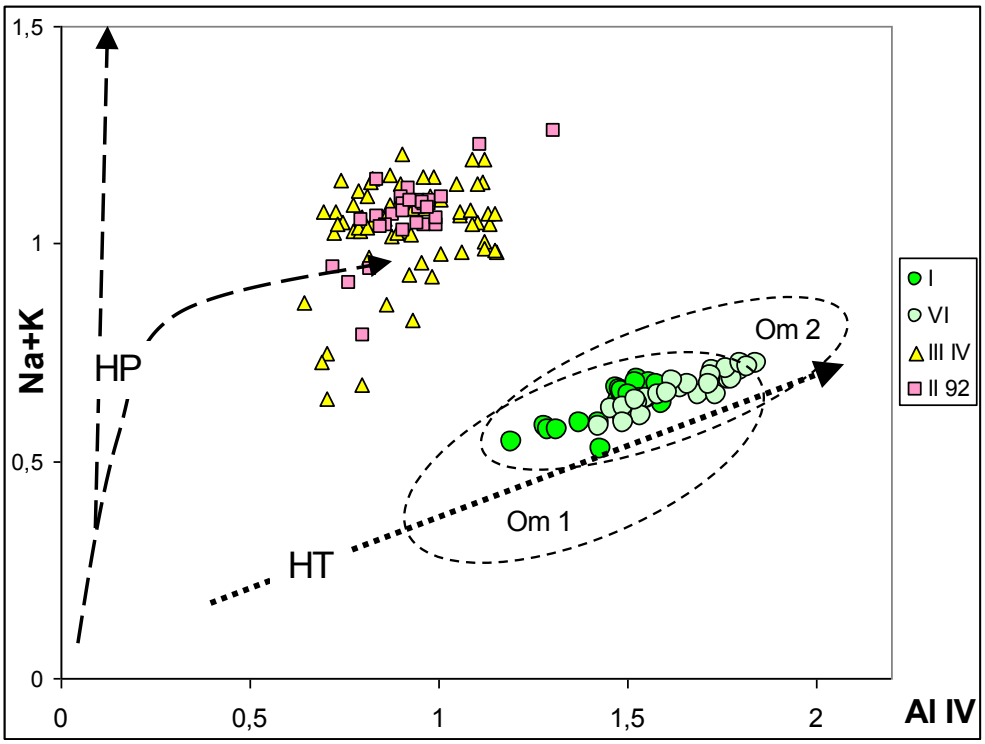


Рис. 3.2.3. Соотношение (Na+K) – Al IV в амфиболах из безгранатовых амфиболитов Курайской зоны.

Амфиболы: из безгранатовых амфиболитов пластин Курайской степи (I) и вблизи Чаган-Узунского массива (VI), из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин (III, IV), из блоков гранатовых амфиболитов в серпентинитовом меланже (II) и эклогитов (92 по [Добрецов и др., 1992]) Курайской зоны. Поля составов амфиболов из амфиболитов (Om 1) и из метаморфической подошвы (Om 2) офиолитов Семайл, Оман. Тренды высокобарических (HP) и высокотемпературных (HT) метаморфических процессов [Searle, Malpas, 1982; Soret et al., 2017].

Анализ плагиоклазов из безгранатовых амфиболитов Курайской степи показал содержания анортитового компонента (в основном от 10 до 18 %). Значения An в плагиоклазах из амфиболитов Чаган-Узунского массива ниже – до 4 % (табл. 3.2.2.).

Таблица 3.2.2. Представительные анализы (мас. %) плагиоклазов из безгранатовых амфиболитов Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	An
1	61	67.38	0.00	20.97	0.10	0.80	0.00	10.19	0.05	99.48	4.13
2	63	68.35	0.02	20.36	0.17	0.26	0.00	11.15	0.05	100.36	1.27
3	64	68.04	0.00	20.59	0.16	0.41	0.00	11.21	0.04	100.45	1.98
4	65	68.02	0.00	20.87	0.12	0.53	0.01	10.78	0.06	100.39	2.65
5	66	66.52	0.00	22.58	0.31	0.46	0.06	9.47	1.00	100.39	2.44
6	67	67.31	0.01	20.34	0.11	0.49	0.00	10.99	0.06	99.31	2.40
7	68	67.78	0.00	20.74	0.23	0.62	0.01	10.86	0.06	100.31	3.06
8	69	68.35	0.01	19.92	0.10	0.13	0.00	11.81	0.03	100.34	0.58
9	70	67.79	0.00	20.45	0.13	0.40	0.00	10.98	0.05	99.79	1.94
10	4	64.37	0.00	22.29	0.14	0.00	3.21	9.47	0.02	99.51	15.76
11	5	64.50	0.01	22.16	0.15	0.01	2.80	8.53	0.04	98.20	15.32
12	6	63.63	0.00	22.62	0.13	0.00	3.36	8.24	0.04	98.02	18.35
13	7	64.34	0.01	22.19	0.09	0.00	3.06	8.78	0.02	98.50	16.13
14	9	63.87	0.00	22.21	0.20	0.02	3.17	9.65	0.02	99.14	15.35
15	3	70.72	0.00	21.82	0.14	0.01	1.38	4.93	0.02	99.03	13.36
16	4	65.68	0.00	21.98	0.12	0.00	2.90	10.02	0.02	100.73	13.77
17	5	66.14	0.00	21.48	0.21	0.01	2.11	10.57	0.01	100.53	9.93
18	6	66.23	0.00	20.81	0.20	0.01	1.73	10.91	0.02	99.91	8.05
19	7	64.64	0.00	21.63	0.18	0.00	2.77	10.26	0.01	99.50	12.97
20	10	65.19	0.00	22.11	0.12	0.01	2.92	9.88	0.05	100.28	14.00

Примечание. Безгранатовые амфиболиты пластин вблизи Чаган-Узунского массива (1-9) и Курайской степи (10-20). An – анортитовый компонент, %.

В подобных породах из областей современных срединно-океанических хребтов значения анортитового компонента значительно выше. В частности, для флазергаббро (фактически это амфиболиты, состоящие из новообразованных метаморфогенных амфиболов и плагиоклазов) в зоне пересечения Срединно-Атлантического хребта трансформным разломом 15°20' содержания An варьируют в пределах 44-70 % [Симонов и др., 1999]. Таким образом, установленные для Курайских безгранатовых амфиболитов пониженные значения An не отвечают первичным составам плагиоклазов, а являются, скорее всего, результатом вторичных процессов альбитизации, протекавших в ходе длительной истории (сотни миллионов лет) этих пород.

Отличие составов неизмененных плагиоклазов из флазергаббро современной океанической коры от минералов древних амфиболитов хорошо видно на диаграмме Al_2O_3 – An (рис. 3.1.4.). По соотношениям анортитового компонента и содержаний других химических компонентов (с учетом только значений, превышающих пределы обнаружения использованного микрозондового метода анализа) плагиоклазы изученных безгранатовых амфиболитов наиболее близки к минералам гранат-пироксен-амфиболовых пород (рис. 3.1.4). Плагиоклазы из амфиболитов с существенно меньшими (менее 4 %) значениями An примыкают к данным по минералам гранатовых амфиболитов. При этом содержания других компонентов (FeO, K_2O) близки. Таким образом, мы видим последовательное падение анортитового компонента от современных океанических амфиболитов через безгранатовые амфиболиты к гранатовым амфиболитам при фактическом сохранении роли железа и калия – все это прямо свидетельствует о процессах альбитизации, которым подвергались древние амфиболиты Курайской зоны за длительное время своего существования.

3.2.3. Вещественный состав - петрохимия и геохимия

В ходе исследований был получен значительный объем новых данных о петрохимическом составе (табл. 3.2.3) безгранатовых амфиболитов Курайской зоны, а также о содержании в них редких и редкоземельных элементов (табл. 3.2.4).

Таблица 3.2.3. Представительные анализы (мас.%) безгранатовых амфиболитов Курайской зоны.

№ п/п	№ образца	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
1	Б-11-98	57.93	1.17	14.83	9.65	0.16	4.77	4.99	3.44	0.83	0.16	1.71	99.64
2	Б-11-99	49.45	1.65	13.28	13.61	0.24	6.35	9.89	3.65	0.21	0.62	1.22	100.17
3	Б-11-100	46.98	2.61	14.78	13.58	0.21	4.38	10.31	4.23	0.20	0.29	2.21	99.78
4	Б-11-101	54.88	1.59	13.03	12.87	0.19	6.04	6.92	3.46	0.19	0.14	1.14	100.45
5	Б-11-102	48.80	2.04	13.32	15.54	0.28	7.21	8.60	3.43	0.19	0.19	0.72	100.32
6	Б-11-103	49.56	2.08	12.93	15.60	0.25	6.65	9.71	2.96	0.18	0.19	0.61	100.72
7	Б-11-104	48.73	1.73	14.02	13.45	0.20	7.14	9.57	3.58	0.21	0.17	1.23	100.03
8	Б-11-105	50.63	2.19	13.40	14.76	0.28	6.37	7.93	3.46	0.22	0.20	0.63	100.06
9	Б-11-114	46.85	2.00	14.19	16.16	0.26	7.48	9.41	1.97	0.43	0.22	1.49	100.45
10	Chu-3	46.69	1.80	14.03	14.24	0.25	7.60	8.56	4.06	0.23	0.15	2.08	99.69
11	Chu-4	47.37	1.61	12.72	13.28	0.24	7.78	11.08	3.54	0.08	0.11	2.34	100.15
12	Chu-6	48.66	1.84	12.87	15.22	0.23	6.88	7.27	4.09	0.18	0.18	1.94	99.36
13	Chu-7	48.33	1.54	11.84	14.47	0.24	8.75	10.09	3.00	0.08	0.08	1.48	99.90
14	С-16а-91	47.89	1.61	13.67	13.00	0.22	7.18	10.69	2.89	0.13	0.16	2.46	99.90
15	Б-13-36	48.18	2.24	13.56	14.67	0.20	7.24	8.36	3.41	0.19	0.24	1.24	99.52
16	Б-15-148	47.66	1.24	14.62	11.85	0.17	6.97	11.52	3.16	0.24	0.10	1.85	99.37
17	Б-15-152	45.28	1.46	16.79	14.46	0.18	6.76	9.43	3.07	0.98	0.14	1.28	99.84
18	Б-15-157	45.42	2.86	14.70	11.87	0.14	7.04	8.80	3.65	0.53	0.35	4.18	99.54
19	Б-15-158	44.94	2.54	14.02	13.45	0.17	6.46	8.35	4.01	0.27	0.30	5.10	99.61
20	621	47.60	2.23	13.30	13.47	0.24	6.53	10.42	2.20	0.22	0.23	2.08	98.52
21	621-а	44.10	2.40	12.90	14.75	0.29	7.67	10.18	2.40	0.17	0.19	3.46	98.51
22	Ch-911A	46.89	1.38	12.83	9.82	0.17	6.14	10.44	4.28	0.13	0.11	7.56	99.75
23	Ch-912	45.50	1.62	13.62	12.11	0.27	7.40	10.99	1.44	0.18	0.14	6.61	99.88
24	Ch-913	43.76	1.81	15.01	14.74	0.24	8.04	7.15	2.40	0.37	0.16	5.88	99.55
25	Ch-914	46.44	1.94	13.48	14.81	0.24	8.61	7.94	2.42	0.32	0.19	2.80	99.19
26	Ch-917	47.36	2.17	13.58	15.29	0.29	7.46	8.29	3.49	0.22	0.16	0.94	99.25
27	К-14-6	47.59	2.28	13.51	16.50	0.29	6.59	8.28	3.79	0.32	0.28	0.69	100.12
28	К-14-7	47.22	1.75	13.39	14.61	0.24	6.78	10.80	3.06	0.45	0.85	1.09	100.24
29	Б-15-126	62.90	1.20	14.74	7.21	0.13	3.16	2.00	4.05	0.87	0.23	2.58	99.07
30	Б-15-130	41.48	2.74	13.09	13.70	0.20	5.62	10.37	3.01	0.23	0.39	8.46	99.29
31	Б-15-131	51.32	0.55	14.75	9.60	0.16	7.09	10.92	2.45	0.17	0.06	2.51	99.58

32	Б-15-132	53.24	1.78	15.67	13.81	0.17	3.12	3.21	5.67	0.66	0.26	2.41	100.00
33	Б-15-134	48.37	2.32	12.41	15.80	0.24	5.52	10.04	1.88	0.12	0.21	3.01	99.90
34	Б-15-145	47.90	1.51	14.18	12.63	0.20	7.52	12.01	2.45	0.10	0.13	1.51	100.16
35	Б-15-185	48.99	1.52	14.35	12.68	0.19	8.43	8.67	3.70	0.14	0.14	1.00	99.80
36	Б-15-186	51.32	1.75	11.53	11.85	0.19	4.43	12.91	1.23	0.09	0.15	3.73	99.20
37	Б-15-187	48.23	1.50	14.58	12.64	0.19	8.30	10.64	2.88	0.13	0.13	1.02	100.24
38	Б-15-188	48.49	1.43	13.59	12.32	0.19	7.03	11.10	3.01	0.11	0.12	1.88	99.29
39	Б-15-190	46.81	1.55	14.47	12.66	0.20	7.98	11.32	2.77	0.11	0.13	1.03	99.03
40	Б-15-191	49.01	1.33	13.58	10.99	0.18	7.05	11.52	2.96	0.10	0.11	2.13	98.96

Примечание. Безгранатовые амфиболиты пластин вблизи Чаган-Узунского массива (1-26) и Курайской степи в районе р. Арыджан (27-40). Кроме оригинальных данных приведены анализы (№№10-13, 22-26) из работы [Buslov et al., 1993].

Также как в случае пород эклогитового комплекса и гранатовых амфиболитов основной задачей петрохимического и геохимического анализов было выяснение характерных особенностей протолитов, по которым наиболее вероятно формировались безгранатовые амфиболиты Курайской зоны. Для этого использовались диаграммы ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2, MgO - SiO_2 и TiO_2 – FeO/MgO с нанесёнными эталонными полями пород.

По соотношению суммы щелочей и кремнезема подавляющее большинство точек составов безгранатовых амфиболитов приурочено к области пород с нормальной щелочностью и располагается главным образом в поле базальтов (рис. 3.1.7). На диаграмме MgO – SiO_2 безгранатовые амфиболиты находятся преимущественно в полях оливиновых и нормальных базальтов. При этом основная группа этих амфиболитов ориентирована согласно тренду гранатовых амфиболитов Курайской аккреционной зоны с уменьшением количества магния на фоне роста кремнезема (рис. 3.1.8). Информативным является соотношение TiO_2 – FeO*/MgO, показывающее приуроченность безгранатовых амфиболитов к окончанию тренда базальтов срединно-океанических хребтов, где они тесно ассоциируют с гранатовыми амфиболитами Курайской зоны, попадая частично в поле OIB (рис. 3.1.9).

Амфиболиты в значительной степени изменены, поэтому использовались данные по редким элементам, устойчивым при вторичных процессах – Y, Zr, Nb, Th. Рассмотрены также особенности распределения редкоземельных элементов в амфиболитах. Содержания редких и редкоземельных элементов в безгранатовых амфиболитах приведены в таблице 3.2.4.

Таблица 3.2.4. Представительные анализы содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в безгранатовых амфиболитах Курайской зоны.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ образца	Б-11-102	Б-11-105	Б-11-114	Б-11-98	Б-11-100	Б-15-157	Б-15-158	Б-13-36
Rb	2.8	2.7	2.3	11.0	2.2	5.7	3.3	2.4
Sr	173	184	184	784	167	188	167	122
Y	29	43	54	30	47	27	24	54
Zr	76	81	103	70	105	191	176	135
Nb	1.61	1.54	1.97	1.58	2.4	32	29	2.2
Cs	0.10	0.11	0.10	0.27	0.10	0.61	2.4	0.11
Ba	40	32	43	165	47	425	301	37
La	1.40	3.4	5.2	4.3	6.2	32	24	4.7
Ce	4.7	10.8	16.3	11.5	16.9	62	50	14.8
Pr	0.91	1.95	3.0	1.98	3.0	7.9	6.4	2.8
Nd	5.4	10.3	15.1	9.7	14.6	31	25	14.7
Sm	2.3	3.7	5.1	3.1	4.5	6.7	5.7	4.9
Eu	1.10	1.34	1.58	1.06	1.79	2.3	1.74	1.72
Gd	3.3	5.1	7.1	4.1	6.6	6.6	5.8	6.7
Tb	0.67	0.99	1.34	0.81	1.26	1.02	0.89	1.26
Dy	4.7	6.8	9.2	5.4	8.0	5.4	4.6	8.6
Ho	1.01	1.55	1.96	1.20	1.76	1.04	0.88	1.89
Er	3.1	4.5	5.9	3.4	5.0	2.6	2.4	5.5
Tm	0.45	0.66	0.86	0.51	0.77	0.37	0.34	0.86
Yb	2.8	4.1	5.2	3.3	4.6	2.2	1.98	5.5
Lu	0.43	0.60	0.76	0.50	0.72	0.33	0.28	0.82
Hf	2.5	2.9	3.7	2.2	3.1	5.2	4.8	3.9
Ta	0.15	0.15	0.21	0.11	0.16	2.2	1.95	0.18
Th	0.15	0.12	0.21	0.57	0.30	2.4	2.4	0.15
U	1.25	0.51	0.69	0.38	0.22	0.80	0.63	1.29
№ п/п	9		10	11	12	13	14	15
№ образца	Б-15-152		К-14-6	К-14-7	Б-15-130	Б-15-132	Б-15-185	Б-15-187
Rb	14.2		5.3	6.2	2.4	8.1	0.82	0.59
Sr	278		130	114	331	368	121	150
Y	37		42	42	29	26	32	33
Zr	83		116	102	242	109	83	90
Nb	3.0		1.93	1.68	32	24	2.1	1.68
Cs	0.14		4.0	11.4	0.22	0.47	0.14	0.10
Ba	250		62	105	109	231	21	10.5
La	4.9		3.3	3.1	30	17.7	3.4	3.2
Ce	12.4		10.5	9.8	64	35	10.3	10.1
Pr	2.0		1.88	1.69	8.3	4.7	1.77	1.74
Nd	10.3		9.9	9.0	33	18.9	9.8	9.3
Sm	3.7		3.6	3.5	7.3	4.6	4.0	3.2
Eu	1.61		1.37	1.40	2.2	1.61	1.13	1.10
Gd	5.3		5.4	5.2	6.8	5.2	5.2	4.5
Tb	0.97		1.01	0.96	1.08	0.81	0.86	0.85
Dy	6.3		7.0	6.3	5.5	4.7	5.8	5.4
Ho	1.47		1.55	1.47	1.14	0.88	1.30	1.27

Er	4.3		4.4	4.3	2.9	2.4	3.8	3.7
Tm	0.65		0.70	0.64	0.43	0.31	0.59	0.57
Yb	4.1		4.4	4.2	2.8	2.1	3.5	3.6
Lu	0.59		0.65	0.62	0.40	0.30	0.53	0.54
Hf	2.7		3.0	2.6	6.5	3.2	2.7	2.7
Ta	0.18		0.14	0.14	2.2	1.58	0.15	0.12
Th	0.42		0.14	0.14	2.9	1.43	0.12	0.15
U	0.15		0.09	0.09	0.81	0.27	0.21	0.12

Примечание. Безгранатовые амфиболиты пластин вблизи Чаган-Узунского массива (1-9) и в Курайской степи в районе р. Арыджан (10-15).

Безгранатовые амфиболиты Курайской зоны на диаграмме Nb/Y – Zr/Y разделяются на две группы. Подавляющая часть располагается в поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. В то же время явно присутствуют обогащенные ниобием и цирконием породы, приуроченные к плюмовым базальтам океанических островов. Причем в обеих группах фактически поровну находятся безгранатовые амфиболиты из Чаган-Узунского массива и Курайской степи, что свидетельствует о сходстве условий их образования независимо от современного местоположения (рис. 3.1.10).

Разделение безгранатовых амфиболитов на две группы подтверждается данными и на диаграмме Zr/Nb – Nb, где отчетливо видно, что на фоне преобладания пород с характеристиками базальтов срединно-океанических хребтов присутствуют обогащенные ниобием разности базальтов океанических островов (рис. 3.1.11). Необходимо отметить, что для рассмотренных амфиболитов характерны высокие значения отношения Zr/Nb, превышающие характеристики базальтов Срединно-Атлантического хребта. При этом они располагаются в поле базальтов осевой части рифтовой структуры Красного моря, относящейся к современной спрединговой зоне, в которой происходит новообразование коры океанического типа [Альмухамедов и др., 1985].

Исследования особенностей распределения редкоземельных элементов подтверждают результаты изучения содержания редких элементов, показывая практически идеальное совпадение большинства спектров безгранатовых амфиболитов Курайской зоны с данными по нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа N-MORB (с падением роли легких лантаноидов) независимо от их современного местоположения: непосредственно в Чаган-Узунском массиве или в Курайской степи. При этом целый ряд проб показывает (как и в случае редких элементов) обогащенный

легкими лантаноидами характер, формируя графики с отрицательным наклоном, совпадающие со спектрами эталонных базальтов (типа OIB) Гавайских островов. В целом по характеру распределения редкоземельных элементов безгранатовые амфиболиты пластин вблизи Чаган-Узунского массива (рис. 3.2.4. А) и Курайской степи (рис. 3.2.4 Б) практически совпадают, подтверждая выводы по редким элементам.

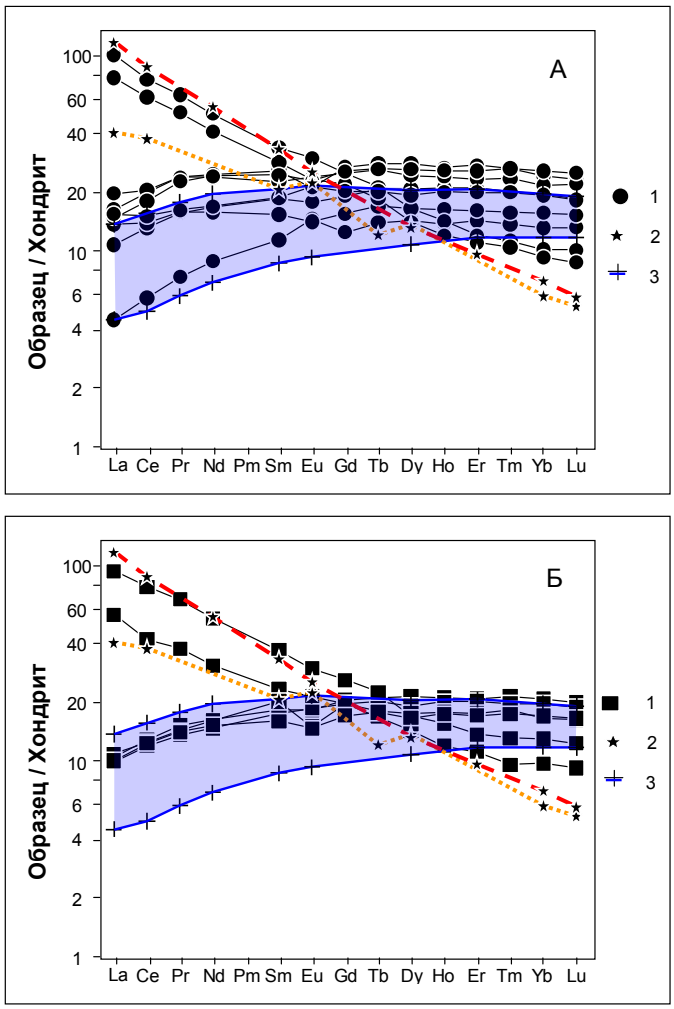


Рис. 3.2.4. Распределение редкоземельных элементов в безгранатовых амфиболитах Курайской зоны.

1 - безгранатовые амфиболиты пластин вблизи Чаган-Узунского массива (А) и в Курайской степи (Б); 2 - базальты Гавайских островов (OIB): точечная линия – базальты промежуточного (между толеитами и щелочными) состава [Соболев. Никогосян, 1994], пунктир – нижняя граница поля щелочных базальтов [Магматические горные породы, 1985]; 3 – поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999]. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynton, 1984].

Спайдер-диаграммы, аккумулирующие информацию по редкоземельным, редким и петрохимическим компонентам, свидетельствуют о принадлежности протолитов безгранатовых амфиболитов в основном к комплексам срединно-океанических хребтов, показывая также участие обогащенных плюмовых систем типа OIB – повышенные содержания Nb и Ta, а также легких лантаноидов, как у базальтов Гавайских островов (рис. 3.2.5). Причем, как было отмечено выше, протолитами для безгранатовых амфиболитов пластин вблизи Чаган-Узунского массива (рис. 3.2.5 А) и Курайской степи (рис. 3.2.5 Б) послужили однотипные породы.

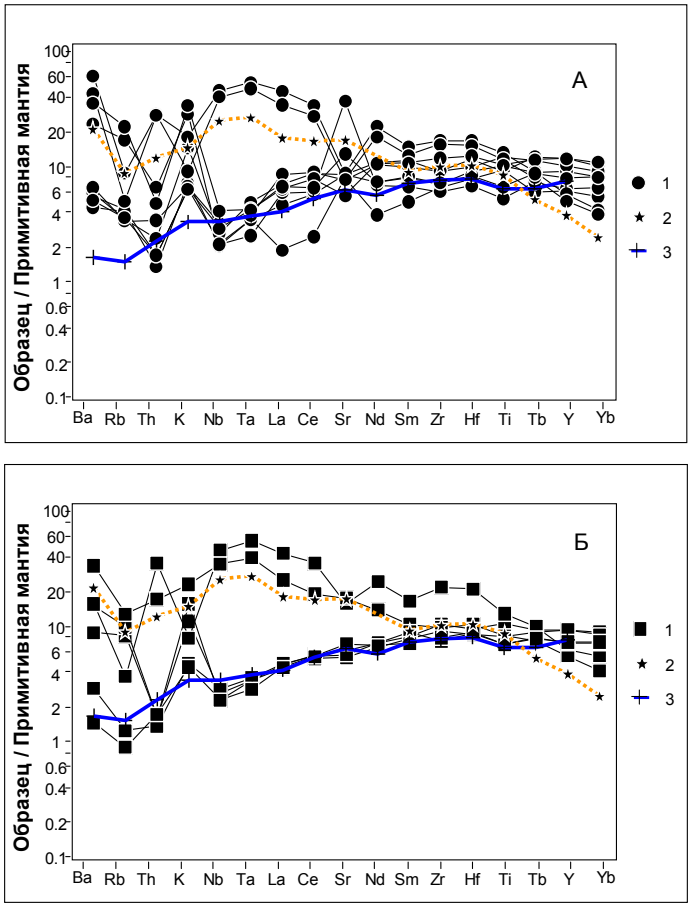


Рис. 3.2.5. Спайдер-диаграммы для безгранатовых амфиболитов Курайской зоны.

1 - безгранатовые амфиболиты пластин вблизи Чаган-Узунского массива (А) и Курайской степи (Б); 2 - базальты Гавайских островов промежуточного (между толеитами и щелочными) состава [Соболев. Никогосян, 1994]; 3 – нормальные базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB) [Saunders. Tarney, 1984]. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1991].

3.2.4. Условия формирования

Принадлежность безгранатовых амфиболитов к «метаморфической подошве» Чаган-Узунских офиолитов была отмечена ранее [Добрецов и др., 1992].

Амфиболиты приурочены к Чаган-Узунскому офиолитовому массиву и состоят в основном из амфибола и плагиоклаза.

Исследования составов амфиболов показали преобладание кальцевых амфиболов и позволили оценить давления процессов формирования безгранатовых амфиболитов. Расчеты по минералогическим барометрам [Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; и другие] показали достаточно высокие параметры процессов (5.2-9 кбар) (табл. 3.2.5), практически совпадающие с результатами расчетов давлений с помощью этих же барометров (на основе данных по амфиболам, взятых из работы [Soret et al., 2017]) для «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл в Омане – 5.1-8.6 кбар (рис. 3.2.6). Использование более современных минералогических барометров [Yavuz, 2007] приводит фактически к тем же самым параметрам формирования безгранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива - 5.4-9.0 кбар. Необходимо также отметить, что в статье [Soret et al., 2017] по данным авторов пик метаморфизма при формировании «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл соответствует 9-10 кбар, что вполне согласуется с нашими максимальными результатами как для Омана, так и для Чаган-Узуна. Расчеты с помощью THERMOCALC (версия 3.21; [Holland, Powell, 1989]) дали близкие P-T параметры кристаллизации парагенезисов безгранатовых амфиболитов − 482-539°C, 5.5-7.6 кбар. (табл. 3.2.5).

Расчеты на основе данных по составам центральных и краевых частей амфиболов показали увеличение давления (от 7.1-7.4 до 7.6-8.4 кбар) в ходе кристаллизации минералов безгранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива. Это свидетельствует о прогрессивном метаморфизме образования амфиболитов.

Таблица 3.2.5. Результаты расчетов P-T параметров формирования метаморфических пород Курайской зоны.

№	Комплекс	Минералы	Давление кбар	Температура °C	Барометр -Термометр
7	Безгранатовые амфиболиты	Амфибол	**5.2-9**	-	Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Yavuz, 2007
8	Безгранатовые амфиболиты	Парагенезис	**5.5-7.6**	**482-539**	Thermocalc

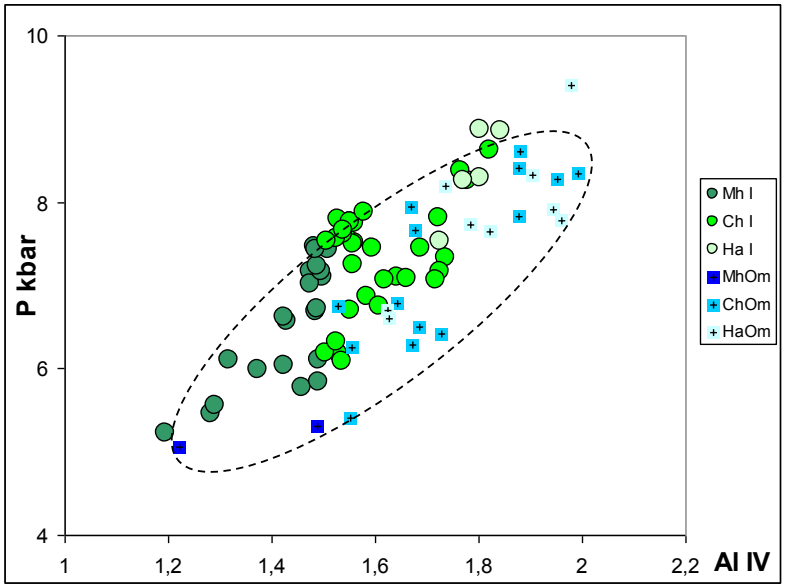


Рис. 3.2.6. Соотношение давления и содержания алюминия в амфиболах из безгранатовых амфиболитов

Амфиболы из безгранатовых амфиболитов Курайской аккреционной зоны (I): магнезиальные (Mh), чермакитовые (Ch) и гастингситовые (Ha) роговые обманки. Амфиболы из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман (Om): магнезиальные (Mh), чермакитовые (Ch) и гастингситовые (Ha) роговые обманки [Soret et al., 2017]. Al IV – алюминий в четверной координации.

На рис. 3.2.6. хорошо видна взаимосвязь давления и состава амфиболов безгранатовых амфиболитов. В последовательной смене роговых обманок от магнезиальных к чермакитовым (и далее к гастингситовым) давление отчетливо растет. Подобная взаимосвязь характерна и для амфиболов из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл.

Проведенный автором петрохимический анализ показал, что протолитами рассмотренных амфиболитов были породы состава базальтов нормальной щелочности, соответствующие по соотношению TiO_2 – FeO/MgO базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) (рис. 3.1.7-3.1.9). Данные по редким и редкоземельным элементам свидетельствуют о преобладании нормального магматизма срединно-океанических хребтов типа N-MORB, на фоне которого присутствуют обогащенные плюмовые магматические системы (типа OIB) внутриплитных океанических островов (рис. 3.1.10-3.1.11, 3.2.4-3.2.5). Эта ситуация похожа на современную обстановку в Южной Атлантике, где структуры срединно-океанических хребтов с магматизмом N-MORB пронизываются локальной глубинной «струей» с расплавами типа OIB острова Буве

[Пейве и др., 1994; Симонов, Колобов, 1995; Симонов и др., 2000; Пейве, 2002; Simonov et al., 1996].

В целом, по аналогии с офиолитами Омана, можно предполагать, что рассмотренные нами безгранатовые амфиболиты являются частью «метаморфической подошвы» Чаган-Узунских офиолитов, формировавшейся при движении офиолитовых пластин. Эти выводы хорошо согласуются с опубликованными ранее данными [Добрецов и др., 1992].

3.2.5. Возраст

Образцы безгранатовых амфиболитов на возраст отбирались в районе р. Арыджан к западу от Чаган-Узунского массива. По составу амфиболы относятся к кальциевым. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст амфиболов, составивший 571 ± 4 и 580±6 млн лет (рис. 1.2.1, 3.2.7, табл. 3.1.12) (Обр. 97-128, 97-128-1, новые данные), совпадает с возрастом регрессивного метаморфизма Чаган-Узунского массива (рис. 3.1.18).

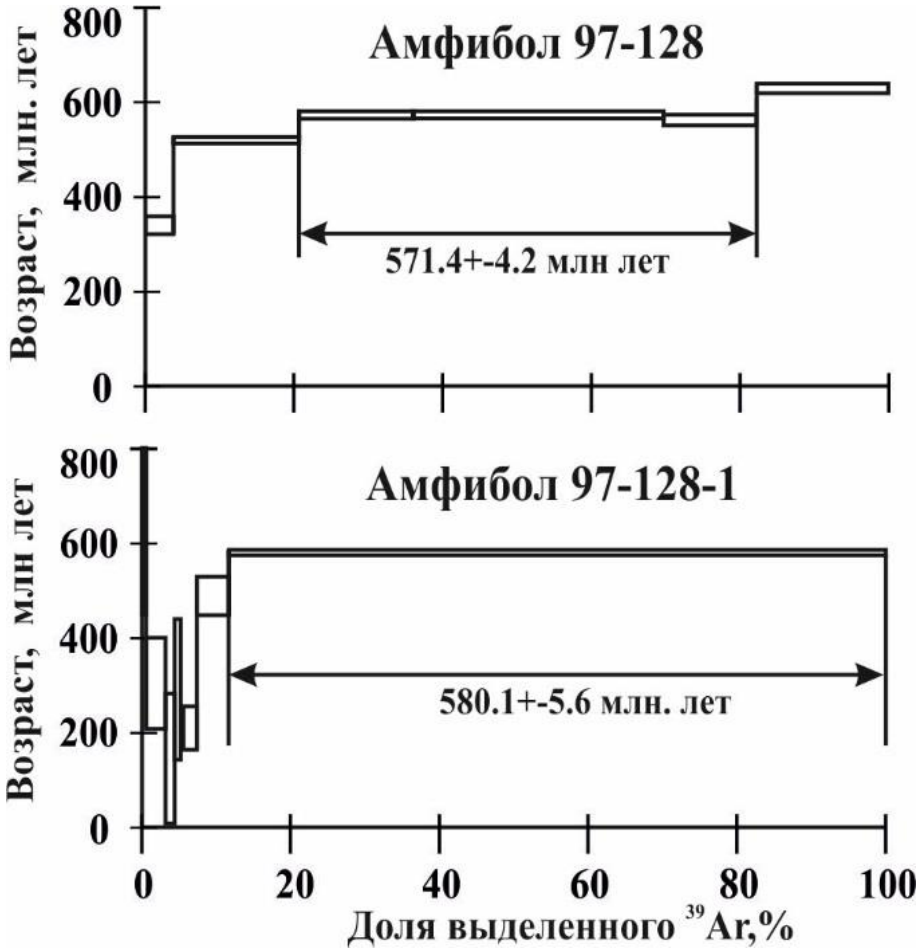


Рис. 3.2.7. Возрастные $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектры для амфиболов из безгранатовых амфиболитов Курайской аккреционной зоны.

В нижней пластине вблизи Чаган-Узунского массива исследуемые амфиболиты прорваны дайковыми и жильными телами катаклазированных плагиогранитов, мощностью до 2 метров (простирание даек на запад) (рис. 3.2.8). На контакте с плагиогранитами сформированы узкие зоны биотизации. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов по трем измерениям определен как 604±5 млн лет (Обр. Б-11-110; новые данные, SHRIMP II, ВСЕГЕИ) (рис. 3.2.10) и по семи измерениям, как 603.8±3 млн лет

(Обр. Б-16-182; новые данные, CAMECA IMS1280-HR, г.Гуанчжоу, Китай) (рис. 3.2.11). Ar-Ar возраст амфибола из биотит-амфиболовых сланцев на контакте с плагиогранитами − 598.7±10 (Обр. Б-13-42-1; новые данные, аналитик А.В. Травин, ИГМ СО РАН) (рис. 3.2.9). Таким образом, возраст пластины амфиболитов в основании Чаган-Узунского офиолитового массива должен быть древнее, чем возраст прорывающих ее даек, то есть древнее 604 млн. лет.

Рис. 3.2.8. Фотографии дайковых тел плагиогранитов в пластине амфиболитов вблизи Чаган-Узунского массива.

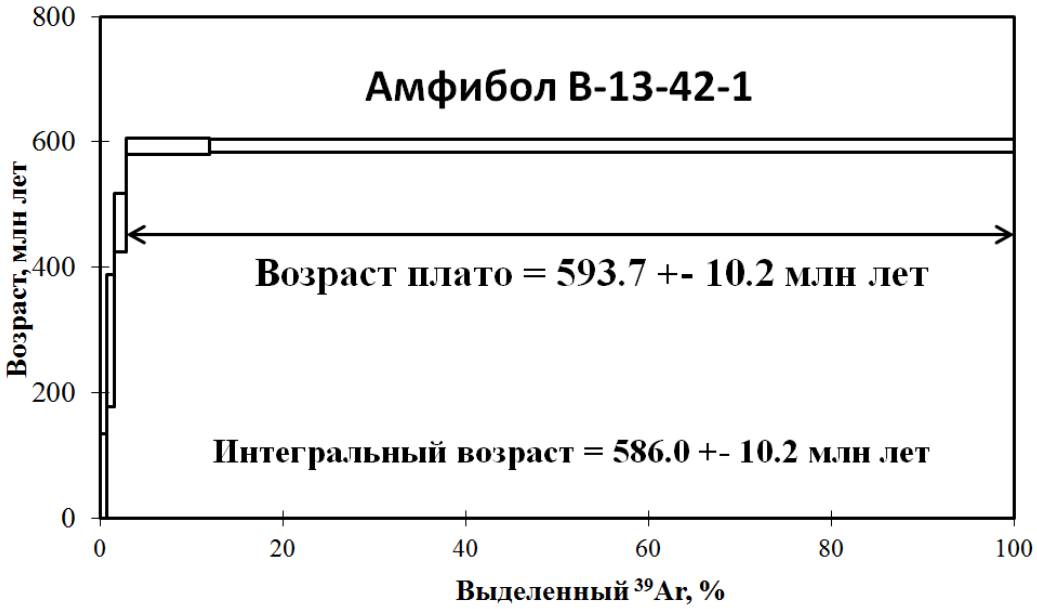


Рис. 3.2.9. Возрастной $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектр для амфибола из биотит-амфиболовых пород.

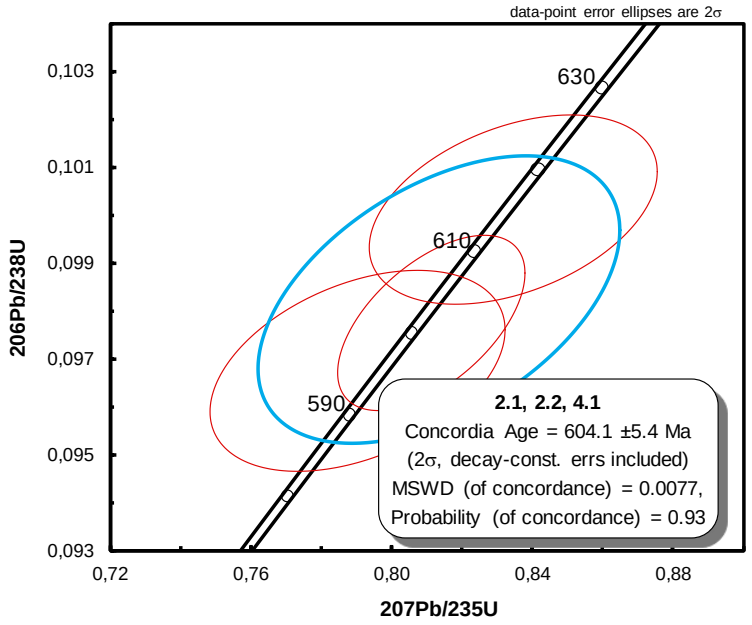


Рис.3.2.10. U-Pb диаграммы с конкордиями для цирконов из плагиогранитов (Обр. Б-11-110; новые данные, SHRIMP II, ВСЕГЕИ).

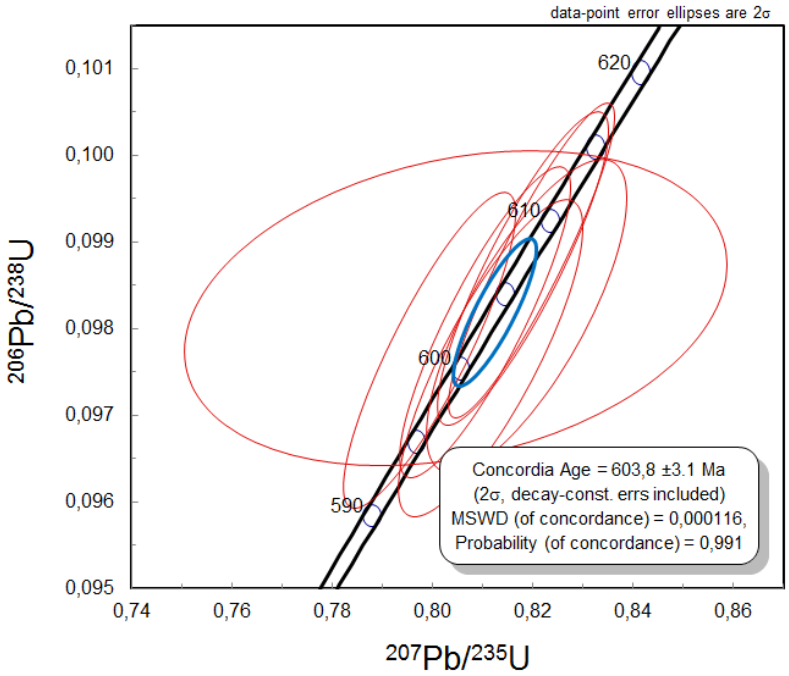


Рис.3.2.11. U-Pb диаграммы с конкордиями для цирконов из плагиогранитов (Обр. Б-16-182; новые данные, CAMECA IMS1280-HR, г. Гуанчжоу, Китай)

3.3. Комплекс гранат-пироксен-амфиболовых пород

В безгранатовых амфиболитах Курайской зоны присутствуют линейные участки, обогащенные гранатом и пироксеном. По этим признакам они явно отличаются от вмещающих равномернозернистых и с простым минеральным составом (амфибол + плагиоклаз) амфиболитов и поэтому были выделены нами в отдельный комплекс, включающий гранат-клинопироксен-амфиболовые породы с послойными, линзовидными и секущими телами плагиогранитов. Слабая плагиомигматизация в амфиболитах была отмечена ранее Н.И. Гусевым (1991). Плагиогранитная мигматизация, проявленная в гранатовых амфиболитах, рассматривалась и в последующих работах [Гусев и др., 2012].

3.3.1. Геологическая позиция и петрографические особенности

В западном обрамлении Чаган-Узунского офиолитового массива (примерно в 4 километрах вниз по течению р. Чуя от массива) в безгранатовых амфиболитах вблизи ультрабазитов наблюдаются линейные зоны гранатовых амфиболитов и гранат-пироксен-амфиболовых пород, ассоциирующих с плагиогранитами (рис. 3.3.1). Мощность зон достигает несколько сотен метров. Гранат-пироксен-амфиболовые породы имеют неоднородное строение, обусловленное разнообразным сочетанием лейкократовых и меланократовых участков.

Темноцветные части состоят из граната (размером до 3 сантиметров), амфибола, плагиоклаза, клинопироксена (до 30%) (рис. 3.3.2 А, Б**)**. Также присутствует эпидот. Вокруг граната видны новообразованные плагиоклазовые каймы. Текстура породы полосчатая, гнейсовидная. В дальнейшем (с целью отличия от гранатовых амфиболитов, рассмотренных в предыдущих разделах) мы используем для таких пород термин гранат-пироксен-амфиболовые породы. Светлые участки представлены плагиогранитами.

По степени обособленности плагиогранитов выделяются следующие типы (рис. 3.3.1): 1) послойные плагиограниты, мощностью от 1 до 30 сантиметров, состоящие из плагиоклаза (60%), кварца (25-30%) и граната (10-15%); 2) линзовидные тела, мощностью до 30 сантиметров, состоящие из плагиоклаза (70%), кварца (20-30%) и, в меньшей степени, роговой обманки (0-10%), иногда граната; 3) секущие полосчатость и сланцеватость плагиограниты, мощностью до 3 метров, по составу аналогичные второму типу (рис. 3.3.2 В).

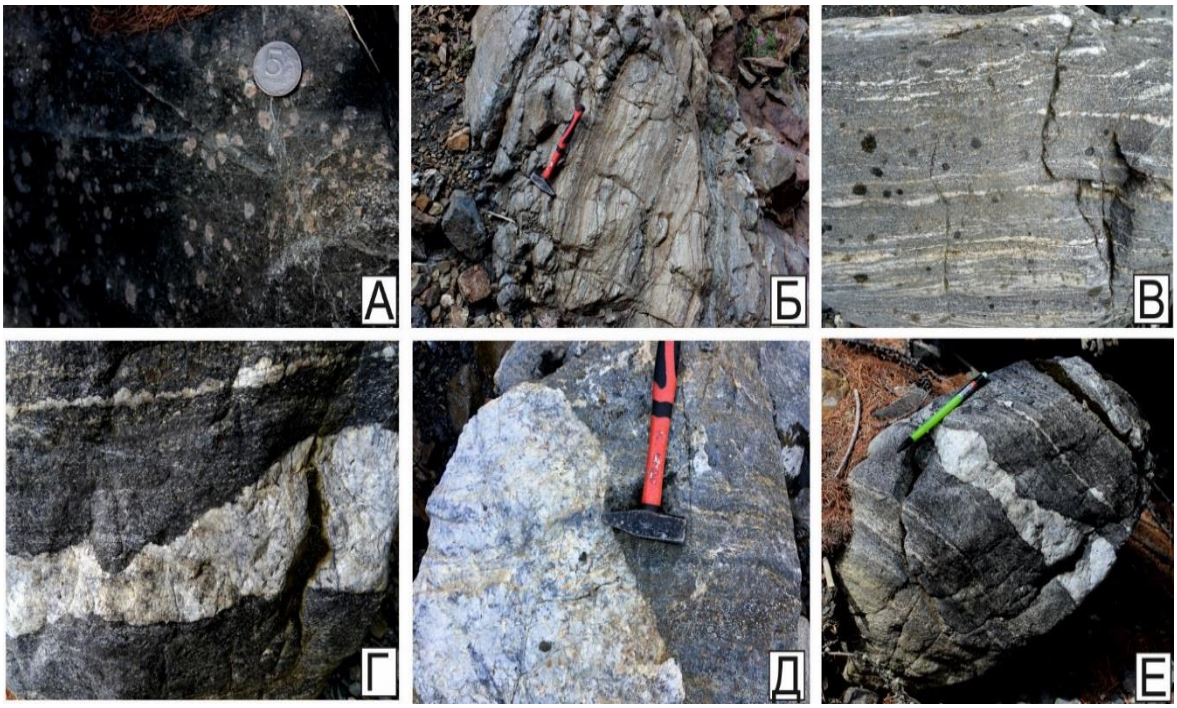
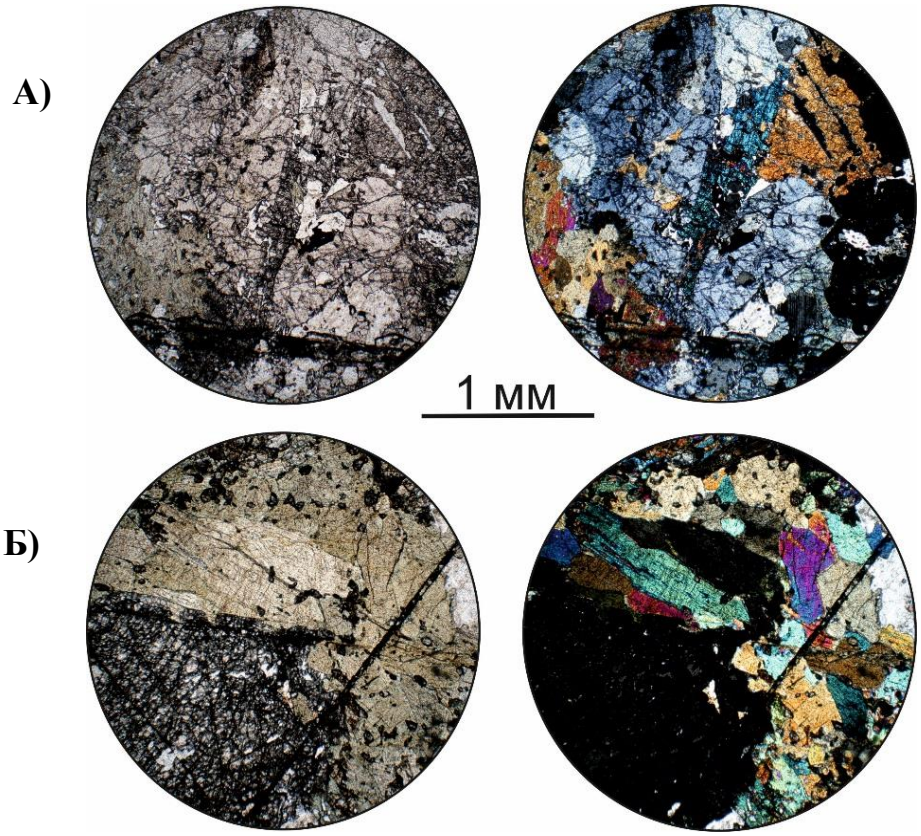


Рис. 3.3.1. Взаимоотношения амфиболитов и мигматитов: гранат-клинопироксен-амфиболовые породы (А); послойные плагиограниты (Б, В); линзообразные плагиограниты (Г, Е); секущие плагиограниты (Д)



В)

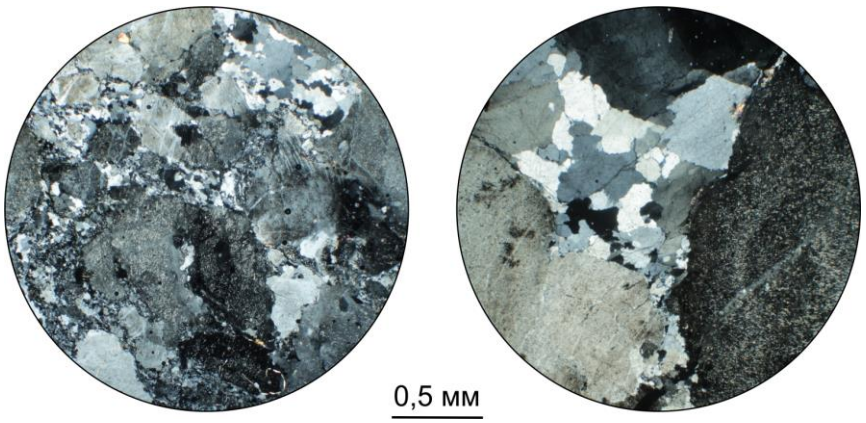


Рис. 3.3.2. Фотографии шлифов гранат-пироксен-амфиболовых пород (А, Б) (справа - николи +) и плагиогранитов (В) (николи +) Курайской зоны

А, Б: Структура пород крупнозернистая, гранобластовая. Текстура – массивная, полосчатая. Минеральный состав: гранат – 20-30 %, амфибол – 30-50 %, клинопироксен – 10-30 %, плагиоклаз – 10-20 %, эпидот до 10 %.

В: Структура пород крупнозернистая. Текстура – массивная. Минеральный состав: плагиоклаз – 60-70%, кварц – 20-30%, роговая обманка – 0-10%, иногда гранат.

3.3.2. Минералогия

Были проанализированы составы амфиболов, плагиоклазов, гранатов, и клинопироксенов из гранат-пироксен-амфиболовых пород (табл. 3.3.1 - 3.3.4).

Амфиболы. Результаты анализов амфиболов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны приведены в таблице 3.3.1.

Таблица 3.3.1. Представительные анализы (мас. %) амфиболов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Cr_2O_3	MnO	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Mg#
1	91	43.37	0.69	12.77	0.07	0.09	16.51	9.14	11.39	1.57	0.91	96.51	0.53
2	92	43.87	0.57	11.92	0.07	0.07	15.92	9.79	11.24	2.04	0.70	96.20	0.55
3	94	43.75	0.69	13.20	0.05	0.08	15.49	9.33	11.58	1.43	0.86	96.46	0.53
4	99	43.20	0.66	13.03	0.04	0.09	16.21	9.28	11.28	2.06	0.81	96.65	0.53
5	102	42.97	0.53	13.08	0.05	0.14	17.71	8.32	11.19	1.86	0.76	96.60	0.49
6	103	44.42	0.44	11.13	0.03	0.11	16.93	9.47	11.34	1.81	0.62	96.30	0.52
7	113	43.59	0.55	12.32	0.02	0.05	15.85	9.76	11.26	1.99	0.70	96.09	0.55
8	118	44.51	0.43	11.81	0.02	0.05	15.48	10.17	11.32	1.89	0.62	96.30	0.57
9	120	43.02	0.64	13.03	0.05	0.06	16.05	9.22	11.24	1.90	0.82	96.03	0.53
10	121	43.07	0.63	13.19	0.02	0.05	16.07	9.30	11.20	2.09	0.79	96.41	0.53
11	123	44.20	0.35	11.50	0.02	0.12	17.39	9.00	11.33	1.65	0.65	96.21	0.51

Примечание. Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn). Fe_{tot} – общее железо.

Исследование амфиболов из гранат-пироксен-амфиболовых пород показало, что по номенклатуре [Leake et al., 1997], обладая значениями Na_B меньше 0.5 (0.13-0.24), все они относятся к кальциевым амфиболам. Преобладают магнезиальные роговые обманки. Присутствуют также эденитовые, чермакитовые и паргаситовые роговые обманки.

На серии диаграмм, показывающих зависимость отдельных компонентов от магнезиальности, хорошо видно, что амфиболы из гранат-пироксен-амфиболовых пород располагаются в поле амфиболов из метагаббро и амфиболитов района трансформного разлома Вима (Срединно-Атлантический хребет), а также в поле амфиболов океанического этапа метаморфизма. При этом они находятся между двумя группами амфиболов из безгранатовых амфиболитов, что свидетельствует о сходстве условий их формирования в океанической обстановке (рис. 3.3.3).

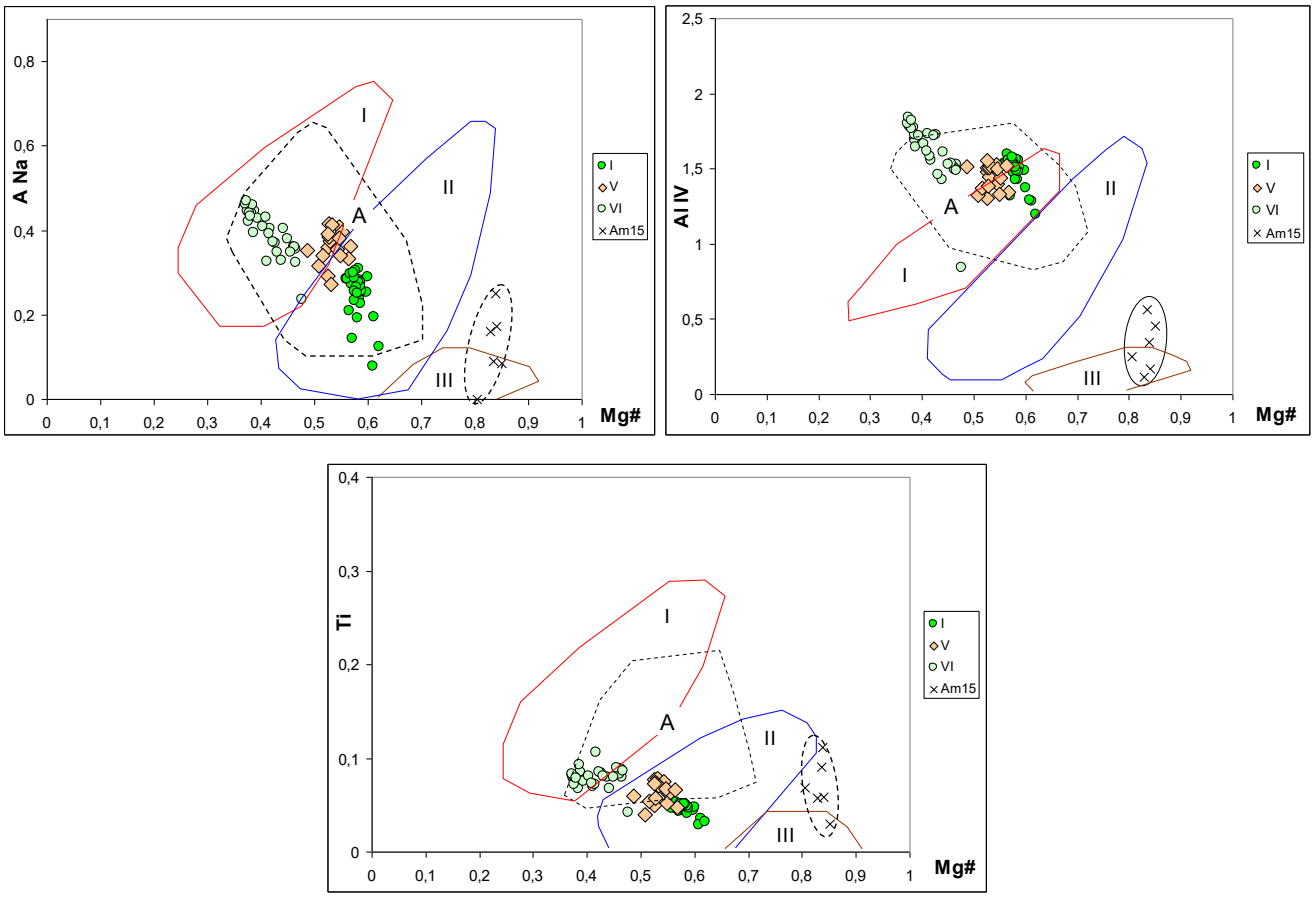


Рис. 3.3.3. Составы амфиболов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

Амфиболы: из гранат-пироксен-амфиболовых пород (V), из безгранатовых амфиболитов пластин Курайской степи (I) и вблизи Чаган-Узунского массива (VI), из флазергаббро (амфиболитов) Срединно-Атлантического хребта в районе разлома 15°20' (Am15) [Симонов и др., 1999]. Поля составов: А - амфиболы из амфиболитов и метагаббро Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Вима (использованы неопубликованные анализы образцов, отобранных во время морских экспедиций при непосредственном участии научного руководителя, а также данные из работы [Пейве и др., 2001]); I - постмагматические роговые обманки; II – амфиболы океанического этапа метаморфизма; III – амфиболы регионального метаморфизма [Скляров, Добрецов, 1987]. Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn). Fe_{tot} – общее железо.

По соотношению (Na+K) – Al IV амфиболы из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны совпадают с данными по амфиболам из амфиболитов (Om 1) и из пород «метаморфической подошвы» (Om 2) офиолитов Семайл (Оман). При этом они находятся в тесной ассоциации с амфиболами из безгранатовых амфиболитов, располагаясь вдоль высокотемпературного тренда, в отличие от амфиболов из исследуемых гранатовых амфиболитов Курайской аккреционной зоны, находящихся на окончании высокобарического тренда (рис. 3.1.3).

Анализ плагиоклазов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Чаган- Узунского массива (табл. 3.3.2) показал преобладающие устойчивые значения анортитового компонента (14-18 %), совпадающие с данными по минералам из безгранатовых амфиболитов. Эти характеристики весьма низки и вряд ли соответствуют исходному составу, показывая, скорее всего, существенное развитие процессов альбитизации.

Таблица 3.3.2. Представительные анализы (мас. %) плагиоклазов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	An
1	50	64.68	0.00	22.29	0.13	0.01	3.12	9.96	0.08	100.26	14.69
2	51	64.52	0.00	22.38	0.01	0.01	3.28	9.94	0.09	100.24	15.34
3	52	64.20	0.01	22.10	0.03	0.00	2.94	9.99	0.10	99.37	13.91
4	53	66.31	0.01	20.32	0.19	0.00	1.06	10.17	0.09	98.16	5.42
5	54	63.55	0.01	22.80	0.01	0.00	3.64	9.71	0.09	99.81	17.08
6	55	63.92	0.01	22.71	0.06	0.02	3.44	9.57	0.08	99.80	16.50
7	56	63.99	0.01	22.78	0.00	0.00	3.46	9.15	0.08	99.47	17.21
8	57	64.17	0.01	22.29	0.02	0.00	3.29	9.87	0.11	99.76	15.46
9	58	63.69	0.01	22.80	0.05	0.00	3.79	9.56	0.08	99.99	17.89
10	59	63.96	0.00	22.59	0.04	0.00	3.43	9.65	0.07	99.74	16.35
11	60	63.89	0.00	22.66	0.03	0.00	3.58	9.79	0.06	100.01	16.76

В целом плагиоклазы гранат-пироксен-амфиболовых пород наиболее близки по своему составу к минералам из безгранатовых амфиболитов (рис. 3.1.4).

Анализ гранатов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Чаган-Узунского массива показал, что в их составе преобладает (45.5-57.5 %) альмандин, немного меньше (25-43 %) гроссуляра и существенно меньше (6.5-12 %) пиропа (табл. 3.3.3). В целом по соотношению миналов рассмотренные гранаты близки к гранатам из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман (рис. 3.3.4).

Таблица 3.3.3. Представительные анализы (мас. %) гранатов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Alm
1	109	37.55	0.09	21.02	0.02	25.44	0.78	4.13	9.54	0.06	0.00	98.63	54.62
2	110	37.81	0.05	21.04	0.02	22.88	0.85	2.07	14.27	0.07	0.00	99.06	49.34
3	125	38.00	0.04	20.89	0.04	22.38	0.78	1.91	14.83	0.05	0.01	98.93	48.17
4	119	37.94	0.12	20.63	0.10	22.15	0.63	1.87	15.84	0.03	0.00	99.31	46.07
5	120	37.34	0.13	20.60	0.03	22.84	0.55	1.96	15.58	0.05	0.00	99.08	46.22
6	121	37.99	0.12	20.71	0.07	22.04	0.69	1.93	15.83	0.04	0.00	99.42	45.82

7	122	37.90	0.14	20.84	0.04	22.13	0.90	1.85	15.90	0.04	0.00	99.74	45.77
8	123	37.80	0.10	20.75	0.02	22.09	0.91	1.81	16.05	0.02	0.00	99.56	45.32
9	124	38.16	0.05	21.00	0.00	22.81	0.57	2.04	15.35	0.04	0.00	100.02	47.53
10	125	37.95	0.08	20.97	0.03	22.42	0.59	1.88	15.66	0.04	0.01	99.63	47.07
11	126	37.86	0.09	20.82	0.04	22.28	0.54	1.89	15.89	0.02	0.00	99.43	46.38
12	128	37.84	0.06	20.88	0.11	22.29	0.52	1.89	15.58	0.02	0.01	99.20	47.22
13	129	38.30	0.04	21.12	0.01	22.61	0.52	1.91	15.28	0.03	0.00	99.82	48.08
14	130	38.39	0.05	21.22	0.05	22.81	0.52	1.86	15.51	0.02	0.00	100.42	48.08
15	131	38.09	0.12	21.04	0.04	22.44	0.52	1.91	15.76	0.03	0.00	99.95	47.01
16	132	38.23	0.09	21.13	0.08	22.15	0.75	1.77	15.80	0.02	0.01	100.02	46.88
17	133	38.68	0.08	21.29	0.09	22.26	0.74	1.74	16.01	0.04	0.00	100.92	46.77
18	134	38.40	0.11	21.22	0.13	22.34	0.71	1.71	15.86	0.03	0.00	100.52	47.25
19	135	37.70	0.08	20.82	0.01	22.40	1.21	1.40	15.86	0.04	0.00	99.52	46.67
20	136	37.76	0.07	20.92	0.02	22.56	0.82	1.89	15.28	0.06	0.00	99.38	47.34
21	137	37.68	0.05	20.81	0.03	22.38	0.81	1.89	15.36	0.04	0.00	99.05	47.03
22	138	37.44	0.12	20.86	0.02	26.80	1.85	3.08	9.78	0.08	0.00	100.03	55.56
23	139	37.64	0.13	20.83	0.03	27.04	2.24	2.43	9.79	0.04	0.00	100.17	57.47

Примечание. Alm – альмандиновый компонент, %.

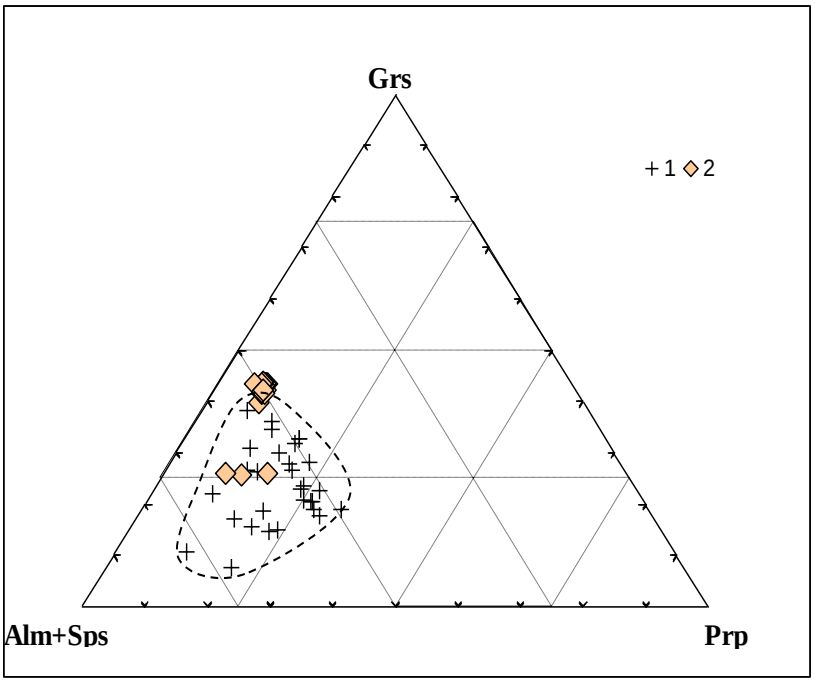


Рис. 3.3.4. Соотношение миналов в гранатах из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

Alm+Sps – альмандин + спессартин. Grs – гроссуляр. Prp – пироп. Гранаты из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман (1) [Soret et al., 2017] и из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны (2).

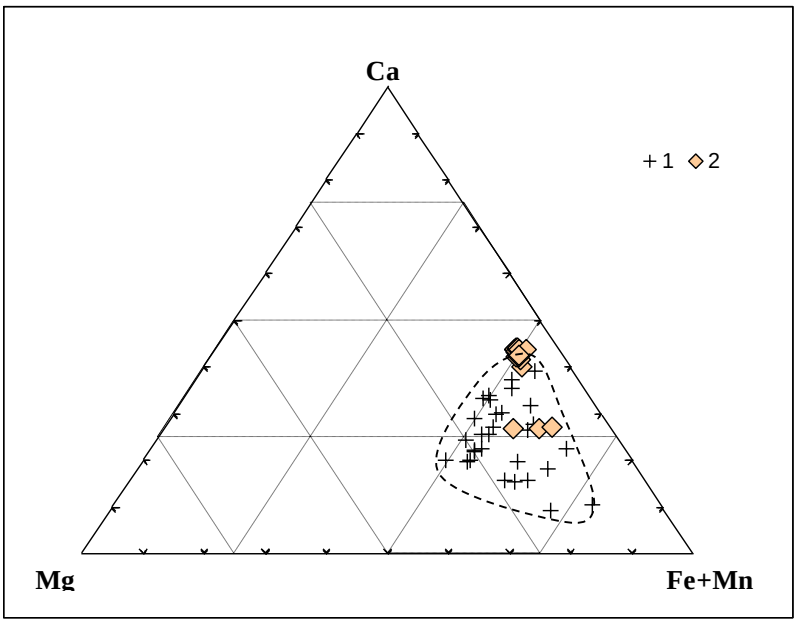


Рис. 3.3.5. Состав гранатов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.
Гранаты из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман (1) [Soret et al., 2017] и из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны (2).

По соотношению основных химических компонентов (Mg, Ca, Fe, Mn) гранаты из гранат-пироксен-амфиболовых пород также показывают сходство с гранатами из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман (рис. 3.3.5).

Клинопироксены, судя по низкому содержанию натрия (0.5-1.4 мас.% Na_2O, табл. 3.3.4), практически совпадающему с данными по клинопироксенам из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, относятся к Ca-клинопироксенам.

Об этом свидетельствуют данные на рис. 3.3.6, на котором изученные клинопироксены соответствуют фактически салитам, формируя единую группу с пироксенами из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, располагающуюся как в поле салитов, так и на границе с более кальциевыми разностями.

Сходство клинопироксенов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны и из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл хорошо видно на диаграмме Na – Mg# (рис. 3.3.7).

Таблица 3.3.4. Представительные анализы (мас. %) клинопироксенов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

№ п/п	№ анализа	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Cr_2O_3	MnO	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Mg#
1	95	52.27	0.09	2.89	0.04	10.39	0.06	10.48	21.90	1.36	0.00	99.48	0.64
2	96	52.06	0.05	2.27	0.03	10.20	0.08	10.84	22.19	1.15	0.00	98.87	0.65
3	97	52.54	0.05	1.88	0.05	9.68	0.06	11.39	22.58	0.93	0.01	99.18	0.68
4	98	52.82	0.05	1.88	0.01	9.72	0.09	11.53	22.68	1.03	0.00	99.80	0.68
5	100	52.93	0.03	1.30	0.02	9.66	0.07	11.77	23.00	0.79	0.00	99.57	0.68
6	101	52.39	0.02	1.35	0.01	9.96	0.08	11.59	22.88	0.84	0.00	99.11	0.67
7	104	52.47	0.04	1.49	0.01	9.62	0.10	11.71	22.82	0.87	0.01	99.14	0.68
8	105	52.47	0.05	2.04	0.02	9.79	0.07	11.22	22.48	1.07	0.00	99.21	0.67
9	107	52.47	0.09	2.22	0.02	9.61	0.03	11.30	22.20	1.14	0.00	99.08	0.68
10	111	52.57	0.01	0.71	0.03	10.27	0.15	11.68	23.52	0.60	0.00	99.54	0.67
11	112	52.02	0.02	1.47	0.05	10.09	0.13	11.28	22.73	0.75	0.03	98.57	0.67
12	117	52.61	0.01	0.83	0.04	9.94	0.05	11.63	23.59	0.51	0.00	99.21	0.68
13	122	52.51	0.02	1.11	0.01	9.69	0.10	11.53	23.00	0.71	0.00	98.68	0.68
14	126	52.94	0.06	1.88	0.01	9.43	0.05	11.29	22.89	0.91	0.00	99.46	0.68

Примечание. Mg# = Mg/(Mg+Fe).

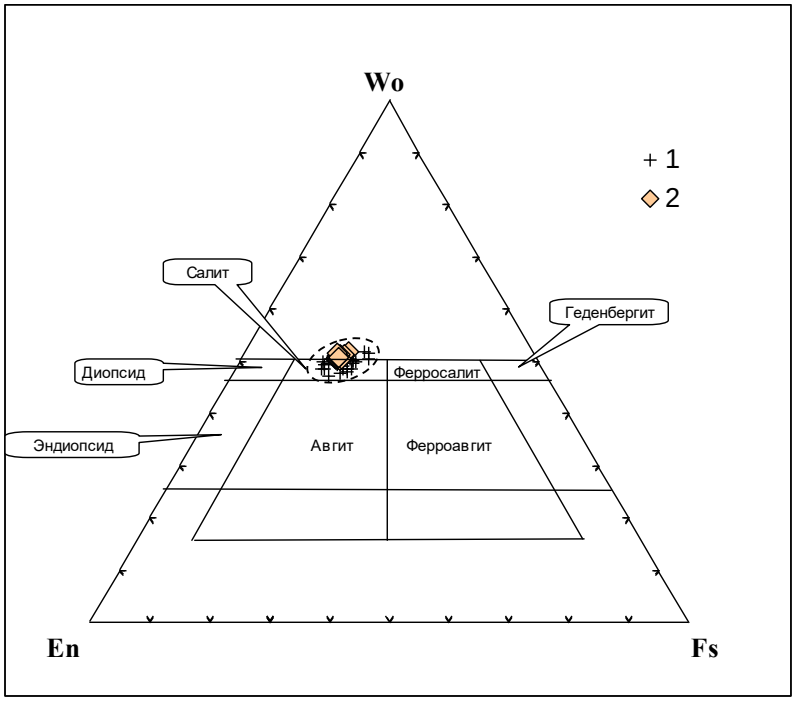


Рис. 3.3.6. Соотношение миналов в клинопироксенах из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

En – энстатит. Wo – волластонит. Fs – ферросилит. Клинопироксены из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман (1) [Soret et al., 2017] и из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны (2).

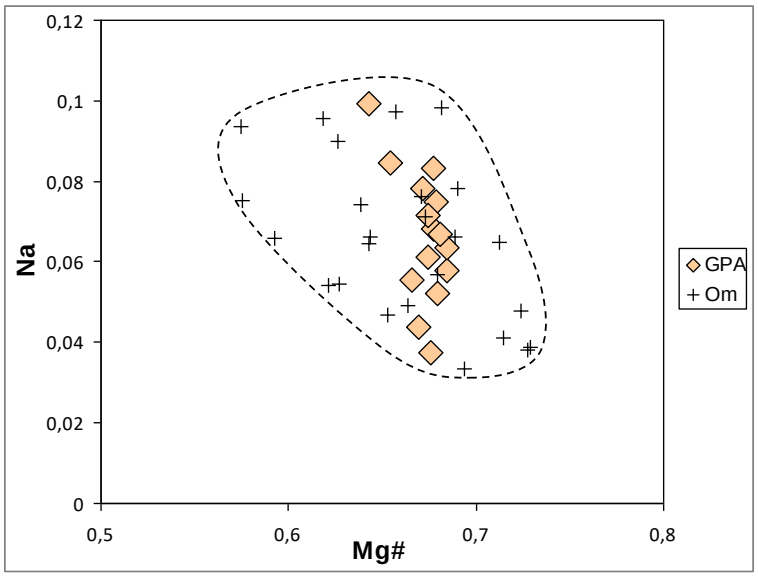


Рис. 3.3.7. Состав клинопироксенов из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

Клинопироксены из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман (Om) [Soret et al., 2017] и из гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны (GPA). Mg# = Mg/(Mg+Fe).

3.3.3. Вещественный состав - петрохимия и геохимия

В ходе исследований были получены новые данные о петрохимическом составе гранат-пироксен-амфиболовых пород и плагиогранитов Курайской зоны и о содержании в них редких и редкоземельных элементов. Результаты анализов приведены в таблицах 3.3.5 и 3.3.6. В связи с неравномерным строением этих пород (чередование лейкократовых и меланократовых участков) наблюдаются довольно значительные перепады в содержаниях основных химических компонентов.

Таблица 3.3.5. Представительные анализы (мас. %) гранат-пироксен-амфиболовых пород и плагиогранитов Курайской зоны.

№ п/п	№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
1	Б-16-197	48.02	2.06	14.14	15.17	0.30	5.33	11.65	1.88	0.39	0.14	0.47	99.54
2	Б-16-198/1	57.96	0.80	15.99	8.33	0.20	3.24	6.06	4.70	0.58	0.21	0.92	99.00
3	Б-16-199	54.69	0.64	10.15	10.85	0.15	10.14	8.88	1.73	0.61	0.19	0.94	98.98
4	Б-16-200	51.80	0.37	5.21	8.59	0.29	16.16	14.23	0.85	0.23	0.09	0.85	98.68
5	Б-16-202	48.13	1.89	13.59	13.39	0.19	5.66	13.46	2.53	0.21	0.15	0.63	99.84
6	Б-16-204	53.40	0.94	15.23	9.14	0.20	4.70	10.98	2.38	0.71	0.28	1.36	99.31
7	Б-16-205	52.30	0.89	14.99	8.07	0.17	3.83	15.98	0.32	0.54	0.37	1.95	99.40
8	Б-16-198	50.02	1.78	15.48	11.83	0.19	5.07	7.79	3.69	0.77	0.43	2.69	99.75
9	Б-16-201	73.80	0.12	15.23	1.35	0.02	0.13	1.14	7.05	0.55	0.04	0.65	100.10
10	Б-16-206	77.14	0.05	12.86	1.14	0.01	0.22	1.17	5.95	0.29	0.01	0.61	99.50

Примечание. 1-8 – гранат-пироксен-амфиболовые породы, 9-10 – плагиограниты.

Особенности петрохимического состава гранат-пироксен-амфиболовых пород рассмотрены с помощью диаграмм, приведенных на рис. 3.1.7 - 3.1.11.

На диаграмме Na_2O+K_2O – SiO_2 точки составов гранат-пироксен-амфиболовых пород приурочены к области пород с нормальной щелочностью и располагаются в основном в поле базальтов. В то же время (в связи с неравномерной структурой пород) присутствуют андезибазальты (рис. 3.1.7) и разновидности с более высокими содержаниями SiO_2. В отличие от рассмотренных выше других метаморфических комплексов гранат-пироксен-амфиболовые породы основного состава по соотношению MgO и SiO_2 соответствуют преимущественно нормальным базальтам с относительно не высокими значениями магния (рис. 3.1.8). Для гранат-пироксен-амфиболовых пород (также как для рассмотренных гранатовых амфиболитов) характерны более высокие значения отношения FeO/MgO, чем для безгранатовых разностей. В то же время (в связи

с неравномерной структурой пород) присутствуют разновидности с пониженными (менее 1 мас.%) содержаниями титана (рис. 3.1.9).

Таблица 3.3.6. Представительные анализы содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в гранат-пироксен-амфиболовых породах и плагиогранитах Курайской зоны.

№п/п №образца	1 Б-16-197	2 Б-16-199	3 Б-16-200	4 Б-16-202	5 Б-16-204	6 Б-16-205	7 Б-16-201	8 Б-16-206
Rb	2.9	7.3	2.6	3.0	7.6	5.4	12.5	5.4
Sr	174	104	116	504	693	358	456	358
Y	42	13	8	73	29	2	1	2
Zr	94	62	40	188	123	71	29	71
Nb	2.4	2.9	2.1	4.6	6.7	0.2	0.1	0.2
Ba	78	82	26	96	187	130	123	130
La	3.0	2.2	1.8	6.7	17.2	2.0	0.4	2.0
Ce	10.3	6.9	5.0	21.4	35.8	4.1	1.0	4.1
Pr	1.90	1.05	0.84	4.00	4.42	0.52	0.11	0.52
Nd	10.6	5.2	4.1	21.3	17.8	1.9	0.5	1.9
Sm	3.5	1.5	1.2	7.3	4.2	0.5	0.1	0.5
Eu	1.25	0.51	0.63	2.56	1.30	0.10	0.04	0.10
Gd	5.2	1.9	1.2	10.5	4.4	0.4	0.1	0.4
Tb	1.00	0.36	0.22	1.90	0.81	0.05	0.02	0.05
Dy	6.7	2.3	1.4	12.8	4.8	0.3	0.1	0.3
Ho	1.50	0.48	0.30	2.62	0.99	0.08	0.03	0.08
Er	4.4	1.3	0.9	7.6	2.9	0.2	0.1	0.2
Tm	0.69	0.19	0.12	1.13	0.45	0.04	0.01	0.04
Yb	4.3	1.1	0.7	7.1	2.7	0.2	0.1	0.2
Lu	0.63	0.17	0.11	1.10	0.40	0.03	0.01	0.03
Hf	2.6	1.7	1.0	5.5	3.3	1.9	0.8	1.9
Ta	0.18	0.21	0.18	0.36	0.51	<0.05	<0.05	<0.05
Th	0.12	0.60	0.24	0.30	2.45	0.27	0.06	0.27
U	0.15	0.09	0.18	0.30	0.99	0.24	0.06	0.24

Примечание. 1-6 – гранат-пироксен-амфиболовые породы, 7-8 – плагиограниты.

Гранат-пироксен-амфиболовые породы Курайской зоны на диаграмме Nb/Y – Zr/Y располагаются в поле магматических систем без плюмового источника и (также как и безгранатовые амфиболиты) разделяются на две группы. Часть находится в поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. В то же время присутствуют обогащенные ниобием и цирконием породы, приуроченные к границе поля N-MORB (рис. 3.1.10).

«Океанический» характер гранат-пироксен-амфиболовых пород подтверждается и по соотношению Zr/Nb – Nb: на рис. рис. 3.1.11 точки составов этих пород располагаются в поле базальтов срединно-океанических хребтов.

По распределению редкоземельных элементов гранат-пироксен-амфиболовые породы можно разделить на три типа: 1. Графики (с понижением роли легких лантаноидов), наиболее близкие к N-MORB; 2. Спектры с повышением роли легких лантаноидов, располагающиеся в поле E-MORB; 3. Графики с пониженными в целом значениями редкоземельных элементов, характерные для образцов с повышенным содержанием (до 16 мас.%) магния (обр. Б-16-199, 200) (рис. 3.3.8).

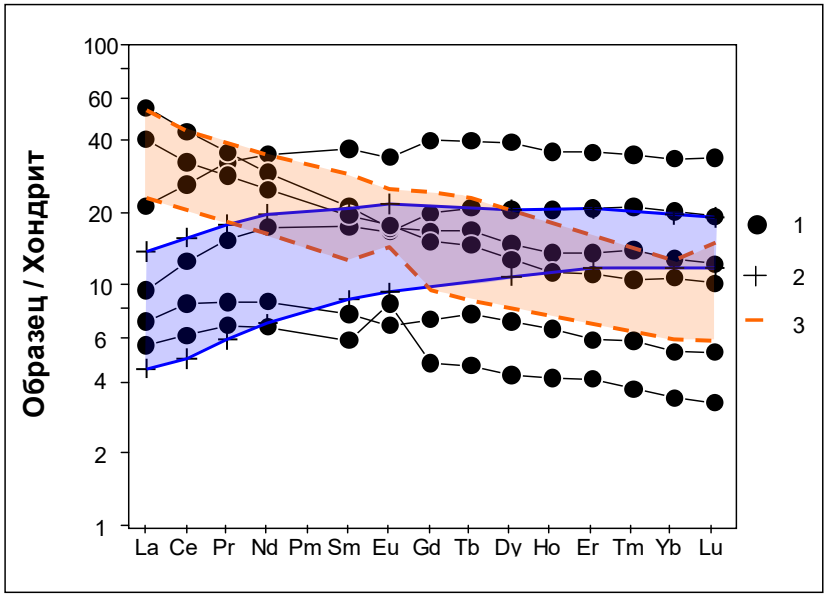


Рис. 3.3.8. Распределение редкоземельных элементов в гранат-пироксен-амфиболовых породах Курайской зоны.

1 - гранат-пироксен-амфиболовые породы; 2 - поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB); 3 – поле обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999]. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynton, 1984].

Согласно распределению редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграмме практически все изученные образцы гранат-пироксен-амфиболовых пород разделяются на две основные группы: 1. С графиками, близкими к спектру нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. 2. Обогащенные разности с относительно повышенными содержаниями Nb, Ta, La, Ce, Sr, согласующиеся с графиком E-MORB (рис. 3.3.9).

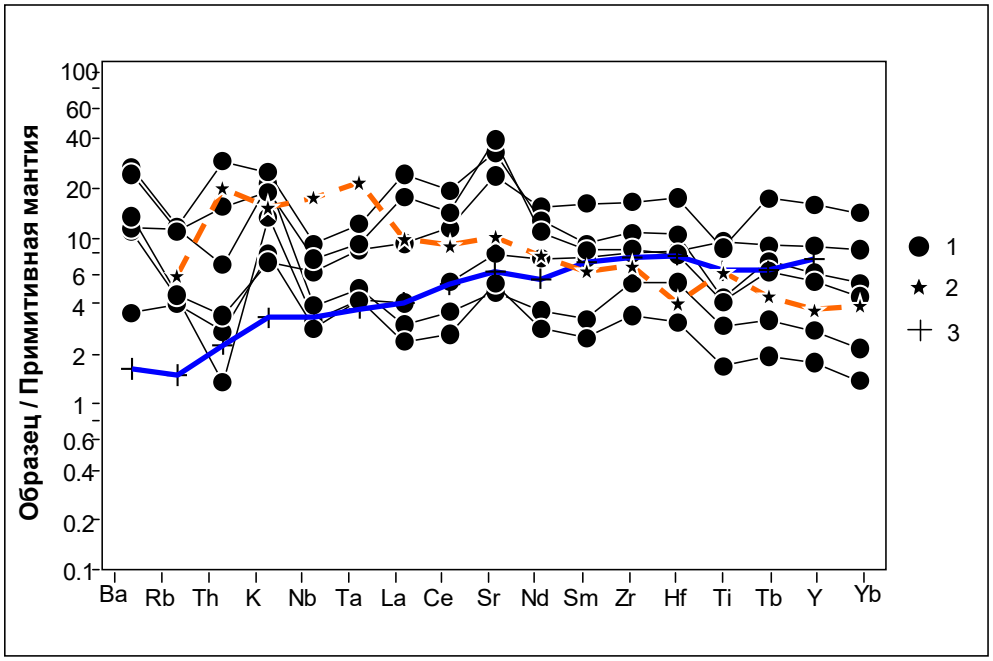


Рис. 3.3.9. Спайдер-диаграммы для гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

1 - гранат-пироксен-амфиболовые породы; 2 – спектр обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB); 3 - график нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) [Saunders, Tarney, 1984]. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1991].

Для гранатсодержащих плагиогранитов из секущих и линзовизных тел характерны высокие содержания SiO_2 = 73.4-77.1%; Na_2O= 6.0-7.1 и низкие содержания K_2O=0.3-0.7. Для пород характерны крайне низкие концентрации редких и редкоземельных элементов кроме Sr ($\sum_{РЗЭ}$=2.6-10.4 г/т, Zr+Ce+Y=31-77.4 г/т). Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на хондрит С1 [Sun, McDonough, 1989], имеют отрицательный наклон с отсутствующей или слабопроявленной Eu-аномалией. (рис. 3.4.5. А, Б). Мультиэлементные спектры распределения, нормированные на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989] имеют пилообразный вид, отмечаются положительные аномалии K, Sr, Zr, Hf и отрицательные – Th, Nb. Особенности вещественного и минерального состава плагиогранитов указывают, на то, что для их источника характерны крайне низкие содержания K_2O, редких и редкоземельных элементов. Наиболее вероятно, что данные плагиограниты являются результатом частичного плавления базальтов, отвечающих по составу MORB-типу. Высокие содержания SiO_2 (73-77 мас. %), а также крайне низкие объёмы тел могут указывать на низкие степени плавления субстрата. Сопоставление петрохимических составов

плагиогранитов с результатами экспериментальных работ по плавлению низкокалиевых базальтов [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995; Lopes, Castro, 2001] показало, что наиболее близкие составы, были получены при плавлении низкокалиевого оливинового толеитового базальта при 16 кбар и 980-1000 ºС.

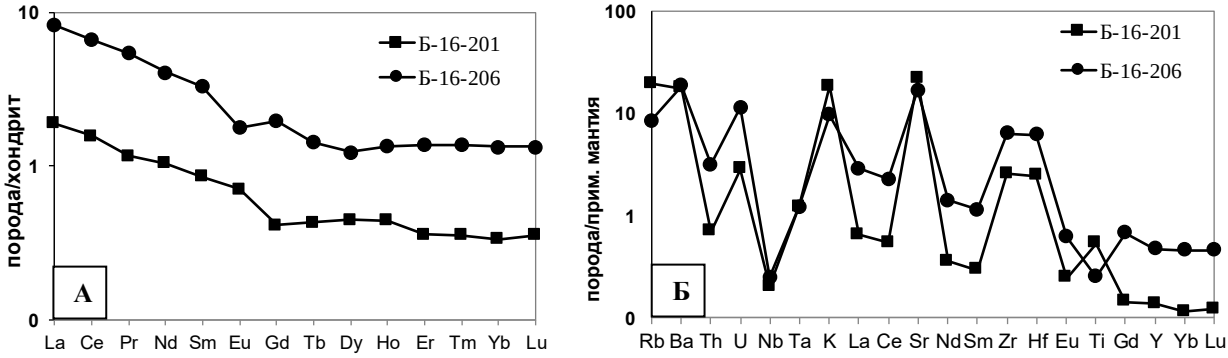


Рис. 3.3.10. Распределение редких и редкоземельных элементов в плагиогранитах Курайской зоны.

При нормировании использован состав примитивной мантии и хондрита по [Sun, McDonough, 1989]

3.3.4. Условия формирования

Сравнение геолого-петрологических характеристик комплекса гранат-пироксен-амфиболовых пород и ассоциирующих с ними плагиогранитов с данными по эталонным объектам показало, что подобные ассоциации описаны в составе «метаморфической подошвы» хорошо известных офиолитов Семайл в Омане [Soret et al., 2017]. На рис. 3.3.11 видно сходство внешнего облика гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны (A, B, E) и «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман (c, f).

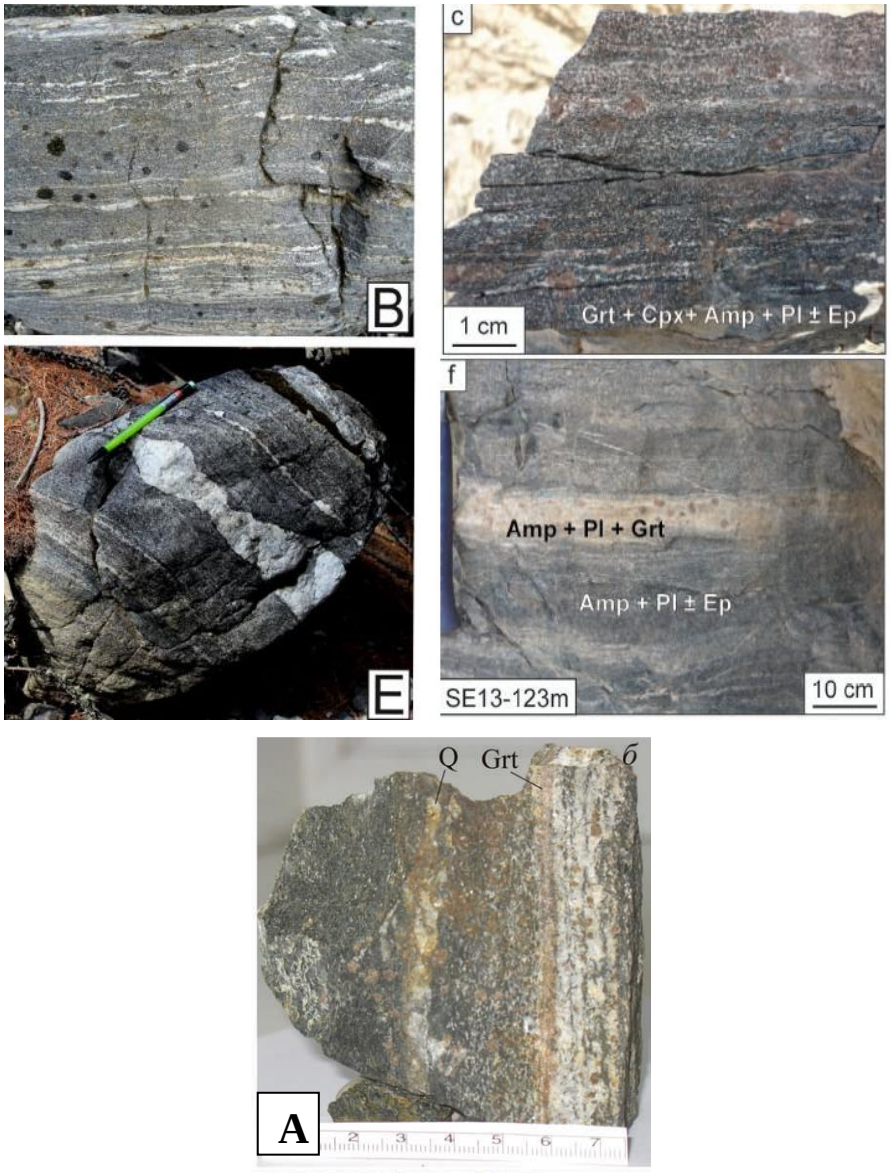


Рис. 3.3.11. Сравнение внешнего облика гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны (B, E (собственные фотографии), A (взято из работы [Гусев и др., 2012] и «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман (c, f) [Soret et al., 2017].

Породы имеют полосчатую текстуру с хорошо выраженными лейкократовыми и меланократовыми участками. Меланократовые участки состоят из Grt+Cpx+Amp+Pl±Ep, лейкократовые представлены Q+Pl±Amp, Grt. Необходимо отметить, что кроме внешнего сходства с «метаморфической подошвой» офиолитов Семайл гранат-пироксен-амфиболовые породы Курайской зоны также обладают сходным набором минералов.

Микрозондовые исследования показали, что гранат-пироксен-амфиболовые породы содержат кальциевые амфиболы (с низкими значениями Na_B), близкие по своему составу к амфиболам безгранатовых амфиболитов, но резко отличающиеся от амфиболов (в основном барруазитов) из исследованных гранатовых амфиболитов (рис. 3.1.3).

Расчеты по минералогическим барометрам на основе составов амфиболов [Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992] показали достаточно высокие параметры процессов (6-7.7 кбар), попадающие в интервалы давлений, полученные с помощью этих же барометров для безгранатовых амфиболитов и «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл в Омане (табл. 3.3.7, рис. 3.3.12). Использование более современных минералогических барометров [Yavuz, 2007] приводит фактически к тем же самым параметрам формирования гранат-пироксен-амфиболовых пород Чаган-Узунского массива – 6-8 кбар.

Таблица 3.3.7. Результаты расчетов P-T параметров формирования гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской зоны.

№	Комплекс	Минералы	Давление кбар	Температура °C	Барометр -Термометр
1	Гранат-пироксен-амфиболовые породы	Амфибол	**6-7.7**	-	Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992
2	Гранат-пироксен-амфиболовые породы	Амфибол	**6-8**		Yavuz, 2007
3	Гранат-пироксен-амфиболовые породы	Амфибол	-	**860-910**	Ridolfi et al., 2010; Ridolfi, Renzulli, 2012

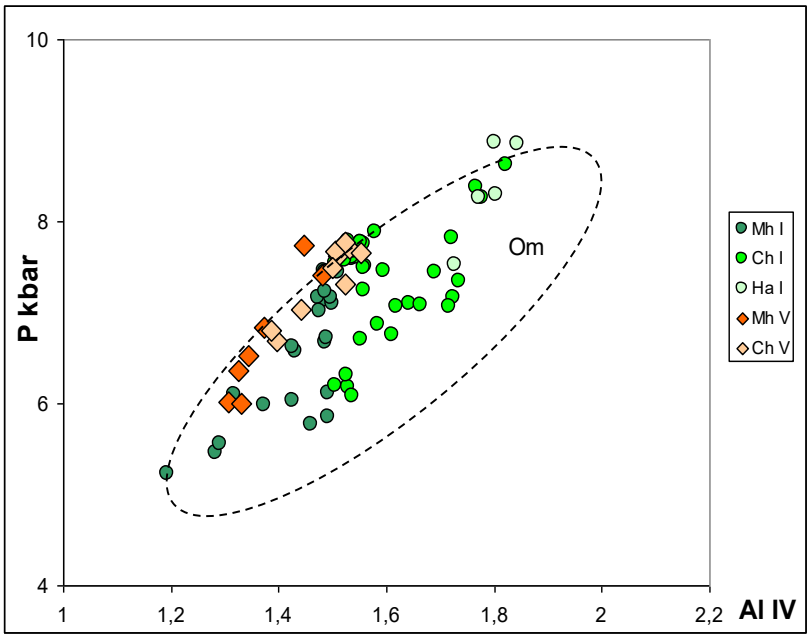


Рис. 3.3.12. Соотношение давления и содержания алюминия в амфиболах из гранат-пироксен-амфиболовых пород.

Амфиболы из гранат-пироксен-амфиболовых пород (V): магнезиальные (Mh) и паргаситовые, эденитовые, чермакитовые (Ch) роговые обманки. Амфиболы из безгранатовых амфиболитов Курайской зоны (I): магнезиальные (Mh), чермакитовые (Ch) и гастингситовые (Ha) роговые обманки. Поле амфиболов «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман – Om [Soret et al., 2017].

Исследования эталонных офиолитов Омана свидетельствуют о том, что в «метаморфической подошве» происходило частичное плавление при температурах 770–900°C [Soret et al., 2017]. Наши расчеты с помощью минералогических барометров и термометров для магматогенных ассоциаций [Ridolfi et al., 2010; Ridolfi, Renzulli, 2012] на основе данных по составам амфиболов из работы [Soret et al., 2017] показали, что «метаморфическая подошва» офиолитов Омана формировалась при температурах до 840-980°C, что согласуется с приведенными в этой статье параметрами. Учитывая сходство гранат-пироксен-амфиболовых пород Чаган-Узунских офиолитов с «метаморфической подошвой» офиолитов Омана и соответственно возможное развитие процессов частичного плавления, были проведены расчеты с помощью тех же программ [Ridolfi et al., 2010; Ridolfi, Renzulli, 2012] по амфиболам. В результате установлено, что Чаган-Узунские гранат-пироксен-амфиболовые породы формировались при температурах до 860-910°C, фактически совпадающих с отмеченными выше характеристиками для «метаморфической подошвы» эталонных офиолитов Семайл, Оман (табл. 3.3.7).

В работе [Soret et al., 2017] в составе «метаморфической подошвы» офиолитов Омана выделяются высокотемпературный комплекс HTa (гранат-пироксен-амфибол-плагиоклазовые породы), высокотемпературный комплекс HTb (амфибол-плагиоклазовые породы, иногда с гранатом и биотитом) и низкотемпературный комплекс LT (амфибол-плагиоклазовые породы) поочередно сменяющие друг друга.

На рисунке 3.3.13, построенном с использованием материалов по офиолитам Семайл из работы [Soret et al., 2017], видно, что образование рассмотренных гранат-пироксен-амфиболовых происходило при температурах 860-900°C и давлениях 6-7.7 кбар, в диапазоне кристаллизации парагенезиса «гранат-клинопироксен» и 6% -го частичного плавления субстрата (рис. 3.3.14). В целом по температурам наши данные по гранат-пироксен-амфиболовым породам даже несколько превышают наиболее высокотемпературную ассоциацию (HTa) из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, а по давлению большей частью совпадают с другой высокотемпературной ассоциацией (HTb) «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл. Безгранатовые амфиболиты по своим параметрам соответствуют низкотемпературной ассоциации (LT) «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл.

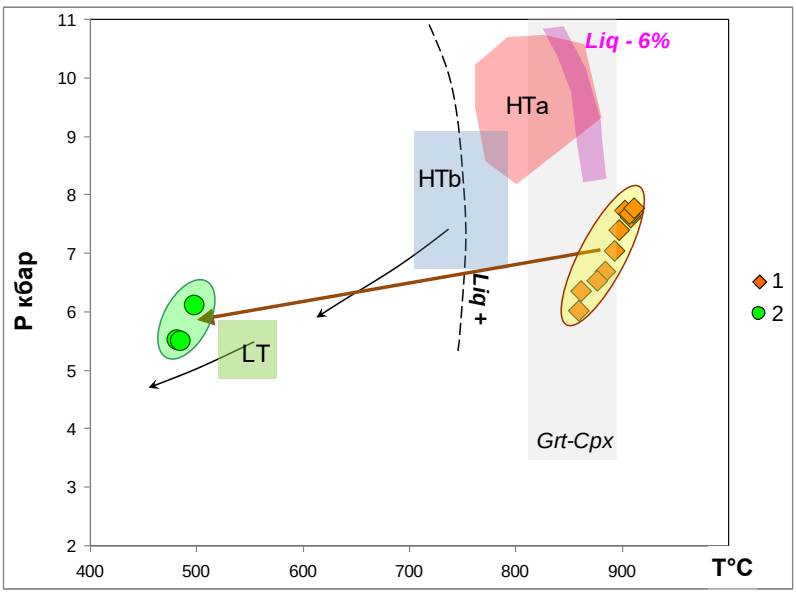


Рис. 3.3.13. PT-условия процессов формирования гранат-пироксен-амфиболовых пород и амфиболитов в «метаморфической подошве» Чаган-Узунских офиолитов.

Амфиболы Курайской зоны из гранат-пироксен-амфиболовых пород (1); из безгранатовых амфиболитов (2). Низкотемпературные (LT) и высокотемпературные (HTa, HTb) минеральные ассоциации в «метаморфической подошве» офиолитов Семайл [Soret et al., 2017]. Liq – частичное плавление субстрата офиолитов Семайл. Grt-Cpx – гранат-клинопироксеновый парагенезис при максимальных параметрах.

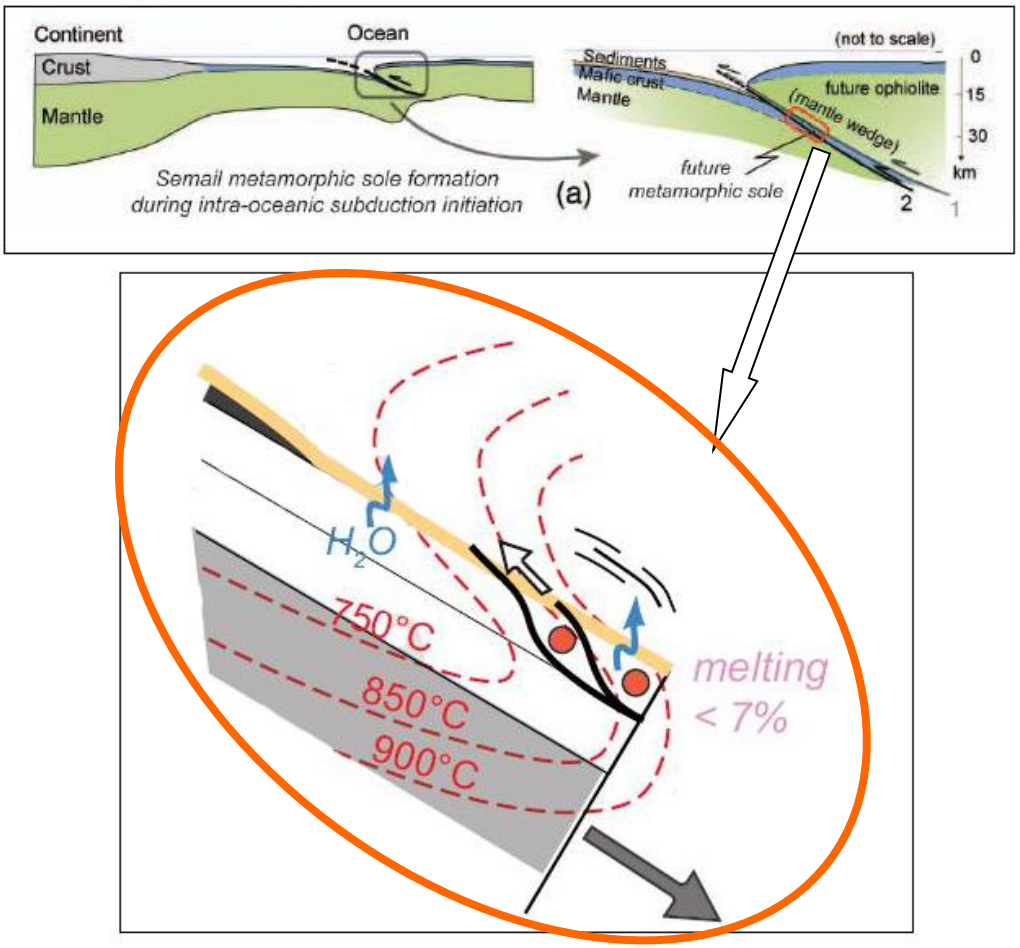


Рис. 3.3.14. Модель формирования «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл (Оман) [Soret et al., 2017], как наиболее вероятная схема образования гранат-пироксен-амфиболовых пород Курайской аккреционной зоны

Петрохимический анализ показал, что протолитами гранат-пироксен-амфиболовых пород являлись главным образом породы состава базальтов нормальной щелочности, близкие по соотношению TiO_2 – FeO/MgO базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) (рис. 3.1.7-3.1.9). Необходимо отметить, что на диаграммах, эти породы тесно ассоциируют с данными по безгранатовым амфиболитам.

Согласно распределению редких и редкоземельных элементов практически все изученные образцы гранат-пироксен-амфиболовых пород разделяются на две основные группы: 1. Близкая к нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа N-MORB. 2. Сравнительно обогащенные разности, согласующиеся с E-MORB (рис. 3.3.8, 3.3.9). Петрохимические и геохимические характеристики плагиогранитов, такие как крайне низкие содержания K_2O, редких и редкоземельных элементов, низкие количества Th, Rb, Nb, Ce, низкие Rb/Sr и высокие K/Rb отношения свидетельствуют об их

формировании в результате частичного плавления метабазальтов океанической коры (рис. 3.3.10).

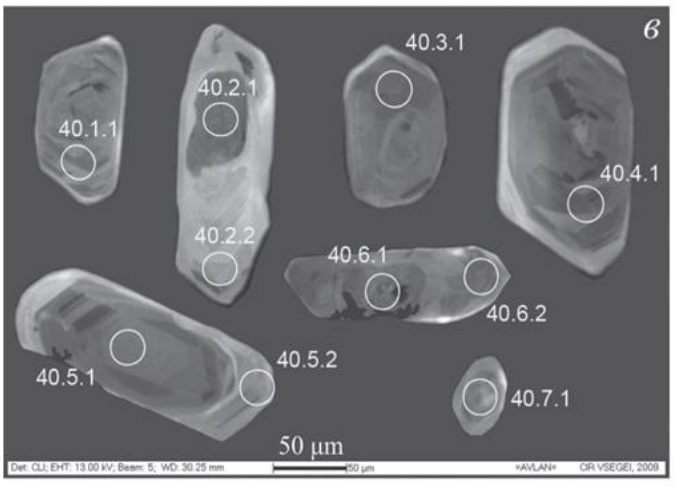
Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что процессы формирования гранат-пироксен-амфиболовых пород и гранатовых амфиболитов (а также эклогитов) были различны. В то же время, по минеральному составу четко видно сходство гранат-клинопироксен-амфиболовых пород и безгранатовых амфиболитов, что позволяет нам, по аналогии с офиолитами Омана, выделить их в отдельный комплекс «метаморфической подошвы» Чаган-Узунского офиолитового массива, который был сформирован при надвигании офиолитовых пластин.

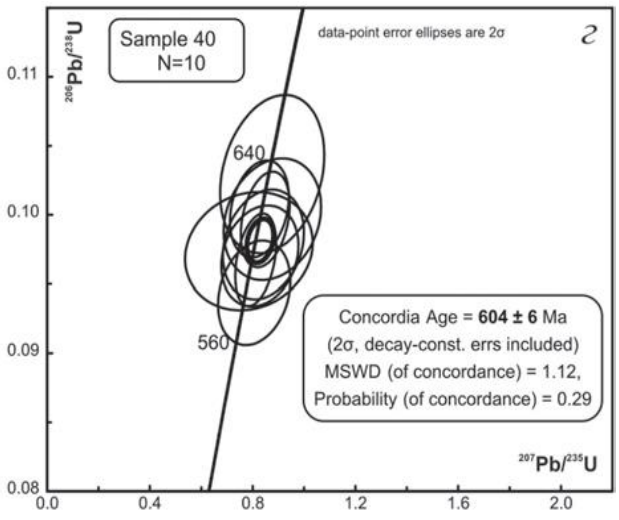
3.4.5. Возраст

В западном обрамлении Чаган-Узунского офиолитового массива в безгранатовых амфиболитах вблизи ультрабазитов наблюдаются линейные зоны гранатовых амфиболитов, ассоциирующих с плагиогранитными мигматитами (рис. 1.2.1).

U/Pb датировки 10 цирконов из гранатовых амфиболитов располагаются на конкордии в диапазоне от 581 до 632 млн лет. Конкордантное значение возраста по ним составляет 604 ± 6 млн лет (рис. 1.2.1, 3.4.15; табл. 3.1.7) (Обр.40 [Гусев и др., 2012]). Цирконы гранатовых амфиболитов интерпретируются как метаморфические, образованные в результате рекристаллизации магматических цирконов в условиях эклогитового метаморфизма. Температура кристаллизации циркона по геотермометру (T_{Ti}^{Zr}) составляет 600-650°С [Гусев и др., 2012].

Плагиогранитные мигматиты содержат циркон со смешанными характеристиками магматического и метаморфического происхождения, что свойственно циркону, рост которого происходит в обстановке анатексиса пород [Гусев и др., 2012]. Полученные по нему одиннадцать U/Pb датировок располагаются на конкордии в интервале от 588 до 614 млн лет (рис. 1.2.1, 3.4.15; табл. 3.1.7) (Обр. 105-2 [Гусев и др., 2012]). Авторы выделяют два кластера с возрастами 610 ± 3 и 598 ± 6 млн лет, высказав предположение о влиянии на изотопную систему цирконов метасоматических изменений, либо о продолжительности процесса мигматизации. Температура кристаллизации циркона в плагиогранитах по геотермометру (T_{Ti}^{Zr}) достигает 810°С в цирконе с возрастом 610 млн. лет и закономерно снижается в более поздних цирконах до 680°С [Гусев и др., 2012].





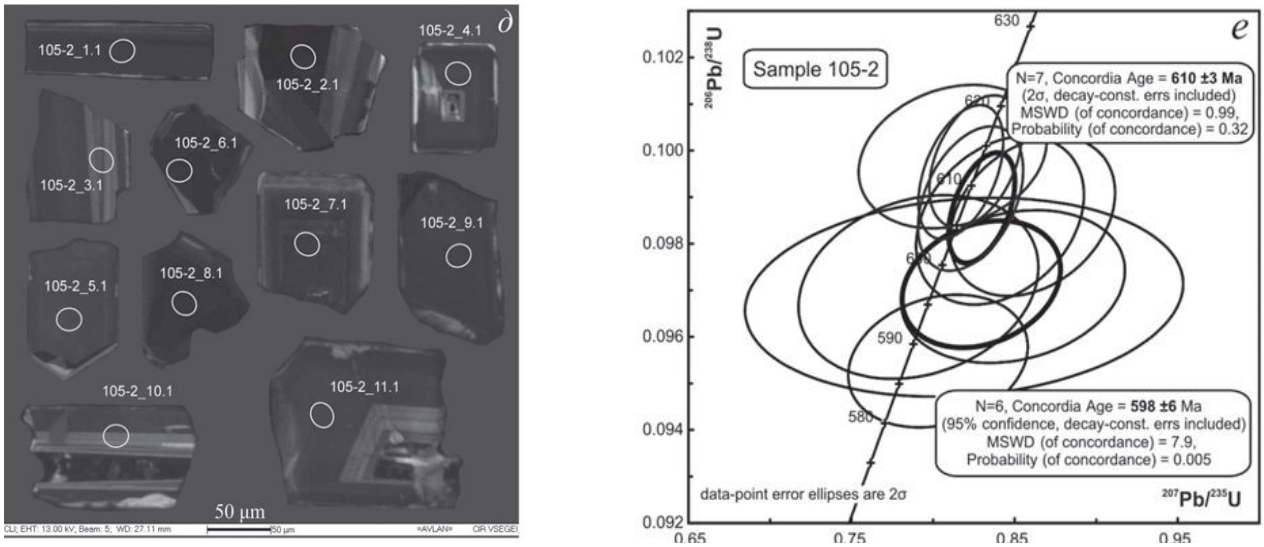


Рис. 3.4.15. Катодолюминесцентные изображения циркона и U-Pb диаграммы с конкордиями для гранатовых амфиболитов (*в, г*) и плагиогранитов (*д, е*) [Гусев и др., 2012]

Глава 4. МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ЗОНЫ

В юго-восточной части Горного Алтая выделяются следующие геодинамические ассоциации (рис. 1.2.1): 1) позднедокембрийско-кембрийские вулканогенно-осадочные породы Кузнецко-Алтайской островной дуги; 2) позднедокембрийские образования Курайской аккреционной призмы островной дуги; 3) кембрийские-раннеордовикские осадки Ануйско-Чуйского преддугового прогиба.

Курайская аккреционная зона является уникальным объектом, на примере которого можно восстановить геодинамические процессы в аккреционно-субдукционных орогенах. Ранее [Буслов, Ватанабе, 1996, Добрецов и др., 2004; Dobretsov et al, 2004] была предложена модель формирования аккреционного клина Курайской зоны Горного Алтая по аналогии с западной окраиной Тихого океана, основанная на столкновении палеосимаунтов с примитивной островной дугой, что привело к заклиниванию зоны субдукции и обратным течениям вещества в субдукционном канале. В результате высокобарические породы и офиолиты были выведены к поверхности и включены в состав аккреционного клина совместно с телами палеосимаунтов.

Приведенные выше результаты исследований базит-ультрабазитового комплекса показали, что в Курайской аккреционной зоне сохранились Чаган-Узунские ультрабазиты, базальты срединно-океанических хребтов и океанических островов. Данные по петрохимии и геохимии ультрабазитов показали, что они были сформированы в условиях срединно-океанического хребта, однако есть ряд характеристик, свидетельствующих об их дальнейшем взаимодействии с расплавами. Новые петрохимические и геохимические данные по базальтовым комплексам в районе пос. Чаган-Узун позволили выделить палеосимаунт на океаническом основании в этом районе. При этом характер магматизма соответствовал главным образом OIB, в отличие от внутриплитных магматических систем преимущественно платобазальтового типа, ответственных за формирование хорошо изученного Баратальского палеоострова в районе р. Каратюргунь (рядом с пос. Курай). Комплекс субпараллельных даек в Чаган-Узунском офиолитовом массиве, напротив, по петро-геохимическим данным имеет сходство с Баратальским палеосимаунтом. Можно предполагать, что дайковый комплекс мог быть подводящими каналами для палеоподнятий типа Баратальского

палеоокеанического острова. Этот факт подтверждает, что ультрабазиты Чаган-Узунского массива были сформированы в условиях океанической литосферы.

Как показали исследования, все метаморфические породы Курайской аккреционной зоны имели океаническое происхождение и протолитами служили главным образом базальты типа N-MORB, значительно реже E-MORB и OIB. Их можно разделить на два комплекса: 1) высокобарические комплексы (гранатовые амфиболиты из блоков серпентинитового меланжа и в отдельных тектонических пластинах), которые были образованы при P = 11.4-15.1 кбар и T=550-708°C; 2) высокотемпературный комплекс (гранат-пироксен-амфиболовые породы) совместно с безгранатовыми амфиболитами, формировавшие при температурах от 910 до 480 °C и давлениях 9-5.2 кбар «метаморфическую подошву» Чаган-Узунских офиолитов.

Высокотемпературный метаморфический комплекс Курайской аккреционной зоны приурочен к Чаган-Узунскому офиолитовому массиву. В юго-западной части Курайской зоны породы изменяются от амфиболитов до гранат-пироксен-амфиболовых пород с плагиогранитной мигматизацией двигаясь к контакту с офиолитами.

Традиционно, метаморфические породы, расположенные вблизи и в основании офиолитовых пластин, трактуют как «метаморфическая подошва». Впервые «метаморфическая подошва» была описана в офиолитовом комплексе Семейл (Оман), как зональный комплекс (мощностью до километра) с инвертированной метаморфической зональностью с максимальными температурами до 1050°- 850° градусов. [Колман, 1979]. Ее формирование объясняется процессом обдукции офиолитовой пластины на океанические осадки и базальты. Подобные комплексы описаны на о. Ньюфаундленд [Jameison, 1986], в пределах пояса Тетис [Woodcock, Robertson, 1977], Шотландии [Spray, Williams, 1980], Омане [Cowan et al., 2014; Soret et al., 2017]. Работы [Oxburgh, Turcotte, 1974; Molnar et al., 1983; Wakabayashi, Dilek, 2003; Pal, Bhattacharya, 2010; Cowan et al., 2014] показывают, что прогрев нижележащих образований при надвигании горячей глубинной пластины с формированием инвертированной метаморфической зональности возможен также для аккреционно-коллизионных и аккреционно-субдукционных орогенов. В работе [Soret et al., 2017] описываются подобные Курайской зоне высокотемпературные комплексы с Grt+Cpx+Amp+Pl±Ep ассоциацией.

Считается, что для таких инвертированных комплексов, ассоциирующих с субдукционными зонами, необходима комбинация теплового эффекта горячих пород висячего блока и тепла, обусловленного трением в зоне надвига [England, Molnar, 1993]. Как и в случае высокобарических пород, для сохранности обратной зональности необходимо достаточно быстрое выведение комплекса в верхние горизонты коры [Метаморфизм и тектоника, 2001]. По модели С. Пикока [Peacock, 1987] субдукция молодой и горячей океанической литосферы способствует прогреву верхних частей погружающейся плиты за счет висячего блока и созданию инвертированной зональности (рис. 4.1(1)). Причем, разогрев пластины также идет за счет нормального геотермального градиента. Сохранение подобных комплексов оказывается возможным при отщеплении и аккреции пластин или чешуй верхних частей субдуцируемой коры к основанию висячего блока с последующим их экспонированием по модели возвратного течения (рис. 4.2) [Agard et al., 2016; Soret et al., 2017].

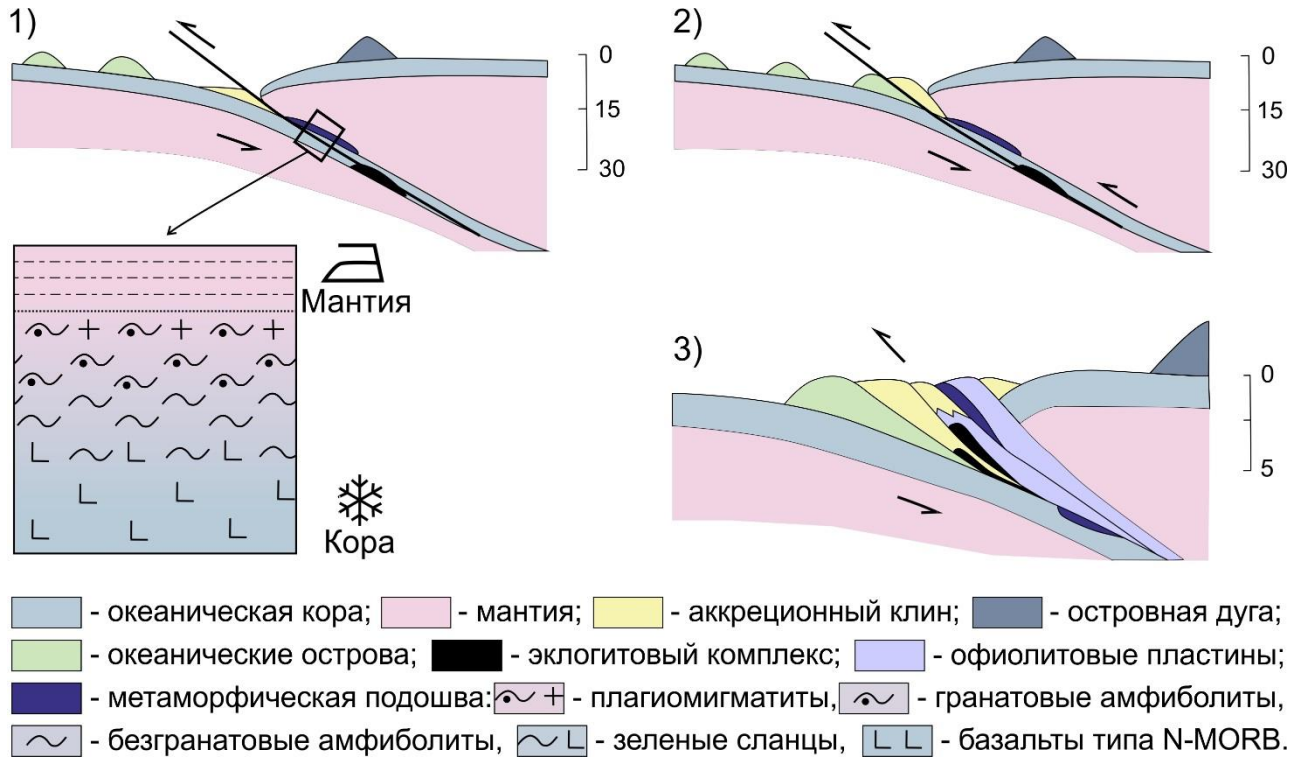


Рис. 4.1. Наиболее вероятная модель эволюции Курайской зоны.

Этап 1: образование высокобарических пород за счет погружения в зону субдукции маломощной океанической коры, образование «метаморфической подошвы» за счет прогрева верхних частей погружающейся коры висячим блоком океанической литосферы.

Этап 2-3: столкновение палеосимаунтов с аккреционным клином, заклинивание зоны субдукции, за счет образующихся возвратных течений происходит эксгумация метаморфических пород.

1)

2)

3)

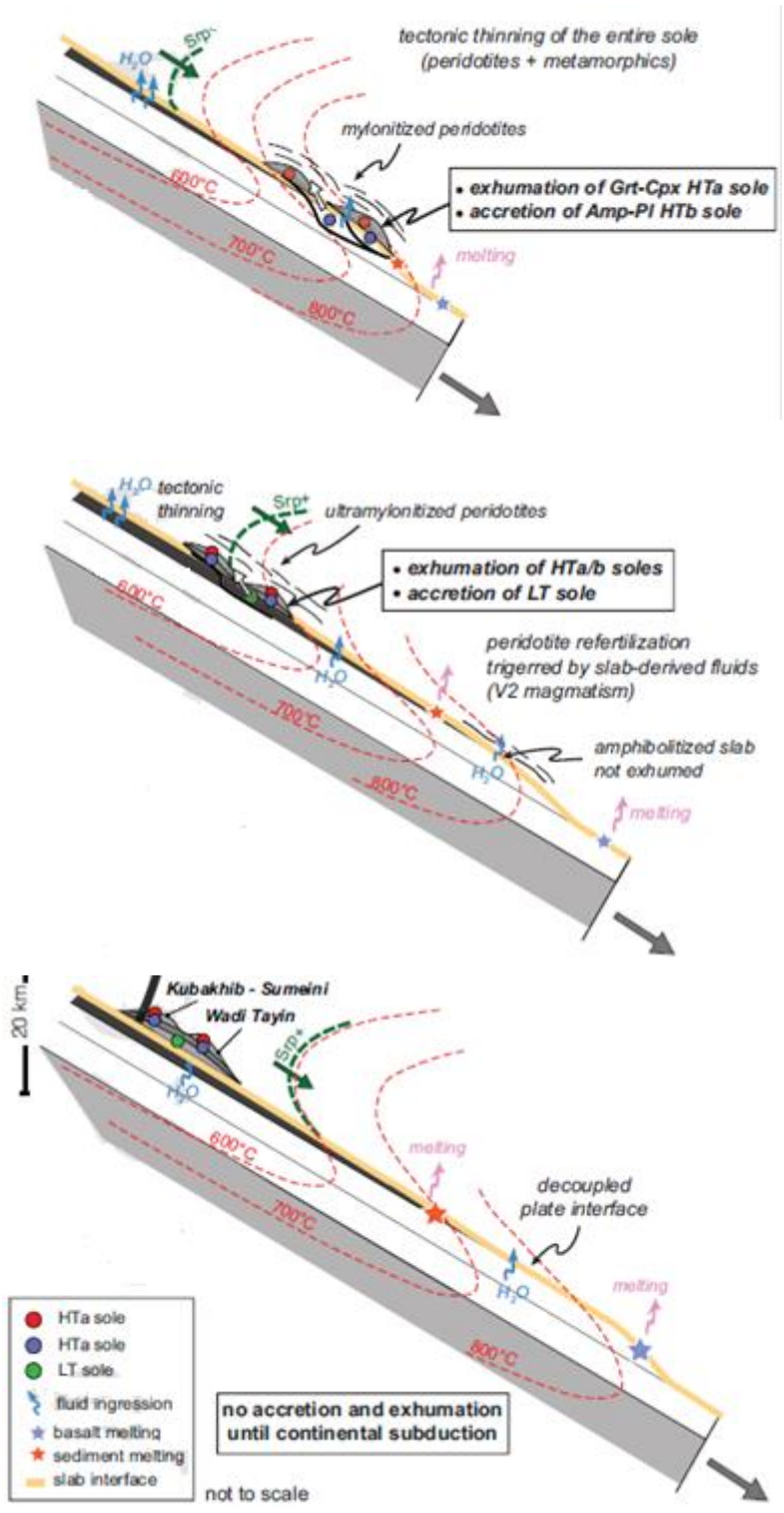


Рис. 4.2. Модель формирования «метаморфической подошвы» Омана [Soret et al., 2017].

На рисунке показаны последовательная аккреция пластин верхних частей субдуцируемой коры к основанию висячего блока и их эксгумация. Низкотемпературные (LT) и высокотемпературные (HTa, HTb) пластины «подошвы».

По аналогии с офиолитами Омана [Soret et al., 2017] гранат-пироксен-амфиболовые породы и безгранатовые амфиболиты можно отнести к «метаморфической подошве» Чаган-Узунских офиолитов. Причем гранат-пироксен-амфиболовые породы, сформированные при температурах до 900°С представляет собой высокотемпературные части (HTa), а амфиболиты - более низкотемпературные (до 540°С) части (LT) «метаморфичсекой подошвы» (рис. 4.2). По геохимическим данным плагиограниты, ассоциирующие с гранат-пироксен-амфиболовыми породами могли быть сформированы в результате анатектического плавления базальтов.

U-Pb возраст гранатовых амфиболитов, в которых локализуются гранат-пироксен-амфиболовые породы - 604 ± 6 млн лет. Плагиогранитные мигматиты содержат циркон со смешанными характеристиками магматического и метаморфического происхождения. Полученные по нему одиннадцать U/Pb датировок располагаются на конкордии в интервале от 588 до 614 млн лет [Гусев и др., 2012]. Авторы выделяют два кластера с возрастами 610 ± 3 и 598 ± 6 млн лет. Эти данные хорошо коррелируются с возрастом плагиогранитных даек (604 ± 5 млн лет), которые прорывают безгранатовые амфиболиты и, по-видимому, являются «отжатой лейкосомой» плагиогранитных мигматитов. Таким образом, можно предположить, что «метаморфическая подошва» была сформирована 598-610 млн лет назад в результате динамотермального теплового воздействия ультрабазитов висячего крыла (рис. 4.1.(1)). В дальнейшем «подошва» аккретировала к нему и вместе с пластиной ультрабазитов была выведена на поверхность (рис. 4.1. (2-3)) за счет возвратных потоков.

Высокобарический комплекс сформировался при погружении в зону субдукции океанической коры. Механизм образования данных пород в зонах субдукции не вызывает сомнений. А при выведении высокобарических пород к поверхности, то есть эксгумации, встает проблема сохранности. Сохранность минералов-индикаторов высоких давлений может быть обеспечена только в случае быстрого выведения пород из глубинных областей, превышающих или равных скорости субдукции [Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Dobretsov, 1991]. Для объяснения таких высоких скоростей было предложено несколько моделей [Метаморфизм и тектоника, 2001; Скляров, 2006]. Наиболее экспериментально обоснованной в настоящий момент является модель, предложенная Н.Л. Добрецовым и А.Г. Кирдяшкиным (1994), которая предполагает вынос блоков высокобарических пород возвратными течениями в аккреционной призме.

Она близка к модели возвратного потока в аккреционной призме на основе «глиняной модели», предложенной [Cloos, 1986, 1993]. По данным [Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Cloos, 1986, 1993; Dobretsov, 1991] в зоне субдукции при нагнетании давления над субдуцируемой плитой возникают медленные возвратные течения. Однако при заклинивании зоны субдукции крупным палеосимаунтом или другой возвышенностью, скорость возвратного потока резко увеличивается, а вещество из клина будет выдавливаться как «тюбик из пасты». Этому также способствует то, что ультрабазиты легко переходят в серпентины с увеличением объема при попадании в них воды. В работах [Rupke et al., 2004; Faccenda et al., 2008; Schmidt, Poli, 2014] показано, что на границе габбро–ультрабазиты происходит резкое увеличение содержания воды. Также при погружении коры высвобождаются флюиды, которые способствуют серпентинизации. Серпентиниты имеют низкую твердость, высокую пластичность и играют роль «смазки» для эксгумирующих пород, образуя палеосубдукционный канал.

Для определения особенностей проявления геодинамических процессов в Курайской зоне особый интерес представляют возрасты и структурное положение метаморфических пород.

Приведенные выше Ar/Ar возрасты амфиболов из эклогитов и гранатовых амфиболитов, сформированных по N-MOR базальтам, показывают широкий разброс датировок от 521±4 млн лет до 635±10 млн лет. Древние Ar/Ar датировки амфиболов (635±10, 631±12 и 629±5 млн лет) в пределах ошибки хорошо согласуется с U-Pb возрастом эклогитов по [Гусев и др., 2012], который составляет 619±13 млн лет. Среднее взвешенное значение по ним - 629 ± 5 млн лет. Этот возраст, по-видимому, отражает формирование эклогитов в зоне субдукции и их последующую эксгумацию. По геохимическим данным в Курайской аккреционной зоне существовало несколько типов разновозрастных палеоподнятий, различные фрагменты которых сохранились в настоящее время. Следует предполагать, что субдукция крупного поля подводных островов и плато привела к возвратным течениям в палеосубдукционной зоне и эксгумации высокобарических пород. Соответственно в период 629 ± 5 млн лет уже шла субдукция коры Палеоазиатского океана и формирование магматических пород примитивной стадии в эволюции Кузнецко-Алтайской островной дуги.

Более молодые Ar/Ar возрасты амфиболов расположились в диапазоне 586-562 млн лет. Для фенгитов, локализующихся в зонах рассланцевания гранатовых

амфиболитов и эклогитов были получены Ar/Ar возраста – 593-584 млн лет и 563-569 млн лет. По ряду характеристик Ar/Ar датирования, отраженных в разделе 3.1.5, видно, что омоложение изотопных систем фенгитов и амфиболов связано с поздним прогревом. Поэтому наиболее корректной оценкой возраста метаморфизма для этих датировок можно считать среднее взвешенное значение 585 ± 4 млн лет, полученное по возрастным плато амфиболов и фенгитов с максимальной долей выделенного ^{39}Ar. Pb-Pb возраст карбонатной «шапки» Баратальского палеосимаунта, расположенного в западной части Курайской зоны в районе р. Каратюргунь, определенный как 570-598 млн лет [Nohda et al., 2003; Uchio et al., 2004; Ota et. al., 2007] близок к этому возрасту. Возраст 585 ± 4 млн лет, по-видимому, отражает последнее столкновение крупного палеосимаунта с островной дугой, заклинивание и перескок зоны субдукции. К этому времени сложилась наблюдаемая структура Курайской аккреционной зоны.

Более молодые возраста амфиболов - 544±10 и 521±4 млн лет могут свидетельствовать о позднем наложенном термальном воздействии на изотопные системы всех изученных пород. Среднее взвешенное для них возраст (524±4 млн лет), по-видимому, отражает продолжающиеся аккреционно-коллизионные процессы в палеосубдукционной зоне Кузнецко-Алтайской островной дуги. Этот возраст хорошо коррелируется с возрастом Катунского палеосимаунта в составе одноименного аккреционного клина, который находится на севере от Курайской аккреционной зоны (рис. 1.1.2). Возраст палеосимаунта по многочисленным находкам микрофитолитов, известковистых водорослей и спикул губок оценен как верхний венд-ранний кембрий [Добрецов и др., 2004].

Таким образом, в Курайской зоне проявлялись субдукционные процессы с образованием эклогитов и гранатовых амфиболитов и комплексом «метаморфической подошвы». Высокобарический комплекс образовался и эксгумировался в интервале 629±5 млн лет, а комплексы метаморфической подошвы 610-598 млн лет. В районе 585 ± 4 млн лет в Курайской аккреционной зоне произошло последнее столкновение крупного палеосимаунта с островной дугой и перескок зоны субдукции. Аккреционно-коллизионные процессы Кузнецко-Алтайской островной дуги продолжались и в нижнем кембрии.

Изучение возрастов детритовых магматических цирконов из турбидитов Курайского аккреционного клина (курайская свита) (рис. 1.2.1) выявило два основных

интервала - 641-549 и 526-487 млн. лет [Chen et al., 2014]. В составе обломочного материала турбидитов широко присутствуют базальты, андезиты, фельзиты, роговая обманка, плагиоклаз, кварц, реже пироксен, свидетельствующие о том, что они формировались за счет разрушения магматических образований островной дуги. Возрасты магматических цирконов указывают, что островодужная система была активной в неопротерозое-кембрии, что хорошо согласуется с вышеприведенными возрастами метаморфических пород палеосубдукционного канала. В конце среднего кембрия - раннем ордовике вулканические процессы затухают, а желоб и преддуговой прогиб заполняется обломочным материалом, образованном при разрушении аккреционных призм и островной дуги.

В целом, согласно приведенным выше геолого-геохронологическим данным субдукционно-аккреционные процессы в Курайской зоне происходили в период 629-585 млн лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Курайская зона является уникальным, хорошо сохранившимся объектом аккреционно-субдукционных зон. В результате проведенных исследований получены новые геологические, петрологические, изотопно-геохимические, минералогические и геохронологические данные. На их основе выяснены основные особенности формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов пород, а также установлены главные этапы проявления геодинамических процессов в Курайской аккреционной зоне.

Результаты проведенных исследований практически однозначно показали, что ультрабазиты Чаган-Узунского массива формировались в палеогеодинамических условиях срединно-океанического хребта и показывают умеренные степени частичного плавления – 15-22 %. В то же время, геохимические данные по ультраосновным породам свидетельствуют об их взаимодействии с расплавами, а наличие различных типов амфиболов о многообразии метаморфических преобразований. Выводы об океаническом происхождении Чаган-Узунских офиолитов имеют большое значение в связи с тем, что в последние годы было выяснено, что большинство офиолитов Мира маркируют формации не древних срединно-океанических хребтов, а палеозоны спрединга в надсубдукционных обстановках [Скляров и др., 2016].

На основе имевшихся ранее данных было высказано мнение о том, что умеренно титанистые дайки, рассекающие ультрабазиты Чаган-Узунского массива фиксируют этап подъема пластин ультраосновных пород из зоны субдукции и причленения их к подошве островной дуги, где они были пронизаны дайками ранней стадии островодужной системы [Добрецов и др., 1992]. Новые данные по устойчивым при вторичных процессах редким элементам (Y, Zr, Nb) и по редкоземельным элементам свидетельствуют о сходстве габбро-диабазовых даек в Чаган-Узунских гипербазитах с платобазальтами Онтонг Джава, а также с базальтами Баратальского палеосимаунта, который находится в западной части Курайской зоны. Таким образом, формирование рассмотренных даек связано с развитием платобазальтового магматизма типа Баратальского палеосимаунта, прорывавших пластины гипербазитов на океанической стадии развития Чаган-Узунских офиолитов.

Полученные новые петрохимические и геохимические данные по базальтовому комплексу в районе пос. Чаган-Узун, окружающего одноименный офиолитовый массив,

с одной стороны подтверждают отнесение рассмотренных вулканитов к внутриплитным океаническим базальтам типа OIB на океанической коре типа N-MORB [Добрецов и др., 1992], а с другой стороны показывают, что характер магматизма заметно отличался от магматических систем преимущественно платобазальтового типа, ответственных за формирование Баратальского палеосимаунта и дайкового комплекса в Чаган-Узунских гипербазитах.

В целом, результаты исследований базит-ультрабазитовых комплексов свидетельствуют об их формировании в условиях океанической коры.

Результаты геохимических и минералогических исследований метабазитов Курайской аккреционной зоны показали фактически единый для них протолит (преимущественно базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB, реже E-MORB, OIB), что хорошо коррелируется с данными по базит-ультрабазитовому комплексу.

Проведенные исследования пород метабазитового комплекса Курайской зоны свидетельствуют о том, что по установленным характеристикам и по условиям формирования их можно разделить на две группы. Первая группа, объединяющая гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива и из отдельных тектонических пластин, сформировалась в результате субдукции и последующей эксгумации маломощной океанической коры. Во вторую группу, согласно новым данным, попадают безгранатовые амфиболиты и гранат-пироксен-амфиболовые породы, формирующие совместно «метаморфическую подошву» Чаган-Узунских офиолитов.

При изучении имеющегося в распоряжении авторов каменного материала были определены температуры и давления, при которых образовывались гранатовые амфиболиты – P = 11.4-15.1 кбар, T = 550-700°C по Thermocalc и амфиболовому барометру [Graham, Powell, 1984]. Эти данные в принципе совпадают с рассчитанными ранее параметрами образования эклогитов и гранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива – P = 13-20 кбар и T = 590-660°C [Добрецов и др., 1991, 1992; Ota et al., 2002, 2007].

Изотопными системами минералов из эклогитов и гранатовых амфиболитов в блоках серпентинитового меланжа и из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин Курайской аккреционной зоны фиксируется как минимум три

дискретных события:

629 ± 5 млн лет - образование в зоне субдукции эклогитов и их последующая эксгумация. В этот период времени уже существовала примитивная островная дуга.

585 ± 4 млн лет – возраст регрессивного метаморфизма, связанного со столкновением крупного палеосимаунта, которое привело к заклиниванию и перескоку зоны субдукции. По всей видимости, к этому времени в основном сложилась наблюдаемая структура Курайской аккреционно-коллизионной зоны.

524 ± 4 млн лет – наложенное термальное воздействие на изотопные системы всех изученных пород. Столкновение палеосимаунтов с Кузнецко-Алтайской островной в новообразованной при перескоке зоне субдукции.

Принадлежность безгранатовых амфиболитов в нижней части Чаган-Узунского офиолитового массива к «метаморфической подошве» офиолитов была установлена ранее [Добрецов и др., 1992]. Согласно новым данным в комплекс «метаморфической подошвы» попадают не только безгранатовые амфиболиты вблизи Чаган-Узунского массива, а также безгранатовые амфиболиты района р. Арыджан и гранат-пироксен-амфиболовые породы с зонами плагиогранитных мигматитов в юго-западном обрамлении Чаган-Узунского офиолитового массива. В целом, можно наблюдать инвертированную зональность от гранат-пироксен-амфиболовых пород до безгранатовых амфиболитов. Исследования показали преобладание кальциевых амфиболов в безгранатовых амфиболитах и гранат-пироксен-амфиболовых породах Чаган-Узунских офиолитов, а также сходство их составов не только между собой, но и с амфиболами из «метаморфической подошвы» офиолитов Омана. Рассчитанные температуры и давления формирования гранат-пироксен-амфиболовых пород (6-8 кбар, до 860-910°С) Чаган-Узунских офиолитов близки по своим максимальным значениям к температурам и давлениям на пике метаморфизма при формировании «метаморфической подошвы» офиолитов Омана - 9-10 кбар, 770–900°С [Soret et al., 2017]. Безгранатовые амфиболиты образовались при более низких параметрах (5.2-9 кбар, 482-539°С) и могут быть отнесены к низкотемпературной части «метаморфической подошвы». Образование «метаморфической подошвы» связано с динамотермальным воздействием горячего висячего блока ультрабазитов при субдукции молодой океанической коры. U-Pb датировки свидетельствуют, что она

формировалась 610-598 млн лет назад.

В целом геолого-геохронологические данные по метаморфическим породам свидетельствуют, что субдукционные процессы в Курайской аккреционной зоне происходили до 585 млн лет. Однако, субдукционно-аккреционные процессы Кузнецко-Алтайской островной дуги происходили и в раннем кембрии.

U-Pb датировки детритовых цирконов из турбидитов курайской свиты, в составе обломочного материала которых присутствует материал разрушения островной дуги, свидетельствуют, что в неопротерозое–кембрии островодужная система была активной [Chen et al., 2014]. Это хорошо коррелируется с данными по возрастам метаморфических пород Курайской аккреционной зоны. В конце среднего кембрия - раннем ордовике вулканические процессы затухают, а желоб и преддуговой прогиб заполняется обломочным материалом, образованном при разрушении аккреционных призм и островной дуги.

В целом, подготовлена уникальная база данных по Курайской аккреционной зоне, которая позволяет рассмотреть различные геодинамические процессы во внутриокеанической палеосубдукционной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеенков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

Базылев. Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества // Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Москва. 2003. 49 с.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сючань С., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.

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

Боголепов К.А., Яншин А.Л. О современных гипотезах образования и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 12-24.

Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск. Наука. 1976. 109 с.

Буслов М.М. Тектонические покровы Горного Алтая. Новосибирск: Наука. 1992. 95 с.

Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. №1. С. 82-93.

Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ Горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 789-798.

Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 2000. Т. 41 (3). С. 383-397.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (1-2). С. 49-75.

Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // ДАН. 2009. Т. 428. № 4. С. 1-4.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66-90. doi: 10.1016/j.rgg.2010.12.005.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600-1627. doi:10.1016/j.rgg.2013.09.009

Буслов М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5 (3). С. 641–665. doi:10.5800/GT2014-5-3-0147

Велинский В.В., Банников О.Л. О специфическом составе пород Чаган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: 1982. С. 40-55.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А. Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны – свидетельство ордовикских аккреционно-коллизионных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 129-144.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Возраст эксгумации эклогитов Чаган-Узунского комплекса (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы Всероссийского научного совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2007. Т. 1. С. 39-40.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского университета. 1989. 400 с.

Горнова М.А. Геохимия и петрология надсубдукционных перидотитов // Дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск. 2011. 300 с.

Государственная геологическая карта Российской федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Алтае-Саянская. Лист M-45 (Горно-Алтайск). – СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2011. 567 с.

Гусев Н.И, Бедарев В.П., Гутак Я.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Курайской рудной зоны в Горном Алтае: отчет Чуйской партии о результатах геологического доизучения площади масштаба 1:50000, проведенного в 1983-91г.г. в Курайской рудной зоне Горного Алтая. Листы M-45-56-В, Г; -68-А, Б, Г; -69-А, Б, В, Г; -70-В, Г. Малоенисейское. 1991. 198 с.

Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н., Падерин И.П. Балтырганский эклогит-амфиболитовый комплекс Горного Алтая: состав, возраст, геохимия циркона // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49. С. 60-69.

Гусев Н.И. Метаморфические комплексы Горного Алтая: вещественный состав и геохронология. Изд-во: LAP LAMBERT Academic Publishing. 2013. 71 с.

Дергунов Д.Б. Структурные зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М: Наука. 1967. 216 с.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., ХерасковаТ.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35 (7-8). С. 59-75.

Добрецов Н.Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск: «Наука», Сибирское отделение. 1974а. 429 с.

Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1974б. Т. 216. № 6. С. 1383-1386.

Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С.34-58.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Доклады Академии Наук СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 413-417.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3-14.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1994. 299 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. 408 с.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381-1403

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 962-967.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48 (1). С. 93-108.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (12). С. 1911-1926.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А. Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая, их отражение в гравитационном поле // Геология и геофизика. 2017. Т.58. № 11. С. 1617-1632. doi: 10.1016/j.rgg.2016.12.012

Елкин Е. А., Сенников Н. В., Буслов М. М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской

области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. № 7–8.

Зиновьев С.В., Травин А.В. К проблеме динамометаморфических преобразований пород и руд верхней части Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // ДАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 339-344.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. Москва: Недра. 1990. Кн. 1, 2. 680 с.

Зыбин Б.А. К стратиграфии древних толщ юго-восточной части Горного Алтая // Изв. Алтайского отдела Геогр. о-ва СССР. 1967. С. 49-61 .

Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Амон Э.О., Ерохин Ю.В., Бороздина Г.Н. О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 535-540.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3-21.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 264 с.

Котляров А.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю. Бониниты – критерии геодинамического развития магматических систем в палеосубдукционных зонах Горного Алтая // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 39-58. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0336.

Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Руднев С.Н. и др. Геодинамика и магматизм палеотрансформных окраин Алтае-Саянской складчатой области (средний палеозой) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: мат-лы XXXVII Тектонического совещ. Т. 1. Новосибирск: Гео. 2004. С. 273-275.

Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20-44.

Крук Н.Н. Эволюция континентальной коры и гранитоидный магматизм Горного Алтая // Дисс. докт. геол-мин. наук. Новосибирск. 2015. 554 с.

Кузнецов В.А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы // Докл. АН СССР. 1948. Т.XL. № 2. С.269-273.

Кузнецов П.П., Симонов В.А. Некоторые черты строения Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1976. № 7. С.102-105.

Куликова А.В., Буслов М.М., Травин А.В. Геохронология метаморфических пород Курайского аккреционного клина (юго-восточная часть Горного Алтая). Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1049-1063. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0332

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС. 2002. 249с.

Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 173-175.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978. 229 с.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Книга 1. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2007. 403 с.

Леснов Ф.П. Степень частичного плавления мантийного протолита при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского платиноносных щелочно-ультрамафитовых массивов (Алданский щит) // Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН. 2009. С. 151-153.

Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.

Малпас Д., Стевенс Р.К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника. 1977. № 6. С.83-102.

Метаморфизм и тектоника / Е.В. Скляров и др. Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг. 2001. 216 с.

Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484-1487.

Николенко Е.И. Геодинамика венд-раннекембрийской островодужной системы в юго-восточной части Горного Алтая // Выпускная квалификационная работа бакалавра. Новосибирск. 2002. 60 с.

Офиолиты (Итмурынды-Казыкская и Чарская зоны). Алма-Ата: Наука. 1981. 180 с.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. М. 1949. 88 с.

Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.

Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Мазарович А.О., Разницин Ю.Н.,Турко Н.Н., Симонов В.А. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645-648.

Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Строение и деформации пограничной зоны кора – мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16-35.

Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир. 2002. 278 с.

Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования // Геотектоника. 1977. № 6. С. 4-14.

Петрографический кодекс России. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) // Добрецов Н.Л., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. и др. Новосибирск: Наука. 1977. 221 с.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат. 1958. 295 с.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука. 1984. 200 с.

Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука. 1985. 201 с.

Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С.46-60.

Савельев Д.Е. Хромитоносность гипербазитовых массивов Южного Урала // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Уфа. 2012. 42 с.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.

Самыгин С.Г. Уральский палеоокеан - время образования // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: Геос. 2000. С.449-452.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера. 2004. № 3. С. 84-96.

Сафонова И.Ю. Геодинамические обстановки формирования венд-палеозойских базальтов Палео-Азиатского океана из складчатых областей Горного Алтая и Восточного Казахстана // Автореф. дисс. канд. геол-мин. наук. Новосибирск. 2005. 14 с.

Сафонова И.Ю. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего неопротерозоя до раннего кембрия // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 1-22

Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 335-356.

Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.

Симонов В.А., Кузнецов П.П. Бониниты венд-кембрийских офиолитов Горного Алтая // Доклады Академии Наук. 1991. Т. 316. С. 448-451

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 182-199

Симонов В.А., Колобов В.Ю. Особенности магматических и гидротермальных систем в районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 5. С. 48-54.

Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И. Бонинитовые серии в палеоспрединговых комплексах Полярного Урала // Докл. РАН. 1998. Т. 361. № 2. С. 232-235.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.

Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В. Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве // Петрология. 2000. Т. 8. № 1. С. 43-58.

Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава – Науру, Тихий океан // Петрология. 2004. Т. 12. № 2. С. 191-203.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 908-923.

Симонов В.А., Сакиев К.С., Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В. Условия формирования эклогитов Атбашинского хребта (Южный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. С. 1067-1083.

Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 195-198.

Симонов В.А., Иванов К.С., Ступаков С.И., Ерохин Ю.В., Каячев Н.Ф. Мантийные ультрамафитовые комплексы фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна // Литосфера. 2012. № 3. С. 31-48.

Скляров Е.В., Добрецов Н.Л. Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 3-14.

Скляров Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических пород // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 71-75

Скляров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 163-180.

Смирнова Л.В., Тениссен К., Буслов М.М. Кинематика и динамика формирования позднепалеозойской структуры Телецкого региона (зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43 (2). С. 115-127.

Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 131-168.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 50. № 11. С. 1181-1199. doi: 10.1134/S0016702909110068

Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 553-574. doi: 10.1016/j.rgg.2016.03.006

Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей. 2001. 214 с.

Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука. 1992. 163 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Гео. 2000. 188 с.

Agard P., Yamato P., Soret M., Prigent C., Guillot S., Plunder A., Dubacq B., Chauvet A., Monie P. Plate interface rheological switches during subduction infancy: control on slab penetration and metamorphic sole formation // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 451. P. 208-220.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kbar. // Journal of Petrology. 1991. V. 32. P. 365–401.

Beccaluva L. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ofioliti. 1987. V. 12. N 1. 239 p.

Berzin N.A. A kinematic model for the formation of Altai-Sayan Fold Region: structural constrains // Continental Growth in the Phanerozoic (Evidence from Central Asia): Abstracts of the Third Workshop. Novosibirsk: P.H. SB RAS. Dep. GEO. 2001. P. 8-11.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth

element geochemistry / Henderson P. (ed.). Oxford-Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63-114.

Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai. Guide-book for the Post-symposium Excursion of the 4th International Symposium of the IGCP project 283: “Geodynamic Evolution of the Paleoasian Ocean”. SB RAS, Novosibirsk, 1993. 122 p.

Buslov M.M., Saphonova I.Y., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai−Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosciences Journal. 2001. V. 5. No. 3. P 203-224.

Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Y., Iwata K., Travin A.V., Akiyama M. Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002. V. 5. No 4. P. 781-800. doi: 10.1016/S1342-937X(05)70913-8.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Y., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Science. 2004. V. 23. Iss. 5. P. 655-671.

Buslov M.M., Cai K. Tectonics and geodynamics of the Altai-Junggar orogen in the Vendian-Paleozoic: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian fold belt // Geodynamics and Tectonophysics. 2017. V. 8. No 3. P. 421-427. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0147

Cai K., Sun M., Buslov M.M., Jahn B.-M., Xiao W., Long X., Chen H., Wan B., Chen M., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishek E.E. Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // Tectonophysics. 2016. V. 674. P.182-194. doi: 10.1016/j.tecto.2016.02.026

Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Zheng J., Rubanova E.S., Voytishek E.E. Neoproterozoic-middle Paleozoic tectono-magmatic evolution of the Gorny Altai terrane, northwest of the Central Asian Orogenic Belt: constraints from detrital zircon U–Pb and Hf-isotope studies // Lithos. 2014. V. 233. P. 223-236. doi: 10.1016/j.lithos.2015.03.020

Chen, M., Sun, M., Cai, K., Buslov, M.M., Zhao, G., Jiang, Y., Rubanova, E.S., Kulikova, A.V., Voytishek, E.E. The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U-Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture zone // Gondwana Research. 2016. Vol. 34. P. 1-15. doi: 10.1016/j.gr.2016.02.011

Cloos M. Blueschist in the Franciscan complex of California: petrotectonic constraints on uplift mechanism // Geos. Soc. Amer. Met. 1986. V. 164. P. 77-93.

Cloos M. Litospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margin, island ares, spreading ridges and seamount // Geos. Soc. Amer. Bull. 1993. V. 105. № 6. P. 715-737.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491-504.

Cowan R.J., Searle M.P., Waters D.J. Structure of the Metamorphic Sole to the Oman ophiolite, Sumeini Window and Wadi Tayyin: implications for ophiolite obduction processes. In: Rollinson H.R., Searle M.P., Abbasi I.A., Al-Lazki A., Al-Kindi M.H. (eds). Tectonic Evolution of the Oman Mountains. Geological Society. London. Special Publications. 2014. V. 392. P.155-175. doi: 10.1144/SP392.8

Dobretsov N.L. Blueschists and eclogites: a possible plate tectonic mechanism for the emplacement from the upper mantle // Tectonophysics. 1991. V. 196. P. 253-268.

Dobretsov N.L., Buslov M.M. Serpentinic melanges associated with HP and UHP rocks in Central Asia // Intern. Geol. Rev. 2004. V.46 (11). P. 957–980.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Y. Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. Iss. 5. P. 673-690. doi: 10.1016/S1367-9120(03)00132-9

England P., Molnar P. The interpretation of inverted methamorphic isograds using simple physical calculation // Tectonics. 1993. V. 12. P. 145-157.

Graham C.M., Powell R. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California // J. Metamorf. Geol., 1984. V. 2. N. 1. P. 33-42.

Herbert R. Les spililes associees aux corleges ophiolitiques applachiens du Quebec: preserpation de certains caraeleres geochimiques oceanigues // Bull. Soc. Geol. Fr. 1979. V.21. N 5-6. 218 p.

Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPf: The effect of H_2O on the genesis of basaltic magmas // Earth Planet. Sci. Lett.. 1995. V. 133. P. 463-473.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data ser for phases of petrological interest // Journal of Metam. Geology. 1998. V. 16. P. 309-343

Jameison R.A. P-T path from high temperature shear zone beneath ophiolites // Journal of Metamorphic Geology. 1986. V.4. P. 3-22.

Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Conrib. Mineral. Petrol.. 1980. V. 73. № 3. P. 287-310.

Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V. 17.P. 837-841.

Khain E. V., Bibikova E. V., Kroner A., Zhuravlev D. Z., Sklyarov E. V., Fedotova A. A., Kravchenko-Berezhnoy I. R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb evidence from the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 199. P. 311-325.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E. S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G, Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N. M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Mineralogical Magazine, April. 1997. V. 61. P. 295-321.

Lopez S., Castro A. Determination of the fluid–absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4–14 kbar // American Mineralogist. 2001. V. 86. № 11-12. P. 1396-1403.

Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J.,Pringle M. Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1993. V. 130. P. 3-22.

McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofman A.W. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. //Gejchim.Cosmochim. Acta. 1991. Ross Taylor Symposium volume

Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geology. 1975. V. 83. P. 249-281.

Molnar P., Chen W.P, Padovani E.J. Calculated temperatures in overthrust terrains and possible combinations of heat sources responsible for the Tertiary granites in the Greater Himalaya // Journal of Geophysical Research. 1983. V.88. P. 6415-6429.

Moores E.M. A personal history of the ophiolite concept // Ophiolite Concept and the Evolution of Geologic Thought. Geological Society of America Special Publication. 2003. V. 373. P. 17-29.

Nicolas A. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands. 1989. 367 p.

Niu Y. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // Journal of Petrology. 2004. V. 45. P. 2423-2458.

Nohda S., Uchio Y., Kani Y., Isozaki Y., Maruyama S. Pb–Pb geochronologic study on the carbonaceous rocks in the Kurai area, Altai, Russia: V-C boundary or Snowball Earth event? //AGU, Fall Meeting, Abstract. 2003. V32. P.1037.

Ota T., Buslov M.M., Watanabe T. Metamorphic evolution of the Late Precambrian eclogite and associated metabasites, Gorny Altai, Russia // Intern. Geol. Review. 2002. V. 44. P. 837-858.

Ota T., Utsunomiya A., Uchio Yu., Isozaki Yu., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 30. Iss. 5-6. P. 666-695. doi:10.1016/j.jseaes.2007.03.001

Oxburgh, E.R., Turcotte, D.L. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps // Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 1974. V. 54. P. 641-662.

Pal T., Bhattacharya A. Greenschist-facies sub-ophiolitic methamorphic rocks of Andaman Island, Burma-Java subduction complex. // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. № 39. P. 804-814

Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // Journal of Petrology. 1998. V. 39. N 9. P. 1577–1618.

Peacock S.M. Creation and preservation of subduction-releted inverted methamorphic gradients // J.Geophys. Res. 1987. V. 92. P.12763-12781.

Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc – like mafic crust in the late – Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidance from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data. // Contrib. Mineral Petrol. 2002. V. 143. P. 154-174.

Rapp R. P., Watson E.B. Dehydratation melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // Journal of Petrology. 1995. |V. 36. № 4. P. 891-931.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 160. P. 45–66.

Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa // Contrib. Mineral. Petrol., 2012. V. 163. P. 877-895.

Rupke L.H., Morgan J.P., Hort M., Connolly J.A.D. Serpentine and the subduction zone water cycle // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V.223. P.17‑34.

Safonova I.Yu., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-Early Carboniferous Oceanic Crust of the Paleo-Asian Ocean in Foldbets of the Altai-Sayan Region of Central Asia: Geochemistry, Biostratigraphy and Structural Setting // Gondwana Research. 2004. V. 7. N. 3. P. 771-790.

Saunders A.D., Tarney J. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins / Eds. Kokelaar B.P. and Howells M.F. // Marginal basin geology, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 1984. V. 16. P. 59-76.

Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contrib. Mineral. Petrol.. 1992. V. 110. P. 304-310.

Schmidt M.W., Poli S. Devolatilization during subduction // Treatise on Geochemistry 2nd Edition. 2014. P. 669-701.

Searle M.P., Malpas J. Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains // Journal of the Geological Society. 1982. V. 139. P. 235-248.

Senger A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 36. P. 299-307.

Shcherbakov S.A., Savelyeva G.N. Structure of ultramafic rocks of the Mariana Trench and the Owen Fracture Zone // Geotectonics. 1984. V. 18. P. 159-167.

Simonov V.A., Peyve A.A., Kolobov V.Yu., Milosnov A.A., Kovyazin S.V. Magmatic and hydrothermal processes in the Bouvet Triple Junction Region (South Atlantic) // Terra Nova, 1996, V. 8. P. 415-424.

Soret M., Agard P., Dubacq B., Plunder, A., Yamato P. Petrological evidence for stepwise accretion of metamorphic soles during subduction infancy (Semail ophiolite, Oman and UAE) // Journal of Metamorphic Geology. 2017. doi: 10.1111/jmg.12267

Spray J.G., Williams G.D. The sub-ophiolite metamorphic rocks of the Ballantrae Igneous Complex, SW Scotland // Journal of the Geological Society of London. 1980. V. 137. P. 359-368.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Eds. Saunders A.D.&Norry M.J. Geol. Soc. Special Publ. 1989. № 42.1. P. 313-345.

Uchio Y., Isozaki Y., Ota T., Utsunomiya A., Buslov M.M., Maruyama S. The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: Setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altai Mountains, Siberia // Proceedings of the Japan Academy. 2004. Series B 9. P. 422-428. doi: 10.2183/pjab.80.422

Wakabayashi J., Dilek Y. What constitutes 'emplacement' of an ophiolite? Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles // Geological Society. London. Special Publications. 2003. V. 218. P. 427-447. doi:10.1144/GSL.SP.2003.218.01.22

Woodcock N.H., Robertson A.H.F. Origins of some ophiolite-related metamorphic rocks of the "Tethyan" belt // Geology. 1977. V. 5. No 6. P. 373-376.

Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2007. V. 8. N. 1. Q01004, doi:10.1029/2006GC001391.