На правах рукописи

opyf

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

АВТОРЕФЕРАТ диссертации на соискание учёной степени кандидата геологоминералогических наук

НОВОСИБИРСК – 2018

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск

Научные руководители:

СИМОНОВ Владимир Александрович, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, профессор Новосибирского национального исследовательского государственного университета, г. Новосибирск

БУСЛОВ Михаил Михайлович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий лабораторией геодинамики и магматизма ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Официальные оппоненты:

ВРУБЛЕВСКИЙ Василий Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор Томского национального исследовательского государственного университета, г. Томск

МЕХОНОШИН Алексей Сергеевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ФГБУН Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск

Защита состоится 22 июня 2018 г. в 10 часов на заседании Диссертационного совета Д 003.067.03, созданного на базе Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, в конференцзале.

Адрес: 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3.

Факс: (383) 333-27-92; e-mail: turkina@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН и на сайте: http://www.igm.nsc.ru в разделе «Образование».

Автореферат разослан 10 мая 2018 г.

Ученый секретарь диссертационного совета д.г.-м.н.

О.М. Туркина

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 океанического пород разнообразные комплексы И островодужного происхождения [Зоненшайн и др., 1990; Диденко и др., 1994; Добрецов и др., 2004: Senger et al., 1993; Buslov, Cai, 2017; и др.]. 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 дискуссию. В связи с этим данная диссертационная работа направлена на выяснение условий формирования метабазитовых базит-ультрабазитовых И комплексов Курайской аккреционной 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.

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

Основные задачи:

1. На основе экспедиционных работ, с учетом опубликованных данных, установить геологические особенности отдельных комплексов (ультрамафиты, базальтовый комплекс, габбро-диабазовые дайки, гранатовые и безгранатовые амфиболиты, гранат-пироксен-амфиболовые породы).

2. Собрать эталонные коллекции образцов базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской зоны и установить их петрологоминералогические, геохимические и геохронологические характеристики.

3. На основе анализа составов минералов выяснить условия (температура, давление) формирования и преобразования пород из базитультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской зоны.

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

5. Разработать на основе полученных данных общую модель геодинамического развития Курайской аккреционной зоны.

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 автором проведены детальные исследования Курайской аккреционной зоны, в результате которых были выяснены особенности геологического строения района и собраны представительные коллекции всех типов базит-ультрабазитовых и метабазитовых пород.

Всего изучено более 300 образцов пород из Курайской зоны преимущественно в ИГМ СО РАН и в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований (г. Новосибирск). Составы пород (144 пробы) установлены с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation в ИГМ СО РАН Карманова Н.Г). (г. Новосибирск, аналитик Содержания редких и редкоземельных элементов (61 проба) определены методом ICP-MS на массспектрометре Finnigan Element в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитики Николаева И.В. Палесский С.В). Редкоэлементная характеристика ультрабазитовых пород установлена 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). Выделение слюд и амфиболов метаморфических пород проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике магнитной сепарации. Определение ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста минералов (11 проб) выполнено А.В. Травиным по монофракциям на оборудовании ИГМ СО РАН по методике ступенчатого прогрева, которая описана в работах [Травин и др., 2009; Травин, 2016]. U-Pb датирование цирконов проводилось в Институте геохимии г. Гуанчжоу (Китай) методом SIMS на высокоточном масс-спектрометре САМЕСА IMS1280-HR, а также в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II. Вся петрографических, лабораторная подготовка для геохимических и геохронологических исследований и обработка полученных данных была осуществлена непосредственно автором в ИГМ СО РАН.

Научная новизна. Уточнены новые схемы геологического строения базит-ультрабазитовых метабазитовых комплексов Курайской И аккреционной зоны. На основе геохимических и минералогических методов получена новая информация о формировании ультрабазитов Курайской зоны в структурах срединно-океанического хребта и об условиях преобразовании этих ультраосновных пород. Новые геохимические данные свидетельствуют о формировании базальтов, окружающих Чаган-Узунский офиолитовый массив, и прорывающих его габбро-диабазовых даек, в результате действия внутриплитного магматизма типа ОРВ и ОІВ. Детальные геохимические и минералогические исследования метабазитовых пород Курайской

аккреционной зоны позволили впервые определить протолиты и установить высокие (до 9 кбар и до 910°С) параметры формирования «метаморфической подошвы», сложенной гранат-пироксен-амфиболовыми породами и безгранатовыми амфиболитами. Впервые с помощью современных изотопногеохимических исследований (Ar/Ar, U-Pb) установлен возраст целого ряда метаморфических пород, что позволяет 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. Уточнены 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.

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 конференциях: Международная следующих совещаниях И научная студенческая конференция, Новосибирск, 2013, 2014; Научно-практическая конференция «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири», Новосибирск, 2014; Российско-Казахстанское международное научное Уралид», совешание «Корреляция Алтаид и 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.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научным руководителям д.г.-м.н. В.А. Симонову и 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, д.г.-м.н. А.Э. Изоху, 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. Ю.Р. Васильеву, А.Д. Ножкину, Д.Г.-М.Н. Д.Г.-М.Н. Ф.П. Леснову, Е.С. Рубановой, М.А. Абилдаевой, Ю.А. Бишаеву, к.г.-м.н. Д.С. Юдину, к.г.м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н. И.В. Кармышевой, к.г.-м.н. Ф.И. Жимулеву, д.г.м.н. Летниковой, 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

Горный Алтай находится на западе Алтае-Саянской складчатой области (АССО), которая является частью крупнейшего в мире Центрально-Азиатского складчатого пояса, состоящего из множества микроконтинентов, фрагментов островных дуг и океанической коры. В работах [Зоненшайн и др., 1990; Буслов, 1992; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, Буслов, 2011; Senger et al., 1993; Buslov et al., 2004] АССО рассмотрена как единая венд-палеозойская аккреционноколлизионная зона, сформированная на окраине Сибирского континента. В пределах Горного Алтая выделяются [Добрецов и др., 1992; Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004; Буслов и др., 2013; Buslov et al., 1993, 2001, 2002, 2011; Dobretsov et al., 2004] следующие геодинамические комплексы, сформированные на окраине Сибирского континента в позднем докембрии - раннем ордовике: 1) Кузнецко-Алтайская 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; 3) Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб, выполненный флишем, а в краевой фации вблизи островной дуги – олистостромо-конгломератовыми образованиями.

Курайская аккреционная зона находится в южной части Кузнецко-Алтайской островной дуги и прослеживается на расстоянии более 150 км с северо-запада на юго-восток при ширине до 60 км. Она является уникальным примером аккреционных зон, в котором сохранились все вышеперечисленные геодинамические комплексы пород (рис. 1).

<u>Кузнецко-Алтайская островная дуга.</u> В пределах Курайской зоны образования островной дуги расположены преимущественно на южных склонах Курайского хребта (правобережье р. Чуя) (рис. 1), образуя покровнонадвиговую структуру. В ее строении участвуют комплексы расслоенных массивов габбро-пироксенитового состава, габбро-диабазовых интрузий, комплекса параллельных даек и дайко-силлов и эффузивно-туфогенные образования. Лавы и магматические породы из комплексов параллельных даек и дайко-силлов по составу отвечают толеитовым базальтам и, что особенно важно, бонинитам. В целом, все эти породы входят в состав формировавшихся Курайских офиолитов, в условиях 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 [Буслов, 1992].

<u>Курайская аккреционная зона (Курайский аккреционный клин)</u> на северовостока граничит с венд-кембрийскими вулканогенно-осадочными толщами Курайских офиолитов (рис. 1).

Курайская аккреционная зона состоит из различных по составу и палеосимаунтов, тектонических пластин Чаган-Узунских размерам офиолитов, серпентинитового меланжа, которые чередуются с пластинами олистостром и турбидитов [Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004, Сафонова и др., 2008; Буслов и др., 2013]. Чаган-Узунский офиолитовый массив имеет вытянутую форму и прослеживается на расстоянии более 20 км с северо-запада на юго-восток при ширине до 4 км на левобережье р. Чуя. В составе массива выделяются пластины перидотитов, окруженные зонами серпентинитового меланжа. В нижней части массива серпентинитовый меланж включает будинированные и деформированные дайки и блоки габброидов. Внешние и выклинивающиеся зоны габброидов сложены родингитами. Выше ультрабазитов залегает серпентинитовый меланж с блоков массивных серпентинитов, зеленых включениями сланцев. эклогитов. Метаморфические гранатовых амфиболитов. породы присутствуют в составе аккреционной призмы в виде отдельных линз и пластин и, как правило, приурочены к офиолитам. Структурные элементы аккреционной призмы в целом погружаются на юго-запад. Структура аккреционной призмы нарушена позднепалеозойскими разломами.

<u>Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб</u> в юго-восточной части Горного Алтая представлен олистостромово-брекчиевыми породами чибитской свиты и турбидитами горноалтайской серии. Курайский аккреционный клин перекрывается с юго-запада в районе пос. Акташ через базальные конгломераты грубообломочными отложениями среднекембрийскораннеордовикской чибитской свиты краевой фации Ануйско-Чуйского преддугового прогиба [Буслов и др., 1998]. 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].

ГЛАВА 2. Базит-ультрабазитовые комплексы

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

<u>Ультрабазиты Чаган-Узунского массива.</u> 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 др.].

В составе ультрабазитов Чаган-Узунского массива преобладают серпентиниты. Большинство ультраосновных пород, в которых сохранились первичные минералы, 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 (САХ). хромшпинелидам ортопироксенам гарцбургитов Ланные по И ИЗ подтверждают информацию по оливинам, показывая тесную ассоциацию с гипербазитами современных срединно-океанических хребтов (COX). Для гарцбургитов Чаган-Узунского массива характерны относительно невысокие значения Cr# (33-46 %) в хромшпинелидах, что отвечает умеренной степени деплетированности - 15-20 % [Симонов и др., 1999; Леснов, 2009; Jaques, Green, 1980; Hirose, Kawamoto, 1995] (рис. 3).

ультрабазитов Чаган-Узунского Исследования массива показали широкое распространение амфиболов. На диаграммах, отражающих взаимосвязи основных химических компонентов (Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na) амфиболы из гарцбургитов располагаются главным образом в поле минералов из ультрабазитов района трансформного разлома Вима (CAX). Используя барометры [Schmidt, 1992; Yavuz, 2007], были установлены заметные вариации давлений (1.4-5.1 кбар), при которых кристаллизовалась амфиболов. На основе соотношения основная масса $Al_2O_3-Mg\#$ (c использованием материалов из работы [Базылев, 2003]) в составах амфиболов оказалось возможным оценить температуры метаморфизма ультрабазитов Чаган-Узунского массива (700-820°С). По РТ-параметрам рассмотренные гарцбургиты тесно ассоциируют данными с по современной ультраосновным породам океанической литосферы

8

Центральной Атлантики.

По петрохимическим и геохимическим данным гарцбургиты Чаган-Узунского массива располагаются в области преимущественно тектонизированных реститовых гипербазитов. По соотношению Ti - Yb рассмотренные гарцбургиты приурочены к полю абиссальных перидотитов и показывают умеренные степени частичного плавления (15-22 %) (рис. 2), практически совпадающие с данными по хромшпинелидам (рис. 3). Принадлежность исследуемых гарцбургитов к абиссальным перидотитам подтверждается также информацией по соотношениям ряда индикаторных редких элементов (Nb, Zr и др.). Графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и спайдер-диаграммы для гарцбургитов Чаган-Узунского массива обладают U-образными формами, близкими по виду к спектрам бонинитов, располагаясь при этом между абиссальными океаническими перидотитами и островодужными надсубдукционными гипербазитами (рис. 4).

В целом, проведенные исследования ультрабазитов позволили сформулировать *первое защищаемое положение*:

«По геохимическим и минералогическим данным гарцбургиты Чаган-Узунского массива являются реститами со степенью частичного плавления 15-20 %, сформировавшимися в условиях срединноокеанического хребта и преобразованными в результате магматических и метаморфических процессов»

Базальтовый комплекс юго-восточной части Чаган-Узунских офиолитов. Наиболее детально были изучены базальтовые комплексы, окружающие офиолитовый массив с южной и юго-восточной стороны. Породы представлены потоками и пиллоу-лавами базальтов и базальтовых порфиритов, ассоциирующих с вулканогенно-осадочными комплексами.

Рассмотренные базальты обладают высокими (до 3.2 мас.%) содержаниями TiO₂ и на петрохимических диаграммах точки их составов располагаются преимущественно в полях базальтов океанических островов (типа OIB). На диаграмме Nb/Y-Zr/Y точки составов попадают помимо поля базальтов типа OIB и в поле базальтов COX типа N-MORB. Большинство спектров РЗЭ и спайдер-диаграммы для базальтов совпадает с графиками базальтов OIB. В то же время существуют графики, совпадающие с данными по базальтам типа N-MORB (рис. 5 А).

Комплекс габбро-диабазовых даек в ультрабазитах Чаган-Узунского массива. Присутствие габброидных даек в Чаган-Узунском массиве было отмечено ранее [Кузнецов и др., 1939; Пинус и др., 1958; Добрецов и др., 1992; Симонов, 1993]. Породы дайкового комплекса, формирующие серию субпараллельных тел в гипербазитах Чаган-Узунского массива, представлены измененными мелкозернистыми габбро и габбро-диабазами.

На диаграммах взаимоотношений TiO₂-K₂O и TiO₂-FeO/MgO, а также устойчивых при вторичных процессах редких элементов (Y, Zr, Nb) точки

составов дайковых габбро-диабазов располагаются в полях базальтов океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан) и Баратальского палеосимаунта (северо-запад Курайской аккреционной зоны, район р. Каратюргунь) [Добрецов и др., 2004, Сафонова, 2008]. Дайки имеют преимущественно горизонтальный хондритовый тренд распределения РЗЭ, характерный для платобазальтов Онтонг Джава (рис. 5 Б) и отмеченный также для пород Баратальского палеосимаунта. Спайдер-диаграммы подтверждают это сходство.

ГЛАВА 3. Метаморфические комплексы

В Курайской аккреционной зоне метаморфические породы присутствуют в виде отдельных линз и пластин, блоков в серпентинитовом меланже. В целом, по структурному положению и по минеральном составу можно выделить три метаморфических комплекса, наиболее детально изученных автором: 1) Гранатовые амфиболиты. 2) Безгранатовые амфиболиты. 3) Гранат-пироксен-амфиболовые породы.

<u>Гранатовые амфиболиты.</u> Данные по эклогитам и гранатовым амфиболитам из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского офиолитового массива приведены во многих публикациях [Пинус и др., 1958; Добрецов и др., 1991, 1992; Буслов, Ватанабе, 1996; Гусев и др., 1991, 2012; Волкова и др., 2007; Крук и др., 2013; Buslov et al., 1993; Оta et al., 2002, 2007; и др.]. Была тщательно изучена коллекция образцов, отобранная автором, 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, что рассмотренные гранатовые амфиболиты содержат главным образом Na-Ca амфиболы (в основном барруазиты). Составы амфиболов располагаются на окончании высокобарического тренда (рис. 6 А). Анализ плагиоклазов показал низкие значения анортитового компонента (менее 1 %). Гранаты, в составе которых преобладает альмандиновый компонент (53-65 %), имеют зональное строение с падением спессартинового и ростом пиропового компонентов от центра к краю зерна.

Использование гранат – амфиболового термометра [Graham, Powell, 1984; Лаврентьева, Перчук, 1989] дало возможность оценить температуры метаморфических процессов - 550-600°С. Расчеты с помощью Thermocalc (версия 3.21; [Holland, Powell, 1989]) показали следующие P-T параметры кристаллизации парагенезисов – T = 594-694°С, P = 11.6-15.1 кбар для гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже и T = 656-708°С, P = 11.4-14.8 кбар для гранатовых амфиболитов из отдельных тектонических пластин (рис. 6 Б). Эти температуры и давления близки к

установленным ранее параметрам образования эклогитов – T = 590-660°C и P = 13-20 кбар [Добрецов и др., 1991; Ota et al., 2007].

Петрохимический анализ показал, что изученные гранатовые амфиболиты соответствуют магнезиальным и оливиновым базальтам нормальной щелочности, близким по соотношению TiO₂ – FeO/MgO к базальтам СОХ. Данные по редким и редкоземельным элементам, сходстве большинства свидетельствуют 0 протолитов гранатовых амфиболитов с базальтами СОХ типа N-MORB. При этом есть единичные образцы, показывающие свойства обогащенных базальтов типа E-MORB (рис. 7 А. Б).

В настоящее время на основе литературных и оригинальных данных накоплена обширная база данных по U-Pb и Ar/Ar датированию метаморфических пород Курайской аккреционной зоны (табл. 1). Для двух амфиболов из эклогитов получены ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки – 635 ± 10, 629 ± 5 млн лет (Обр. 124-3b, 124-4 [Buslov at al., 2002]). Для метаморфического циркона из эклогитов получен U/Pb возраст 619 ± 13 млн лет (Обр. 4245 [Гусев и др, 2012]). ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст амфибола (по составу отвечающего барруазитам) из гранатовых амфиболитов отдельной тектонической пластины Курайской степи составляет 631 ± 12 млн лет (Обр. 97-126). Среднее взвешенное для U/Pb и трех ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировок - 629±5 млн лет. Этот возраст, по-видимому, отвечает метаморфизму эклогитовой фации.

Более молодые ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки имеют широкий разброс (табл. 1). 40 Ar/ 39 Ar возраст амфиболов из гранатовых амфиболитов, составляет 586 ± 6 , 583±8, 580 ± 10, 573 ± 5, 562 ± 11 млн лет (Обр. Ch-1, 94-124, 92-1-25, ЧУ1-4Б). По фенгитам, локализующимся в линейных зонах рассланцевания гранатовых амфиболитов, получены датировки: 593 ± 3 , 584 ± 4 и 563-569млн лет (Обр. Н16-98 [Волкова и др., 2007]; Обр. 02-24, ЧУ1-4А, ЧУ1-4Б). Между значением возраста высокотемпературного плато амфиболов и ³⁹Ar фенгитов и соответствующим ему количеством выделенного наблюдается линейная корреляция (СКВО = 0.55 и 2.8 для амфиболов и фенгитов соответственно). Это свидетельствует о том, аргон. что соответствующий участкам зерен с омоложенной во время позднего прогрева системой. возраста изотопной дает свой вклад и в значение высокотемпературного плато. Об этом же говорит и тот факт, что наименьшее значение возраста плато получено для фракции фенгита из образца ЧУ1-4А с наименьшим размером – 0.16 мм.

Исходя из сказанного, К-Аг 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 Аг. Этот возраст, по-видимому, отражает регрессивный

этап метаморфизма пород.

Для амфибола из отдельной пластины в основании Чаган-Узунского офиолитового массива был получен Ar/Ar возраст – 544 ± 10 млн лет (Обр. Б-13-45). Также в низкотемпературной части спектра амфибола ЧУ1-46, помимо высокотемпературного, наблюдается хорошее плато со значением возраста 522 ± 3 млн лет. Эти возраста могут свидетельствовать о позднем наложенном термальном воздействии на изотопные системы всех изученных пород. Среднее взвешенное для них – 524±4 млн лет.

Безгранатовые амфиболиты образуют самостоятельные достаточно крупные (до 3 км) тела и пластины. Изученные амфиболиты, опробованные в районе пос. Чаган-Узун и в долине р. Арыджан (Курайская степь) состоят в основном из амфибола и плагиоклаза. Анализ амфиболов показал, что все они относятся к кальциевым амфиболам и по соотношению (Na+K)-Al IV располагаются вдоль высокотемпературного тренда (рис. 6 А). Анализ плагиоклазов из безгранатовых амфиболитов показал содержания анортитового компонента до 18 %.

Расчеты по минералогическим барометрам [Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Yavuz, 2007] показали достаточно высокие давления формирования безгранатовых амфиболитов (5.4-9 кбар). Использование «Thermocalc» дает близкие параметры для пород – 5.5-7.6 кбар, 482-539°С (рис. 6 Б). Расчеты на основе данных по составам центральных и краевых частей амфиболов показали увеличение давления (от 7.1 до 8.4 кбар), что свидетельствует о прогрессивном метаморфизме образования амфиболитов.

По петрохимическим данным протолитами безгранатовых амфиболитов были породы состава базальтов нормальной щелочности, соответствующие по соотношению TiO₂ – FeO/MgO базальтам COX. Данные по редким и редкоземельным элементам свидетельствуют о преобладании нормального магматизма COX типа N-MORB, на фоне которого присутствуют магматические системы типа OIB (рис. 7 В).

Аг/Аг возраст амфиболов из амфиболитов Курайской степи, составляющий 571±4 и 580±6 млн лет (Обр. 97-128) (табл. 1) совпадает с возрастом регрессивного метаморфизма гранатовых амфиболитов. К северозападу от офиолитового массива безгранатовые амфиболиты прорваны дайковыми телами плагиогранитов, мощностью до 2 метров. На контакте с плагиогранитами сформированы зоны биотизации. Аг-Аг возраст амфибола из биотит-амфиболовых сланцев на контакте с плагиогранитами – 598.7±10 млн лет (Обр. 13-42-1). U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов определен как 604±3 млн лет (Обр. 16-182). (табл. 1). Таким образом, возраст пластины амфиболитов в основании Чаган-Узунского массива должен быть древнее, чем возраст прорывающих его даек, то есть древнее 604 млн лет.

<u>Гранат-пироксен-амфиболовые породы.</u> 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-пироксенамфиболовых пород, с послойными, линзовидными и секущими телами плагиогранитов. Мощность зон достигает несколько сотен метров. Гранатпироксен-амфиболовые породы имеют неоднородное строение, обусловленное разнообразным сочетанием лейкократовых и меланократовых участков. Светлые участки представлены плагиогранитами, иногда с гранатом. Темноцветные части состоят из граната, амфибола, плагиоклаза, клинопироксена (до 30%), иногда эпидота.

По соотношению (Na+K)-Al IV амфиболы из гранат-пироксенамфиболовых пород Курайской зоны совпадают с данными по амфиболам из пород «метаморфической безгранатовых амфиболитов И подошвы» офиолитов Семайл (Оман) и располагаются вдоль высокотемпературного тренда, в отличие от амфиболов из гранатовых амфиболитов Курайской зоны, находящихся на окончании высокобарического тренда (рис. 6 А). Анализ плагиоклазов показал значения анортитового компонента 14-18 %, совпадающие с данными по минералам из безгранатовых амфиболитов. По соотношению миналов гранаты из гранат-пироксен-амфиболовых пород близки к гранатам из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, а клинопироксены, относящиеся к Са-клинопироксенам, формируют единую группу с пироксенами из «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл.

Расчеты по минералогическим барометрам на основе составов амфиболов [Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Yavuz, 2007] показали давления (6-8 кбар), попадающие в интервалы давлений, полученные для безгранатовых амфиболитов Курайской зоны и «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл в Омане (рис. 6 Б).

Учитывая сходство исследуемых пород с «метаморфической подошвой» офиолитов Омана, где происходило частичное плавление [Soret et al., 2017], были проведены расчеты с помощью термометров [Ridolfi et al., 2010; Ridolfi, Renzulli, 2012] по амфиболам. В результате установлено, что гранатпироксен-амфиболовые породы формировались при температурах до 860-910°С, фактически совпадающих с характеристиками для офиолитов Семайл.

Петрохимимческий анализ показал, что протолитами гранат-пироксенамфиболовых пород являлись главным образом породы состава базальтов нормальной щелочности, близкие по соотношению Ti-FeO/MgO к базальтам COX. По распределению P3Э и согласно спайдер-диаграммам гранатпироксен-амфиболовые породы можно разделить на две группы: 1. Близкая к нормальным базальтам срединно-океанического хребта типа N-MORB. 2. Сравнительно обогащенные разности, согласующиеся с E-MORB (рис. 7 Г).

По [Гусев и др., 2012] U-Pb возраст гранатовых амфиболитов составляет 604 \pm 6 млн лет. Для плагиогранитных мигматитов авторы выделяют два кластера с возрастами 610 \pm 3 и 598 \pm 6 млн лет (табл. 1).

Петро- и геохимические данные по базитовым и метабазитовым комплексам позволили сформулировать *второе защищаемое положение:*

«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 ОІВ и ОРВ и являются продуктами внутриплитного магматизма. Протолитами для метабазитов послужили преимущественно базальты срединноокеанических хребтов типа N-MORB (реже E-MORB) и в отдельных случаях – базальты типа OIB».

ГЛАВА 4. Модель эволюции Курайской аккреционной зоны

Курайская аккреционная зона является уникальным объектом, на примере которого можно восстановить геодинамические процессы в аккреционно-субдукционных орогенах.

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 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 (северо-запад Курайской зоны, район р. Каратюргунь) [Добрецов и др., 2004, 2005; Сафонова, 2005, 2008; Dobretsov et al, 2004; Safonova et al., 2004]. Комплекс субпараллельных даек в Чаган-Узунском офиолитовом массиве, напротив, по петролого-геохимическим данным имеет сходство с Баратальским океаническим островом. Можно предполагать, что дайковый комплекс был подводящими каналами для палеоподнятий типа Баратальского палеосимаунта. Этот факт подтверждает, что ультрабазиты Чаган-Узунского массива были сформированы в условиях океанической литосферы.

Как показали исследования, все метабазитовые породы Курайской аккреционной зоны имели океаническое происхождение и протолитами служили главным образом базальты типа N-MORB, значительно реже Е-МОRB и OIB. По минералогическим характеристикам их можно разделить на две группы: 1) высокобарические комплексы (гранатовые амфиболиты), 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 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». Ее формирование объясняется процессом обдукции офиолитовой пластины на океанические осадки и базальты [Колман, 1979]. 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 [Peacock, 1987; England, Molnar, 1993]. 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 [Метаморфизм и тектоника, 2001; Agard et al., 2016; Soret et al., 2017]. По аналогии с офиолитами Омана [Soret et al., 2017] гранат-пироксен-амфиболовые породы и безгранатовые амфиболиты можно отнести к «метаморфической подошве» Чаган-Узунских офиолитов, которая была сформирована в результате динамотермального воздействия ультрабазитов висячего крыла. В дальнейшем «подошва» аккретировала к нему и вместе с пластиной ультрабазитов была выведена на поверхность за счет возвратных потоков. По геохронологическим данным она была образована 598-610 млн лет назад.

Высокобарический комплекс сформировался при погружении в зону эксгумации коры. субдукции и быстрой океанической 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. 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 целом, проведенные всесторонние исследования метаморфических пород позволили сформулировать *третье защищаемые положение*:

«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 (гранатпироксен-амфиболовые породы) совместно с безгранатовыми амфиболитами «метаморфической состав подошвы», входят в образовавшейся при давлениях 5.2-9 кбар и температурах 480-910°С».

Полученные возрасты эклогитов и гранатовых амфиболитов (табл. 1) позволили выделить три дискретных события: 629 ± 5, 585 ± 4 и 524±4 млн лет. Возраст 629 ± 5 млн лет, по-видимому, отражает формирование эклогитов в зоне субдукции и их последующую эксгумацию. Следует предполагать, что субдукция крупных подводных островов и плато привела к течениям в палеосубдукционной возвратным зоне и эксгумации высокобарических пород. Возраст 585 ± 4 млн лет, по-видимому, отражает последнее столкновение крупного палеосимаунта с островной дугой, заклинивание и перескок зоны субдукции. Рb-Pb возраст карбонатной «шапки» Баратальского палеосимаунта, расположенного в западной части Курайской зоны, определенный как 570-598 млн лет [Nohda et al., 2003; Uchio et al., 2004; Ota et. al., 2007] близок к этому возрасту. К этому времени сложилась наблюдаемая структура Курайской аккреционной зоны. Возраст 524±4 млн лет скорее всего отражает продолжающиеся аккреционноколлизионные процессы в палеосубдукционной зоне Кузнецко-Алтайской островной дуги. Этот возраст хорошо коррелируется с возрастом Катунского палеосимаунта (верхний венд-ранний кембрий [Добрецов и др., 2004]) в составе одноименного аккреционного клина, который находится на севере от Курайской аккреционной зоны.

U-Pb возрасты детритовых магматических цирконов (630-480 млн лет) указывают, что островодужная система была активной в неопротерозоекембрии, что хорошо согласуется с вышеприведенными возрастами метабазитов [Chen et al., 2014]. В среднем кембрии - раннем ордовике вулканические процессы затухают, а желоб и преддуговой прогиб заполняется обломочным материалом, образованном при разрушении аккреционных призм и островной дуги.

В целом, проведенные исследования позволили сформулировать *четвертое защищаемое положение:*

«По геолого-геохронологическим данным субдукционноаккреционные процессы в Курайской зоне происходили в период 629-585 млн лет».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получены новые геологические, петрологические, изотопно-геохимические, минералогические и геохронологические данные.

Полученные данные по базит-ультрабазитовым комплексам свидетельствуют об их формировании в условиях океанической коры. Результаты проведенных исследований практически однозначно показали, ультрабазиты Чаган-Узунского массива что формировались в палеогеодинамических условиях срединно-океанического хребта и в дальнейшем взаимодействовали с расплавами. Новые данные, с одной стороны, подтверждают отнесение базальтов, окружающих Чаган-Узунский офиолитовый массив, к внутриплитным океаническим базальтам [Добрецов и др., 1992], а с другой стороны показывают, что характер магматизма соответствовал главным образом ОІВ, в отличие от внутриплитных магматических систем преимущественно платобазальтового типа (ОРВ), ответственных за формирование Баратальского палеосимаунта [Добрецов и др., 2004, 2005; Сафонова, 2005, 2008; Dobretsov et al, 2004; Safonova et al., 2004] и дайкового комплекса в Чаган-Узунских гипербазитах.

петрохимических Результаты И геохимических исследований метабазитов Курайской аккреционной зоны показали фактически единый для них протолит (базальты типа N-MORB, реже E-MORB, OIB), что хорошо коррелируется с данными по базит-ультрабазитовым комплексам. По условиям формирования метабазиты 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. Совместно они образуют инвертированный зональный комплекс «метаморфической подошвы» Чаган-Узунских офиолитов, механизм формирования которой предполагает динамотермальное воздействие ультрабазитов висячего крыла при субдукции молодой океанической коры.

По геолого-геохронологическим данным субдукционно-аккреционные процессы в Курайской аккреционной зоне происходили в период 629-585 млн лет. Более молодые датировки метабазитовых пород свидетельсвуют о том, что субдукционно-аккреционные процессы в Кузнецко-Алтайской островной дуге происходили и в раннем кембрии.

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

Список основных публикаций автора по теме диссертации

Статьи в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК:

1. 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.

2. 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.

3. 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. V. 34. P. 1-15.

4. Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., **Kulikova A.V.**, Rubanova E.S. Crustal melting and magma mixing in a continental arc setting: Evidence from the Yaloman intrusive complex in the Gorny Altai terrane, Central Asian Orogenic Belt // Lithos. 2016. V. 252-253. P.76-91.

5. 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.

6. 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.

Избранные тезисы докладов на конференциях и совещаниях:

1. **Куликова А.В.**, Симонов В.А., Волкова Н.И., Котляров А.В., Буслов М.М. Условия формирования гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса из офиолитов Горного Алтая // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып 9. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2017. С. 271-276.

2. Куликова А.В., Буслов М.М., Травин А.В. Геохронология метаморфических пород палеосубдукционного канала Курайской аккреционно-коллизионной зоны Кузнецко-Алтайской островной дуги Сибирского континента (юго-восточная часть Горного Алтая) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2017. Вып. 15. С. 159-161.

3. Симонов В.А., **Куликова А.В.**, Котляров А.В., Волкова Н.И. Океанический метаморфизм ультрамафитов из офиолитов Горного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2017. Вып. 15. С. 249-251.

4. **Kulikova A.V.**, Buslov M.M. Late Precambrian – Early Ordovician evolution of Kurai accretionary-collision zone (south – east part of Gorny Altai) // Materials of VIII International Siberian Early Career GeoScientists Conference. Novosibirsk. 2016. P.239-240

5. Куликова А.В., Буслов М.М. Геодинамическая природа и возраст Чаган-Узунского офиолитового массива (юго-восточная часть Горного Алтая) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы начного совещания. Иркутск: Институт Земной коры СО РАН. 2016. Вып.14. С. 167-168.

6. **Куликова А.В.** Модель формирования Курайской аккреционной призмы: результат конвергенции палеоокеанический остров-островная дуга (юго-восточная часть Горного Алтая). Материалы IV-ой Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. г.Санкт-Петербург. 2015. С. 27-30.

7. Куликова А.В. Эволюция Курайской аккреционно-коллизионной зоны Кузнецко-Алтайской островной дуги в венде-раннем ордовике, юго-восточная часть Горного Алтая. Материалы XIII конференции студенческого научного общества Геологического факультета СПбГУ «Геология в различных сферах». г. Санкт-Петербург. 2014. С.93-94.



Рис.1. Геолого-геодинамическая схема Курайской зоны (по [Буслов и др., 2013] с изменениями и дополнениями)



1 – кайнозойские отложения; 2 – позднекарбоновая моласса; 3 - позднепалеозойский комплекс: 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, 6 голубые сланцы. 7- серпентинитовый меланж. 8 средневерхнедевонские турбидиты; 9 раннесреднедевонские вулканогенно-осадочные породы; 10-15 -Курайский аккреционный комплекс: 10 - кембрийские турбидиты, 11 – карбонаты, 12 – вендские вулканиты палеосимаунта (а) и океанического дна (б), 13 – перидотиты

Чаган-Узунского массива, серпентинитовые меланжи с эклогитами, 14 –амфиболиты, 15 – поздневендская олистострома; 16, 17 – Ануйско-Чуйский прогиб: 16 – олистостромовобрекчиевые породы, 17 – турбидиты; 18-20 – позднедокембрийско-раннеордовикская Кузнецко-Алтайская островная дуга: 18 – вулканиты, 19 – карбонатно-терригенные породы, 20 – раннесреднекембрийские габбро-пироксениты; 21 – позднедокембрийско-раннепалеозойские турбидиты; 22 – позднесилурийско-среднедевонские гранитогнейсы и сланцы; 23 – среднепозднедевонские терригенно-карбонатные породы; 24 – несогласная граница; 25 – надвиги: докембрийские (а) и позднедевонские-раннекарбоновые; 26 – позднекарбоновопермские сдвиги (а) и надвиги (б); 27 – линия разреза; 28 – номера образцов (табл. 1).

Рис. 2. Соотношение Ti-Yb в ультрабазитах Чаган-Узунского массива (Pr).

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.





Рис. 3. Диаграмма Cr# – Мg# для хромшпинелидов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива (на основе диаграмм [Jaques, Green, 1980; Hirose, Kawamoto, 1995]).

III, IV, V – хромшпинелиды из гарцбургитов. Поля 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]. Степени частичного плавления гипербазита: I – слабо истощенный (10-15 %); II – умеренно деплетированный (15-20 %); III – сильно деплетированный (20-25 %); IV – предельно деплетированный (более 25 %). Cr# = Cr·100/(Cr+AI). Mg# = Mg·100/(Mg+Fe²⁺).

Рис. 4. Распределение РЗЭ, нормированных к составу примитивной мантии по [McDonough et al., 1991] в ультрабазитах Чаган-Узунского массива.

1 – гарцбургиты; 2 - нижняя граница поля бонинитов [Добрецов и др., 1985]; 3 – нижняя граница поля базальтов типа N-MORB [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999]. Поля абиссальных перидотитов (голубой) [Niu, 2004] и перидотитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (зеленый) [Parkinson et al., 1998].



Рис. 5. Распределение РЗЭ, нормированных к составу хондрита по [Boynton, 1984] в базальтах, окружающих Чаган-Узунский офиолитовый массив (А) и габбродиабазовых дайках, прорывающих его (Б).

Поля базальтов типа N-MORB (синий) [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999] и базальтов плато Онтонг Джава (оранжевый) [Mahoney et al., 1993]. Розовой линией показаны составы базальтов промежуточной серии Гавайских островов [Соболев, Никогосян, 1994].



Рис. 6. Соотношение (Na+K) — Al IV (A) и соотношение давления и содержания алюминия (Б) в амфиболах из метабазитов Курайской зоны.

1-4 – амфиболы из гранатовых амфиболитов в блоках 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]. Поля амфиболов из амфиболитов (Om 1) и из «метаморфической подошвы» (Om 2) офиолитов Семайл, Оман [Searle, Malpas, 1982; Soret et al., 2017].



Рис. 7. Распределение РЗЭ, нормированных к составу хондрита по [Boynton, 1984].

А – гранатовые амфиболиты из блоков серпентинитового меланжа, Б – гранатовые амфиболиты отдельных тектонических пластин, В – безгранатовые амфиболиты, Д – гранат-пироксен-амфиболовые породы. Поля базальтов типа N-MORB (синий) и базальтов типа E-MORB (оранжевый) [Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999]. Оранжевой линией показана верхняя граница поля базальтов типа E-MORB [Симонов и др., 1999], красной - базальты Гавайских островов (ОІВ) [Соболев. Никогосян, 1994].

Nº	Метод	Порода	Минерал	Возраст, млн лет	Номер образца	Источник
1	Ar/Ar	эклогит	Amph	562±11; 629±5; 635±10;	124-3a, 124-3b, 124-4	Buslov at al., 2002
2	U/Pb	эклогит	Zr	619±13	4245	Гусев и др. 2012
3	Ar/Ar	гранатовый амфиболит	Amph	586±6	Ch1	оригинальные данные
4	Ar/Ar	гранатовый амфиболит	Amph	583±8	94-124	оригинальные данные
5	Ar/Ar	гранатовый амфиболит	Amph	580±10	92-1-25	оригинальные данные
6	Ar/Ar	гранатовый амфиболит	Amph	521±4 573±5	Чу1-4Б	оригинальные данные
7	Ar/Ar	гранатовый амфиболит	Phen	593±3.5	H-16-98	Волкова и др., 2007
8	Ar/Ar	гранатовый амфиболит	Phen	584±4	02-24	оригинальные данные
9	Ar/Ar	гранатовый амфиболит	Phen	563-569	Чу1-4а, Чу1-4б	оригинальные данные
10	Ar/Ar	гранатовый амфиболит	Amph	631±12	97-126	оригинальные данные
11	Ar/Ar	гранатовый амфиболит	Amph	544±10	Б-13-45	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	Ar/Ar	амфиболит	Amph	580±6	97-128-1	оригинальные данные
15	Ar/Ar	амфиболит	Amph	571±4	97-128	оригинальные данные
16	Ar/Ar	биотит- амфиболовые пород	Amph	594±10	13-42-1	оригинальные данные
17	U/Pb	плагиогранит	Zr	604±3	16-182	оригинальные данные

Таблица 1. Возрастные характеристики метаморфических пород Курайской аккреционной зоны.

Примечание. 1-9 – возрасты минералов из гранатовых амфиболитов и эклогитов из блоков серпентинитового меланжа, 10-11 – возрасты минералов из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин, 12-13 – возрасты минералов гранат-пироксен-амфиболовых пород, 14-16 – возрасты минералов безгранатовых амфиболитов; 17 – возрасты цирконов из прорывающих безгранатовые амфиболиты даек.