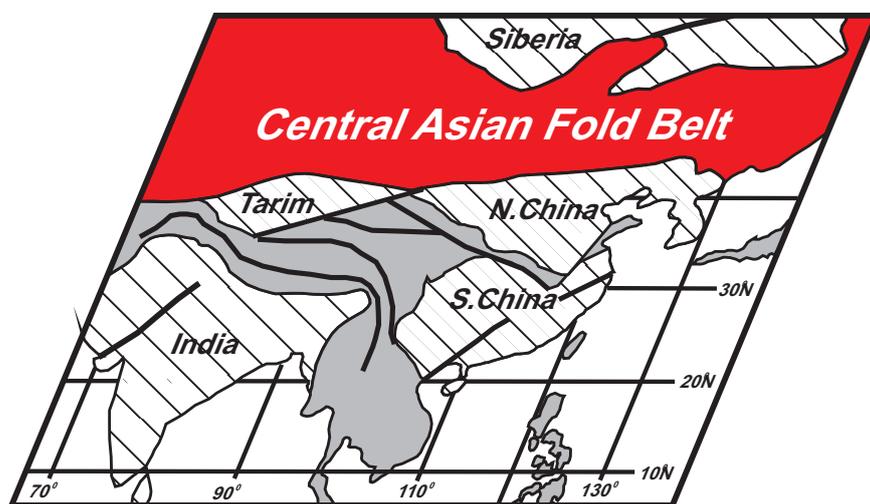




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА 
К КОНТИНЕНТУ



1

ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 6

ИРКУТСК
2008

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-
АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО
ПОЯСА
(от океана к континенту)**

**Материалы научного совещания
по интеграционным программам
Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН**

(14–18 октября 2008 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 1

Иркутск
2008

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. – В 2-х томах. – Т. 1. – 163 с.

В сборнике представлены труды совещания, проводимого в рамках интеграционных программ Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН. Организаторами совещания являются руководители и ответственные исполнители Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ 10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры».

Основная тематика совещания:

1. Ранние этапы становления и эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (мезо- и неопротерозой).
2. Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана (палеозой–мезозой).
3. Внутриплитная активность, горообразование и палеоклиматические изменения в мезозое и кайнозое Центральной Азии.
4. Палеомагнетизм, геодинамика и пространственно-временные реконструкции Центрально-Азиатского пояса и его обрамления.
5. Металлогеническая эволюция и условия проявления рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Председатель Оргкомитета совещания

член-корр. РАН Е.В. Складчиков (ответственный редактор)

Ученые секретари совещания

д.г.-м.н. Д.П. Гладкочуб, к.г.-м.н. Т.В. Донская (составители сборника)

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ 10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 08-05-06103)

На обложке – схема основных тектонических структур Центральной Азии по [Li et al., 2003].

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 7 от 10.09.2008 г.)

ISBN 978-5-902754-35-0 (т. 1)
ISBN 978-5-902754-34-3

© Институт земной коры СО РАН, 2008

СОДЕРЖАНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА	7
<i>ШУМИЛОВСКОЕ ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ</i> В.С. Абушкевич, Л.Ф. Сырицо	8
<i>К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ АЛТАЙСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПОДНЯТИЯ В КАЙНОЗОЕ</i> А.Р. Агатова, Р.К. Непоп	10
<i>Na-K ПАРГАСИТ В ИЗМЕНЁННЫХ АНОРТОЗИТАХ ХУНЖИЛИНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ХАНГАЙ, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)</i> П.Я. Азимов, И.К. Козаков	13
<i>P-T УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКОГЛИНОЗЁМИСТЫХ ПОРОД ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ БАЯН-КОЛЬСКОГО ГРАНОДИОРИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО- ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i> П.Я. Азимов, И.К. Козаков	14
<i>УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ЮЖНО-АЛТАЙСКОГО ПОЯСА</i> П.Я. Азимов, И.К. Козаков	15
<i>НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (U-Pb МЕТОД ПО ЦИРКОНУ) И Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АНОРТОЗИТОВ ХУНЖИЛИНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ТАРБАГАТАЙСКИЙ ВЫСТУП)</i> И.В. Анисимова, И.К. Козаков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, В.П. Ковач, А.М. Федосенко, С.З. Яковлева	18
<i>ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ МЕЗО-НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛО- ПАТОМСКОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ</i> С.А. Анисимова, Н.К. Гелетий, С.Н. Коваленко	20
<i>ГРАНИТОИДЫ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ (АБДАР-ХОШУТУЛИНСКАЯ ИНТРУЗИВНО-ДАЙКОВАЯ СЕРИЯ)</i> В.С. Антипин, Д. Одгэрэл	22
<i>ПРОБЛЕМА КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ЦИКЛА СУПЕРКОНТИНЕНТА В ФАНЕРОЗОЕ</i> В.П. Апарин, Е.В. Казанцева, С.В. Петроченко	24
<i>РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АССО И МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ</i> Г.А. Бабин, С.П. Шокальский, А.Г. Владимиров, С.Н. Руднев, С.А. Сергеев, Т.Е. Салтыкова	27
<i>ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА: АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ</i> М.Л. Баженов, Н.М. Левашова, Р. Ван дер Во, А.В. Абражевич	32
<i>МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ И ИХ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ</i> Д. Батулзий, В.С. Антипин, О. Гэрэл	34
<i>КЕМБРИЙ В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД ЮЖНОГО УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ</i> А.А. Белова, А.В. Рязанцев	37
<i>АНАЛИЗ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА</i> С.Ю. Беляев, М.А. Фомин	40
<i>ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕНА И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ИЗМЕНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА</i> М.М. Буслов, Д.А. Кох	43

<i>ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ХОРОГОЧИНСКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА</i> И.В. Бучко, Е.Б. Сальникова, А.А. Сорокин, А.Б. Котов, А.М. Ларин, С.Д. Великославинский, С.З. Яковлева, Ю.В. Плоткина	46
<i>ВЫСОКОТИТАНИСТЫЕ ГАББРОИДЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА: ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ</i> И.В. Бучко, А.А. Сорокин, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, А.М. Ларин, С.Д. Великославинский, Ю.В. Плоткина	49
<i>ЗАЛОЖЕНИЕ И НАЧАЛЬНЫЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА</i> В.А. Буш, А.Н. Диденко, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова	51
<i>МИГРАЦИЯ ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННЫХ ТРЕЩИН В ЛИТОСФЕРЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ</i> Е.В. Васильева, В.И. Васильев, Н.С. Жатнуев	54
<i>ПЕТРОЛОГИЯ СИНГРАНИТНЫХ ОРДОВИКСКИХ ДАЕК (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА)</i> Е.А. Васюкова, А.Э. Изох, А.В. Лавренчук	56
<i>ПРОБЛЕМЫ РАСПОЗНАВАНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД: СУБДУКЦИОННЫЕ И ВНУТРИПЛИТНЫЕ ОБСТАНОВКИ</i> С.Д. Великославинский	59
<i>ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ЛЕЙКОГРАНИТОВ А-ТИПА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)</i> А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Н.Ю. Матушкин, О.П. Полянский, А.В. Травин	62
<i>«ГОРЯЧИЕ» СДВИГОВЫЕ СИСТЕМЫ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ</i> А.Г. Владимиров	65
<i>ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd и Sr ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГАББРОИДОВ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ</i> М.Г. Волкова, С.А. Татарников	69
<i>ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ КУРТУШИБИНСКОГО ХРЕБТА: ГЕОХИМИЯ, ПРИРОДА ПРОТОЛИТА, ВОЗРАСТ</i> Н.И. Волкова, С.И. Ступаков, Г.А. Бабин, С.Н. Руднев, А.А. Монгуш, А.В. Травин, Д.С. Юдин	71
<i>СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДЕВОНСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ В ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ И МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНАХ</i> А.А. Воронцов	74
<i>ДЕВОНСКИЕ ВЫСОКОТИТАНИСТЫЕ И УМЕРЕННОТИТАНИСТЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА</i> А.А. Воронцов, С.В. Андрущенко	76
<i>ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА</i> Н.К. Гелетий	78
<i>РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> А.С. Гладков, Т.Р. Вафин	81
<i>«РИФЕЙСКИЙ ПАРАДОКС» И ПРОБЛЕМА ТРАНСПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА (ДАННЫЕ ПО ЮГУ СИБИРСКОГО КРАТОНА)</i> Д.П. Гладкочуб, Е.В. Скляр, Т.В. Донская, А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов	83
<i>ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ПРИСТАНОВОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА</i> В.А. Глебовицкий, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, А.М. Ларин, С.Д. Великославинский, И.С. Седова	85

<i>ИСТОРИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕКТОРА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА</i>	
И.В. Гордиенко, А.Н. Булгатов, В.С. Климук, О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских, Н.И. Ласточкин, В.С. Ситникова, Т.А. Ветлужских	87
<i>ОКЕАНИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ ХАРАГОЛЬСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОЗОИД ЗАПАДНОГО ХЭНТЭЯ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)</i>	
И.В. Гордиенко, А.Я. Медведев, М.А. Горнова, Н.И. Ласточкин, Т.А. Ветлужских, В.А. Беляев	91
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАБАЗИТОВ В ТОНАЛИТОВЫХ «СЕРЫХ ГНЕЙСАХ» БАЙДАРИКСКОГО БЛОКА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ): ДОКАЗАТЕЛЬСТВО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЕ ПЛАТО – ОСТРОВНАЯ ДУГА</i>	
М.А. Горнова, В.А. Беляев, А.Я. Медведев	93
<i>РОЛЬ ГАББРО В ФАНЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ</i>	
В.И. Гребенщикова, А.Я. Медведев, Д.А. Носков	96
<i>РАННЕОРДОВИКСКИЕ АДАКИТЫ В АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ ПРЕДЧИНГИЗЬЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА</i>	
К.Е. Дегтярев, М.В. Лучицкая, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, К.Н. Шагагин, А.А. Третьяков	99
<i>ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ КОРЫ ХРЕБТА ЧИНГИЗ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ И ВУЛКАНИТОВ</i>	
К.Е. Дегтярев, К.Н. Шагагин, А.Б. Котов, В.П. Ковач, М.В. Лучицкая	102
<i>ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ ДАРХАТСКОЙ И ЭГЫЙНГОЛЬСКОЙ СЕРИЙ (ПРИХУБСУГУЛЬЕ, МОНГОЛИЯ): СОПОСТАВЛЕНИЕ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ</i>	
Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов	104
<i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КУЗЕЕВИТОВ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА)</i>	
А.Н. Диденко, И.К. Козаков, А.В. Дворова	107
<i>НАПРАВЛЕНИЯ ВСПАРЫВАНИЯ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДЕСТРУКТИВНОГО ПРОЦЕССА (НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ)</i>	
А.А. Добрынина, В.А. Саньков	110
<i>ГЕРЦИНСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ</i>	
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, И.П. Падерин	113
<i>ИЗОТОПНАЯ ND-SR СИСТЕМАТИКА ПОРОД ОСАДОЧНОГО РАЗРЕЗА ОЗЕРА БАЙКАЛ</i>	
С.И. Дриль, Е.В. Иванов, М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк, Н.Ю. Загорная, В.Ф. Гелетий	116
<i>SM-ND ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i>	
С.И. Дриль, Г.П. Сандимирова, С.А. Татарников, М.Э. Казимировский	119
<i>ПЕРВИЧНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ АМФИБОЛ, СЛЮДА, РЕДКИЕ И ПОТЕНЦИАЛЬНО НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ЦИРКОНИЯ В ДОЛЕРИТАХ ПАДУНСКОГО И ТОЛСТОМЫСОВСКОГО СИЛЛОВ (СИБИРСКИЕ ТРАППЫ)</i>	
А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, Л.З. Резницкий, Н.С. Карманов, М.Л. Фиорентини	122
<i>СТАГНАЦИЯ СЛЭБОВ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ МАНТИИ И ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ</i>	
А.В. Иванов, К.Д. Литасов	125
<i>НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ДЕВОНСКИМ ВУЛКАНИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ</i>	
А.Ю. Казанский, Д.В. Метелкин, В.В. Благовидов	127
<i>ДЕЛАМИНАЦИИ И ДЕЛАМИНАЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ</i>	
А.И. Киселев, И.В. Гордиенко	130
<i>ЭПИЗОДЫ СИНХРОНИЗАЦИИ ГОДОВЫХ ЧИСЕЛ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МОНГОЛО-БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА</i>	
А.В. Ключевский, Г. Баяр	132

<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ, МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ</i>	
Д.В. Коваленко	135
<i>ВЕНД–КЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ЮВЕНИЛЬНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ИСТОЧНИКИ И ВЕДУЩИЕ МЕХАНИЗМЫ (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ)</i>	
В.П. Ковач, В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, Е.Б. Сальникова, И.К. Козаков, А.Б. Котов, Л.Б. Терентьева	138
<i>ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ ЭТАП В ФОРМИРОВАНИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТАРБАГАТАЙСКОГО ВЫСТУПА РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ</i>	
И.К. Козаков, Т.И. Кирицова, М.М. Фугзан, В.П. Ковач	140
<i>РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ: К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ И КОНТАМИНИРОВАННЫХ РИФТОГЕННЫХ МАГМ</i>	
А.М. Козловский, Н.Н. Кононова	142
<i>ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ</i>	
А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, А.М. Ларин, А.А. Сорокин, С.Д. Великославинский, В.А. Глебовицкий, В.П. Ковач, И.В. Анисимова, С.З. Яковлева	145
<i>СЕКВЕНТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i>	
Б.Б. Кочнев	148
<i>ПЕТРОЛОГИЯ ЭФФУЗИВНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК</i>	
Н.Н. Крук, Д.П. Гладкочуб, А.А. Цыганков, Т.В. Донская, А.А. Монгуш	151
<i>СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ХАРЛОВСКОГО ГАББРО-ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)</i>	
Н.Н. Крук, С.П. Шокальский, И.В. Николаева, С.В. Хромых	154
<i>МАГМАТИЗМ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ГОБИ-АЛТАЙСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ</i>	
Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, В.А. Лебедев, В.М. Саватенков	157
<i>ВНУТРИПЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЕВРАЗИИ И ПРОБЛЕМЫ ГЛУБИННОЙ ГЕОДИНАМИКИ</i>	
М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк	159
<i>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</i>	162

ОТ РЕДАКТОРА

Дорогие коллеги!

Заканчивается второй трехлетний цикл Интеграционной программы исследований Центрально-Азиатского складчатого пояса. Нет сомнений в том, что на очередном, шестом по счету, совещании в 2008 г. будут представлены новые интересные результаты по проблемам тектоники, магматизма, метаморфизма, осадконакопления и металлогении Центральной Азии. Наверняка в ходе работы Совещания возникнут новые проблемы, будут поставлены новые задачи, которые, безусловно, будут решаться в будущем. Вот только будут ли эти задачи решаться в рамках Интеграционной программы, которая уже шесть лет объединяет коллективы исследователей из Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска, Иркутска, Улан-Удэ, Благовещенска, Хабаровска и многих других городов России? Сейчас, в момент подготовки сборника материалов Совещания, это большой и больной вопрос.

Уже известно, что региональный уклон, который с самого начала был заявлен в названии Интеграционной программы, на современном этапе развития научно-организационных процессов в Академии наук должен быть заменен более широкой и фундаментальной тематикой, выходящей далеко за рамки Центрально-Азиатского региона.

Однако изменение названия новой Интеграционной программы и расширение спектра решаемых в ее рамках научных проблем не должны отразиться на самом главном достижении, полученном за 6 лет выполнения работ по уходящей Программе. Речь идет о сохранении и «унаследованности» коллектива исследователей, объединяющего геологов из различных уголков России, посвятивших свою научную деятельность изучению Центрально-Азиатского региона.

Для всех нас – участников традиционного научного Совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» – чрезвычайно важно, чтобы в 2008 г. новая Программа была одобрена и утверждена на уровне Президиума РАН. На данный момент еще только согласовывается название и основные направления исследований новой Программы, да и к началу совещания ее судьба не будет окончательно решена. Одно я могу сказать определенно: независимо от того, будет ли новая Программа утверждена РАН в 2008 г., традиционное научное совещание по Центрально-Азиатскому поясу, история которого берет свое начало с 2003 г., будет продолжено. Да, Институту земной коры СО РАН будет сложнее находить финансирование на подготовку и проведение Совещания, многим участникам будет труднее изыскивать средства для поездки в Иркутск. Однако все-таки это не фатально, и традиция проведения совещания будет продолжена.

Надеюсь, что во время совещания мы не только обсудим научные проблемы и подведем итоги реализации второго цикла Интеграционной программы, но и наметим основные направления будущих исследований, ориентированных на изучение принципиальных вопросов строения и эволюции Центрально-Азиатского региона.

Удачи всем нам!

Е.В. Складов

ШУМИЛОВСКОЕ ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ

*В.С. Абушкевич**, *Л.Ф. Сырицо***

* Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, vik2211@gmail.com

** Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

В работе представляются первые результаты изотопного исследования пород известного Шумиловского вольфрамового месторождения в Центральном Забайкалье на основе Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем. Уникальность этого месторождения заключается в редком сочетании раскристаллизованных литий-фтористых гранитов с субэффузивными аналогами – онгонитами и рудно-продуктивной цинвальдит-топазовой залежью с вольфрамитом. Открытие Шумиловского вольфрамового месторождения вызвало дискуссии в среде исследователей, занимающихся проблемами редкометалльного рудообразования, основными вопросами которых явились возрастные соотношения массивов шумиловской редкометалльной системы, а именно: гранитоидов даурского комплекса (амфибол-биотитовых гранитов), биотитовых гранитов Шумиловского массива, микроклин-альбитовых гранитов с протолитионитом внутреннего купола и онгонитов; степень и характер мантийно-корового взаимодействия при формировании магматической редкометалльной системы Шумиловского рудного узла; источник рудного вещества (вольфрама) продуктивной залежи и ее генетические связи с литий-фтористыми гранитами внутреннего купола. Настоящая работа представляет собой первые подступы к решению этих проблем.

Шумиловское месторождение расположено в пределах Даурской структурно-формационной зоны Sn-W пояса Забайкалья, на территории Чикойского рудного района, представляющего собой часть герцинской складчатой области, испытавшей в мезозое тектоно-магматическую активизацию.

Закономерности распределения петрогенных, редких и рассеянных элементов для пород Шумиловского рудного узла детально рассмотрены ранее [1].

Для оценки возрастных соотношений рассматриваемых групп пород нами использовался Rb-Sr метод датирования по пороодообразующим минералам (полевые шпаты, слюды) и валовым пробам пород. С целью оценки источника вещества, а также степени мантийно-корового взаимодействия были изучены Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы магматических образований Шумиловского рудного узла.

Объектами исследования в пределах рассматриваемого рудного узла явились вмещающие амфибол-биотитовые гранито-гнейсы даурского комплекса, биотитовые граниты Асакан-Шумиловского комплекса (Шумиловский массив, основной купол), протолитионитовые граниты (внутренний малый купол), шток топазовых риолитов.

В результате проведенных исследований установлено, что фигуративные точки составов, отвечающие валовой пробе биотитовых гранитов Шумиловского массива (основной купол) (проба Ш-4085), плагиоклазу, калиевому полевому шпату и слюде, соответствуют изохронной модели и определяют возраст формирования биотитовых гранитов равным 172.3 ± 1.0 млн лет при $IR(Sr) = 0.70688 \pm 7$ и СКВО 1.0 (рис. 1). В то же время внутренний малый купол протолитионитовых гранитов (проба Ш-4037) также обнаруживает изохронную модель на минеральном уровне (валовая проба породы, протолитионит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз) с возрастом 1627 ± 1.1 млн лет при $IR(Sr) = 0.7041 \pm 20$ и СКВО 0.38. При добавлении в расчеты фигуративной точки, отвечающей валовой пробе топазовых риолитов (проба Ш-4141), изохронная зависимость сохраняется со значением СКВО 0.61. Исходя из этого, можно говорить об одновременном формировании протолитионитовых гранитов внутреннего купола и штока топазовых риолитов в момент времени 162.5 ± 1.0 млн лет при $IR(Sr) = 0.7042 \pm 20$ (рис. 2). Таким образом, достоверно установлен временной разрыв (по меньшей мере 9 млн лет) между временем становления материнского массива биотитовых гранитов и малого купола протолитионитовых гранитов с редкометалльной минерализацией, а также одновременность формирования последнего и штока топазовых риолитов.

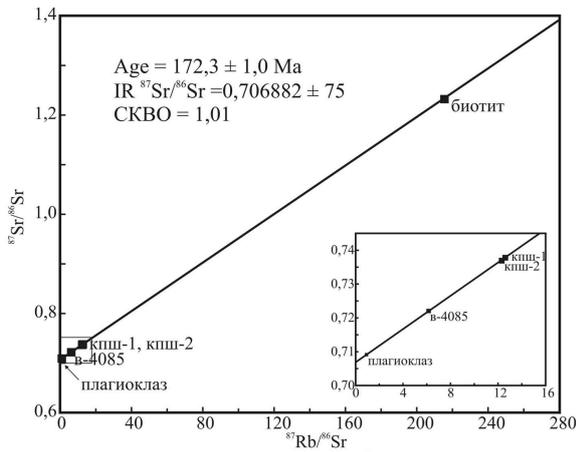


Рис. 1. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для минералов и валовой пробы породы биотитовых гранитов (проба Ш-4085) Шумиловского массива (основной купол).

Сокращения: в-4085 – валовая проба биотитовых гранитов.

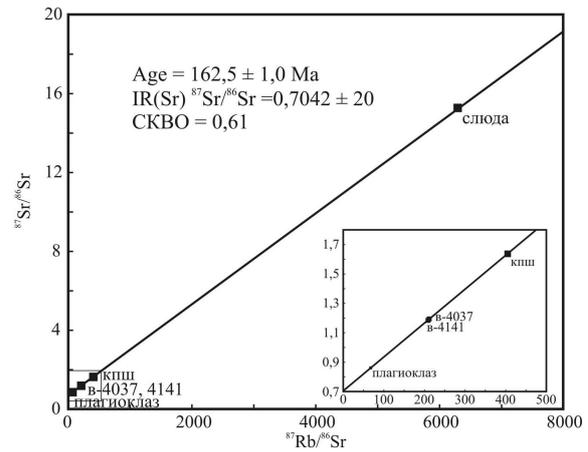


Рис. 2. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для минералов и валовых проб протолитионитовых гранитов (проба Ш-4037) (внутренний купол) и топазовых риолитов (проба Ш-4141) Шумиловского интрузива.

Сокращения: в-4037 – валовая проба протолитионитовых гранитов, слюда – протолитионит, проба в-4141 – валовая проба топазовых риолитов.

Представление об источниках вещества и степени мантийно-корового взаимодействия дает изучение Sm-Nd изотопной системы рассматриваемых пород.

Биотитовые граниты Шумиловского массива (основной купол) характеризуются низким самарий-неодимовым отношением и значением ϵNd ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1125$, $\epsilon\text{Nd}(172)=-2.0$, $T_{\text{DM}}=1072$). В совокупности с геохимическими данными (родство в уровнях накопления несовместимых элементов) можно предполагать, что выплавление биотитовых гранитов Шумиловского массива происходило за счет вмещающих биотитовых гнейсов ($\epsilon\text{Nd}(172)=-1.1$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.0972$, $T_{\text{DM}}=895$) без какого-либо привноса ювенильной составляющей. Однако на момент образования протолитионитовых гранитов малого внутреннего купола (162 млн лет) (которые выплавлялись, вероятно, также за счет амфибол-биотитовых гранито-гнейсов) мы фиксируем существенное увеличение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения до 0.2167 ($\epsilon\text{Nd}(162)=-1.0$), что наравне с низким $\text{IR}(\text{Sr})=0.7041\pm 20$ указывает на участие ювенильной мантийной составляющей при формировании этих пород. Тот же эффект наблюдается в топазовых риолитах ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2193$; $\epsilon\text{Nd}(162)=-1.0$), генетически связанных с протолитионитовыми гранитами малого купола.

Обобщая полученные изотопно-геохимические данные, можно говорить, что на этапе формирования редкометалльной системы фиксируется участие ювенильной мантийной составляющей, которая проявляется, в первую очередь, в высоких самарий-неодимовых отношениях ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2167-0.2193$). Важно отметить, что привнос этой составляющей осуществляется извне, так как изотопные (неодимовые) характеристики пород субстрата плавления являются существенно коровыми. Вероятным источником обогащения гранитного расплава мантийной компонентой можно рассматривать флюидную фазу с мантийными характеристиками, воздействующую на кристаллизующийся гранитный расплав.

[1] Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Ситников А.Л., Тимохина Л.А. Закономерности распределения петрогенных, редких и рассеянных элементов в породах и рудах Шумиловского вольфрамового месторождения (Центральное Забайкалье) и некоторые вопросы генезиса // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов / Под ред. В.В. Гордиенко. – СПб, 1998. Вып. 5. – С. 21–39.

К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ АЛТАЙСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПОДНЯТИЯ В КАЙНОЗОЕ

А.Р. Агатова, Р.К. Ненон

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, agatr@mail.ru

После длительных дискуссий конца XIX – середины XX века в представлениях о механизме формирования горных сооружений Тянь-Шаня и Алтая главная роль стала отводиться сопряженному разломо- и сводообразованию [1-3]. Кроме того, в спорах о преимущественно сводовом воздымании [4] и молодых вертикальных блоковых движениях [5] выкристаллизовалось само понятие о новейшей тектонике, отраженной не только в отложениях межгорных впадин, но и в деформациях горного рельефа [6, 7]. Влияние горизонтальных движений на формирование разломно-складчатых горных сооружений Центральной Азии стало очевидным после Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. [8]. Сокращение земной коры в этом регионе объясняется последствиями Индо-Евразийской коллизии [9]. В настоящее время при рассмотрении морфотектоники Алтая также постулируется взаимообусловленность разломных и складчатых деформаций. При этом в работе [10] подчеркивается ведущая роль сдвиговой составляющей в горизонтальных перемещениях коровой массы и формировании закономерной сети разломов, а складчато-блоковый механизм привлекается лишь для объяснения возникновения линейных морфоструктур ранга хребтов («flower-structure» по [3] или зоны линейного коробления по [11]). В то же время построение карт базисной поверхности позволило Г.Ф. Уфимцеву доказать сводовую структуру всего Алтайского поднятия, осложненного, в свою очередь, сводово-глыбовыми деформациями с практически равным участием изгибов и разрывов в структуре хребтов и впадин, в поперечном сечении имеющих вид системы «волн» земной поверхности [12].

Вместе с тем, в последнее время появились работы, в которых особое место уделяется именно волновой природе геологической среды [13, 14]. Физической основой концепции волновой тектоники является волновой и фрактальный дуализм геологической среды. Разномасштабные волновые процессы приводят к формированию разномасштабных дискретных структур, являющихся, в свою очередь, источником распространения новых волновых процессов. Важнейшая особенность процессов в геологической среде – их нелинейность и необратимость – связана с тем, что волновой процесс приводит к дискретной фрактальной структурированности геологической среды, которая препятствует возвращению возмущенной волновым процессом среды к исходному состоянию [14].

Этот новый теоретический подход, являясь следствием представлений о глобальной тектонике плит [15, 16] и миграции очагов сильных землетрясений вдоль глубинных разломов [17], позволяет объяснить некоторые особенности горообразования на территории Алтая. К таким особенностям мы относим омоложение осадков межгорных впадин в южном направлении и более позднее вовлечение южных районов Алтая в оледенение. Так, в пределах Гобийского Алтая оледенение стало возможным лишь в позднем плейстоцене [18], несмотря на усиливающуюся аридизацию климата [19]. Эти факты свидетельствуют о постепенном смещении тектонической активизации и процесса горообразования на территории Алтая к югу от Западно-Сибирской платформы и наиболее позднем и при этом быстром поднятии Гобийского Алтая.

Кроме того, в южном направлении происходит упрощение структуры горной системы в целом: веерообразная система хребтов и межгорных впадин Русского Алтая на территории Монгольского Алтая сменяется несколькими сближенными субпараллельными горными цепями с узкими межгорными понижениями, а Гобийский Алтай представляет собой уже цепочку хребтов и отдельные далеко отстоящие друг от друга хребты и массивы, как бы «протыкающие» окружающие предгорные впадины, тогда как межгорные впадины здесь вообще не сформированы. На наш взгляд, эта особенность является следствием не только удаления от контакта сразу трех жестких блоков – Джунгарской и Монголо-Тувинской микроплит и Западно-Сибирской плиты [10], но и различной продолжительности формирования горного рельефа (разной степени его «зрелости»).

Таким образом, омоложение горных сооружений в пределах Алтайского поднятия происходит в направлении, противоположном основному направлению распространения стресса от коллизии Индийского и Евразийского континентов. На наш взгляд, такая закономерность может быть объяснена с позиций концепции волновой тектоники. В формировании новейшей тектонической структуры гор Алтая участвуют как прямая деформационная волна северо-восточного направления, подходящая к его передовому юго-западному флангу, так и отраженная от границы Западно-Сибирской плиты волна, ослабевающая в юго-восточном направлении. Именно наложение этих деформационных волн в условиях усугубляющегося сжатия между Джунгарской и Монголо-Тувинской микроплитами и Западно-Сибирской плитой, а также влияние Хангайского поднятия на северо-востоке определяют современное строение Алтая: омоложение возраста горообразования с севера на юг, волнообразную форму продольного профиля базисной поверхности поднятия, образующей вытянутый в юго-восточном направлении свод, Т-образную форму сочленения главных водоразделов Русского и Монгольского Алтая, асимметричность линейных хребтов юго-восточной части Русского Алтая. Крутой уступ базисной поверхности вблизи границы с Западно-Сибирской плитой и минимальные высоты цоколя Алтайского поднятия на территории Северо-Восточного Алтая могут быть объяснены гравитационным «оползанием» вязкого субстрата земной коры в периоды временного прекращения восходящих движений [20]. Фиксируемые по системам трещин разного ранга кратковременные изменения тектонических напряжений, происходящие на фоне продолжающегося поднятия и расширения горной системы, могут являться следствием распространения и наложения волновых процессов, начало которым дают вновь возникающие дискретные структуры. В целом, в условиях отсутствия глубинного магматического источника под Алтайской горной системой ее формирование, по всей видимости, целиком обусловлено приповерхностными складчато-глыбовыми деформациями различного иерархического уровня. С позиций концепции волновой тектоники весь горообразовательный процесс в Центральной Азии вследствие Индо-Евразийской коллизии можно рассматривать не просто как результат механического перемещения жестких блоков по принципу «домино» и возникновение на их границах зон смятия [21], а как результат распространения тектонических волн со скоростью порядка 10^{-1} м в год. Волновой процесс приводит к возникновению сети разломов, препятствующих возвращению возмущенной волновым процессом геологической среды к исходному состоянию, и таким образом сохраняет «слепок» этой волны в рельефе в виде горных поднятий, разделенных межгорными понижениями. Снижение абсолютных высот горных сооружений в направлении распространения волны (Гималаи – Тянь-Шань – Алтай) может быть объяснено ее затуханием.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64920).

- [1] Герасимов И.П. Применение геоморфологических методов при сеймотектонических исследованиях (на примере котловины озера Иссык-Куль) // Проблемы прогноза землетрясений (Труды геофизического ин-та АН СССР). – 1954. – № 25 (152). – С. 9–15.
- [2] Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. – 1965. – № 4. – С. 3–14.
- [3] Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov J., Saandar M. Late cenozoic transpression in Southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection // Earth and Planetary Science Letters. – 1996. – V. 140. – P. 67–81.
- [4] Гранэ Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае (предв. сообщение) // Изв. Зап.-Сиб. отд. Русского. геогр. общ. – 1915. Т. 3. Вып. 1–2. – С. 1–59.
- [5] Обручев В.А. Алтайские этюды. II. О тектонике Русского Алтая // Землев. – 1915. – Кн. 3. – С. 1–71.
- [6] Обручев В.А. Пограничная Джунгария. – Томск: Томский технологический институт, 1912. Т. 1. Вып. 1. – 425 с.
- [7] Шульц С.С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня // Тр. XVII сессии МГК. – М.: ГОНТИ, 1939. Т. 2. – С. 629–635.
- [8] Гоби-Алтайское землетрясение // Ред. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 391 с.
- [9] Molnar P., Tapponnie P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. – 1975. – V. 189. – P. 419–426.
- [10] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.
- [11] Уфимцев Г.Ф. О некоторых особенностях механизма развития сводовых поднятий Центрального Забайкалья // Геотектоника. – 1969. – № 5. – С. 115–120.

- [12] Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2002. – 494 с.
- [13] Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1176–1190.
- [14] Тверитинова Т.Ю. Эволюция общепланетарных полей напряжений как доказательство пульсационной динамики Земли // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всероссийского совещания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – С.189–193.
- [15] Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocs // J. Geophys. Res. – 1968. – V. 73, № 6. – P. 1959–1982.
- [16] Isacs B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and new global tectonics // J. Geophys. Res. – 1968. – V. 73, № 18. – P. 5855–5899.
- [17] Richter E.F. Elementary seismology. – San Francisco: W.H. Freeman and Co, 1958. – 768 p.
- [18] Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Новые данные о плейстоценовом оледенении Хангая и Гобийского Алтая // Вестник Ленинградского университета. – 1967. – № 6. – С. 130–139.
- [19] Owen L.A., Richards B., Rhodes E.J., Cunningham W.D., Windley B.F., Badamgarav J., Dorjnamjaa D. Relic permafrost structures in the Gobi of Mongolia: age and significance // Journal of Quaternary Science. – 1998. – V. 13. – P. 539–547.
- [20] Кормильцев В.В., Мезенцев А.Н., Иванов К.С., Ратушняк А.Н. Изменение рельефа орогена как результат вязкого течения // Литосфера. – 2008. – № 1. – С. 120–123.
- [21] Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 10. – С. 5–19.

Na-K ПАРГАСИТ В ИЗМЕНЁННЫХ АНОРТОЗИТАХ ХУНЖИЛИНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ХАНГАЙ, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

П.Я. Азимов, И.К. Козаков

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии РАН, az@pa1400.spb.edu

Хунжилингольский массив анортозитов расположен в северной части Тарбагатайского выступа кристаллических пород раннего докембрия (Монголия). Вмещающими породами для него являются мигматизированные биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы идерского комплекса, прорванные позднепалеозойскими гранитами Хангайского батолита. Анортозиты и габбро-анортозиты тяготеют к внутренним частям массива, а в эндоконтактовой зоне породы по составу изменяются от анортозитов к лейкогаббро, габбро и меланократовому габбро и пироксенитам. Для периферических частей массива характерна полосчатость, конформная контактам. Развитие надвигов приводит к образованию в Хунжилингольском массиве и вмещающих его породах пологих зон бластомилонитов, в которых вдоль плоскостей сместителей отмечается низкотемпературная минерализация (хлорит, серицит, актинолит). Бластомилонитизация, наложенная на анортозиты и мигматиты рамы, проявлена в восточном контакте массива в скальных выходах правого берега р. Хунжилин-гол.

В зонах бластомилонитизации главным пороодообразующим минералом анортозитов является средний плагиоклаз (P1₅₃₋₅₅). Первичные темноцветные минералы – орто- и клинопироксен – сохраняются здесь только в реликтах. По ним развивается агрегат, сложенный тонкими прорастаниями куммингтонита и актинолита с включениями магнетита. Хлорит, в отличие от куммингтонита и актинолита, образует систему жилок, как правило, проходящих по границам зёрен плагиоклаза, но в целом ориентированных вдоль плоскостей бластомилонитизации.

Одновременно с новообразованными по пироксенам темноцветными минералами в плагиоклазовой матрице присутствуют идиоморфные зёрна роговой обманки без признаков вторичных изменений. Однако некоторые из этих зёрен облекают псевдоморфозы по пироксенам, что указывает на их вторичный (даже по отношению к куммингтониту и актинолиту) характер. Анализ этих зёрен показывает высокое содержание К (~ 2.1 вес.% K₂O при содержании Na₂O 1.13–1.39 вес.%) и Cl (0.86–0.94 вес.%). По составу амфиболы являются хлорсодержащими (0.22–0.24 ф.к. Cl) калиевыми паргаситами (K_{0.40–0.41}Na_{0.33–0.40}) с Al(VI)=0.48–0.50 ф.к. и x_{Mg}=0.64–0.66. Такой состав амфибола также указывает на его вторичную природу.

Можно предположить, что образование Na-K паргаситов в анортозитах Хунжилингольского массива связано с воздействием богатых калием флюидов Хангайского батолита (в котором преобладают калиевые граниты). Образованию вторичного биотита, обычного при воздействии гранитных флюидов на габброиды, препятствует, вероятно, высокое содержание кальция в породе. В то же время содержание хлора в амфиболах указывает на высокую солевую нагрузку действующих флюидов.

Работа выполнена при поддержке интеграционной программы фундаментальных исследований ОНЗ, СО и ДВО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

Р-Т УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКОГЛИНОЗЁМИСТЫХ ПОРОД ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ БАЯН-КОЛЬСКОГО ГРАНОДИОРИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

П.Я. Азимов, И.К. Козаков

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии РАН, az@pa1400.spb.edu

Западный Сангилен представляет собой кристаллическое основание раннекаледонского Тувино-Монгольского микроконтинента в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [1, 2]. Его метаморфическая история отражает эволюцию процессов корообразования в ЦАСП. Количественное изучение условий метаморфизма позволяет реконструировать эту эволюцию.

На Западном Сангиле известны бескварцевые глинозёмистые метаморфические породы с зелёной шпинелью (герцинитом), кордиеритом, силлиманитом, слагающие небольшие сопки в нижнем течении реки Баян-Кол вблизи крупного Баян-Кольского гранодиоритового массива. Природа этих глинозёмистых пород неясна, в том числе из-за отсутствия явно наблюдаемых геологических соотношений с вмещающими породами. Предполагается, в частности, что эти породы являются роговиками, возникшими в результате контактового воздействия Баян-Кольского массива на метаморфические породы рамы [3, 4].

Наиболее высокотемпературными среди глинозёмистых пород являются бесставролитовые парагенезисы ($\text{Crd} + \text{Bt} + \text{Grt} + \text{Hc} + \text{Pl} \pm \text{Kfs}$; $\text{Crd} + \text{Bt} + \text{Hc} + \text{Sil}$). Образование кордиерит-герцинитовых симплектитов и включения герцинита в гранате легко объяснить разложением ставролита с ростом температуры ($\text{St} \rightarrow \text{Crd} + \text{Hc}$; $\text{St} \rightarrow \text{Grt} + \text{Hc}$) в отсутствие кварца.

Для определения Р-Т условий формирования глинозёмистых бескварцевых пород использован метод мультиравновесий (TWEQU) [5]. Расчёты проведены в программе TWQ 2.02 (R. Berman и N. Brown) с термодинамической базой данных Р. Бермана и Л.Я. Арановича ba96a 2.02b [6, 7]. По ассоциации $\text{Crd} + \text{Bt} + \text{Grt} + \text{Pl} + \text{Ilm} + \text{Rt}$ для Р-Т условий формирования пород получены значения 600–640 °С и 5.5–6.0 кбар, лежащие в поле устойчивости силлиманита и отвечающие среднетемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений. Таким образом, обсуждаемые породы не могут быть контактовыми роговиками, а сформировались в ходе регионального метаморфизма. Возможно, что они являются основными Fe-Mg-Al метасоматитами, но уверенно это можно будет утверждать, только если удастся обнаружить аналогичные породы, для которых будет явно устанавливаться метасоматическая зональность от неизменённых пород (например, глинозёмистых сланцев метапелитового состава) до тыловых бескварцевых зон.

Работа выполнена при поддержке интеграционной программы фундаментальных исследований ОНЗ, СО и ДВО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

- [1] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 2. – С. 173–189.
- [2] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 22–43.
- [3] Лепезин Г.Г., Ушакова Е.Н., Шибанов В.И., Дергачев В.Б. Особенности метаморфизма Сангиленского массива // Геология и геофизика. – 1974. – № 8. – С. 140–145.
- [4] Блюман Б.А. Сангиленский срединный массив: метаморфизм и гранитообразование // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1984. – № 2. – С. 61–70.
- [5] Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique, with petrological applications // Can. Mineral. – 1991. – V. 29, № 4. – P. 833–855.
- [6] Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO-MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-SiO}_2$ // Contrib. Mineral. Petrol. – 1996. – V. 126, № 1–2. – P. 1–24.
- [7] Aranovich L.Ya., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. – 1996. – V. 126, № 1–2. – P. 25–37.

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ЮЖНО-АЛТАЙСКОГО ПОЯСА

П.Я. Азимов, И.К. Козаков

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии РАН, az@pa1400.spb.edu

Южно-Алтайский метаморфический пояс протягивается от Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) на западе до Монгольского и Гобийского Алтая на востоке [1]. Он образован серией тектонических пластин, сложенных преимущественно терригенными породами, и включает герцинские метаморфические комплексы, отличающиеся общностью метаморфической истории.

В восточной части Южно-Алтайского пояса пластины, входящие в его состав, сложены комплексом, зонально метаморфизованным в условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии (Барроу). Уровень метаморфизма возрастает от низкотемпературной зеленосланцевой фации (серицит-хлоритовая зона) на северной границе блоков до высокотемпературной амфиболитовой фации (силлиманитовая, или мигматитовая, зона) [2], а затем несколько снижается в направлении Булганского (Заалтайского) разлома, ограничивающего Южно-Алтайский пояс с юга. Наиболее широко развита ставролитовая зона в центральной части блоков. Метаморфическая зональность осложнена линзовидно-чешуйчатым строением блоков, характерным для сдвиговых зон. Среди метаморфических пород кианит-силлиманитовой фациальной серии представлены реликтовые породы и парагенезисы, связанные с ранним метаморфизмом андалузит-силлиманитовой (Бучанской) фациальной серии [2]: будины или другие тела в тектонических линзах или в ядрах складок, сформировавшихся в ходе раннего метаморфизма. Уровень раннего метаморфизма изменялся от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации [3]. Для обоих типов метаморфизма – Бучанского и Барроу – установлен герцинский возраст (385 и 360–370 млн лет соответственно) [1].

Для зонального комплекса Барроу характерна следующая последовательность парагенезисов в метапелитах (обозначения минералов по Р. Кретцу [4]): $Ab + Qtz + Chl + Ser \pm Ep$ (зона хлорита) $\rightarrow Ab + Qtz + Chl + Bt \pm Ms \pm Ep$ (зона биотита) $\rightarrow Pl + Qtz + Bt + Grt$ (зона граната) $\rightarrow Pl + Qtz + Bt + Grt + St \pm Ky$ (зона ставролита) $\rightarrow Pl + Qtz + Bt + Grt + Ky \pm Ms$ (зона кианита) $\rightarrow Pl + Qtz + Bt + Grt + Sil$ (зона мигматитов). Во всех зонах эпизодически отмечается турмалин. Иногда в низкотемпературной части зональности отмечаются парагенезисы с хлоритоидом. Метабазиты, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев, сложены Chl, Act, Hbl, Ab, Ep , в зонах граната и ставролита и в зоне мигматитов – парагенезисом $Hbl + Pl \pm Qtz \pm Grt$. В высокотемпературных областях зонального комплекса формируются автохтонные и аллохтонные мигматиты, гранатовые аплиты, пегматиты, связь которых с метаморфизмом устанавливается по их закономерному расположению в метаморфической зональности и по вовлечению тел пегматитов в деформации. Реликтовые парагенезисы раннего метаморфизма также отражают широкий диапазон условий метаморфизма. Среди них парагенезисы эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации ($Pl + Qtz + Bt + Grt + And \pm St \pm Ms$; $Pl + Qtz + Bt + Ms + And$), высокотемпературной амфиболитовой фации ($Pl + Qtz + Bt + Grt \pm Crd \pm Sil \pm Kfs$) и гранулитовые ($Pl + Opx + Crx + \text{бурая } Hbl \pm Bt \pm Qtz$; $Pl + Kfs + Qtz + Opx + Bt$). Последние сохранились хуже всего и отмечаются только в метабазахитах. Часто в реликтовых породах отмечается наложение поздних парагенезисов на ранние (развитие Ky по And , замещение Sil фибролитом, появление St в мигматизированных $Crd-Sil$ гнейсах и парагенезиса $Hbl + Grt$ в двупироксеновых гнейсах).

Сходные парагенезисы среднетемпературной амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии установлены в Предгорненской, Чечекской и Маркакольской пластинах Иртышской сдвиговой зоны Восточного Казахстана. В Согринской и Бухтарминской тектонических пластинах присутствуют парагенезисы раннего метаморфизма, достигавшего уровня мигматизации. В целом последовательность и условия метаморфизма в Иртышской сдвиговой зоне и в метаморфических комплексах Монгольского и Гобийского Алтая аналогичны. Только в Курчум-Кальджирской тектонической пластине отмечено однократное проявление андалузит-силлиманитового метаморфизма высокотемпературной амфиболитовой фации [5, 6].

В пределах Китайского Алтая также наблюдается зональный метаморфический комплекс, сложенный кристаллическими сланцами и гнейсами, мигматитами, амфиболитами, мраморами [7, 8], сходными со сланцами и гнейсами Монгольского и Гобийского Алтая. Одновременное присутствие в породах Китайского Алтая нескольких силикатов глинозёма, разнообразие ассоциаций, геохронологические свидетельства [9] указывают на полиметаморфическую историю кристаллических комплексов. Однако временные и пространственные соотношения различных метаморфических событий не вполне ясны. Кроме тех же двух метаморфических событий, что и в Монгольском и Гобийском Алтае, в пределах Китайского Алтая установлен ордовикский и пермский возраст метаморфизма. К сожалению, в настоящее время практически отсутствуют структурные и петрологические данные о соотношениях различных метаморфических эпизодов в пределах Китайского Алтая. В целом, судя по описаниям, в пределах Китайского Алтая гораздо больше, чем в Монголии, сохранились андалузит- и силлиманитсодержащие парагенезисы, подобно тому, как они сохранились в некоторых пластинах Иртышской сдвиговой зоны. В Китайском Алтае также обнаружены проявления гранулитов [10].

Термобарометрические исследования пород Южно-Алтайского метаморфического пояса выполнены нами методами классической термобарометрии и методом мультиравновесий (TWEQU) [11] в программе TWQ 2.02 (R. Verma и N. Brown) с термодинамической базой данных P. Бермана и Л.Я. Арановича ba96a 2.02b [12, 13].

Пиковые условия раннего (андалузит-силлиманитового) метаморфизма установлены по парагенезису гранулитовой фации (Pl+Orx+Crx+Bt+Qtz) из пород Цогтского блока Гобийского Алтая [3]. Они составляют 870 °C и 5.7 кбар, что согласуется с отсутствием граната в породах с дупироксеновой ассоциацией. Для низкотемпературных ранних парагенезисов из северной части Булганского блока установлены значения около 520–560 °C и 3.0–3.6 кбар, что позволяет наметить тренд эволюции раннего метаморфизма.

Наиболее широко развитые на Монгольском Алтае ставролитовые и кианитовые парагенезисы позднего метаморфизма сформировались в диапазоне 560–630 °C и 5.5–7.5 кбар. Для гранат-кианит-биотитовых сланцев Иртышской сдвиговой зоны получены схожие значения (580–600 °C и 5.8–6.2 кбар). И те, и другие значения соответствуют кианит-силлиманитовой фациальной серии. Близкие значения установлены и для кианитовых пород Китайского Алтая [9].

Два метаморфических события разделены гипабиссальными долеритовыми дайками с хорошо сохранившимися магматическими структурами, что указывает на то, что при таком небольшом временном интервале между ними породы были выведены в близповерхностные условия.

Работа выполнена при поддержке интеграционной программы фундаментальных исследований ОНЗ, СО и ДВО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

- [1] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 137–170.
- [2] Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. – Л.: Наука, 1986. – 144 с.
- [3] Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибилова Е.В. и др. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // ДАН. – 2002. – Т. 386, № 1. – С. 82–87.
- [4] Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineral. – 1983. – V. 68. – P. 277–279.
- [5] Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Ефимов И.А. и др. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая // Геотектоника. – 1984. – № 4. – С. 61–74.
- [6] Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. – 2001. – № 12. – С. 1–5.
- [7] Wei C., Clarke G., Tian W., Qiu L. Transition of metamorphic series from the kyanite- to andalusite-types in the Altai orogen, Xinjiang, China: evidence from petrography and calculated KMnFMASH and KFMASH phase relations // Lithos. – 2007. – V. 96, № 3–4. – P. 353–374.
- [8] Chen B., Zhang Z., Yan S. et al. Analyses of the rock magnetic fabric in eastern part of Southern Altai margin area, Xinjiang // Earth Sci. Frontiers. – 2007. – V. 14, № 3. – P. 138–148.
- [9] Briggs S.M., Yin A., Manning C. et al. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian orogenic system // Geol. Soc. Amer. Bull. –

2007. – V. 119, № 7–8. – P. 944–960.

- [10] *Chen H.L., Li Z.L., Yang Sh.F. et al.* Mineralogical and geochemical study of newly discovered mafic granite, Northwest China: implications for tectonic evolution of the Altay orogenic belt // *Island Arc.* – 2006. – V. 15. – P. 210–222.
- [11] *Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // *Can. Mineral.* – 1991. – V. 29, № 4. – P. 833–855.
- [12] *Berman R.G., Aranovich L.Ya.* Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1996. – V. 126, № 1–2. – P. 1–24.
- [13] *Aranovich L.Ya., Berman R.G.* Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1996. – V. 126, № 1–2. – P. 25–37.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (U-РЬ МЕТОД ПО ЦИРКОНУ) И Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АНОРТОЗИТОВ ХУНЖИЛИНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ТАРБАГАТАЙСКИЙ ВЫСТУП)

*И.В. Анисимова**, *И.К. Козаков**, *В.В. Ярмолюк***, *А.М. Козловский***,
*В.П. Ковач**, *А.М. Федосеенко**, *С.З. Яковлева**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, iggp@mail.ru

**Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@mail.ru

В строении раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии принимают участие фрагменты массивов с кристаллическим основанием, а также рифейские и венд-раннепалеозойские отложения океанических бассейнов и островных дуг. Дорифейские кристаллические комплексы представлены в основании Дзабханского микроконтинента, «Гарганской глыбе» (Восточный Саян) и Тарбагатайском выступе Хангайской группы террейнов. В этих выступлениях известны массивы анортозитов, которые рассматривались в составе как раннедокембрийского, так и раннепалеозойского комплекса [1, 2].

Выходы габбро-анортозитового комплекса, объединяемые в Хунжилингольский массив, представлены в северной части Тарбагатайского выступа. Фрагментарность выходов массива не позволяет определить его форму. Общая площадь массива может быть оценена в несколько десятков км². Рамой для анортозитов являются мигматизированные биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы идерского комплекса. Породы идерского комплекса и фрагменты анортозитов слагают гигантские (десятки и более км²) структурно разобщенные блоки, «плавающие» в поле позднепалеозойских гранитов Хангайского батолита.

Анортозиты и лейкогаббро-анортозиты Хунжилингольского массива располагаются в его внутренней части, в то время как в эндоконтактной зоне породы по составу изменяются от анортозитов к лейкогаббро, габбро и меланократовому габбро, а также к пироксенитам. Сходное строение имеют Мустулинский и Олонхудукский массивы [3], расположенные соответственно в южной части Тарбагатайского выступа и в северо-западной части Байдарикского блока Дзабханского микроконтинента.

Особенностью Хунжилингольского массива и вмещающих пород является присутствие пологих зон бластомилонитов, связанных с развитием надвигов. Возникновение этих структур, по-видимому, обусловлено аккреционно-коллизийными процессами (байкальскими и/или каледонскими) при формировании раннекаледонского супертеррейна. Следует подчеркнуть, что для Олонхудукского и Мустулинского массивов такие структуры нехарактерны, что может быть связано с их положением во внутренних частях блоков дорифейских пород.

По химическому составу анортозиты габбро-анортозитового комплекса Хунжилингольского массива, так же, как Олонхудукского и Мустулинского массивов, представленных в нижнедокембрийских кристаллических комплексах региона, вполне сопоставимы с типичными массивными анортозитами («massif-type anorthosite») древних кратонов. Вместе с тем, для них не устанавливается ассоциация с гранитами рапакиви, чарнокитоидами, мангеритами и/или щелочными гранитами, поэтому исследованный нами габбро-анортозитовый комплекс не может относиться к характерной для древних кратонов анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитной ассоциации [4]. На графиках распределения РЗЭ в анортозитах отчетливо проявлены положительные Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 8.0-11.8$), что обусловлено обилием плагиоклаза, который избирательно концентрирует Eu.

Значения возраста цирконов в анортозитах Мустулинского массива, определенные Pb-Pb методом, находятся в интервалах 1.3–1.5, 1.7–1.9 и порядка 2.5 млрд лет [5]. В анортозитах Хунжилингольского массива этим же методом установлены цирконы с возрастом 0.7, 1.2 и 1.7 млрд лет, а в анортозитах Олонхудукского массива – около 1.65 млрд лет [6]. Рифейские значения возраста связывались с нарушениями Pb-Pb изотопной системы цирконов, и предполагалось, что анортозиты, установленные в этих структурах, были сформированы в раннем протерозое в интервале 1.7–1.6 млрд лет и входят в группу анортозитов автономного типа (образова-

ний древних кратонов).

Для изотопных исследований были взяты пробы из анортозитов расслоенного комплекса восточной части Хунжилингольского массива (проба 6228). Точки изотопного состава циркона этих анортозитов образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1784 ± 10 млн лет (нижнее пересечение отвечает возрасту 705 ± 87 млн лет, СКВО = 0.095). Полученную оценку возраста 1784 ± 10 млн лет, учитывая магматическое происхождение изученного циркона, можно рассматривать как возраст кристаллизации родоначальных для анортозитов расплавов.

Для анортозитов нами были получены значения $T_{Nd}(DM)$ в интервале 2.5–2.7 млрд лет, $\epsilon_{Nd}(1.78) = -5.0 \dots -2.9$, а для вмещающих их пород идерского комплекса – 2.8–2.7 млрд лет, $\epsilon_{Nd}(1.78) = -11$, следовательно, последние не могут рассматриваться в качестве источника расплавов, формирующих анортозиты. Можно полагать, что такие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в анортозитах обусловлены контаминацией исходного для них расплава нижнекоровым материалом.

Полученная нами оценка возраста анортозитов Хунжилингольского массива 1784 ± 10 млн лет свидетельствует о достаточно значимом временном разрыве между коллизионным процессом, определяющим структуру фундамента Сибирского и Северо-Китайского кратонов и Дзабханского микроконтинента (около 1.86–1.90 млрд лет [7, 8]), и внедрением этих анортозитов.

Сходство геологического положения, минерального и петрохимического составов изучаемых анортозитов с анортозитами Олонхудукского и Мустулинского массивов при близких оценках возрастного интервала их формирования дает основание отнести их к единому комплексу внутриплитных образований. Полученное значение практически совпадает с оценкой возрастного интервала рифтогенного магматизма Северо-Китайского кратона 1.8–1.75 млрд лет и временем формирования роев мафических даек 1778 ± 3 млн лет (U-Pb, метод по циркону, SHRIMP [9]). Для аналогичных по составу и формационной принадлежности анортозитов Геранского массива Алданского щита [10] и ассоциирующихся с гранитами рапакиви анортозитов Северо-Китайского кратона [9] U-Pb методом по циркону установлен несколько более молодой возраст – 1736 ± 5 и 1715 ± 6 млн лет, соответственно.

Анортозиты Хунжилингольского и Мустулинского массивов Тарбагатайского блока, по-видимому, образуют крупнейший раннедокембрийский анортозитовый батолит в структурах раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии.

- [1] *Геологическая карта* Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. – М.: ГУГК СССР, 1972.
- [2] *Карта геологических формаций* Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000 / Ред. А.Л. Яншин. – М.: ГУГК СССР, 1989.
- [3] *Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П.* Габбро-анортозитовая формация Монголии // ДАН СССР. – 1983. – Т. 270, № 4. – С. 955–959.
- [4] *Ларин А.М.* Граниты рапакиви в геологической истории Земли. Статья 1. Рапакивгранитсодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2009. – Т. 17. – № 2 (в печати).
- [5] *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. – Л.: Наука, 1986. – 144 с.
- [6] *Суханов М.К., Троцкий В.А., Баярбилег Л.* Доказательства докембрийского возраста анортозитов Монгольской Народной Республики // ДАН СССР. – 1988. – Т. 298, № 4. – С. 952–955.
- [7] *Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д.* Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1993. – Т. 1, № 1. – С. 35–40.
- [8] *Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др.* Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15, № 4. – С. 3–19.
- [9] *Lu S., Zhao G., Wang Hu., Hao G.* Precambrian metamorphic basement and sedimentary cover of the North China craton: A review // Precambrian Research. – 2008. – № 160. – P. 77–93.
- [10] *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З.* Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджура // ДАН. – 1992. – Т. 323, № 3. – С. 514–518.

ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ МЕЗО-НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ

С.А. Анисимова, Н.К. Гелетий, С.Н. Коваленко

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, svetanisimova@crust.irk.ru, gelnk@crust.irk.ru

В пределах северной части Центрально-Азиатского подвижного пояса выделяются следующие рифейские структуры: Байкало-Патомская пассивная окраина Сибирского кратона, Байкало-Муйский островодужный террейн и Олоkitский аккреционный клин [1].

В строении рассматриваемых структур принимают участие различные по возрасту и формационной принадлежности образования: архейские и протерозойские, слагающие комплекс основания Сибирского кратона и Байкало-Патомской складчатой области; рифейские и нижнепалеозойские, входящие в состав комплекса осадочного покрова; девонские и юрские, выполняющие наложенные впадины. Архейские и протерозойские образования обнажены только в пределах Байкало-Патомского нагорья, относятся к муйской и тонодской сериям и слагают Чуйский, Тонодский и Нечерский выступы.

Начальной стадией образования пассивной окраины Сибирского континента было рифтогенное растяжение после длительного периода эрозии [1]. Этому периоду соответствует формирование нижнерифейских свит: терригенной пурпольской и вулканогенно-терригенной медвежевской. Пурпольская свита с несогласием залегает на комплексе основания. Медвежевская в отдельных случаях несогласно залегает на пурпольской свите.

Образования среднего и верхнего рифея состоят из трех осадочных серий. Нижняя, баллаганаская, серия (средний рифей) представляет собой единую глинисто-песчано-конгломератовую формацию, расчлененную на две подформации.

Нижняя часть нижней подформации (хорлухтагская свита) представлена конгломератами и гравелитами, верхняя (хайвергинская свита) – филлитовидными сланцами со слоями кварцевых песчаников, конгломератов, гравелитов. Верхняя подформация начинается полевошпатово-кварцевыми песчаниками (бугорихтинская свита), а завершается известняками или доломитами (мариинская свита), сменяющимися друг друга по латерали. В фациальном ряду названной формации более грубые осадки распространены вдоль внешнего края Чуйского выступа на между-речье Бол. Чуи, Витима, Верх. Язовой. Эта формация имеет мощность 3000–3850 м. На окраинных частях Байкало-Патомской складчатой области мощность формации оценивается в 3000 м, здесь она лежит с размывом на подстилающих образованиях, а также на породах кристаллического основания. В центре складчатой системы ее мощность достигает 4000–5500 м, перерыв в основании серии не установлен.

Вышележащая дальнетайгинская серия среднерифейского возраста состоит из джемкуканской, боракунской и валюхтинской свит и их аналогов – голоуспенской, улунтуйской (р. Чая). Серия расчленяется на две формации. Нижняя делится на две подформации, в основании которых располагаются терригенные или глинисто-терригенные слои (джемкуканская свита), а в кровле – карбонатные (боракунская свита). Грубозернистые породы занимают края фациальных рядов нижних членов подформации, а тонкозернистые – терригенные, глинистые или карбонатные – их середину. Приплатформенная часть фациальных рядов верхних членов подформаций представлена доломитами, центральная – известняками. В краевых частях Байкало-Патомской пассивной окраины в основании рассматриваемой серии устанавливается размыв, причем его наибольшая глубина выявлена в пределах ее уринской части. Мощность данной формации в краевых частях складчатой области равна 500 м, а в центре – 1000 м.

Верхнему рифею принадлежит жуинская серия, состоящая из терригенно-мергельной никольской и органогенно-карбонатной ченчинской свит. В современном срезе образования данного возраста распространены наиболее широко. Их взаимоотношение с подстилающими образованиями в пределах Байкало-Патомского нагорья согласное.

Жуинская серия относится к мергельно-органогенно-карбонатной формации, состоящей из двух частей, каждая из которых характеризуется особым фациальным рядом.

Верхний фациальный ряд в Патомской зоне начинается карбонатно-терригенными осадка-

ми, к центру складчатой области возрастает роль карбонатных пород – органогенных известняков и доломитов, завершающих латеральные ряды фациального ряда в Чарской зоне. На стыке зон располагаются биогермные пояса.

Предполагаемая наибольшая полнота рифейско-нижнепалеозойского осадочного покрова была характерна для территории Байкало-Патомского нагорья; здесь в прогибах накопилось 15000–20000 м осадков, а на внутренних поднятиях – около 10000 м.

В фациальных рядах рифейских и нижнепалеозойских образований выявлена общая закономерность фациальных изменений: как в рифейских, так и в нижнепалеозойских формациях известковистые породы замещаются доломитовыми от центра Байкало-Патомской нагорья, а также на его краевых поднятиях. Во всех случаях наблюдается следующий парагенез: кварцевый песчаник–доломит, которые чередуются по латерали. Терригенные породы всех рассмотренных здесь уровней характеризуются высоким (не менее 70 %) содержанием кварца в обломочной части.

На рассмотренной территории устанавливается три биогермных пояса. Первый, верхнерифейский, образует дугу, обрамляющую Байкало-Патомскую пассивную окраину кратона. Вторым характерен для нижнего–среднего кембрия и располагается в пределах Приленской и Чарской зон вдоль нагорья. Третий, нижеордовикский, расположен в глубине Приленской зоны. Биогермные пояса состоят из строматолитовых построек, нередко значительных размеров [2, 3].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00537), Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10 и Университета Париж-6 (проект «Patom Study»).

- [1] Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 141–155.
- [2] Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. – Иркутск, 1974. – 96 с.
- [3] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. – Новосибирск, 2000. – 320 с.

ГРАНИТОИДЫ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ (АБДАР-ХОШУТУЛИНСКАЯ ИНТРУЗИВНО-ДАЙКОВАЯ СЕРИЯ)

В.С. Антипин*, Д. Одгэрэл**

* Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, antipin@igc.irk.ru

** Улан-Батор, Институт геологии и минеральных ресурсов Академии наук Монголии

Одной из важнейших геологических особенностей ареалов разновозрастного фанерозойского магматизма Центральной Азии является формирование в их центральных частях крупнейших батолитов известково-щелочных гранитоидов и интрузивно-субвулканических (с дайковыми поясами) серий в периферических зонах ареалов. В качестве примера рассмотрим геохимические особенности раннемезозойской Абдар-Хошутулинской серии гранитоидов, образованной породами различных геохимических типов.

Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия формировалась достаточно продолжительное время в раннем мезозое. Все гранитные породы многофазного Хошутулинского массива образуют единую изохрону с Rb-Sr возрастом 224 млн лет [1]. В массиве закартированы два интрузивных тела щелочных сиенитов с рибекитом, внедрившиеся между образованиями 1-й и 2-й фаз Хошутулинского плутона. От него в юго-западном направлении протягивается дайковый пояс гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и онгонитов, формирование которого завершилось внедрением Абдарской интрузии лейкогранитов и амазонит-альбитовых флюорит-содержащих гранитов с возрастом 209–212 млн лет [2].

В пределах распространения пород Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии установлены следующие геохимические типы гранитоидов: 1) *палингенные известково-щелочные гранитоиды* (Хошутулинский массив, дайковый пояс); 2) *гранитоиды щелочного ряда* – щелочные сиениты и кварцевые сиениты с рибекитом (северная часть Хошутулинского массива); 3) *редкометалльные литий-фтористые граниты* (Абдарский массив и дайка онгонитов г. Цох-Ула). Гранитоиды выделенных геохимических типов исследуемой серии отчетливо различаются по своим минералогическим и петрохимическим характеристикам [3], а на приведенных диаграммах (рис. 1, 2) показаны их главные геохимические особенности.

По распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) сближенные пространственно и по времени формирования граниты 1-й фазы Хошутулы и щелочные сиениты образуют сходные по форме и уровню содержания РЗЭ графики. С учетом их геологических взаимоотношений в этом проявляются определенные признаки генетической близости ранних гранитов и сиенитов Хошутулинского массива. Граниты его 2-й фазы показывают снижение уровня содержания всех РЗЭ и появление более глубокого Eu минимума (рис. 1, А), что свидетельствует о

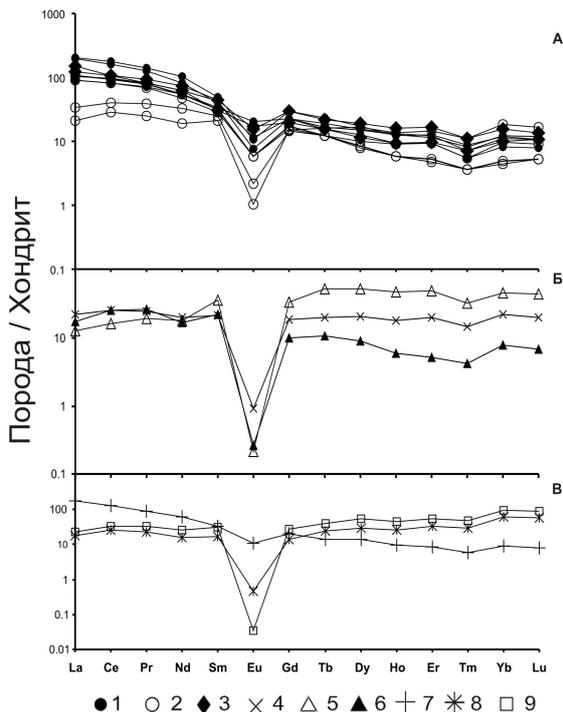


Рис. 1. Распределение РЗЭ в породах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии.

Хошутулинский массив (А, Б): 1 – порфировидные граниты 1-й фазы, 2 – граниты 2-й фазы, 3 – сиениты, 4 – породы дайкового пояса, 5 – онгониты г. Цох-ула, 6 – амазонитовая дайка онгонита, Онгон-Хайрхан. *Абдарский массив (В):* 7 – лейкограниты, 8 – амазонит-альбитовые граниты, 9 – пегматоидные амазонит-альбитовые граниты.

кристаллизации этих гранитов из более дифференцированного расплава. В еще большей мере эта закономерность проявлена на примере среднего распределения РЗЭ в породах дайкового пояса (рис. 1, Б), для которых характерны близкие уровни нормированных содержаний легких и тяжелых лантаноидов и еще более глубокий Eu минимум. Онгониты дайки Цох-Ула в наибольшей мере обогащены тяжелыми РЗЭ, и величина Eu минимума в них близка к онгонитам амазонитовой дайки Онгон-Хайрхана Центральной Монголии. Практически такое же распределение РЗЭ свойственно и амазонит-альбитовым гранитам Абдара (рис. 1, В), что подтверждает их принадлежность к единому геохимическому типу Li-F гранитов и генетическую близость. Ранние лейкограниты Абдарского массива по характеру распределения РЗЭ близки к гранитам 1-й фазы Хошутулы, что показывает общий характер эволюции в пределах всей Абдар-Хошутулинской серии гранитных пород.

На спайдердиаграммах (рис. 2) выявленные закономерности в распределении редких элементов проявляются еще более отчетливо. Граниты обеих фаз Хошутулы и щелочные сиениты показывают сближенные графики распределения редких элементов (рис. 2, А). Однако сиениты, как породы агпаитового ряда, заметно обогащены Ba, Zr, Hf. В то же время для пород дайкового пояса, и особенно для онгонитов, характерно обогащение Rb, Cs, Nb, Ta и Y и наличие глубоких минимумов по Ba, Sr, La и Ce. Эти же геохимические особенности свойственны амазонит-альбитовым Li-F гранитам Абдарского массива (рис. 2, Б), тогда как ранние лейкограниты по распределению редких элементов близки к гранитам известково-щелочного ряда Хошутулы.

Таким образом, в пределах Абдар-Хошутулинской серии выделены гранитоиды различных геохимических типов, показаны геохимические и генетические особенности в процессе формирования модельной раннемезозойской интрузивно-дайковой серии гранитоидных пород.

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-90201-Монг_a, 08-05-00403_a).

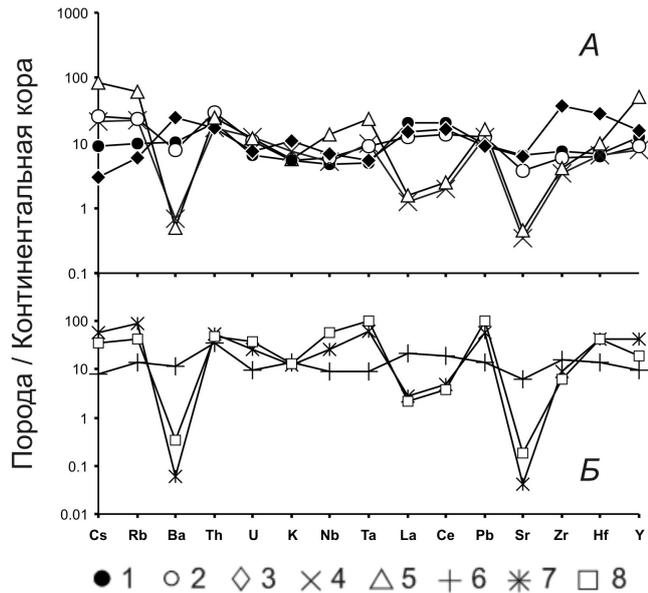


Рис. 2. Спайдердиаграмма распределения элементов в породах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии (нормировано по среднему составу континентальной коры [4]).

Хошутулинский массив (А): 1 – порфириовидные граниты 1-й фазы, 2 – граниты 2-й фазы, 3 – сиениты, 4 – породы дайкового пояса, 5 – онгониты г. Цох-ула. **Абдарский массив (Б):** 6 – лейкограниты, 7 – амазонит-альбитовые граниты, 8 – пегматоидные амазонит-альбитовые граниты.

[1] Одгэрэл Д., Антипин В.С., Гэрэл О. Петрографические особенности и петрогенезис Хошутулинского плутона и дайкового пояса гранитоидов (Центральная Монголия) // Материалы международного (10-го Всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века». – Апатиты, 2005. Т. 2. – С. 169–171.

[2] Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитов // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 4. – С. 401–429.

[3] Антипин В.С., Одгэрэл Д. Щелочно-сиенит-гранитоидная с литий-фтористыми гранитами и онгонитами Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия Центральной Монголии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту: Материалы Всероссийского научного совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 12–14.

[4] Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.Н. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.

ПРОБЛЕМА КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ЦИКЛА СУПЕРКОНТИНЕНТА В ФАНЕРОЗОЕ

В.П. Апарин, Е.В. Казанцева, С.В. Петроченко

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, palmag@crust.irk.ru

В последнее десятилетие в геотектонике снова оживились споры о роли цикла суперконтинента (ЦС) в тектонике плит [1-4]. Объекты обсуждения затрагивают вопросы формирования ЦС, наличие возрастных и палеогеографических рубежей, блоков-участников цикла суперконтинента, ранговую классификацию циклов [5]. При этом элементы критики моделей ЦС связаны с тем, что на финальном этапе полной сборки суперконтинента (Пангея) обнаруживаются дефекты: траектории палеомагнитных полюсов (APWp) и края материков, участвующих в аккреции не дают удовлетворительного совмещения [1-5]. Ситуация требует помощи, причем желательно из других геологических дисциплин. Так, необходимы дополнительные аргументы, количественные (статистические) оценки динамики ЦС. Как известно, геологи и математики в прошлом веке пытались внедрять количественные оценки при изучении геологических процессов. Успехи в этой области были достигнуты в Ленинградском отделении Института математики АН СССР имени В.А. Стеклова под руководством А.Б. Вистелиуса, который доказал, что циклы осадконакопления подчиняются законам статистики, что, соответственно, позволяет проводить количественное описание геологических событий на основе временных рядов данных [6]. Задача этой работы связана с изучением скрытой периодичности во временных рядах ЦС в фанерозое, то есть в истории Пангеи.

В настоящее время объемы информации в реконструкциях ЦС значительно увеличились. Соответственно возросли требования к унификации подходов и методов в работе с временными рядами (всегда использовать единую возрастную шкалу, единую систему расчетов и т.п.) В работе приведены некоторые результаты исследований процессов, полученные методами спектрального анализа временных рядов из материалов различных дисциплин. Так, например, данные для временных рядов извлекались из материалов палеонтологии, палеомагнетизма, геохимии осадочных пород, включая изотопные возрастные ряды датированных событий. Далее для исследования рядов использовались два метода спектрального анализа: метод максимальной энтропии и вейвлет-анализ. Почти в каждом объекте обнаружена сложная хронологическая структура процессов, которые фиксировали суперпозицию стационарных компонент и детерминированного тренда [7]. Чтобы детально изучить скрытую периодичность, тренды из спектров временных рядов извлекались. Такой подход дал свои результаты, в частности в палеонтологии. Палеонтологи, занятые статистикой морской беспозвоночной фауны, констатировали отсутствие в ее рядах периодических компонент на уровне семейств, так же, как и на уровне родов [8]. Путем анализа временных рядов фанерозоя по коллекциям, полученным из базы данных [8], где хранится более 120 тыс. исходных образцов, был проведен спектральный анализ. Извлечение тренда здесь также позволило узнать соотношение периодических компонент и вклад тренда, который оказался меньше стационарных компонент. В результате в спектрах макроэволюции биоты установлено: а) доминирование стационарных компонент циклов с длительностью периодов 364 и 400 млн лет, б) распределение экстремумов на возрастных зависимостях доминирующих компонент образует рисунок, устойчивый на протяжении фанерозоя в) обнаружен также незначительный вклад высокочастотных компонент в энергетику спектров временных рядов морской фауны [3, 9].

Периодичность в рядах эволюции морской фауны часто связывалась с влиянием абиотических факторов, в числе которых важнейшей является возрастная динамика уровня Мирового океана [3]. Как показал спектральный анализ, в спектре изменения площадей эпиконтинентальных и краевых морей присутствуют низкочастотные компоненты с периодом около 300 млн лет и близкое возрастное распределение глобальных экстремумов гармоник низкочастотных циклов. При этом установлено отставание хода эволюции биоты от изменения уровня Мирового океана примерно на 40–45 млн лет. Возможно, этот лаг не является случайным, а связан с адаптационной способностью морской биоты. В целом, эволюция морской биоты и вариации уров-

ня Мирового океана подчиняются единому глобальному фактору, связанному с циклом суперконтинента [3].

Исследования возрастных рядов осадконакопления отдельных материков удобны тем, что можно проводить прямые корреляции палеомагнитных оценок движения материка, динамики литогенеза и возможности сопоставления роли глобальных и континентальных факторов. Наиболее интересными здесь являются материалы по Восточно-Европейской платформе (ВЕП), а именно: высокий уровень палеомагнитной изученности материка и временные ряды осадочного чехла [10]. В спектре исходных кривых осадочного чехла ВЕП доминируют низкочастотные компоненты процессов, слагающих осадочный чехол, с характерными циклами длительностью 222 и 400 млн лет. Свообразным свойством спектра осадочного чехла ВЕП в фанерозое является отсутствие детерминированного тренда, то есть установлен факт полного преобладания стационарных процессов [3, 7]. Такая ситуация связана с местоположением материка Балтика (ВЕП) в палеозойской кинематике лавразийских континентов. Все крупные рубежи в строении осадочного чехла Балтики связаны с реорганизацией тектонических блоков, что явно иллюстрируется траекторией APWp [3, 7]. При этом видна корреляция перемещения Балтики в ходе формирования Пангеи, ритмы осадконакопления и палеомагнитных перегруппировок контролируются единым фактором – историей суперконтинента Пангея в фанерозое. Доказательная часть этих выводов зафиксирована в распределении экстремумов всех участников корреляции [3, 7].

Аналогичная картина распределения экстремумов низкочастотных гармоник одновременно проявляется в вариациях процентного содержания Сорг., CO₂, CaO в разрезе осадочного чехла ВЕП и в глобальных временных рядах древних платформ в фанерозое [10]. А.Б. Ронов выдвинул концепцию связи магматизма океана и распределения углерода в качестве главного источника жизни на Земле [10]. Как известно, временные ряды глубинных геохимических процессов были исследованы для оценки их вклада в формирование земной коры. Динамика распределения некоторых главных химических элементов, например Ca, Сорг., CO₂, SO₃, оценивается по временным рядам, в том числе и методами спектрального анализа. Интересные связи указанных элементов с историей магматизма, вклад эволюции биоты в океанское осадконакопление всегда были источником дискуссии вследствие дефицита количественных оценок содержания этих элементов в составе осадочных пород. Спектральный анализ по временным рядам [10], в частности по вопросу периодичности карбонатакопления, полностью подтвердил расчеты А.Б. Ронина [11].

Основные глобальные процессы осадочной оболочки-чехла древних платформ, как показывают спектральные исследования, подчиняются циклу суперконтинента, который контролирует взаимодействие событий в глубинных недрах и на поверхности материков. Решение обратной задачи – привлечения динамики этих процессов для оценки событий в исходных временных рядах – показывает, что спектральный анализ дает возможность уточнения хронологии тектонических событий, вызванных перемещением литосферных блоков.

Числовая оценка полученных циклических компонент и возрастное распределение их экстремумов, создающих возрастную позицию, позволяют зафиксировать на геохронологической шкале возраст соответствующих позиций. Как показывает наш опыт, достаточно надежные оценки имеют глобальные циклы геохимической природы Сорг., CO₂, CaCO₃ – 200, 400 млн лет. Для морской биоты это 360, 400 млн лет, для эвстатических колебаний Мирового океана – 300 млн лет, для динамики осадочного чехла Восточно-Европейской платформы в фанерозое – 200, 222 и 400 млн лет.

- [1] *Condie K.C.* The supercontinental cycle: are two patterns of cyclicity // *Journ. of African Earth Sci.* – 2002. – V. 53. – P. 179–183.
- [2] *Smith A.G.* Gondwana: its shape, size and position from Cambrian to Triassic time// *Journ. of African Earth Sci.* – 1999. – V. 28. – P. 71–79.
- [3] *Апарин В.П., Петроченко С.В.* Длиннопериодные колебания уровня океана и цикл суперконтинента в фанерозое // *ДАН.* – 2005. – Т. 405, № 4. – С. 108–112.
- [4] *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Н., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 408 с.
- [5] *Хаин В.Е., Гончаров М.А.* Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // *Геотектоника.* – 2006. – № 5. – С. 3–24.

- [6] Вистелиус А.Б. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Приволжья и Поволжья. – М.–Л., 1963. – 204 с.
- [7] Петроченко С.В., Казанцева Е.В. Анализ временных рядов фанерозойского осадочного чехла Восточно-Европейской платформы // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. – С. 92–94.
- [8] Sepkoski J.J. A compendium of fossil marine families // Contrib. Biol. and Geol. Milwaukee publ.-Mus. – 1982. – V. 51. – P. 1–125.
- [9] Апарин В.П., Петроченко С.В., Кузьмин А.В. и др. Низкочастотные компоненты в вариациях разнообразия морской биоты и уровня Мирового океана в фанерозое // ДАН. – 2004. – Т. 397, № 1. – С. 108–112.
- [10] Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. – М., 1980. – 143 с.
- [11] Апарин В.П., Кузьмин А.В. Оценка факторов периодичности карбонатакопления в фанерозое // ДАН. – 2006. – Т. 4, № 5. – С. 679–683.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АССО И МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Г.А. Бабин*, С.П. Шокальский**, А.Г. Владимиров***, С.Н. Руднев***,
С.А. Сергеев**, Т.Е. Салтыкова**

*Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП СНИИГГиМС), babin@sniiggims.ru

**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП ВСЕГЕИ), Sergey_Shokalsky@vsegei.ru

***Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, vladimir@uiggm.nsc.ru

В конце кембрия – раннем ордовике в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) фиксируются наиболее интенсивные деформации геологических комплексов и палеоструктур. Западные районы – Салаир, Горный и Монгольский Алтай, Западный Саян (поздние каледониды) – в этот период были амагматичны. Восточные районы – Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Тува (ранние каледониды) – испытали консолидацию, сопровождающуюся интенсивными сдвиго-надвиговыми деформациями, высокотемпературным метаморфизмом, коллизионным, преимущественно гранитоидным, магматизмом, предвалявшимся небольшими объемами лейкобазитов. С гранитоидами связаны основные золоторудные объекты, промышленные месторождения железа и молибдена. Проблемы их расчленения и возраста, несмотря на длительную историю изучения, до сих пор являются злободневными.

Распределение плутонов носит отчетливый поясовой характер. Интрузивный пояс почти непрерывно прослеживается из северной части Кузнецкого Алатау через Восточный Саян и Северо-Восточную Туву в ее южные и юго-восточные районы, ограничивая с востока область позднекембрийско-силурийской седиментации, подразделяется на Кузнецко-Алатауский, Восточно-Саянский и Тувинский сегменты [1].

Кузнецко-Алатауский сегмент включает структуры Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Батеневского кряжа и Азыртальского хребта. Гранитоиды здесь подразделяются на мартайгинскую группу диорит-гранодиорит-меланогранитовых комплексов, тигертышский гранитовый (ордовик) и юлинский (сорский) сиенит-граносиенитовый комплексы. Предшествующие им известково-щелочные базиты объединены в рыбинский габбронорит-диоритовый комплекс, умеренно щелочные – в когтахский габбро-монцодиоритовый комплекс E_3 [12].

Мартайгинская группа диорит-гранодиорит-меланогранитовых комплексов Кузнецкого Алатау объединяет гранитоиды повышенной основности мартайгинского и садринского габбро-диорит-гранодиоритовых комплексов. Они прорывают отложения с возрастом до начала среднего кембрия и попадают в гальки конгломератов нижнеордовикских конгломератов. Возраст пород обоснован шестью датировками изохронным U-Pb-методом по монофракциям циркона в интервале 505±8–492±5 млн лет (Кожуховский, Верхнекондомский, Садринский и другие массивы).

В рамках настоящей работы исследованы гранитоиды Аскизского плутона на южном окончании Мрасско-Мартайгинской складчатой подзоны ранних каледонид. Они отличаются повышенной натриевостью, что сближает их с образованиями майнского и тылинского плагиогранитовых комплексов раннего кембрия Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. U-Pb-анализом (SHRIMP-II) цирконов из биотитовых гранитов (проба 1978) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ установлен конкордантный возраст 495±9.0 млн лет (E_3-O_1). Полученная дата согласуется с измеренным ранее изотопным возрастом пород мартайгинской группы комплексов, укладываются в обозначенный выше интервал.

Тигертышский гранитовый комплекс. Основной объем гранитов в Кузнецком Алатау приурочен к Улень-Туимскому, Тигертышскому, Уйбатскому и Саксырскому полихронным плутонам. В их составе различают габбро-монцодиоритовую, диорит-гранодиоритовую, меланогранит-гранитовую (с вариациями до умеренно щелочных гранитов и граносиенитов) и сиенит-граносиенит-лейкогранитовую ассоциации. Габбро-монцодиоритовая ассоциация обособляется в когтахский комплекс E_2 [11, 4, 2]. Диорит-гранодиоритовая – близка таковой мартайгинского

комплекса северной части Кузнецкого Алатау, заметно отличаясь повышенной щелочностью диоритоидов, широким развитием монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов, граносиенитов. Меланогранит-гранитовая ассоциация составляет основной объем плутонов, традиционно выделяется в тигертышский (улень-туимский) гранитовый комплекс О. Сиенит-граносиенит-лейкогранитовая – обособляется в качестве юлинского комплекса О₂?

Имеющиеся к настоящему времени изотопные датировки гранитоидов рассматриваемого района немногочисленны и противоречивы.

В Улень-Туимском плутоне диорит-гранодиоритовая ассоциация датирована в его юго-западной части (Белоиюсский массив): возраст амфиболсодержащих гранодиоритов в правом борту р. Белый Июс составил 472 ± 10 млн лет (U-Pb-метод) и 462 ± 6 (Ar-Ar-метод) [7], диоритов по р. Тунгужуль (2–7 км от устья) – 473 ± 5 млн лет (U-Pb-метод) [5]. В северо-восточной части плутона (Карышский массив) возраст кварцевых диоритов в междуречье рек Туим и Карыш (1.5 км к юго-западу от южного окончания оз. Иткуль) определен в интервале 470 ± 4 млн лет [7], гранодиоритов в правом борту р. Туим (северней ст. Тупик) – 483 ± 17 (K-Ar-метод) [5] и 489 ± 4 (U-Pb-метод) [9].

Здесь же, в правом борту р. Карыш, С.Н. Рудневым датирована меланогранит-гранитовая ассоциация, при этом возраст умеренно щелочных гранитов, по данным U-Pb исследований, составил 441 ± 4 млн лет [7]. Аналогичное значение возраста (455 ± 7 млн лет) получено для мелко-среднезернистых граносиенитов центральной части Сайгачинского массива (Уйбатский плутон, левый борт р. Сайгачи, в 3.5–4.0 км от ст. Ербинская) вблизи Сорского месторождения [3]. В то же время возраст мелко-среднезернистых порфировидных умеренно щелочных гранитов Саксырского массива составил 432 ± 4 млн лет [8].

Для уточнения возраста обозначенных ассоциаций и схемы расчленения магматических пород проведено дополнительное опробование гранитоидов Улень-Туимского и Саксырского полихронных батолитов. В юго-западной части первого (Белоиюсский массив) отобрана проба меланогранитов РШ-30 (правый борт р. Тунгужуль), в северо-восточной – проба кварцевых монцититов Ш-2051 (правый борт р. Карыш) диорит-гранодиоритовой ассоциации. В Саксырском плутоне опробованы не изученные ранее диориты (проба Ш-2022), граносиениты (проба Ш-2032) и лейкограниты (проба Ш-1984).

В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb-анализом (SHRIMP-II) цирконов пробы РШ-30 (меланограниты) получен конкордантный возраст 474 ± 3 млн лет, что согласуется с установленным ранее для диорит-гранодиоритовой ассоциации Улень-Туимского плутона изотопным возрастом. Кварцевые монцититы пробы Ш-2051 демонстрируют относительно более древний возраст (486 ± 4 млн лет), чем измеренный в большинстве проб ассоциации. К нему близок возраст, установленный для гранодиоритов в правом борту р. Туим (северней ст. Тупик) – 489 ± 4 млн лет (U-Pb-метод) [9]. Обращает на себя внимание то, что изотопный возраст пробы (Хк-5/1) из аналогичных по составу кварцевых монцодиоритов, отобранной вблизи (1.5 км к юго-западу от южной оконечности оз. Иткуль) пробы Ш-2051, меньше на 15 млн лет и составляет 470 ± 4 млн лет [3]. Для установления причины их расхождения требуются дополнительные исследования.

В лейкогранитах Саксырского плутона (проба Ш-1984) изотопный возраст составил 424 ± 3 млн лет, оказался близким установленному ранее в порфировидных мелкозернистых гранитах – 432 ± 4 млн лет (U-Pb-метод). Граносиениты в плутоне развиты ограниченно, демонстрируют возраст 457 ± 17 млн лет (проба Ш-2032). Наиболее древняя дата 486 ± 3 млн лет получена для диоритов (проба Ш-2022), которые, видимо, составляют первую фазу внедрения тигертышского комплекса.

Особую проблему представляет собой возраст гранитоидов юлинского комплекса и сопряженного с ним молибденового оруденения. Комплекс развит на западном склоне Кузнецкого Алатау, представлен небольшими (менее 5–7 км²) гипабиссальными интрузивами сложного повышенно-щелочного петрографического состава – мелко-, тонкозернистыми, редко среднезернистыми граносиенитами, кварцевыми сиенитами, сиенитами, умеренно щелочными гранитами и лейкогранитами, их миароловыми и порфировыми разновидностями. С интрузивами юлинского комплекса связывается медно-порфировая и молибден-порфировая минерализация, достигающая промышленных масштабов (Юлия Медная, Сорский, Агаскырский, Ипчульский интрузивы и одноименные месторождения). Отмечается пространственная и временная связь (комагма-

тичность) этих интрузивов с ордовикскими трахиандезитами, кварцевыми трахитами и трахитами кошкулакского вулканического комплекса, участие юлинских массивов в строении ордовикских вулканоструктур центрального типа. Для интрузивных и вулканических пород характерны латитовый уклон, повышенная магнезиальность и титанистость темноцветов (в отличие от близких по составу, но более крупнозернистых пород батолитов ордовикского тигертышского комплекса).

В Уйбатском плутоне, обнажающемся к юго-западу от петротипической Юлинской группы малых интрузивов, наблюдается тесная пространственная связь мезоабиссальных гранитоидов тигертышского комплекса с развитыми в северо-западной части батолита трещинными и штокообразными телами юлинского комплекса близкого вещественного состава (Сорский «каркасный» интрузив на пересечении разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания).

Для массивов Юлинской группы и Сорского интрузива предполагался позднеордовикский возраст на основании геологических данных (прорывание гранитоидов тигертышского комплекса лейкогранитами Сорского интрузива в Уйбатском плутоне и несогласное налегание базальтов нижнедевонской матаракской свиты на юлинские граносиениты в краевой зоне Минусинского прогиба) и Rb-Sr датировок – 470–446 млн лет [6].

На Сорском молибденовом месторождении по Ar-Ar датированию [10] установлен возраст: 480–478 млн лет для габбро-диоритовой ассоциации (когдахский комплекс?); 466 млн лет для граносиенитов ранней гранитоидной ассоциации (монцодиориты, сиениты, гранодиориты, граносиениты, диориты, монзониты (1-я и 2-я фазы тигертышского комплекса); около 422 млн лет (по наложенным метасоматитам) для мелкозернистых лейкогранитов (3-я фаза тигертышского комплекса – «каркасная интрузия», выделяемая другими исследователями в самостоятельный сорский или юлинский комплекс); 405 ± 2 – 402 ± 4 млн лет для предрудных даек основного и среднего состава; 389 ± 4 – 386 ± 3 млн лет для порфиоров-1, с которыми связывается основной объем оруденения, 356 ± 1 – 357 ± 10 млн лет для пострудных порфиоров-2.

Проведенное в рамках настоящей работы геологическое изучение пород в карьере Сорского месторождения и изотопно-геохимическое изучение образцов (в т.ч. SHRIMP-датирование) показали присутствие в Сорском массиве граносиенитов (Ш-2032), кварцевых сиенитов (Ш-2038), кварцевых монцодиорит-порфиоров (К-64), кварцевых лейкосиенит-порфиоров (Ш-2033, Ш-2042,-2042-1,2,3, К-64), с наложенной медно-молибденовой минерализацией, розовых мелкозернистых лейкогранитов (Ш-2034, Ш-2036, Ш-2037), прорываемых предрудными дайками граносиенит-порфиоров (Ш-2039) и пострудными – долеритов (Ш-2040).

Разброс значений возраста единичных зерен циркона охватывает интервал от среднего кембрия до раннего карбона, причем во всех породах, кроме вышеупомянутых даек, установлено присутствие ранне-, средне-, позднеордовикских цирконов (полное возрастное перекрытие с тигертышскими гранитоидами). Наряду с этим, кембрийский возраст отмечен для граносиенитов и кварцевых сиенитов, а в относительно свежих розовых мелкозернистых лейкогранитах и минерализованных кварцевых лейкосиенит-порфирах юлинского типа и дайке «предрудных» кварцевых граносиенит-порфиоров выявлено присутствие, вплоть до преобладания, цирконов с возрастом D_3 - C_1 . В грейзенизированных образцах встречены единичные зерна циркона с еще более молодым – C - P_1 -возрастом.

В грейзенизированном кварцевом сиените с кварц-молибденитовыми прожилками (Ш-2038) изучены газово-жидкие включения в кварце. Исследования показали, что текстурно-структурное разнообразие пород в северо-западной части Уйбатского плутона объясняется резко изменчивым режимом летучих с их периодическим сбрасыванием, приводящим к формированию пород различного облика, вплоть до гипабиссальных и субвулканических. Этим объясняется близкий возраст совмещенных в плутоне на одном эрозионном срезе пород сходного состава, но различных фаций глубинности (от субвулканических («юлинских») до мезоабиссальных («тигертышских»).

Выводы.

1. Изотопный возраст пород мартайгинской группы диорит-гранодиорит-меланогранитовых комплексов варьируется в узком интервале 505 ± 8 – 492 ± 5 млн лет, что подтверждается семью датировками гранитоидов различных массивов Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

2. Для Улень-Туимского, Уйбатского и Саксырского плутонов устанавливается длительный

период становления, намечаются три этапа формирования гранитоидов, которые можно рассматривать в качестве фаз внедрения тигертышского комплекса: диорит-гранодиоритовый (до меланогранитов с вариациями до кварцевых сиенитов и граносиенитов) – 472 ± 10 – 470 ± 4 млн лет (O_{1-2}), меланогранит-гранитовый (варьирующийся до умеренно щелочных гранитов и граносиенитов) – 457 ± 17 – 441 ± 4 млн лет (O_{2-3}) и гранит-лейкогранитовый (умеренно щелочные порфириовидные граниты и лейкограниты) – 424 ± 3 – 432 ± 4 млн лет (S_1).

3. Требуется дополнительные исследования для изучения природы более древних датировок (486 ± 4 – 489 ± 4 млн лет), полученных для кварцевых монцититов и гранодиоритов северо-восточной части Улень-Туимского плутона, уточнения диагностических черт диорит-гранодиоритовой ассоциации – первой фазы тигертышского и гранитоидов мартайгинского комплексов.

4. Установлен широкий временной интервал формирования интрузивных пород Сорского молибденового рудного поля – от среднего кембрия до С-Р₁.

5. Выявлены специфические условия функционирования многоимпульсной Сорской рудно-магматической системы, сформировавшей в интервале D₃-C₁ промышленное молибденовое с медью и серебром оруденение медно-молибден-порфириового типа. Источником молибденита могли служить все предшествующие гранитоиды (в том числе мартайгинские и тигертышские), разуплотненные в зонах трещиноватости, прогретые и флюидизированные в ходе пульсационного рудно-магматического процесса. Концентрирование металла, очевидно, происходило в процессе неоднократного перераспределения серии этапов гранитоидного магматизма на протяжении кембрия, ордовика, среднего и позднего палеозоя.

6. Молибденовое оруденение Кузнецкого Алатау связано не столько с гипабиссальными интрузивами «юлинского типа», сколько с крупными гранитоидными батолитами мезоабиссальной фации тигертышского комплекса на участках повышенной проницаемости – в узлах пересечения разнонаправленных разломов.

7. Намечается значительный разрыв во времени между формированием основного объема интрузивных пород тигертышского комплекса (ордовик) и руд (D₃-C₁); при этом оруденение сопровождается дайками и метасоматитами D₃-C₁ (и моложе), которые пока не идентифицируются и не картографируются в данном регионе.

Работы проведены при финансовой поддержке Роснедр (контракт ИАЛ-02-06/35), Президиума СО РАН (проекты № 99, 6.5, ОНЗ-7.10.2), РФФИ (проекты № 06-05-64767, 06-05-65137, 06-05-65052, 07-05-00853, 07-05-00980).

- [1] Бабин Г.А. (отв. исп.), Зейферт Л.Л., Щигрев А.Ф. и др. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье издание). – Новокузнецк, 2006. – 172 с. ФГУ «ТФИ по Кемеровской области», фонды ФГУ Запсибгеолсъемка, фонды ВСЕГЕИ; ЗапСиб. РЭС.
- [2] Балыкин П.А. Балахчинский массив двупироксеновых монцитит-диоритов и диоритов (Кузнецкий Алатау) // Магматические формации Сибири. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 58–80 с.
- [3] Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Титов А.В., Бабин Г.А. и др. Сводный отчет. Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области для Госгеолкарты-1000 (по результатам работ за период с 1.01.1999 г. – 31.12.2001 г.). В 2-х книгах. – Новосибирск: ОФ ФГУГП «Запсибгеолсъемка», ФГУ «КТФИ», 2002. – 970 с.
- [4] Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А. О когтахском комплексе габбро и диорит-монцититов на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Магматические формации Сибири (Труды ИГиГ, вып. 359). – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 34–38.
- [5] Рублев А.Г., Чухонин А.П., Шергина Ю.П. и др. Комплексное изотопно-геохронологическое изучение магматических комплексов горного обрамления Сибирской платформы с целью обоснования легенд для геологической съемки масштаба 1:50 000 и Госгеолкарты-50. Отчет по теме № 01423429/830 за 1989–1992 гг. – СПб.: ТФ «Красноярскприродресурсы», 1992. Т. 1.
- [6] Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Лебедев П.Б. и др. Изотопно-геохронологическое изучение интрузивных образований Алтае-Саянской складчатой области в помощь среднемасштабному геологическому картированию: Отчет за 1995 г. – Красноярск: Фонды ГП «Красноярскгеолсъемка», 1995. – 107 с.
- [7] Руднев С.Н., Бабин Г.А. U-Pb, Ar-Ar изотопный возраст и геодинамическая интерпретация плагиогранитов Северо-Саянской зоны // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. – СПб., 2003. – С. 432–435.
- [8] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // ДАН. – 2004. – Т. 396, № 3. – С. 369–373.

- [9] Секретарев М.Н., Липишианов А.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. 2-е. Серия Минусинская. Лист N-45-XVIII (Шира). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. – 170 с.
- [10] Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко О.Д., Берзина А.П., Берзина А.Н. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология магматических и метасоматических событий в Сорском Cu-Mo-порфировом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 5. – С. 786–801.
- [11] Халфин С.Л. Петрология когтахского габбро-монзонит-сиенитового комплекса (Кузнецкий Алатау). – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965. – 92 с.
- [12] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 187 с.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА: АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

*М.Л. Баженов**, *Н.М. Левашова**, *Р. Ван дер Во***, *А.В. Абражевич***

* Москва, Геологический институт РАН, mibazh@mail.ru; namile2007@rambler.ru

** Анн Арбор, Мичиганский университет, voo@umich.edu; alexabra@umich.edu

Геологическое строение и история развития любого участка Земли вызывают разногласия, но есть регионы, по поводу которых споры приобретают особенно острый характер. Пример – Центрально-Азиатский подвижный пояс (ЦАПП) в целом и его центральная часть – Казахстан – в частности. При просмотре опубликованных реконструкций часто нельзя понять, что речь идет об одном и том же регионе без чтения названий отдельных элементов [1–4]. Более того, и при фиксизме, и в мобилистскую эпоху были работы, в которых история развития Казахстана считалась резко отличной от таковой всех – или почти всех – мобильных поясов [2, 5].

Одна из причин этих противоречий – скудость данных о палеогеографии ЦАПП, что, в свою очередь, связано с крайней малочисленностью надежных палеомагнитных данных по палеозою пояса. Только в этом веке ситуация начала улучшаться: совместными усилиями исследователей из разных стран было изучено около 50 объектов с возрастом от раннего кембрия до поздней перми из разных тектонических зон Казахстана, а по некоторым даже удалось получить надежные палеомагнитные данные. Основная цель этой работы – обсудить, можно ли непротиворечиво интерпретировать палеомагнитные и геологические данные о происхождении надсубдукционных Девонского (ДВП) и позднепалеозойского Балхаш-Илийского (БИП) вулканических поясов. Основное внимание будет обращено на следующие вопросы:

1. Первична ли современная подковообразная форма этих поясов?
2. Когда возникла активная окраина?
3. Какова была форма активной окраины в позднем силуре–раннем девоне?
4. Как менялась форма вулканических поясов в разные моменты времени?
5. Как движения, выявленные по результатам палеомагнитных исследований, увязываются с геологическими данными о возрасте и характере деформаций?

В ходе исследований было выяснено, что в ряде районов вращения происходили неоднократно и, вероятнее всего, по разным причинам. Наиболее яркий пример – Тянь-Шань, где имели место большие – до 90° и более – вращения в конце перми – триасе. Таким образом, чтобы «докопаться» до поворотов в вулканических поясах Казахстана, понадобилось вычистить более поздние вращения, которые мы связываем с левосдвиговой зоной субширотного простираения [6, 7].

После учета пермо-триасовых вращений было установлено, что силурийские и ранне-среднедевонские палеомагнитные направления закономерно изменяются вдоль ДВП: они указывают на север в юго-западной ветви пояса, на восток–юго-восток – в средней ветви, и на юго-восток–юг – в северо-восточной ветви. Таким образом, склонения меняются почти на 180°, и примерно на столько же изменяется простираение. Это означает, что ДВП первоначально был почти прямолинейной структурой северо-западного простираения (~300–310°), а его современная подковообразная форма является следствием изгиба после среднего девона. Очень важен и тот факт, что вулканы ДВП резко несогласно перекрывают каледонские структуры, но нигде не отделены от них сутурами или системами надвигов. Следовательно, изгибание не было ограничено ДВП, а захватывало значительную часть «Каледонского» Казахстана.

Палеомагнитные направления по среднему–позднему ордовику из различных частей «Каледонского» Казахстана (Степняк-Северотяньшаньская островная дуга) не выявили систематической картины. Следовательно, почти прямолинейная активная окраина возникла после образования казахстанского «континента» на границе ордовика и силура. Так как раннесилурийские – пусть немногочисленные – направления уже показывают «систему», то зарождение окраины точно датируется ранним силуром.

Пока почти нет палеомагнитных данных по позднему девону и началу карбона. Результаты же по второй половине карбона и ранней перми из различных ветвей позднепалеозойского БИП

показывают уже в несколько раз меньшие различия в склонениях; следовательно, изгибание завершилось – или почти завершилось – к началу перми.

В конце живета–фране в Казахстане произошла тельбесская складчатость, а вулканизм в ДВП прекратился. Мы связываем эти события с началом изгибания, в результате чего произошло «заклинивание» зоны субдукции. В фамене вулканизм возобновляется, но смещается к юго-востоку примерно на 150 км от ДВП в центральной части Казахстана. Этот этап вулканизма продолжается до турне, после чего снова происходит перескок вулканического фронта внутрь формирующейся подковы и, после перерыва в вулканизме в течение примерно половины визе, возникает БИП. Во второй половине визе происходят саурские деформации, которые проявлены не только вблизи вулканического фронта, но и вдали от него, например в Спасской зоне смятия. Примерно тогда же во внешних частях «Каледонского» Казахстана начинается формирование Тенизской и Чу-Сарысуйской впадин. К границе карбона и перми изгибание почти завершилось, море окончательно ушло из региона, а морской остаточный бассейн является основным районом проявления саякской складчатости.

Предлагаемая схема увязывает основные тектонические события в регионе с ороклинальным изгибанием «Каледонского» Казахстана, которое происходило в течение примерно 90 млн лет. Именно медленностью деформации исходно гетерогенного блока можно объяснить ряд особенностей геологии Казахстана: мозаичность структуры, хорошую сохранность аккреционных комплексов, отсутствие протяженных складчато-надвиговых поясов. Наш анализ также показывает, что в процессе изгибания субдукция (опускание погружающейся плиты в мантию), скорее всего, должна была смениться андеплейтингом (сдвиганием коры), с которым можно связать проявления интрузивного магматизма в карбоне–перми очень далеко от современных границ вулканических поясов Казахстана.

Остается «маленькая» проблема – динамика изгибания, т.е. его причины. Согласно нашему анализу, «основными игроками» при этом могли бы быть Сибирь, Тарим и Балтика, но для этого требуется определенная согласованность в их движениях. Проверить это можно с помощью палеомагнитных данных, но, увы, практически полное отсутствие таковых для среднего и позднего палеозоя Сибири пока не дает такой возможности. Впрочем, это уже тема для другого доклада.

- [1] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – № 7–8. – С. 59–75.
- [2] Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. – Cambridge, Cambridge University Press, 1996. – P. 486–640.
- [3] Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russ. J. Earth Sci. – 2001. – V. 3. – P. 405–426.
- [4] Yakubchuk A. Re-deciphering the tectonic jigsaw puzzle of Northern Eurasia // J. Asian Earth Sci. – 2008. – V. 32. – P. 82–101.
- [5] Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). – М.: Недра, 1984. – 208 с.
- [6] Allen M.B., Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia // J. Geol. Soc., London. – 1995. – V. 152. – P. 327–338.
- [7] Van der Voo R., Levashova N.M., Skrinnik L.S., Kara T.V., Bazhenov M.L. Late orogenic, large-scale rotations in the Tien Shan and adjacent mobile belts in Kyrgyzstan and Kazakhstan // Tectonophysics. – 2006. – V. 426. – P. 335–360.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ И ИХ ИЗОТОПНО- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

*Д. Батулзий**, *В.С. Антипин***, *О. Гэрэл**

*Улан-Батор, Монгольский университет науки и технологий, ulziid@yahoo.com

**Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, antipin@igc.irk.ru

Восточно-Монгольский вулканический пояс (ВМВП) протягивается в северо-восточном направлении из района Долино-Озерской котловины через Северо-Восточную Монголию в Приаргунье. Его протяженность в пределах Монголии составляет 1500 км при максимальной ширине на северо-востоке 550 км и минимальной 100 км в его юго-западной части. Пояс состоит из серии грабен и впадин шириной 25–75 км и длиной 75–200 км [1]. Вулканический пояс представляет собой континентальную структуру, наложенную на блоки фундамента различной природы и состава. В районе Центральной и Восточной Монголии фундаментом являются дислоцированные каледонские и герцинские образования, раннемезозойские комплексы, а в районе Дучгол – пермо-триасовые отложения, представляющие собой аккреционные комплексы. Позднемезозойские вулканы в пределах Восточно-Монгольского вулканического пояса изучались М.С. Нагибиной [2], Д.И. Фрих-Харом, А.И. Лучицкой [3], Н.С. Соловьевым и Г.А. Шатковым [4], В.Ф. Шуваловым [5] и др. ВМВП обрамляет структуру Хангай-Хэнтэйского осадочного бассейна и прослеживается вдоль подножий горных систем. Границей между ними является структура с системой разломов и аккреционными комплексами. Последние представлены серпентинитовым, базальт-карбонатным и яшмоидным меланжем. Яшмоиды с радиоляриями силурийского и девонского возраста залегают в карбоновой флишоидной формации [6].

В пределах ВМВП выделяются три магматические серии: бимодальная, шошонит-латитовая и щелочно-базальтовая. Вулканы бимодальной серии представлены трахибазальтами, трахиандезитами-базальтами, трахириолитами, риолитами и онгориолитами и заполняют впадины. Шошонит-латитовая серия представлена шошонитами, трахиандезитами, латитами, трахидацитами и трахириолитами, локализуясь в пределах вулканических кальдер. За пределами рифтовых впадин в континентальных блоках проявлена серия щелочных базальтоидов – базаниты и тефриты в виде небольших вулканических кальдер. Базальты бимодальной серии показывают возраст, варьирующийся в интервале 105–122 млн лет, двупироксеновые базальты шошонит-латитовой серии соответствуют возрасту 95–100 млн лет, и щелочные базальты формировались в интервале 105–109 млн лет [5, 7]. Каждая из выделенных серий имеет минералогические и петрохимические особенности. Базальтоиды бимодальной серии с оливином, пижонитом, авгитом и лабрадором обладают высокой щелочностью и железистостью и отвечают оливиновым щелочным базальтам. Они показывают Q-Fs нормативные составы. Кислым составам бимодальной серии свойственны низкокальциевые (риолиты), высококальциевые (трахириолиты) и натриевые (онгориолиты) разновидности. Основные породы шошонит-латитовой серии с гиперстеном, авгитом, амфиболом характеризуются наиболее высокими содержаниями глинозема, калия, магния, но низкими – титана и железа в отличие базальтоидов бимодальной серии. Для них характерны Q-Нур-Di-(C) нормативные составы. Для средних (латиты, кварцевые латиты) и кислых (трахидациты, трахириолиты) составов шошонит-латитовой серии содержания петрогенных элементов показывают большие вариации, в зависимости от количественных соотношений минералов. Щелочные базальтоиды (базаниты и тефриты) резко отличаются от базальтоидов двух других серий низкими кремнекислотностью, железистостью и высокими содержаниями MgO и ne(1c)-ol-di нормативными составами.

Геохимические данные подтверждают выделение трех магматических серий в пределах ВМВП и показывают их редкоэлементную специфику. Наиболее высокие содержания Hf и низкие Th и U отмечаются в базальтах бимодальной серии, тогда как Th и U обогащены породы шошонит-латитовой серии. Базальтоиды щелочной серии в наибольшей степени обогащены Sr, Nb, Ta. По соотношению Th-Hf-Ta базальтоиды трех серий показывают континентальные условия формирования. Базальты бимодальной серии соответствуют континентальному толе-

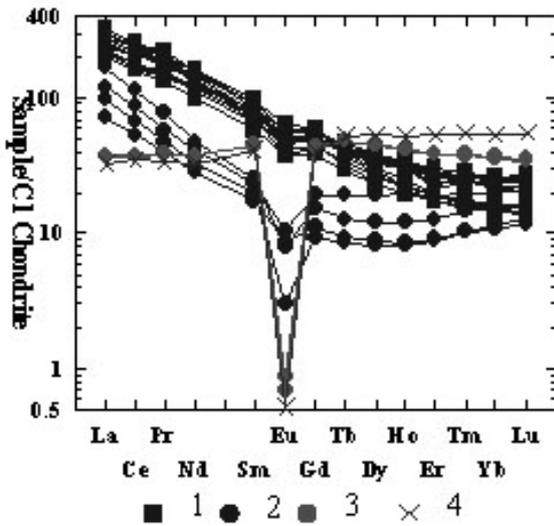


Рис. 1. Распределение РЗЭ в породах бимодальной серии.

1 – базальтоиды, 2 – трахириолиты, 3 – онгориолиты, 4 – вулканическое стекло.

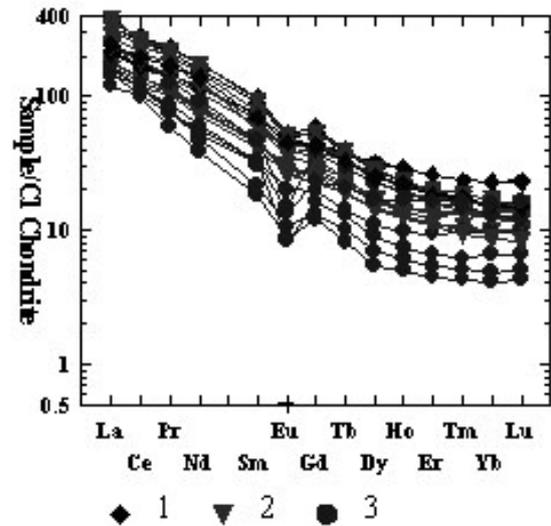


Рис. 2. Распределение РЗЭ в породах шошонит-латитовой серии.

1 – базальтоиды, 2 – латиты, трахидациты, 3 – трахириолиты.

иту, а для базальтоидов шошонит-латитовой серии предполагаются окраинно-континентальные условия образования. Щелочные базальты являются внутриконтинентальными образованиями. Распределение редкоземельных элементов сходно для базальтоидов бимодальной и шошонит-латитовой серий, которые развиты последовательно в одних вулканических структурах. По величине отношения La/Yb базальтоиды бимодальной серии (La/Yb=19–22) близки к породам шошонит-латитовой (La/Yb=23.7) и резко отличаются от щелочно-базальтовой серии (La/Yb=37.4). Кислые составы бимодальной и шошонит-латитовой серий характеризуются наличием европиевого минимума, однако они различаются по уровню содержаний тяжелых лантаноидов. Риолитам, онгориолитам и вулканическим стеклам бимодальной серии свойственны повышенные концентрации тяжелых РЗЭ, относительно их базальтоидных членов. В отличие от них трахидациты и трахириолиты шошонит-латитовой серии обеднены тяжелыми лантаноидами, показывая общий эволюционный тренд всех пород серии. Это свидетельствует о происхождении кислых пород шошонит-латитовой серии при дифференциации родоначальной субщелочной магмы. Кислые составы бимодальной серии не показывают родственные связи с базальтоидами (рис. 1, 2). Значения первичных изотопных отношений стронция для базальтов бимодальной серии составляют $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7053\text{--}0.7060$, для риолитов – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7329\text{--}0.7935$, онгориолитов – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.8826$. Для гиперстеновых трахиандезито-базальтов шошонит-латитовой серии эти значения составляют $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7056\text{--}0.7076$, а для трахиандезитов, латитов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7071\text{--}0.7086$. Трахириолитам шошонит-латитовой серии свойственны отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7196\text{--}0.7671$. В щелочных базальтах изотопные отношения стронция составляют $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.07042$ и 0.07043 .

Кварц-нормативные составы и близкие изотопные отношения для базальтоидов бимодальной и шошонит-латитовой серий показывают, что их магмообразование происходило на уровне перидотитовой мантии, но различия в минералогии и геохимии свидетельствуют о ее вещественной неоднородности либо связаны с процессами коровой контаминации. Высокие $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ изотопные отношения для средних и кислых пород шошонит-латитовой серии указывают на взаимодействие мантийных и коровых процессов в источнике магмообразования этой серии. Расположение щелочных базальтов среди аккреционных комплексов и обогащение стронцием источника показывают, что они продуцированы в мантии, обогащенной материалом океанической коры при закрытии Монголо-Охотского бассейна.

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-90201-Монг_а, 08-05-00403_а).

- [1] Добролюбов В.А., Филиппова И.Б. Структура, вещественный состав и флюоритоносность северо-западной части Восточного Монголо-Забайкальского рифтового пояса (на примере Северо-Керуленского района) // Геология и полезные ископаемые МНР. Вып. 3. – М.: Недра, 1990. – С. 108–123.
- [2] Нагибина М.С. Мезозойские структуры // Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. – М.: Наука, 1975. – С. 17–87.
- [3] Фрих Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. – М.: Наука, 1978. – 168 с.
- [4] Соловьев Н.С., Шатков Г.А. Особенности химизма вулканических пород Восточной Монголии // ЗВМО. – 1977. – Вып. 6. – С. 707–714.
- [5] Шувалов В.Ф. Возраст цагаанцавского горизонта в свете новых радиологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1987. – № 10. – С. 68–77.
- [6] Kelty T., Yin An, Batulzii D., Gehrels G.E., Ribeiro A.E. Detrital zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay-Hentey basin, North Central Mongolia: implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk ocean in Central Asia // Tectonophysics. – 2008. – V. 451. – P. 290–311.
- [7] Xin hua Zhou, Ji feng Ying, Fei Wang, Liang Zhang, Wilde S.A., Badamgarav G., Badarch G. Late Mesozoic volcanism across E. Mongolia and Da Hingan Mts, NE China: Timing constraint on the closure of Mongol Okhotsk Sea // Goldshmidt conference abstracts. – 2006. – A 26.

КЕМБРИЙ В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД ЮЖНОГО УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

А.А. Белова, А.В. Рязанцев

Москва, Геологический институт РАН, belova_a@bk.ru

Палеозоида Южного Урала структурно и в эволюционном плане связаны с восточной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса. На Южном Урале известен фаунистически доказанный нижний и верхний кембрий [7, 9, 6]. Нижний кембрий распространен в Сакмарской зоне и в Зауральской мегазоне.

В Сакмарской зоне нижний кембрий представлен археоциатовыми известняками и базальтами. Археоциаты относятся к аттдабанскому ярусу и низам ботомского яруса [7]. Сакмарская зона структурно представляет собой меридионально вытянутую синформу, которая является лежащим крылом шарьяжа и состоит из нескольких аллохтонов, в пределах которых представлены различные фации Уральского океанического палеобассейна. Аллохтоны разделены толщей микститового строения и серпентинитовыми меланжами. Микститовая толща – Рысаевский олистостром – содержит олистоплаки и глыбы палеозойских пород от нижнего кембрия до верхнего девона включительно. Кроме того, в нем присутствуют блоки метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. В структуре олистострома установлены олистоплаки раннеордовикского микстита, с которым связаны нижнекембрийские породы. Глыбы нижнекембрийских археоциатовых и водорослевых известняков, расслоенные базальтами и их туфами, заключены в матрикс, представленный кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами. Песчаники содержат нижнеордовикские акритархи [5, 10]. Наибольшее распространение в олистостроме имеют олистоплаки и глыбы базальтов, риолитов, их туфов и туффитов, ниже-среднедевонских кремней и нижедевонских органогенных тентакулитовых известняков. В ряде мест найдены обрывки пластов кремней с франскими и нижефаменскими конодонтами, что позволяет сделать вывод о позднедевонской нижней возрастной границе олистострома.

Одно из крупных тел кембрийских известняков обнажено на горе Известковая («Шапка Мономаха»), в 3.5 км на северо-запад от дер. Кидрясово. Известняки, расслоенные миндалекаменными базальтами, слагают линзу мощностью до 100 м и протяженностью до 150 м. На простирании находятся более мелкие известняковые глыбы. Железисто-глинистый матрикс между крупными телами содержит псаммитовые обломки известняков и глыбы базальтов с долеритовой структурой. К северо-востоку олистостром перекрывается тектоническим покровом, сложенным туффитами и кремнями ордовика (кураганская свита O_{1-3}) и углеродистыми сланцами силура–нижнего девона (сакмарская свита). К юго-западу олистостром с опрокинутым залеганием перекрывается тектоническим покровом, в основании разреза которого находится конденсированный кремнистый разрез девона – сарбайская свита ($D_{1l}-D_{3f}$). Сарбайская свита с постепенным переходом перекрывается граувакковым флишем зилаирской свиты (D_{3fm}). Ширина выхода Рысаевского олистострома в данном пересечении ~400 м. Непосредственно к юго-западу от известняков обнажаются подушечные темно-серые пироксен-плагиоклазовые с биотитом базальты с ~100 м. Базальты линзовидно переслаиваются с туффитами табачного, фишашковского и бирюзового цвета. Туффиты имеют постепенные переходы к серым кремням, имеющим примесь тефры. В кремнях найдены конодонты *Icriodus* sp., *Pandorinellina* sp., *Velodella* sp., характерные для пражско-эмского уровня нижнего девона (здесь и далее определения В.А. Аристова (ГИН РАН)). Юго-западнее обнажается пачка валунных конгломератобрекчий с обломками кембрийских известняков, базальтов, туфов кварцевых риолитов, туффитов, кремней. В кремнях обнаружены конодонты *Palmatolepis transitans* Müll. нижнего франа, а также переотложенные *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bult.), *Icriodus* sp. пражско-эмского уровня. Юго-западнее протягивается линзовидная пачка туффитов, имеющих постепенные переходы с кремнями, базальтов, туфов кварцевых риолитов (50 м). В кремнях найдены конодонты *Pseudooneotodus beckmanni* (Bisch. et Sann), *Polygnathus* sp., *Icriodus* sp., *Pandorinellina* sp., типичные для эмского яруса. Западнее обнажается пачка зеленоватых туффитов, которые фациально замещаются литокристаллокластическими туфами кварцевых риолитов. Далее за не-

обнаженным интервалом (50 м) обнажаются кремни сарбайской свиты (D₁l-D₃f). В пределах описанного участка структура имеет западную вергентность. Преобладают северо-восточные падения под углом 15–60°.

В железнодорожной выемке к западу от станции Рысаево подушечные базальты расслоены кварцевыми песчаниками и алевролитами, а также красными кремнями, содержащими девонские тентакулиты. Отдельные блоки и линзы среди базальтов в структуре олистострома сложены известняками с тентакулитами, аммоноидеями и конодонтами пражско-эмского возраста.

К западу от Медногорского сернокислотного комбината олистоплак в структуре олистострома сложен фрагментом слоистой толщи, в которой помимо линз археоциатовых известняков и базальтов присутствуют туффиты, доломиты и фельзиты.

Таким образом, в строении Рысаевского олистострома, помимо олистолитов нижнекембрийских пород, принимают участие пластовые отторженцы девонских свит. Здесь есть аналоги вулканогенных чанчарской, косистекской, ишмуратовской свит нижнего и среднего девона, а также верхнедевонские кремни, аналогичные кремням сарбайской свиты.

Позднекембрийский возраст вулканитов в Сакмарской зоне доказывается по конодонтам для единственного изолированного фрагмента разреза. Они слагают олистоплак в структуре Рысаевского олистострома. На выровненной поверхности базальтов полого (10–15°) залегают тонкослоистые алевролиты палевого, зеленоватого и розоватого цвета. Видимая мощность алевролитов 2.0–2.5 м. По нашим данным алевролиты содержат обильные конодонты *Phakelodus* sp. (определения Т.Ю. Толмачевой, ВСЕГЕИ), определяющие позднекембрийский возраст вмещающих пород, что подтверждает ранее опубликованные данные В.Н. Пучкова [9].

Составы нижнекембрийских и верхнекембрийских вулканитов существенно отличаются. Базальты нижнего кембрия принадлежат к известково-щелочной серии и представлены в основном трахибазальтами. Для них характерна повышенная щелочность натриевого типа, низкая глиноземистость (Al₂O₃ 12–17 %) и повышенные содержания титана (TiO₂ 1.5–2.7 %). Базальты имеют сходство с базальтами океанических островов при более низких содержаниях Rb, Ba, Cs, Sr и Ti. На дискриминационных диаграммах точки попадают в поля внутриплитных вулканитов.

Базальты верхнего кембрия принадлежат толеитовой серии с повышенной щелочностью калий-натриевого и натриевого типа. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ и спайдердиаграммы практически однозначно указывают на принадлежность данных базальтов к базальтам СОХ, за исключением небольшого минимума по содержанию К и максимумов Cs, Rb, Ba, Th и U. Об аналогичной обстановке формирования верхнекембрийских вулканитов говорят и дискриминационные диаграммы.

Автохтонные фрагменты разреза нижнего кембрия известны в структуре Зауралья. Здесь на левом берегу р. Санарка, в 10 км на северо-запад от г. Троицка, обнажается толща подушечных базальтов с линзами известняков, слюдяных алевролитов и аркозовых песчаников, редко риолитов (санарская толща (~500 м)). Археоциаты и водоросли в известняках относятся к ленскому ярусу [6]. Западнее протягивается меридиональная полоса слюдисто-плагиоклаз-кварцевых, альбит-хлорит-кварцевых сланцев с прослоями мраморов и кварцитов с примесью графита (осиповская свита (800–900 м)) [6]. Позднекембрийский возраст свиты принимается по находкам микропроблематик [3].

С вулканитами верхнего кембрия по возрасту коррелируются терригенные породы основания орской серии [1]. Эти комплексы отражают рифтогенез на окраине Восточно-Европейского кратона и начало раскрытия Уральского океана [8].

Нижнекембрийские известняки и вулканиты известны на Южном Тянь-Шане, и при сопоставлении их структурного положения с Южным Уралом обнаруживаются черты сходства. Формирование нижнекембрийских комплексов Южного Тянь-Шаня, согласно В.С. Буртману, происходило на ранних стадиях эволюции окраины Туркестанского океанического бассейна, отделившего Алай-Таримский сиалический блок от Восточной Гондваны [2]. Описанные нижнекембрийские базальтоиды сопоставляются с базальтами сходной по возрасту балкыбекской свиты хребта Чингиз в Казахстане. Последние интерпретируются как сформированные в структуре океанических островов [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и РФФИ (проекты 06-05-65311, 06-05-64717, 07-05-01158).

- [1] *Анцыгин Н.Я.* Тремадокские трилобиты Урала. – Екатеринбург: МПР РФ, ДПР по Уральскому региону, ОАО УГСЭ, 2001. – 248 с.
- [2] *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое (Труды Геологического института. Вып. 570). – М.: ГЕОС, 2006. – 216 с.
- [3] *Гауэр К.Е.* Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения Зауральского поднятия и история их формирования // Геологическая история Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. – С. 34–48.
- [4] *Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В.* Модель кембрийской коллизии дуга–континент для палеозойского Казахстана // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 71–96.
- [5] *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. – М.: Наука, 1974. – 230 с.
- [6] *Мамаев Н.Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала (Труды Института геологии Уральского филиала АН СССР. Вып. 73). – Свердловск: Институт геологии Уральского филиала АН СССР, 1965. – 170 с.
- [7] *Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. – Уфа: УНЦ РАН, 1993. – 218 с.
- [8] *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: «Даурия», 2000. – 146 с.
- [9] *Пучков В.Н.* Тектоника Урала: современные представления // Геотектоника. – 1997. – № 4. – С. 30–45.
- [10] *Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Экзотические блоки в разрезах палеозоя Южного Урала и Северного Кавказа // Ежегодник-1997. Информационные материалы. – Уфа: УНЦ РАН, 1999. – С. 21–25.

АНАЛИЗ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА

С.Ю. Беляев, М.А. Фомин

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
BelyaevSY@ipgg.nsc.ru, FominMA@ipgg.nsc.ru

Истории развития в мезозое и кайнозое части Палеоазиатского (Урало-Монгольского) океана, охватывающей Сибирь и Дальний Восток на юге, посвящено большое количество работ. Это объясняется тем, что здесь на поверхность выведены и доступны непосредственному изучению палеозойские и более древние образования. Обширная северо-западная часть палеозойского Палеоазиатского океана перекрыта мощным мезозойско-кайнозойским чехлом Западной Сибири. Деформации в мезозое и кайнозое фундамента и обрамляющих покровно-складчатых областей, консолидированных в разное время, обусловили особенности формирования этого чехла. Изучая современную структуру чехла (пликативную и дизъюнктивную тектонику), анализируя мощности (скорости осадконакопления), можно решать, хотя бы принципиально, обратную задачу – определять деформации литосферы в это время.

Сказанное в полной мере относится к Енисей-Хатангскому региональному прогибу, который разделяет Сибирскую платформу и Таймырскую покровно-складчатую область и одновременно является составной частью зоны мезозойско-кайнозойских депрессий, протягивающейся из Западно-Сибирской геосинеклизы до Вилюйской гемисинеклизы.

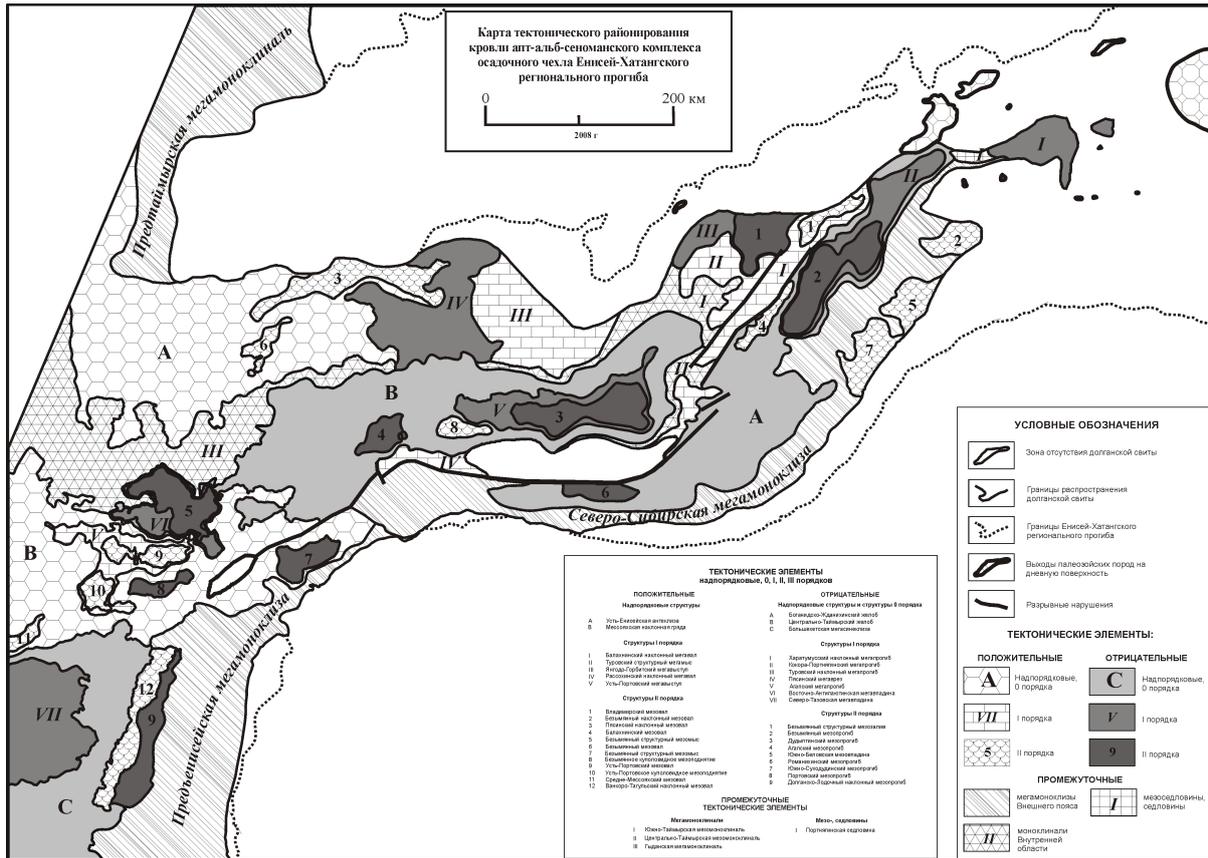
Темпы осадконакопления и состав осадков в мезозое и кайнозое на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба, а также современная структура сформировавшегося осадочного чехла определялись историей тектонического развития и взаимодействием в это время трех крупных структурных единиц (блоков): Таймырской покровно-складчатой области, Сибирской платформы и фундамента прогиба.

Авторами используется методика анализа современной структуры чехла по опорным горизонтам. При этом принимается, что существенно глинистые опорные горизонты первоначально залегали горизонтально или субгоризонтально. Поэтому отличия в их современной структуре снизу вверх по разрезу соответствуют тектоническому воздействию на горизонт за период до формирования следующего горизонта. Последующий анализ формы и толщины тел, заключенных между опорными горизонтами (соответствующими периодам относительного тектонического покоя), позволит восстановить масштабы, скорости и направления движений трех упомянутых выше «блоков».

Важно упомянуть, что анализ тектоники чехла позволит определить время формирования его современной структуры, что, кроме восстановления истории тектонического развития северной части Урало-Монгольского пояса, поможет решению проблемы региональной оценки перспектив нефтегазоносности этой территории.

Ранее нами было рассмотрено современное тектоническое строение подошвы осадочного чехла и кровли юрского комплекса [1, 2]. В данной работе мы более детально анализируем современную структуру поверхности апт-альб-сеноманского комплекса и акцентируем внимание на ее отличии от описанных ранее. Материалом для анализа послужили карты тектонического районирования по подошве осадочного чехла и по кровлям юрского и апт-альб-сеноманского структурных ярусов, которые были построены на основе структурных карт, полученных с использованием последних данных сейсморазведки. Необходимо отметить, что, в связи с лучшей изученностью кровли апт-альб-сеноманского комплекса (она вскрыта гораздо большим количеством скважин), структурная карта, на основе которой проводилось тектоническое районирование, более детально, на ней выделено большее количество структур (165 элементов на тектонической карте). В данной работе для нас важно проанализировать принципиальные отличия на уровне крупных тектонических элементов.

Карта тектонического районирования строилась по кровле долганской свиты, заканчивающей разрез сеномана и являющейся стратиграфическим аналогом верхов покурской свиты,



Карта тектонического районирования кровли апт-альб-сеноманского структурного яруса территории Енисей-Хатангского регионального прогиба.

регионально распространенной в северной части Западной Сибири. Необходимо отметить, что долганская свита распространена не повсеместно (рисунок). Она отсутствует в восточной части депрессии, а также в её прибортовых частях на севере и на юге, поэтому структуру восточной части прогиба проследить по этой поверхности не удастся. Отложения отсутствуют иногда и в приразломных зонах в центральной части прогиба.

Структурные планы подошвы осадочного чехла и кровли юрского комплекса очень схожи [3]. Структура кровли апт-альб-сеноманского комплекса гораздо более существенно отличается от нижележащих уровней.

Наиболее прогнутой является центральная часть Енисей-Хатангского регионального прогиба, где выделяются Центрально-Таймырский и Боганидско-Жданихинский желоба. Депрессии разделены Балаханским, Рассохинским наклонными мегавалами и Центрально-Таймырской мегамоноклиной. Мессояхская наклонная гряда является составной частью зоны положительных структур, протягивающейся от полуострова Ямал (Западная Сибирь) до Анабаро-Хатангской седловины (восточная граница Енисей-Хатангского регионального прогиба). В восточной части регионального прогиба выделен Харатумусский наклонный мегапрогиб, который отделен от Боганидско-Жданихинского желоба Портнягинской седловиной.

Вместо Гыданского мегавыступа и южной части Предтаймырской мегамоноклизы выделяется Усть-Енисейская антеклиза, – крупная надпорядковая положительная структура. Центрально-Таймырский желоб граничит со структурами Западно-Сибирской геосинеклизы через Гыданскую мегамоноклину. Не все тектонические элементы, выделенные на нижележащих уровнях, прослеживаются в кровле апт-альб-сеноманского структурного яруса. Например, Боганидский мегапрогиб, выделяемый в кровле юрского комплекса и в подошве осадочного чехла, в кровле апт-альб-сеноманского структурного яруса не оконтуривается. Кроме того, Преденсейская и Северо-Сибирская мегамоноклизы осложнены рядом тектонических элементов II и III порядка, в то время как на нижележащих уровнях в их пределах более мелкие структуры

не выделяется.

Анализируя современную структуру осадочного чехла по его подошве, кровле юрского и кровле апт-альб-сеноманского комплексов, можно сделать вывод о том, что в триас-юрское время территория Енисей-Хатангского регионального прогиба развивалась в целом равномерно: этот структурный ярус подвергался тектоническому воздействию как единое целое, об этом свидетельствует сходство структурных планов его кровли и подошвы.

В меловое время территория развивалась более дифференцированно, современный структурный план кровли апт-альб-сеноманского комплекса во многом отличается от нижележащих опорных горизонтов. Вероятно, это связано с разной тектонической активностью в это время блоков Сибирской платформы и Таймырского.

В дальнейшем крайне важно проанализировать современную структуру кровли неокомского комплекса, так как он имеет отличную от ниже- и вышележащих внутреннюю структуру и формировался в специфических тектонических условиях.

Выполненное исследование подтверждает сделанный ранее вывод о том, что окончательно современная структура осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба сформировалась в постсеноманское время. Следовательно, необходимо проанализировать тектоническую историю территории в поздне меловое и кайнозойское время, включая неотектонический этап.

Вероятное совпадение времени интенсивной генерации углеводородов в нефтематеринских толщах и формирование антиклинальных ловушек в мощных меловых толщах, обладающих хорошими коллекторскими свойствами, позволяют высоко оценивать перспективы нефтегазности территории.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64385).

- [1] *Фомин М.А.* Тектоническое районирование территории Енисей-Хатангского регионального прогиба по подошве осадочного чехла // *Материалы XLVI Международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс»: Геология.* – Новосибирск: Новосибирский государственный университет, 2008. – С. 3.
- [2] *Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Ершов С.В., Конторович А.А., Красавчиков В.О., Кузнецов Р.О., Фомин М.А.* Тектоника и история формирования структуры чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба // *Международная конференция геофизиков и геологов.* – Тюмень, 2007. – С. 1–4.
- [3] *Фомин М.А.* Тектоника нижнего структурного яруса мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба // *Проблемы геологии и освоения недр: Сборник научных трудов XII международного симпозиума имени академика М.А. Усова.* 2008. – С. 370–372.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕНА И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ИЗМЕНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА

М.М. Буслов, Д.А. Кох

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, misha@uiggm.nsc.ru

Центрально-Азиатский ороген является крупнейшей в мире внутриконтинентальной структурой, которая протягивается более чем на 4000 км от зоны континентальной субдукции Индии под Евразию при ширине на юге свыше 1500 км. Ороген прослеживается от Памира, Гималаев, Тибета на север через Тянь-Шань, включает поднятия и горные пояса Казахстана, Южной Сибири и Байкальскую рифтовую зону Восточной Сибири. В результате Индо-Евразийской коллизии деформации распространялись на север в направлении внутренних областей Азии, которая состоит из множества разновеликих докембрийских микроконтинентов гондванской группы, окруженных складчатыми поясами палеозойско-мезозойского возраста. Передача деформаций от Индо-Азиатской коллизии на дальнейшее расстояние происходила по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов [1, 2]. В результате сжатия складчатые зоны перерастали в горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.).

По результатам трекового датирования пород в корреляции с геолого-геоморфологическими данными [3–7], на Тянь-Шане горообразование проявилось в период ~ 200–130 млн лет и в последние 11 млн лет, на Алтае в период ~ 140–80 млн лет и в последние 5 млн лет (с пиком последние 3 млн лет), на Северном Казахстане в период ~ 130–35 млн лет и в последние 3 млн лет. Юрская реактивация Северного Тянь-Шаня, возможно, связана с заключительной фазой коллизии континентального блока Тарима с Евразией, завершающей субдукцию литосферы Палео-Тетиса, а меловая реактивация Алтая и Северного Казахстана связана, как предполагается [8–10], с дальним эффектом воздействия коллизии Северо-Китайского континента с Евразией, завершающей закрытие Монголо-Охотского океана.

Данные трекового датирования пород Тянь-Шаня и Алтая свидетельствуют по меньшей мере о 2–3 км денудации, соответственно, в юре и мелу. Для мела–миоцена на Тянь-Шане и позднего мела–миоцена на Алтае выявлены периоды продолжительной стабильности. В течение этих периодов территории Тянь-Шаня и Алтая находились в тектоническом покое и мезозойские орогены подвергались выравниванию. Остатки пенепленов сохранились во многих частях горных систем. Их поверхность сильно деформирована в результате кайнозойской (с 35 млн лет поныне) тектонической активности, связанной с Индо-Евразийской коллизией [1, 11, 12].

Полученные результаты трекового датирования апатитов по Северному Казахстану свидетельствуют о том, что территория реагировала на дальнейшее воздействие коллизии Северо-Китайского и Индийского континентов с Евразией. Вероятно, что начальная стадия конвергенции Индии с Евразией проявилась в Северном Казахстане в ускорении воздымания территории и усилении скорости денудации до 40 м/млн лет в период 50–35 млн лет. В результате этого события был сформирован низкогорный рельеф, в основе которого находились остатки мел-палеоценовых поднятий. Начиная с 35 млн лет происходило медленное разрушение рельефа, который был вовлечен в последующее поднятие около 3 млн лет назад. Учитывая, что в южной части Казахстанского щита интенсивная активизация произошла около 11 млн лет назад с ростом Тянь-Шаньской горной системы, следует предполагать, что формирование современного рельефа Казахстанского щита в целом произошло за последние 11 млн лет под воздействием Индо-Евразийской коллизии. В этот период времени на территории к северу от Тянь-Шаня произошло формирование рельефа современного Казахстанского мелкосопочника, который отражает этап максимального горообразования и тектонической активизации на территории Центральной Азии.

В мелу–палеоцене и олигоцене–раннем голоцене скорость денудации в Северном Казахстане оценивается, соответственно, в 20 и 12 м/млн лет, что в 2–3 раза меньше, чем скорость

денудации на Тянь-Шане и Алтае в период активного роста горных систем. В олигоцен–раннем плиоцене скорость денудации в Северном Казахстане, на Тянь-Шане и Алтае была приблизительно одинакова. За последние 3 млн лет произошло быстрое поднятие и денудация пород. Полученные результаты по Северному Казахстану указывают на то, что сжатие от Индо-Евразийской коллизии проявилось и на обширной территории Казахстана. Вероятно, в целом рельеф Казахстанского мелкосопочника является, с одной стороны, остаточным от разрушенного мезозойского орогена, с другой – интенсивно реактивированным за последние 3 млн лет.

Вызванный Индо-Евразийской коллизией рост горных систем Памира, Гималаев и Тибета, превышающих 4000 м над уровнем моря, существенно изменил атмосферную циркуляцию, и на территории Северного Казахстана в конце неогена произошла смена гумидного тропического и субтропического климата на аридный [13]. Горные системы преградили путь влажным муссонам со стороны Индийского и Тихого океанов, и северная часть Азии попала под воздействие воздушных потоков Арктики и Атлантического океана [13–17]. Скорость денудации в Северном Казахстане за последние 3 млн лет составляет около 300 м/млн лет. Близкие скорости денудации существовали на высокогорном Тянь-Шане и Алтае, но они здесь сопровождалась и сопровождаются формированием моласс за счет выноса грубообломочного материала горными реками. В Северном Казахстане и близлежащих регионах нет признаков грубообломочного осадконакопления, что может свидетельствовать о разрушении пород и за счет других факторов. Низкогорный рельеф в Северном Казахстане слагают преимущественно гранитные массивы, а большинство возвышенностей сложены кварцитами. Низкие горы, сложенные гранитами, окружены впадинами, заполненными озерами. Граниты расположены преимущественно среди слюдястых гранито-гнейсов, из которых и был отобран образец, опробованный на трековое датирование. Образец расположен в нескольких км на север и почти на 500 м ниже самой высокой вершины Кокчетавского поднятия – горы Синюхи с высотой 947 м над уровнем моря. На фоне общего сжатия произошло «всплывание» монолитных гранитных массивов и быстрое разрушение слюдосодержащих пород. Одним из дополнительных механизмов разрушения, кроме размыва растущих поднятий, могло быть выдувание частиц, седиментация которых сформировала лессы на обширной территории Азии, возраст самых древних из которых составляет 2.5 млн лет [18]. Вероятно, территория Казахстанского мелкосопочника, интенсивно воздымающаяся за последние 3 млн лет, подвергалась ветровой эрозии и поставляла с помощью пыльных бурь материал для формирования лессов Центральной Азии. Следует предполагать, что на фоне вдавливания Индии в Евразию процесс вовлечения в медленное поднятие северных районов Центральной Азии будет продолжаться, что может привести к высыханию болот и смещению к северу линии вечной мерзлоты.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 7.10.3 и РФФИ (проект № 07-05-00852).

- [1] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // *International Geology Review*. – 1996. – V. 38. – P. 430–466.
- [2] Buslov M.M. Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // *Himalayan Journal of Sciences*. – 2004. – V. 21, № 41. – P. 104–105.
- [3] De Grave J., Van den Haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // *Tectonophysics*. – 2002. – T. 349. – P. 145–159.
- [4] De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // *Himalayan Journal of Sciences*. – 2004. – V. 21, № 41. – P. 121–122.
- [5] De Grave J., Buslov M., Van den Haute P., Metcalf J., Batalev V. From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the Northern Kyrgyz Tien Shan batholith // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2006. – V. 26, № 2. – P. 133.
- [6] De Grave J., Buslov M., Van den Haute P. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2007. – V. 29. – P. 194–213.
- [7] Sobel E.R., Osnik M., Burbank D., Mikolaichuk A. Exhumation of basement-cored uplifts: example of the Kyrgyz range quantified with fission track thermochronology // *Tectonics*. – 2006. – V. 25, № 2. – TC2008. – doi:10.1029/2005TC001809.

- [8] Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2007. – V. 29. – P. 205–214.
- [9] Буслов М.М., Де Граве И., Кох Д.А., Солобоева Е.В. Мезозойско-кайнозойские внутриконтинентальные деформации в Центральной Азии как результат дальнего воздействия коллизий блоков Гондваны с Евразией // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 48–50.
- [10] Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по данным трекового датирования апатитов // *Геология и геофизика*. – 2008. – Т. 49, № 9. – С. 862–870.
- [11] Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*. – 1975 – V. 189. – P. 419–426.
- [12] Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.M. When and where did India and Asia collide? // *J. Geophys. Res.* – 2007. – V. 112, № 5. – B05423. – doi:10.1029/2006JB004706.
- [13] Синицын В.М. Геотектонический фактор в изменении климата Центральной Азии // *Бюллетень МОИП. Отделение геологии*. – 1949. – Т. 24, вып. 5. – С. 3–12.
- [14] Величко А.А., Архипов С.А., Ахметьев М.А., Волкова В.С., Жидовинов Н.Я., Короткий А.М., Кулькова И.А., Нечаев В.П., Фрадкина А.Ф. История ландшафтов и климата Северной Евразии в кайнозой // *Глобальные изменения природной среды / Гл. ред. Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко*. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. – С. 258–260.
- [15] Зыкин В.С., Зажигин В.С., Зыкина В.С. Изменение природной среды и климата в раннем плиоцене юга Западно-Сибирской равнины // *Геология и геофизика*. – 1995. – Т. 36, № 8. – С. 40–50.
- [16] Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Природная среда и климат теплых эпох четвертичного периода юга Западной Сибири // *Геология и геофизика*. – 2000. – Т. 41, № 3. – С. 297–317.
- [17] Кузьмин М.И., Карabanов Е.М., Гелетий В.Ф. и др. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера за последние 5 миллионов лет // *Геология и геофизика*. – 1998. – Т. 39, № 2. – С. 139–156.
- [18] Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии // *Стратиграфия, корреляция, палеогеография*. – М.: ГЕОС, 2002. – 250 с.

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ХОРОГОЧИНСКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

*И.В. Бучко**, *Е.Б. Сальникова***, *А.А. Сорокин**, *А.Б. Котов***, *А.М. Ларин***,
*С.Д. Великославинский***, *С.З. Яковлева***, *Ю.В. Плоткина***

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

Характерной особенностью большинства древних кратонов является присутствие крупных массивов анортозитов (автономные анортозиты [1] или «massif type anorthosite» [2]), которые обычно рассматриваются в составе анортозит-мангерит-чарнокит-гранитовой (АМСГ) ассоциации когенетичных пород. В южной части Сибирского кратона известны две пространственно обособленные области развития автономных анортозитов – Джугджурская и Каларская. Результаты выполненных к настоящему времени геохронологических исследований показали, что анортозиты джугджурского комплекса имеют возраст 1736 ± 6 млн лет [3], тогда как возраст анортозитов каларского комплекса составляет 2623 ± 23 млн лет [4–6]. Эти данные позволили выделить в пределах южной части Сибирского кратона по крайней мере два этапа формирования автономных анортозитов: позднеархейский и раннепротерозойский [6]. В последние годы было установлено, что другие крупные анортозитовые и габбро-анортозитовые массивы южной части Сибирского кратона и его складчатого обрамления имеют раннепротерозойский возраст: Луктурский – 1890 ± 5 млн лет [7], Кенгурак-Сергачинский – 1866 ± 6 млн лет [8]. Таким образом, на сегодняшний день каларский комплекс является единственным древнейшим представителем автономных анортозитов. В связи с этим представляется актуальным выделение синхронных магматических образований подобного типа в пределах южной части Сибирского кратона и его складчатого обрамления. В настоящей работе в этом плане обсуждаются результаты геохронологических и геохимических исследований Хорогочинского габбро-анортозитового массива, расположенного в пределах Ларбинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна.

К Хорогочинскому массиву относят разобщенные, вытянутые в северо-западном направлении тела, сложенные главным образом анортозитами и габбро-анортозитами, рассланцованными в условиях высокоградного метаморфизма. Эти тела согласно залегают среди мигматизированных гнейсов и кристаллических сланцев, степень метаморфизма которых отвечает гранулитовой фации. Наиболее крупные из таких тел прослеживаются по простиранию на расстояние до 3–4 км при мощности от 300 до 700 м. Как правило, в них отмечается грубая расслоенность, выраженная чередованием «горизонтов» перидотитов-пироксенитов (150–170 м), габбро-анортозитов и анортозитов (160–200 м).

Анортозиты и габбро-анортозиты Хорогочинского массива соответствуют субщелочной серии и характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (до 0.21 %), FeO^* (до 1.51 %) и MgO (до 1.83 %). Величина общей щелочности габброидов не превышает 3.76 %, при низких содержаниях TiO_2 (до 0.53 %), умеренных – CaO (до 8.42 %) и повышенных – FeO^* (до 18.91 %) и MgO (до 15.07 %). Анортозиты и габбро-анортозиты характеризуются дифференцированным спектром REE ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 15–30$), при низких концентрациях редкоземельных элементов (особенно HREE), и отчетливо выраженной положительной европиевой аномалией $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.9–3.9$. Распределение REE в габброидах слабо дифференцированное ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 2.2–3.7$) с отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6–0.7$). В целом, породам рассматриваемого массива свойственны низкие концентрации большинства как совместимых, так и несовместимых элементов, за исключением перидотитов, в которых установлены повышенные содержания Ni (166–419 г/т), Co (50–72 г/т), Cr (379–860 г/т).

Для U-Pb геохронологических исследований использована проба анортозита. Циркон, выделенный из анортозитов, представлен главным образом субидiomорфными прозрачными и полупрозрачными зернами овальной и округлой формы, цвет которых варьируется от светло-вишневого до темно-вишневого и коричневого. Внутреннее строение этих зерен циркона характеризуется присутствием ядер, обладающих магматической зональностью и секториально-

стью, а также однородных оболочек с пониженной люминесценцией или практически не люминесцирующих. В отраженном свете оболочки, как правило, имеют более светлую окраску по сравнению с ядрами. Кроме того, в анортозитах присутствуют единичные субидиоморфные зерна прозрачного циркона, которые отличаются призматическим или короткопризматическим обликом, розовато-вишневым цветом, крайне низкой люминесценцией, отсутствием зональности и наличием реликтов зональных, частично перекристаллизованных ядер, выявляемых только в режиме катодолюминесценции. Размеры зерен циркона изменяются от 50 до 250 мкм; Кудл.=1.5–2.5.

U-Pb изотопные исследования были выполнены для микронавесок, состоящих из 2–20 зерен циркона, отобранных из размерной фракции 85–100 мкм. При этом часть зерен циркона была подвергнута предварительной аэроабразивной обработке. Кроме того, была использована методика предварительного катодолюминесцентного контроля (CLC), в соответствии с которой выбранные для изотопного датирования свободные от оболочек зерна циркона извлекались непосредственно из препарата для катодолюминесцентных исследований. Точки изотопного состава циркона, подвергнутого аэроабразивной обработке, образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 2633 ± 20 млн лет, а нижнее пересечение – 1508 ± 200 млн лет (СКВО=0.44). Точки изотопного состава необработанного циркона располагаются левее дискордии. При этом три зерна циркона призматического облика характеризуются существенно более молодым, скорее всего раннепротерозойским, возрастом. Морфологические особенности циркона из анортозитов в совокупности с полученными изотопными данными дают все основания полагать, что кристаллизация зерен циркона призматического облика, а также образование оболочек на большей части зерен циркона овальной и округлой формы, которые имеют магматическое происхождение, связаны с наложенным высокотемпературным метаморфизмом раннепротерозойского возраста. В связи с этим в качестве оценки возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для анортозитов Хорогочинского массива, следует рассматривать возраст 2633 ± 20 млн лет, соответствующий верхнему пересечению дискордии, построенной для «магматического» циркона, свободного от новообразованных (метаморфических) оболочек.

Полученные данные свидетельствуют о том, что становление Хорогочинского габбро-анортозитового массива, так же, как и формирование массивов анортозитов каларского комплекса, связано с позднеархейским этапом геологического развития Джугджуро-Становой складчатой области и Алданского щита. К этому следует добавить, что слагающие указанные массивы анортозиты и габбро-анортозиты обладают сходными геохимическими особенностями. Кроме того, обращает на себя внимание тот факт, что они близки по возрасту к одному из эпизодов метаморфизма гранулитовой фации (2.63 млрд лет) [5], который выделяется в пределах Курультинского блока зоны сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области и, скорее всего, обусловлен амальгамацией и последующей коллизией террейнов, ныне представляющих собой позднеархейское гранулитовое основание Джугджуро-Станового супертеррейна, с Олекмо-Алданской континентальной микроплитой [6]. В этой связи есть все основания полагать, что становление Хорогочинского габбро-анортозитового массива, так же, как и анортозитов каларского комплекса [4, 6], протекало в постколлизийных условиях.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00668, 06-05-64989, 08-05-10044), Минпромнауки (НШ-3533-2008-05), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах» и Президиума ДВО РАН (грант 06-I-ОНЗ-115).

[1] Богатиков О.А. Анортозиты. – М.: Наука, 1979. – 232 с.

[2] Ashwal L.D. Anorthosites. – Berlin: Springer-Verlag, 1993. – 422 p.

[3] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В. и др. U-Pb возраст анортозитов Джугджуро // ДАН. – 1992. – Т. 323, № 3. – С. 514–518.

[4] Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдан-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12, № 3. – С. 3–11.

[5] Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др. Метаморфическая история гранулитов Курультинского блока (Алданский щит): результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // ДАН. –

2004. – Т. 398, № 2. – С. 239–243.

- [6] Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. – 2006. – Т. 4, № 1. – С. 4–24.
- [7] Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 12. – С. 1227–1241.
- [8] Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // ДАН. – 2006. – Т. 407, № 4. – С. 502–505.

ВЫСОКОТИТАНИСТЫЕ ГАББРОИДЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА: ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

*И.В. Бучко**, *А.А. Сорокин**, *Е.Б. Сальникова***, *А.Б. Котов***, *А.М. Ларин***,
*С.Д. Великославинский***, *Ю.В. Плоткина***

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

Основные черты геологического строения Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона определяются двумя главными типами геологических структур – тектоническими блоками (Дамбукинский, Ларбинский, Сивакано-Токский, Чогарский и др.), сложенными породами гранулитовой фации метаморфизма, и разделяющими их структурно-формационными зонами, сложенными супракрустальными породами станového комплекса, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Согласно существующим представлениям формирование гранулитовых комплексов относится к нижнему, а станového комплекса – к верхнему архею [1, 2 и др.]. Однако в последние годы были получены изотопные свидетельства того, что высокобарические гранулиты Дамбукинского блока имеют позднеархейский возраст; в дальнейшем они претерпели несколько этапов высокоградного метаморфизма в интервале 2.65–1.88 млрд лет [3]. Кроме того, было также установлено, что региональный метаморфизм амфиболитовой фации станového комплекса, по крайней мере в западной и центральной частях Джугджуро-Станового супертеррейна, имеет не раннедокембрийский, а мезозойский возраст [4, 5].

Приведенные выше геохронологические данные были получены в результате прямого датирования U-Pb методом по цирконам и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований гранитоидов. В то же время известно, что юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона, в целом, и Джугджуро-Становой супертеррейн, в частности, являются областью достаточно широкого проявления мафит-ультрамафитового магматизма. При этом следует признать, что возраст мафит-ультрамафитовых комплексов, за исключением единичных массивов [6, 7 и др.], остается неизвестным. В данной работе представлены результаты геохронологических и геохимических исследований высокотитанистых габброидов Ульдегитского массива, расположенного в северной части Дамбукинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна, которые позволяют в известной мере восполнить этот пробел.

В геологическом строении указанного блока принимают участие метаморфизованные в условиях гранулитовой фации осадочные и вулканические породы дамбукинской серии и гнейсовидные граниты древнестанového комплекса [2]. Ульдегитский массив имеет линзовидную форму шириной до 1 км, контакты его с вмещающими гранитоидами тектонические. Породы массива рассланцованы. Они сложены плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, в единичных зернах встречается клинопироксен. По соотношению основных породообразующих минералов, величине $\text{SiO}_2 = 43.40\text{--}46.56\%$ и сумме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.45\text{--}4.16\%$ породы соответствуют габброидам субщелочной серии. Характерными химическими особенностями пород являются отчетливая тенденция к накоплению SiO_2 , CaO, TiO_2 , Al_2O_3 и FeO^* при практически постоянных содержаниях суммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ с уменьшением MgO. Кроме высокой щелочности обращают на себя внимание высокие содержания TiO_2 (2.50–3.04 %) при низкой магниальности ($\#Mg=0.22\text{--}0.25$) пород. Распределение редкоземельных элементов в габброидах Ульдегитского массива имеет умеренно фракционированный характер ($[\text{La}/\text{Yb}]_n=5.8\text{--}7.4$), при отсутствии европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.96\text{--}1.12$). Помимо отмеченного выше обогащения пород массива Ti, P, им также свойственны достаточно высокие концентрации несовместимых элементов – Ba (до 780 ppm), Sr (до 780 ppm) и низкие Th (0.29–0.79 ppm), Nb (2–5 ppm) и Ta (0.14–0.26 ppm).

Геохронологические исследования выполнены для роговообманкового габбро, проба которых (С-969) отобрана в южной части Ульдегитского массива. Акцессорный циркон, выделенный из этих пород, представлен как субидиоморфными прозрачными бесцветными кристаллами короткопризматического и призматического облика, так и их обломками. Для внутреннего строения кристаллов циркона характерна «грубая» магматическая зональность и секториаль-

ность. Для U-Pb геохронологических исследований использованы две навески циркона, отобранные из размерных фракций 100–220 и >220 мкм, которые характеризуются конкордантным возрастом 228 ± 1 млн лет (СКВО=0.88, вероятность=0.35). Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение, что позволяет рассматривать это значение возраста в качестве наиболее корректной оценки возраста становления Ульдегитского массива.

Полученная оценка возраста отвечает раннемезозойскому этапу геологического развития Джугджуро-Станового супертеррейна, с которым также связано внедрение габброидов Лучинского массива (248 ± 1 млн лет) [7, 8] и диоритов токско-алгоминского комплекса (238 ± 2 млн лет) [5, 8]. Следует отметить, что становление Лучинского массива, скорее всего, связано [7, 8] с деятельностью Сибирского суперплюма, а формирование диоритов токско-алгоминского комплекса происходило уже в субдукционной обстановке [5]. По петрохимическим особенностям габброиды Ульдегитского массива наиболее близки к внутриплитным базитам. В то же время достаточно хорошо выраженная Ta-Nb отрицательная аномалия более свойственна для магматических пород активных континентальных окраин. Учитывая то, что на ранний мезозой приходится один из этапов формирования Монголо-Охотского складчатого пояса [9], в северном обрамлении которого располагается Ульдегитский массив, а также его близость по возрасту с породами токско-алгоминского комплекса, можно предположить, что формирование этого массива протекало в условиях задугового растяжения или отрыва субдуцируемой пластины.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 06-05-39014-ГФЕН, 07-05-00627, 07-05-00147, 08-05-10044), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах», «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и Президиума ДВО РАН (проекты 06-I-ОНЗ-115 и 06-II-СО-08-034).

- [1] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. – 135 с.
- [2] Годзевич Б.Л. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1: 500 000. Лист N-52-A. – Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- [3] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. – 2004. – Т. 12, № 3. – С. 245–263.
- [4] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // ДАН. – 2006. – Т. 409, № 2. – С. 222–226.
- [5] Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Токско-Алгоминский комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // ДАН. – 2006. – Т. 409, № 5. – С. 652–657.
- [6] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. U/Pb возраст Джугджурских анортозитов // ДАН. – 1992. – Т. 323, № 4–6. – С. 514–518.
- [7] Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // ДАН. – 2007. – Т. 413, № 5. – С. 651–654.
- [8] Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 19–22.
- [9] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.

ЗАЛОЖЕНИЕ И НАЧАЛЬНЫЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

В.А. Буш *, *А.Н. Диденко* ** · ***, *С.Г. Самыгин*** , *Т.Н. Хераскова***

*Москва, ГНПП «Аэрогеофизика»

**Москва, Геологический институт РАН

***Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Опубликованные к настоящему времени реконструкции развития Палеоазиатского океана, на месте которого сформирован Центрально-Азиатский или Урало-Монгольский палеозойский складчатый пояс, не учитывают наличие в его составе многочисленных блоков (микроконтинентов) с континентальной корой мезопротерозойского и неопротерозойского возраста. Полученные в последние годы новые палеомагнитные данные и сведения о радиологическом возрасте магматических пород позволили нам создать серию палинспастических палеогеографических карт для следующих интервалов времени: 950–900, 850–800, 750–700, 650–630, 570–550, 530–500, а также 450, 430, 380, 360, 305 и 280 млн лет. Из них в данном сообщении представляются шесть первых карт, раскрывающих историю заложения Палеоазиатского океана в ходе распада суперконтинента Родиния и позволяющих проследить его развитие. При их разработке использованы также данные о магматических, метаморфических и литологических индикаторах геодинамических режимов, что позволило дать геологическое обоснование для реконструкции относительных перемещений континентальных блоков и систем зон субдукции.

950–900 млн лет. Суперконтинент Родиния, по общему признанию, возник при коллизии ряда континентальных блоков при гренвилльской орогении 1000–950 млн лет назад. Мы предполагаем, что одновременно происходило наращивание континентальной коры в надсубдукционных зонах и возникновение в результате аккреции эпигренвилльского Нильского кратона и примыкавшего к нему Скифско-Туранского орогена, включавшего Скифский, Северо-Устьюртский, Красноводский, Каракумский и другие блоки. Предполагается, что подобный же гренвилльский ороген или энсиалическая дуга (Таримско-Тяньшаньская) примыкали к Австралии вблизи Катазии и включали территорию Тарима, Цайдама, Северного Тянь-Шаня и блоки западной части Центрального Казахстана. Эти территории объединились в результате гранитизации с возрастом около 1 млрд лет. Субдукция, вероятно, продолжалась и после возникновения Родинии, о чем говорит кислый вулканизм с возрастом 960–920 млн лет в пределах Южно-Гобийского, Актау-Моинтинского, Улутауского микроконтинентов и в Куруктаге, а также наличие глаукофановых сланцев с возрастом 900 млн лет на северо-западной периферии Тарима. Субдукция по окраине Таримско-Тяньшаньского орогена (дуги?) привела, вероятно, к отделению Северного Китая от Сибири и к его сближению с Таримско-Тяньшаньской дугой.

850–800 млн лет. После распада суперконтинента Родиния происходило значительное расширение океанических пространств и возникли три новых океанических ветви. Первая ветвь (Палеопацифика) отделила Лаврентию и Амазонию от будущих блоков Восточной Гондваны и, видимо, имела еще небольшую ширину, так как отмечался привнос терригенного материала со стороны Пацифики на западное побережье Лаврентии. Вторая ветвь (Мозамбикский палеоокеан) отделила континентальные блоки Восточной Гондваны от Западной Гондваны и блоков северного полушария. В это время здесь преобладал пассивный тип окраин. Вдоль северного края распадающейся Родинии сформировался протяженный субдукционный пояс, включивший островные дуги Южного Китая и Таймыра (островодужный вулканизм 870–860 млн лет) и, через систему трансформных разломов, Северо-Китайско-Тарим-Северо-Тяньшаньскую дугу.

Необходимо отметить интенсивный базальтовый вулканизм вдоль южной окраины Сибирской платформы, фиксировавший отделение от Сибири континентального блока, включавшего Баргузинский микроконтинент, Гарганскую глыбу, Гиперборею (Арктиду). Это и ознаменовало заложение Палеоазиатского океана, окончательно отделившего Сибирь от Лаврентии и Балтики.

750–700 млн лет. На это время приходится новый этап рифтогенеза и спрединга. Произошло отделение Лаврентии от Балтики и Амазонии, а также от Гипербореи (Арктиды). На

этом этапе Лаврентия по всей своей периферии имела пассивные окраины. Амазония отделилась от Западной Африки, причем возник ряд микроконтинентов, включавший Авалонию, Арморику, Иберию, Богемию, Мезию и другие, которые позднее вошли в состав герцинской Европы и Аппалач. Палеоазиатский палеоокеан существовал в качестве залива Пацифика. Процессы рифтогенеза захватили и Восточно-Европейский континент, где параллельно раскрывающемуся Япетусу возникла Среднерусская система авлакогенов. В это же время Гиперборея распалась на несколько микроконтинентов: Кару, Баргузин и собственно Гиперборею, или Арктиду. Усложнилась система островных дуг Мирового океана: в Мозамбикском палеоокеане активный характер приобрела не только западная, но и его восточная окраина (островные дуги вдоль западной окраины Индии, Калахари и Конго); появились энсиматические дуги вдоль западной и южной окраин Сибири; продолжалась активность энсиалической Северо-Китайской-Тарим-Северо-Тяньшаньской дуги, хотя вулканизм здесь значительно сократился. На формирование структур существенное влияние оказали трансформные зоны, по разные стороны которых плиты и континенты вращались в разном режиме. Наибольшее значение имели линеаменты, проходящие между Балтикой и Сибирью.

650–630 млн лет. Этот этап характеризуется расширением всех палеоокеанических бассейнов, возникших на предыдущем этапе. Продолжали развиваться рифтогенные структуры в пределах Балтики, начался рифтогенез и частичный распад Северо-Китайской-Тарим-Северо-Тяньшаньской энсиалической островной дуги (обособление Тувино-Монгольского массива и Южно-Гобийского микроконтинента от Северного Китая). Островодужные системы впервые отличаются мощным развитием и протяженностью. На юге из цепи отколовшихся на предыдущем этапе блоков возникла протяженная Авалонская дуга с интенсивным бимодальным вулканизмом. Вероятно, в ее состав вошел также Скифско-Красноводско-Устьюртско-Каракумский блок. В это же время возникла энсиматическая Палеоуральская островная дуга. В результате развития системы островных дуг с субдукцией под континентальные массы в конце этого периода началось новое сближение континентальных блоков распавшейся Родинии.

Продолжал свое развитие и северный субдукционный пояс. Он включал протяженную Росско-Деламерийскую активную окраину с мощной аккреционной призмой (бердморский орогенез 650 млн лет) и протяженную систему энсиматических островных дуг – Кузнецко-Алатаускую, Западно-Саянскую, Джидинскую, Баянхонгорскую (возраст островодужного вулканизма 569 ± 21 млн лет, плагиогранитов – 650–585 млн лет), Хантайширскую и Дариби. Этот этап характеризуется также широким распространением тиллитов, часть которых, согласно палеомагнитным данным, располагалась в низких широтах, в том числе в приэкваториальной зоне – Южном Китае.

570–550 млн лет. На этом этапе произошли важные коллизионные и аккреционные процессы, описанные в литературе как панафриканская, кадомская, бразильская, байкальская, тиманская складчатости. Генезис этих аккреционно-коллизионных процессов был не везде одинаков. По окраине Сибири и на приуральской части Балтики преобладали аккреционные процессы во фронтальной части островных дуг. Произошла коллизия Балтики и Скифско-Красноводско-Устьюртско-Каракумского блока, отрезавшая фрагмент мезопротерозойской океанической коры в Прикаспийской впадине, а также коллизия Балтики и Протоуральской (Тимано-Печорской) островной дуги, что фиксируется внедрением гранитов с возрастом 550 млн лет. Это привело к существенному увеличению площади Восточно-Европейского континента. Северный субдукционный пояс объединился с субдукционными зонами Палеоазиатского океана и, вероятно, трассировался в Росско-Деламерийскую активную окраину, где продолжались аккреционные процессы. Существенное значение, по всей вероятности, играли дифференцированные сдвиговые движения вдоль трансформных зон.

На остальной части нынешнего южного полушария преобладали коллизионные события – возник новый суперконтинент Гондвана. Коллизия и аккреция завершились метаморфизмом и внедрением гранитов с возрастом 550–570 млн лет. За пределами суперконтинента Гондвана остались Лаврентия, Северный Китай и Таримско-Северо-Тяньшаньско-Кызылкумский блок. Сибирь и Балтика, вероятно, были связаны с Гондваной протяженными орогенными поясами.

530–500 млн лет. Для этого этапа, как и для предыдущего, характерна сложная система островных дуг, протягивающаяся вдоль северной окраины суперконтинента Гондвана по границе с Палеопацификой. Океанический рифт Палеоазиатского океана, проходивший между

Балтикой и Сибирью, разделял эту систему островных дуг на два сегмента: западный, включающий Новозеландскую, Деламерийскую, Аппалачскую, Пеннинскую и, возможно, Ханты-Мансийскую дуги, и восточный, объединивший островные дуги Палеоазиатского океана – Хантайширскую, Дарибскую, Западно-Саянскую, Кузнецко-Алатаускую, Салаирскую, Сарыбулакскую (Южно-Тяньшаньскую) и Чингиз-Бошекуль-Степнякскую. В этот период из-за интенсивной субдукции усилились процессы аккреции и коллизии. Произошло сближение островных дуг с континентами, особенно с Сибирью и Балтикой, в результате чего на Приуральской части Балтики проявился метаморфизм (510 млн лет). В приенисейской части Сибирского кратона из-за коллизии Дарибской дуги и Тувино-Монгольского массива проявился гранулитовый метаморфизм и метаморфизм амфиболитовой фации (510 и 490 млн лет соответственно).

Проведенное нами исследование позволило раскрыть процессы заложения Палеоазиатского океана и его раннюю историю развития. Это, в свою очередь, помогло понять неопротерозойские и раннепалеозойские процессы формирования континентальной коры Центральной Евразии в ходе скупивания фрагментов аккреционных дуг и отколовшихся при рифтогенезе осколков окружавших океан континентов и микроконтинентов. Принципиально важно, что впервые показан предвендский (байкальский или кадомский) возраст фрагментов допалеозойской континентальной коры, занимающих обширные пространства на территории Скифско-Туранской и Западно-Сибирской молодых платформ, и найдено место всех этих процессов в сложной истории развития Евразии и прилегавших к ней пространств. Предложена реконструкция субдукционных систем, предопределивших закрытие Палеоазиатского океана, и, видимо, еще не во всем совершенная реконструкция субдукционного пояса на южной границе Палеоокеана, аналогичного современному субдукционному поясу вдоль западных границ Тихого океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Электронная Земля», интеграционной программы ОНЗ и СО РАН (№ 10) и РФФИ (проект № 06-05-64352).

МИГРАЦИЯ ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННЫХ ТРЕЩИН В ЛИТОСФЕРЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Е.В. Васильева, В.И. Васильев, Н.С. Жатнуев

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, vasil@gin.bsnet.ru

Согласно модели, предложенной в [1, 3, 4], в области хрупких деформаций флюид находится под собственным гидростатическим давлением, а в области пластических деформаций – под полным литостатическим давлением. Литостатическое давление на трещинно-поровый флюид обуславливает снятие упрочнения пород (эффект Терцаги) [5] и определяет их вязкое течение при низких скоростях деформации (менее 10^{-13} с⁻¹). Значительное ослабление пород также происходит в результате эффекта Ребиндера [5]. Под воздействием этих факторов породы приобретают склонность к гидроразрыву при небольших избыточных давлениях флюида, находящегося в трещинах и полостях.

Через межобластную переходную зону временами происходит прорыв флюидов, давление которых явно превышает литостатическое. При этом происходит резкое падение давления и температуры и интенсивное минералообразование [5]. Вероятной причиной прорыва флюидов является миграция флюидозаполненных трещин, механизм которой обоснован в работах [3, 4].

Давление флюида, находящегося в замкнутом поровом пространстве ниже переходной зоны, соответствует литостатическому давлению. Но в «голове» протяженных по вертикали трещин оно должно существенно превышать таковое. Чем протяженнее полость, тем значительнее должно быть избыточное давление флюида (ИДФ) – разница между литостатическим и флюидным давлением сверху трещины.

При величине, превышающей прочность пород, ИДФ может привести к распространению трещины вверх путем гидроразрыва пород, а поскольку объем флюида ограничен на момент гидроразрыва, то в хвостовой части трещины будет происходить смыкание стенок, что приведет к поступательному движению трещины и/или системы трещин вверх. ИДФ в трещине прямо пропорционально плотности вмещающих пород, протяженности трещин и обратно пропорционально плотности флюида в трещине [3, 4].

Целью тектонофизического эксперимента явилось исследование процессов миграции трещин в пластичной среде при литостатическом давлении флюида при подходе к более плотному слою. В соответствии с принципами тектонофизического моделирования [2] была разработана методика эксперимента с использованием разработанных авторами приборов и модельного материала.

Эксперимент проводился на оригинальной установке, позволяющей исследовать модели размерами до 320×280×270 мм (рис. 1). Конструкция установки позволяет задавать деформации, необходимые для получения сдвиговых и разрывных напряжений. Для моделирования стрессовых напряжений создавалась деформация сжатия.

При постановке эксперимента была принята следующая последовательность действий: подготовка модельного материала, контроль его плотности, формирование модели, деформирование, фото- и видеосъемка деформированной модели, измерение параметров полученной зоны трещинообразования. В качестве модельного материала был выбран 5%-ный водный раствор желатина марки П-11 с сахаром и лимонной кислотой, которые позволяют варьировать его реологические свойства. Полученная суспензия хорошо перемешивалась и отстаивалась в течение 40 минут для лучшей гомогенизации. Затем смесь нагревалась до температуры 92 °С при посто-

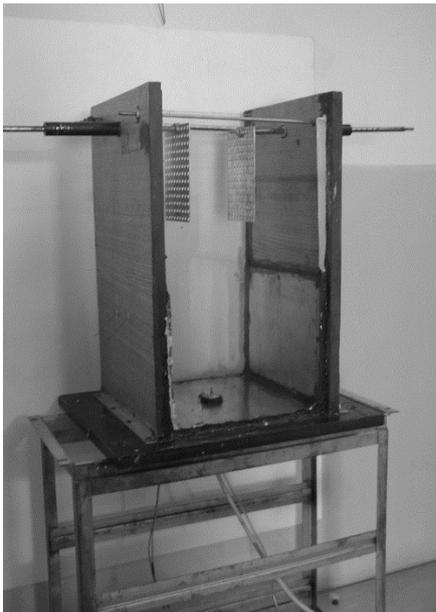


Рис. 1. Экспериментальная установка.

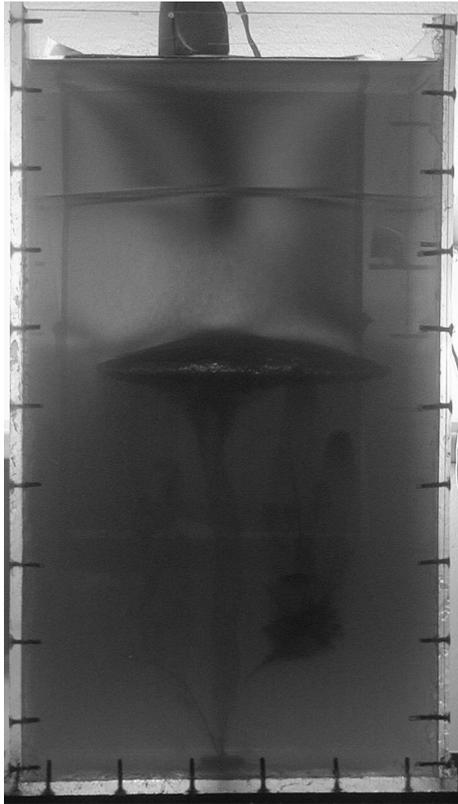


Рис. 2. Модель в процессе тектонофизического эксперимента.

янным перемешивании, после чего раствор заливался в установку. Таким образом, были получены три слоя. Первый отстоялся 2 суток, второй – 1.5 суток, третий – 1 сутки.

Ко дну установки были подведены трубки, через которые под давлением подавалась аэрозольная смесь из воздуха и окрашенного этилового спирта. После образования трещины подача смеси прекращалась. Эволюция системы регистрировалась цифровой камерой в поляризованном свете, позволяющем наблюдать напряжения в модельном материале.

Экспериментальные исследования полностью подтвердили выдвинутую в работах [3, 4] гипотезу. Заполненная смесью трещина после прекращения подпитки снизу продолжала мигрировать в субвертикальном направлении, разрывая модельный материал в «голове» и смыкаясь снизу. Об ее движении можно судить по следу, оставленному красителями в модельном материале. При приближении к более плотным слоям трещина деформировалась, расширяясь горизонтально, затем, при достаточной высоте, прорывала границу между слоями.

В процессе эволюции модели по периферии центральной трещины образовывались побочные трещины меньших размеров. Возможно, их образование объясняется неоднородностью модельного материала, несмотря на которую они полностью повторяли эволюцию центральной трещины, однако с меньшей

скоростью движения (рис. 2). В процессе эксперимента также велось слежение за напряжениями в модельном материале, наблюдаемыми в поляризованном свете, которые впоследствии будут математически обработаны на разрабатываемом авторами программном обеспечении.

- [1] Вацлов Ю.Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. – М.: Наука, 1984. – 240 с.
- [2] Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
- [3] Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // ДАН. – 2005. – Т. 404, № 3. – С. 380–384.
- [4] Жатнуев Н.С. Динамика трещинных флюидных систем в зоне пластических деформаций // Литосфера. – 2006. – № 4. – С. 149–158.
- [5] Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УРО РАН, 2002. – 152 с.

ПЕТРОЛОГИЯ СИНГРАНИТНЫХ ОРДОВИКСКИХ ДАЕК (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА)

Е.А. Васюкова, А.Э. Изох, А.В. Лавренчук

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, lenav@inbox.ru

Ранее нами были исследованы [2] ордовикские синплутонические и комбинированные дайки Западного Сангиленна. Подобные дайки являются наиболее очевидным признаком сосуществования двух расплавов. По форме эти дайки представляют собой базитовые обособления различного размера, окруженные кислым матриксом. Однако вокруг обособлений комбинированных даек хорошо видны зоны взаимодействия, выраженные в лейкократизированной полоске гранитов вдоль контакта. Это послужило причиной дальнейшего изучения и других даек. Целью данных исследований являются подробная характеристика даек и оценка характера и масштабов взаимодействия магм контрастного состава.

Были рассмотрены следующие объекты: дайки, рвущие гранитоиды Эрзинского массива, дайки, рвущие Матутские граниты, и комбинированные дайки, секущие метаморфические породы в правобережье р. Эрзин. Остановимся чуть подробнее на характеристике выбранных объектов.

По геологическим признакам среди даек, секущих Эрзинский массив выделяются две генерации. Дайки первой генерации отличает субгоризонтальное расположение, отсутствие зоны закалки, неровные границы, сильное инъецирование гранитоидами, вплоть до разрыва дайки. Все эти признаки свидетельствуют о том, что дайки являются синплутоническими, то есть внедрялись во время кристаллизации гранитоидов. Дайки второй генерации характеризуются субвертикальным падением, ровными границами, присутствием зоны закалки. Однако и в них присутствуют признаки вязко-пластических деформаций. Это позволяет предположить, что их внедрение происходило на завершающей стадии становления гранитоидов.

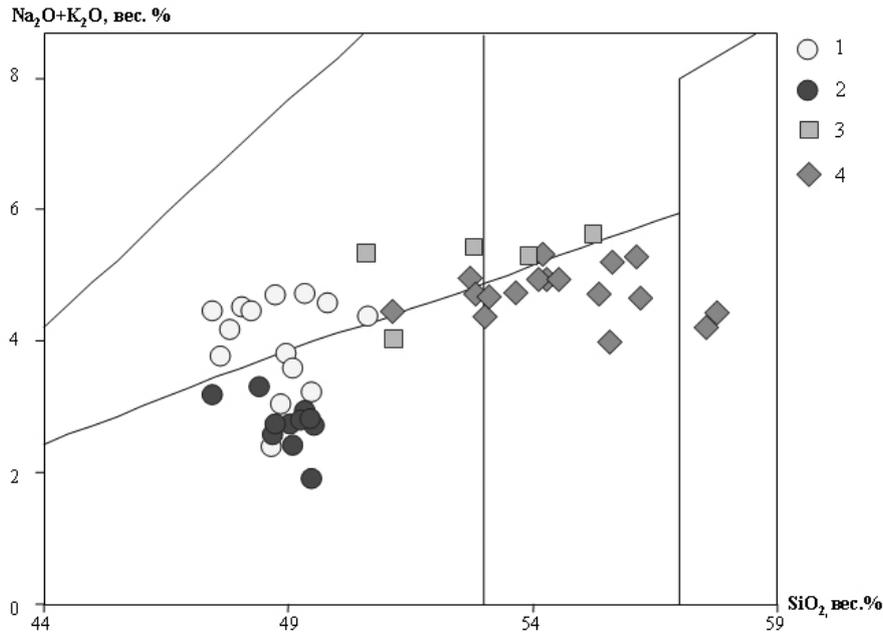
Основными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз, амфибол и биотит. Несмотря на петрографически «диоритовый» состав пород, на классификационной диаграмме (рисунок) они попадают в поле долеритов. Более тщательное рассмотрение позволило обнаружить реликты орто- и клинопироксена в гломероскоплениях амфибола. Отметим еще, что на TAS-диаграмме видно небольшое различие в насыщенности щелочами пород даек различных генераций.

Сравнительные исследования главных пороодообразующих минералов не выявило сколь угодно значимых различий между дайками различных генераций и между вмещающими и инъецирующими дайками гранитоидами. Таким образом, существенных минералогических изменений при сосуществовании двух магм в данном случае не произошло.

Дайки, рвущие гранитоиды Эрзинского массива, по геологическим признакам являются субсинхронными вмещающему их массиву – 486 ± 10 млн лет (Rb-Sr) [5]. Примерно тот же возраст имеет и контактирующий с гранитоидами Эрзинский габбро-монцодиоритовый массив – 491.6 ± 9.5 млн лет (U-Pb) [3]. Мультиэлементные спектры, построенные для пород даек и базитового массива, совпадают по форме и абсолютным значениям и обладают схожими геохимическими особенностями (минимумы по высокозарядным элементам (Nb, Ta, Hf, Zr, Ti)). Сходство петрохимического и геохимического состава, а также пространственно-временная сближенность позволяют говорить о едином магма-источнике для пород даек и Эрзинского габбро-монцодиоритового массива.

В данном случае можно предположить, что внедрение даек происходило по модели, описанной Х. Хьюпертом и С. Спарксом [6]. При внедрении базитовой магмы в нижние слои литосферы происходил разогрев метаморфических пород. Затем происходило пульсационное интродуирование параавтохтонных гранитоидов магмой основного состава с формированием субгоризонтальных даек, маркирующих границу солидуса гранитоидов. Застывающие кислые породы при этом подплавливались и, в свою очередь, интродуировали базитовые дайки. Кроме того, базиты внедрялись и на заключительной стадии с образованием субвертикальных даек.

Дайки, рвущие Матутский гранитный массив, представляют собой субгоризонтальные и



TAS-диаграмма для пород даек.

1 – долериты даек I генерации; 2 – долериты даек II генерации, секущие Эрзинский массив; 3 – диориты даек, секущие Матутский массив; 4 – диориты комбинированных даек.

наклонные тела, состоящие из уплощенных округлых базитовых обособлений, окруженных гранитным материалом. Дайки характеризуются вариациями мощности в пределах одного тела, отсутствием зоны закалки. Все это свидетельствует о том, что дайки внедрялись в гранитоидный плутон на ранней стадии его консолидации, т.е. являются синплутоническими.

Комбинированные дайки, рвущие метаморфические породы, сложены гранитным материалом и включают обломки метаморфических пород и базитовые обособления различного размера.

Близость времени внедрения (472 ± 6 млн лет (Rb-Sr) [5] для синплутонических и $462,5 \pm 12$ млн лет (Ar-Ar) [1] для комбинированных даек), а также сходство петрохимических характеристик позволили рассматривать эти объекты в рамках одного раздела. Составы пород даек, секущих Матутский массив, и комбинированных даек попадают в поле диоритов, однако первые более обогащены щелочами (рисунок). Для детальной минералогической характеристики были исследованы изменения состава плагиоклаза по разрезу вкрест контакта диоритового обособления и гранитного материала.

В системе комбинированных даек и синплутонических даек, внедрявшихся в Матутский гранитный массив, участвуют подобные расплавы. Тем не менее, в случае синплутонических даек размер зоны взаимодействия составляет несколько метров, меняется как состав породы, так и состав минералов в гранитах, увеличивается щелочность диоритов, на контакте образуется оторочка из мелких зерен амфибола. В комбинированных дайках ширина зоны взаимодействия составляет несколько сантиметров, на которых незначительно меняется состав породообразующих плагиоклазов, на контакте происходит обеднение водосодержащими минералами обеих пород.

Синплутонические дайки Матутского массива и комбинированные дайки можно описать моделью, предложенной Б.А. Литвиновским [4]. При внедрении базитов в гранитный плутон на стадии его кристаллизации происходит ремобилизация гранитов, вынос смеси расплавов во вмещающие породы из-за избыточного давления и ее «быстрая» кристаллизация в виде даек.

Выделены особенности взаимодействия двух контрастных магм. В системе синплутонических даек долеритового состава и вмещающих гранитоидов Эрзинского массива взаимодействие проявлено очень слабо – увеличивается содержание калия в базитовых породах. Однако на состав основных породообразующих минералов это не влияет, что позволяет говорить об изме-

нении только состава второстепенных минералов, а также межзерновой массы.

В результате проведенной работы можно сделать следующие выводы и предположения. По результатам анализа петро- и геохимических характеристик исследуемые дайки схожи с массивами габбро-монцодиоритовой ассоциации, широко распространенной на территории Западного Сангиленга и отвечающей кембро-ордовикскому этапу формирования орогена. Это позволяет утверждать, что базитовые породы даек образованы однотипным мантийным источником.

Сравнение результатов взаимодействия, подробные минералогические и петрографические исследования позволяют предполагать, что на характер и масштабы взаимодействия влияют: 1) разность гидродинамических характеристик (вязкость и температура кристаллизации расплавов); 2) время взаимодействия; 3) флюидонасыщенность.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00825) и Президентской программы поддержки ведущих научных школ (НШ-2715.2008.5).

- [1] *Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибиер А.С., Травин А.С., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангиленга (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектоногенеза // ДАН. – 2005. – Т. 405, № 1. – С. 82–88
- [2] *Изох А.Э., Лавренчук А.В., Васюкова Е.А.* Дайковый комплекс Западного Сангиленга – проявление ордовикского мантийного магматизма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (19–22 октября 2004 г.). Вып. 2. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 143–144.
- [3] *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 2. – С. 174–190.
- [4] *Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М., Биндеман И.Н., Дэвис А.М., Калманович М.А.* Условия образования комбинированных базит-гранитных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 7. – С. 3–22.
- [5] *Петрова А.Ю.* Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2001. – 16 с.
- [6] *Huppert H.E., Sparks S.J.* The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // Journal of Petrology. – 1988. – V. 29, № 3. – P. 599–624.

ПРОБЛЕМЫ РАСПОЗНАВАНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД: СУБДУКЦИОННЫЕ И ВНУТРИПЛИТНЫЕ ОБСТАНОВКИ

С.Д. Великославинский

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, elena_tolmacheva@vsegei.ru

Задача определения тектонических обстановок по геохимическим характеристикам магматических пород весьма актуальна при проведении палеогеодинамических реконструкций. Для ее решения обычно применяется комплекс хорошо известных диаграмм, позволяющих в той или иной степени выявлять соответствие магматической породы обстановке ее формирования по достаточно широкому набору геохимических характеристик. Однако эти диаграммы, многие из которых были предложены 30–40 лет назад, построены на весьма ограниченном и, следовательно, не вполне представительном материале. В связи с этим трудно оценить надежность получаемых результатов и определить, какая из диаграмм является оптимальной, поскольку с помощью разных диаграмм для одного и того же объекта могут быть получены разные результаты. Поэтому ряд дискриминационных диаграмм «химический состав – тектоническая обстановка» неоднократно подвергался вполне обоснованной критике. Правда, следует отметить, что для их проверки также использовался весьма небольшой объем геохимических данных.

В последнее время в связи с широким развитием метода ICP-MS наметилась тенденция отнесения магматических пород к той или иной тектонической обстановке по спайдер-диаграммам распределения редких и рассеянных элементов, в первую очередь высокозарядных катионов и редкоземельных элементов, содержания которых принято считать индикаторами тектонической обстановки формирования магматических комплексов. При этом, как правило, в качестве эталонов используются широко известные оценки средних содержаний рассматриваемых элементов в N-, T-, E-MORB и OIB, не учитывающие вариации составов пород этих обстановок, наличие или отсутствие отрицательных Ta-Nb и Ti аномалий, характерных для пород субдукционных обстановок, и, реже, ограниченное количество спектров распределения аналогичных пород. Принимая во внимание, что пределы вариаций содержаний высокозарядных и редкоземельных элементов во всем многообразии магматических пород разных обстановок не учитываются, такой подход представляется не вполне корректным и может привести к существенным ошибкам.

Исходя из вышеизложенного, представляются целесообразными постановка и решение следующих задач: 1) проверка существующих методов определения геодинамических обстановок по геохимическим характеристикам магматических пород с использованием накопленного к настоящему времени большого объема аналитических данных; 2) оценка распределения высокозарядных и редкоземельных элементов в породах разных магматических серий из разных тектонических обстановок; 3) разработка новых методов, наиболее адекватно выявляющих соотношения между химическим составом магматической породы и геодинамической обстановкой ее формирования.

Как уже указывалось выше, корректное решение этих задач возможно лишь на основе большого объема аналитических данных. Имеющаяся в геологической литературе информация о химическом составе магматических пород известных геодинамических обстановок даже по скромным оценкам исчисляется результатами десятков тысяч частных анализов. Для сравнения следует отметить, что Дж. Пирсом с соавторами для построения дискриминантной диаграммы, разделяющей океанические, островодужные и внутриплитные базальты по содержаниям петрогенных элементов, были использованы только около 600 результатов анализов. Из доступных литературных источников было собрано около 50000 результатов силикатных анализов (данных по малым элементам примерно в 3–4 раза меньше) магматических пород субдукционных и внутриплитных обстановок, которые были использованы для решения вышеперечисленных задач.

На основе собранной геохимической информации проведена проверка наиболее часто используемых дискриминантных диаграмм. Как правило, фигуративные точки составов базальтов

островных дуг и MORB соответствуют выделенным полям, в то время как точки составов внутриплитных базальтов часто попадают в поля составов базальтов островных дуг и MORB.

Исходные данные на основании формальных признаков были разделены на магматические серии: 1) по соотношению SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) выделены породы нормального ряда и породы субщелочной и щелочной серий; 2) по соотношению SiO_2 - K_2O проведено их дополнительное разделение на породы толеитовой, известково-щелочной, высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий. Для каждого выделенного таксона была проведена оценка распределения высокозарядных и редкоземельных элементов и построена обобщенная спайдер-диаграмма. В результате сопоставления диаграмм получены следующие результаты. 1. Базиты внутриплитных и субдукционных обстановок в целом статистически значимо различаются по содержанию ряда элементов. В частности, базиты островных дуг характеризуются более отчетливой отрицательной Nb-Ta и Ti аномалиями, положительной аномалией Sr и более низкими содержаниями легких редкоземельных элементов. В то же время отмечается существенное перекрытие полей состава. 2. Для пород среднего состава внутриплитных и субдукционных обстановок в целом характерны те же геохимические различия. В отличие от базитов, на спайдер-диаграмме пород среднего состава внутриплитных обстановок проявлены отчетливые отрицательные аномалии Sr и Ti. Также отмечается существенное перекрытие полей состава. 3. Спектры распределения малых элементов гранитоидов внутриплитных и субдукционных обстановок различаются значительно сильнее, чем спектры пород основного и среднего составов. Гранитоиды внутриплитных обстановок наряду с отрицательной аномалией Sr характеризуются отрицательными аномалиями Ba и Eu, а также существенно более высокими содержаниями Nb, Ta, Y, легких и тяжелых редкоземельных элементов. 4. На спайдер-диаграмме поля составов внутриплитных низкокалиевых толеитов и островодужных базальтов низкокалиевой известково-щелочной серии, умеренно-калиевых внутриплитных толеитов и андезитов и островодужных базальтов и андезитов известково-щелочной серии, соответственно, внутриплитных и островодужных андезитов шошонитовой серии и ряда других пород существенно перекрываются, так же, как и поля составов базальтов океанических хребтов, низкокалиевых внутриплитных толеитов и низкокалиевых базальтов островных дуг. Таким образом, представляется, что определение тектонического положения магматических пород с помощью классических спайдер-диаграмм не эффективно, поскольку достаточно часто спектры распределения анализируемых пород будут попадать в поле неопределенности.

В связи с этим на основе дискриминантного анализа был построен ряд диаграмм, разделяющих магматические породы субдукционных и внутриплитных обстановок по содержаниям как петрогенных, так и малых элементов. В частности, показано, что все магматические породы (от основных до кислых) субдукционных и внутриплитных обстановок со средней вероятностью 89.5 % разделяются с помощью одной дискриминантной функции. При этом величина ошибки распознавания зависит от содержания SiO_2 и максимальна для базитов и гранитоидов. Поэтому были рассчитаны дополнительные дискриминантные функции, разделяющие как базиты субдукционных и внутриплитных обстановок, так и гранитоиды этих обстановок в отдельности. Вероятность дискриминации составила 90.2 и 90.8 % соответственно. Использование в качестве аргументов дискриминантных функций петрогенных и ряда малых элементов (таких, как Sr, Rb, Nb) уменьшает ошибку распознавания на несколько процентов. В то же время дискриминация магматических пород субдукционных и внутриплитных обстановок по традиционно считающимся информативными высокозарядным и редкоземельным элементам оказалась хуже, чем дискриминация только по петрогенным элементам.

Геохимические данные позволяют, правда с меньшей вероятностью (около 80 %), провести более детальную идентификацию магматических пород внутриплитных обстановок. В частности, построена диаграмма, разделяющая океанические базальты (как из зон спрединга, так и связанные с проявлением мантийных плюмов) и континентальные базальты, обусловленные развитием плюмов, которая может быть использована для идентификации океанической или континентальной коры. В свою очередь, континентальные магматические породы, связанные с развитием плюмов и рифтов, также дискриминируются с вероятностью около 80 %.

Таким образом, проведенные исследования показали, что с помощью геохимических данных могут быть достаточно надежно реконструированы субдукционные обстановки (островные дуги и континентальные окраины) и внутриплитные обстановки в целом. При этом около 10 %

пород этих обстановок по геохимическим данным не различимы. Весьма неожиданно для типизации пород указанных обстановок оказались информативными петрогенные элементы. Распознавание магматических образований, обусловленных развитием плюмов или «горячих точек» в пределах континентальной океанической коры, так же, как и магматических пород континентальных рифтовых зон по геохимическим данным менее надежно.

Исследования выполнены при поддержке Минпромнауки (НШ-3533-2008-05) и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах».

ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ЛЕЙКОГРАНИТОВ А-ТИПА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

*А.Е. Верниковская**, *В.А. Верниковский**, *Н.Ю. Матушкин**,
*О.П. Полянский***, *А.В. Травин***

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
VernikovskayaAE@ipgg.nsc.ru

** Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Исследования, представленные в настоящей работе, были сфокусированы на моделировании термальной истории формирования и последующего остывания гранитов А-типа в неопротерозойском коллизионном орогене Енисейского кряжа. В работе рассматриваются постколлизионные граниты глушихинского комплекса Енисейского кряжа, формирование которых происходило в структуре западного обрамления Сибирского кратона в результате неопротерозойских коллизионных событий [1, 2]. Они представлены пералюминиевыми лейкогранитами А-типа, в которых установлены повышенные концентрации K_2O , Rb, Fe, U, нередко Sn и низкие – CaO, Ba, Eu и Sr.

Модели остывания интрузивных тел описаны во многих работах, обзор которых имеется в [3]. Задачи решались в разных постановках с плоской или осесимметричной геометрией, с учетом неоднородного строения толщи вмещающих пород, влияния конвективного флюида [4–6] и других факторов, отвечающих за динамику охлаждения интрузива и прогрева вмещающих пород. Основными параметрами скорости охлаждения являются размер и форма интрузива, начальная температура магмы, глубина внедрения, конвекция флюида во вмещающих породах.

При реконструкциях термической истории магматических, метаморфических пород используется набор изотопных систем и минералов, характеризующихся различной подвижностью изотопов и, соответственно, различными значениями эффективной температуры закрытия [7]. Термин «температура закрытия» был введен М. Додсоном [8] для ограниченного набора термических историй, соответствующих непрерывному остыванию системы. Во многих случаях реальная термическая история магматических, метаморфических пород оказывается значительно сложнее. Поэтому представляется логичным и гораздо более информативным использовать при интерпретации геохронологических данных численное моделирование поведения изотопных систем [например, 9].

В результате проведенных комплексных геологических, геохимических и изотопных исследований получена разноплановая информация (размеры и глубина становления магматических тел, мощность вмещающих метаморфических толщ, физико-химические условия формирования гранитных интрузий, их магматические источники, возраст становления и время наложенных тектонотермальных событий и др.). Полученные данные позволили выполнить моделирование теплопереноса при внедрении кислой магмы, установить время остывания гранитных тел и, в конечном итоге, создать обобщенную геодинамическую модель образования постколлизионных лейкогранитов А-типа глушихинского комплекса.

Проведенные комплексные исследования, включая численное моделирование, показали, что формирование неопротерозойских лейкогранитов А-типа глушихинского комплекса Енисейского кряжа происходило из высокотемпературных магм преимущественно континентальной коровой природы под воздействием тепла мантийного источника и (или) при небольшом вкладе в магматический источник мантийного материала. Впервые полученные данные изотопного состава кислорода для цирконов подтверждают присутствие как коровой, так и мантийной компонент в магматических источниках лейкогранитов, значения $\delta^{18}O$ для которых увеличиваются с уменьшением возраста пород от 5.3 до 9.0 ‰. В результате на основе аккреционно-коллизионной тектонической модели формирования Енисейского кряжа [10, 11] построена геодинамическая модель формирования коллизионных гранитоидов 760–720 млн лет (коллизия Центрально-Ангарский террейн – Сибирский кратон). На синколлизионном этапе в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны из континентального корового источника были образова-

ны преимущественно граниты S-, S-I-типов аяхтинского комплекса (760–750 млн лет), а на постколлизиионном этапе, под влиянием поднимающихся мантийных струй и потока тепла астеносферного источника, из коровых и (или) смешанных мантийно-коровых магм формировались исследуемые лейкогранитные интрузии А-типа глушихинского комплекса (750–720 млн лет).

При интерпретации данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста для геологических объектов со сложной термической историей, включая древние магматические комплексы, представляется целесообразным численное моделирование поведения К/Аг изотопной системы. Комбинация методов моделирования теплопереноса и поведения К/Аг изотопной системы впервые позволила провести верификацию моделей остывания исследуемых лейкогранитных массивов А-типа и установить следующее.

Численное моделирование теплопереноса вокруг интрузива предполагает, что внедрение последних должно было происходить на глубинах не менее 12 км, с учетом данных об абсолютном возрасте. В случае нахождения лейкогранитных массивов на глубине формирования (10–14 км) в процессе их остывания до стационарной геотермы не происходит полного закрытия К/Аг изотопной системы слюд. Соответственно, не происходит и согласования с полученными по этим минералам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками. Для совпадения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок слюд с результатами численного моделирования их К/Аг изотопной системы предложена экзгумация Лендахского и Глушихинского массивов с возрастом 710 млн лет на верхний уровень земной коры, имевшая место через 35 млн лет после формирования в случае Лендахского массива, а в случае Глушихинского – через 20 млн лет. Предпочтительной морфологической моделью для обоих массивов является вариант субвертикальной пластины.

Продолжительному периоду остывания относительно небольших по объему ($< 1700 \text{ км}^3$) двух исследуемых массивов лейкогранитов А-типа способствуют высокая температура формирующих их магм ($> 800 \text{ }^\circ\text{C}$), присутствие тепла мантийного источника и относительно глубокие уровни локализации интрузий (верхний уровень – 10–12 км, нижний – до 22 км). Внедрение лейкогранитных магм А-типа на заключительном этапе коллизиионного события способствовало также длительному периоду остывания древнего орогена. В отличие от исследуемых неопротерозойских лейкогранитов А-типа, более высокие скорости остывания устанавливаются для низкотемпературных лейкогранитов S-типа миоценового возраста Высоких Гималаев, одного из наиболее крупных коллизиионных орогенных поясов мира. Формирование этих лейкогранитов в наиболее крупном массиве Манаслу (площадь выхода на поверхность – 8000 км^2) происходило в две фазы – 22.9 ± 0.6 и 19.3 ± 0.3 млн лет, тогда как последние тектонотермальные события, фиксируемые на основании Rb/Sr и Ar/Ar изотопных исследований, варьируются от 18.3 ± 0.5 до 15.6 ± 0.6 млн лет [12].

Таким образом, несмотря на малые объемы, занимаемые интрузиями гранитов А-типа, их исследование позволяет определить конкретные тектонические палеообстановки, типы магматических источников и, в комплексе с другими данными (геологическими, геофизическими, геохронологическими и численного моделирования), проследить этапы термальной истории их формирования и последующего остывания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 06-05-64400, 07-05-00703, 08-05-00733, 08-05-00208) и СО РАН (проекты 116 и 7.10.1.).

- [1] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизиионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн лет // ДАН. – 2002. – Т. 384, № 2. – С. 221–226.
- [2] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1 – С. 5–21.
- [3] Spear F.S. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time path. – Washington: Miner. Soc. Amer, 1993. – 799 p.
- [4] Norton D., Knight J.E. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons // Am. J. Sci. – 1977. – V. 277. – P. 937–981.
- [5] Harrison T.M., Clarke G.K.S. A model of the thermal effects of igneous intrusion and uplift as applied to Quottoon pluton, British Columbia // Can. J. Earth Sci. – 1979. – V. 6. – P. 411–420.
- [6] Полянский О.П., Ревердатто В.В. Контактный метаморфизм и метасоматоз вблизи Талнахского интрузива: моделирование конвекции флюида и теплопередачи на основе конечно-разностного метода

- // ДАН. – 2006. – Т. 411, № 6. – С. 803–807.
- [7] *Hodges K.V.* Geochronology and thermochronology in orogenic system // *Treatise on Geochemistry*. – Oxford, UK: Elsevier, 2004. – P. 263–292.
- [8] *Dodson M.H.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1973. – V. 40 – P. 259–274.
- [9] *Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В.* Возраст и термическая история Максютковского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // *Петрология*. – 2006. – Т. 14, № 1. – С. 109–125.
- [10] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: New geological and geochronological evidence from the Yenisey ridge // *Tectonophysics*. – 2003. – V. 375, № 1–4. – P. 147–168.
- [11] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.* The 880–864 Ma granites of the Yenisey ridge, Western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precambrian Research*. – 2007. – V. 154. – P. 175–191.
- [12] *Harrison T.M., Grove M., McKeegan K.D., Coath C.D., Lovera O.M., Le Fort P.* Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalaya // *J. Petrol.* – 1999. – V. 40. – P. 3–19.

«ГОРЯЧИЕ» СДВИГОВЫЕ СИСТЕМЫ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

А.Г. Владимиров

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, vladimir@uiggm.nsc.ru

Изучение структурно-вещественных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), включая их мультисистемное изотопное датирование (U-Pb, Ar-Ar методы) и Sm-Nd изотопную систематику, позволило выделить в качестве самостоятельной тектонической единицы крупномасштабные «горячие» сдвиговые системы (ГСС) как альтернативу внутриконтинентальным рифтовым системам (ВРС). В совокупности ГСС и ВРС позволяют описывать специфику взаимодействия террейнов на посторогенных стадиях тектонической эволюции Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов в условиях Таримского и Сибирского суперплюмов. Классификация, ранжирование и диагностические признаки ГСС и ВРС в существенной мере требуют детального изучения ключевых полигонов, где есть возможность выяснить геодинамические механизмы интерференции плейт- и плюмтектонических факторов. В этом отношении Алтайский регион является уникальным, так как на его примере имеется возможность оценить масштабы, источники и динамику подъема магматических расплавов на разноглубинные срезы земной коры, провести их корреляцию с крупномасштабными сдвиговыми деформациями и метаморфизмом литосферы, а также эпизодами ее интенсивного прогибания в межгорных впадинах. Приведем конкретные данные.

1. Алтайская коллизионно-сдвиговая система (транспрессионный ороген по А.М. Дж. Шенгёру) как самостоятельная структурная единица возникла в результате постепенного сближения и косой коллизии Казахстанской и Сибирской плит, которые, в свою очередь, проворачивались по часовой стрелке, что определило генеральные левосдвиговые деформации начиная с девона и по настоящее время включительно (рис. 1). Начало коллизионных событий (~ 450 млн лет назад) надежно установлено по Ar-Ar возрасту белых слюд и барруазитов в метаморфическом комплексе HP/LT-типа Чарского офиолитового шва. Дальнейшая история геологического развития Алтайского орогена была осложнена «вдавливанием» Алтае-Монгольского микроконтинента в активную окраину Сибирского палеоконтинента, при этом Алтае-Монгольский микроконтинент был фрагментирован на три террейна: 1) Чулышманский, «впечатанный» в раннекаледонские структуры Западного Саяна, 2) Алтае-Монгольский, деформировавший раннекаледонские структуры Горного Алтая, 3) Курчумский, который был вдвинут в герцинские структуры Восточного Казахстана. Кульминация этих событий (D_3-C_1) отчетливо фиксируется в виде первой фазы интенсивного прогибания литосферы под Кузнецким осадочным бассейном, высокоградиентным метаморфизмом HT/LP типа в Южно-Чуйском хребте и формированием синкинематических гранитоидных батолитов в Горном Алтае (Кубадринский, Рахмановский, Яломанский, Талицкий). Однако этот эпизод тектонических движений, заложивших современную структуру Алтайского горно-складчатого сооружения, еще не привел к закрытию всего палеовулканического бассейна, существовавшего между Сибирским и Казахстанским палеоконтинентами.

2. Главная коллизия произошла на рубеже позднего карбона – ранней перми, при этом были реактивированы лишь две системы сдвигов (Кузнецко-Телецко-Курайская и Иртышская), а для других разломов признаки активных тектонических движений не обнаружены. В этой сдвигово-раздвиговой обстановке, отражающей орогенную стадию коллизионного тектогенеза, преимущественное развитие получили плагиограниты кунушского комплекса (C_3-P_1), палеовулканы центрального типа (субщелочная серия), цепочки которых маркируют на современном эрозионном срезе границы отрыва палеослабов, погружавшихся под Сибирский и Казахстанский континенты, и Калба-Нарымский и Жарма-Саурский батолитовые пояса (P_1). На всей остальной территории магматизм был угнетен, за исключением первых проявлений траппов в Кузбассе и многочисленных поясов базитовых даек в Горном Алтае, которые могут рассматриваться как прямые индикаторы хрупкого растрескивания литосферы. Важно подчеркнуть, что крупного сводового поднятия, которое характерно для активного рифтинга, в ранней–поздней перми не

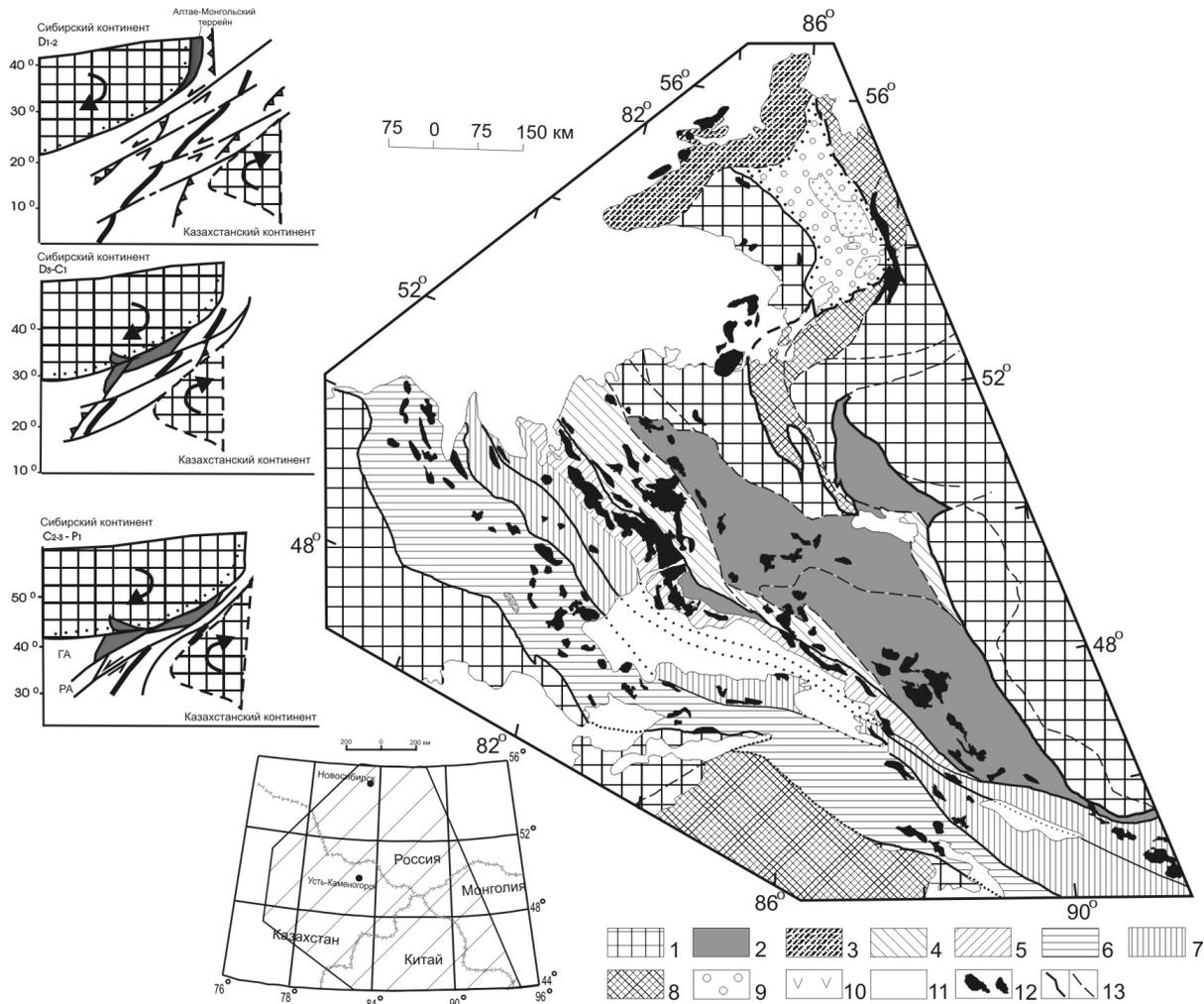


Рис. 1. Генерализованная тектоническая схема Алтайского коллизионно-сдвигового орогена.

Слева – палинспатические реконструкции. Используются данные М.М. Буслова с авторскими изменениями (ГА – Горный, РА – Рудный Алтай). Справа – тектоническая схема.

1 – неопротерозойские–раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахского континентов, нерасчлененные; 2 – Алтае-Монгольский микроконтинент; 3–8 – окраинно-континентальные и океанические террейны средне-позднепалеозойского возраста: 3 – Колывань-Томской пассивной (?) окраины, 4 – Рудно-Алтайский островодужный, 5 – Калба-Нарымский турбидитовый, 6 – Жарма-Саурский островодужный, 7 – Чарский океанический, 8 – Кузнецко-Алатауский и Джунгарский океанические поднятия и/или группы симаунтов; 9 – Кузнецкий осадочный бассейн; 10 – траппы триасового возраста; 11 – кайнозойские отложения; 12 – гранитоиды в возрастном диапазоне от карбона до ранней юры включительно; 13 – разломы (достоверные и предполагаемые).

было установлено, а все метаморфические и магматические процессы жестко контролировались сдвигово-раздвиговыми тектоническими движениями вдоль Кузнецко-Телецко-Курайской и Иртышской систем левосторонних сдвигов.

Встает вопрос – способна ли была энергетика коллизионного орогенеза обеспечить масштабное гранитообразование в Алтайском регионе? Ни диссипативные источники тепла, ни радиактивный разогрев при утолщении континентальной коры (по аналогии с Памиро-Гималаями) здесь не существенны. Остаются два варианта (рис. 2): 1) деламинация литосферы, что возможно лишь при лобовом столкновении на постколлизионной стадии коллизионного орогенеза [1] и в данном случае не осуществимо [2]; 2) отрыв слэба (в конкретном случае – двух слэбов, падающих под Казахстанский и Сибирский континенты соответственно). Обе геодинамические модели предполагают возникновение астеносферного выступа непосредственно под коллизионным швом и, одновременно, – утонение литосферы, имеющее в научной литературе

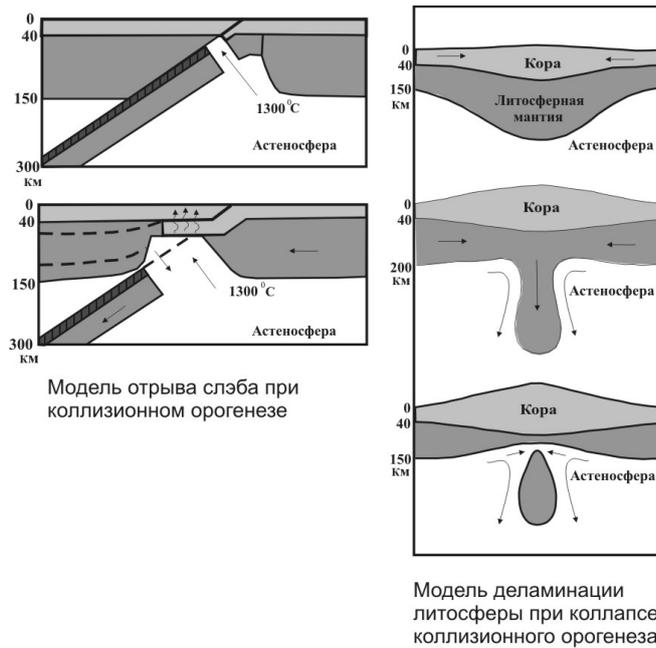


Рис. 2. Геодинамические модели, отражающие коллизионный тектогенез (без участия «внешних» плюмовых источников энергии и вещества.

сивного прогибания литосферы под Кузнецким осадочным бассейном, сопровождавшуюся трапповым магматизмом, а также практически мгновенное (в геологическом смысле) увеличение площади магматизма, охватившее всю территорию Обь-Зайсанской и западную часть Алтае-Саянской складчатой области. И вновь все проявления мантийного и корового магматизма контролировались сдвигово-развиговыми и сопряженными с ними взбросо-сбросовыми тектоническими движениями.

4. На внутриплитной стадии (T_2 - J_1) структурный рисунок Алтайского орогена приобрел современный облик. Для этого периода характерно развитие Кузнецкой межгорной впадины как бассейна типа pull-apart, сопряженного с интенсивными левосдвиговыми тектоническими движениями в Кузнецко-Алатауском линеаменте и формированием здесь метаморфических ядер Алтае-Шотландского типа.

Масштабы, структура и состав магматических образований, проявившихся на рубежах карбона–перми (280 ± 10 млн лет) и перми–триаса (250 ± 5 млн лет) в пределах Алтайского горно-складчатого сооружения, оказались настолько значительными и специфическими, что заставили предположить активное влияние нижнемантийных плюмов «моргановского» типа (Таримского и Сибирского). Для решения проблемы структурообразования в литосфере и энергетиче-

особые названия – «астеносферная ловушка», «литосферное окно» и т.д. По выражению В.Н. Пучкова [3], плюмы, связанные с коллизионным тектогенезом, следует называть *плюмами «андерсеновского»* типа, а нижнемантийные выходящие потоки – *плюмами «моргановского»* типа. Результаты 3D-математического моделирования верхнемантийных течений под «литосферным окном» неоспоримо свидетельствуют, что энергетических источников для масштабного переплавления земной коры под Алтайскими горами было явно недостаточно и необходимо привлечь «внешний» источник, а именно – Таримский плюм. Петрологические индикаторы Таримского плюма приведены в статье А.Г. Владимирова и др. [4].

3. На рубеже перми–триаса (250 млн лет назад) постколлизионная эволюция Алтайского транспрессионного орогена была вновь осложнена. Отметим, в частности, вторую фазу интен-

Геодинамические факторы и диагностические признаки «горячих» сдвиговых систем (в сравнении с внутриконтинентальными рифтовыми системами)

Внутриконтинентальные рифтовые системы	«Горячие» сдвиговые системы
Сводовое поднятие на предрифтовой стадии тектогенеза	Отсутствует
Растяжение литосферы	Сжатие литосферы при косой коллизии
Автономный плюм в подлитосферной мантии	Астеносферный выступ под зоной коллизии
Линейные грабены и бимодальный вулканизм	Горно-складчатые сооружения с бассейнами типа пулл-апарт и гранитоидными батолитами
Мантийный магматизм >> коровый магматизм	Мантийный магматизм << коровый магматизм
Рудно-магматические системы с щелочным магматизмом, включая карбонатиты и кимберлиты	Рудно-магматические системы с субщелочным и редкометалльно-гранитным магматизмом

ских источников магматизма было проведено: 3D-математическое моделирование скоростей деформации литосферы с учётом её реологической расслоенности, а также 3D-математическое моделирование верхнемантийной конвекции под континентальной литосферой. Полученные результаты позволяют утверждать, что в случае косоугольного столкновения литосферных континентальных плит с мощностью 80–100 км («мягкая» коллизия) возбуждение мантии в виде отрыва слэбов и(или) деламинации литосферы недостаточно для масштабного проявления мантийно-корового магматизма. Введено новое понятие крупномасштабных «горячих» сдвиговых систем (large «hot» shear zones), которые возникают при интерференции плейт- и плюм-тектонических факторов (таблица).

Работа выполнена при финансовой поддержке Сибирского отделения РАН (Интеграционные проекты: № 99, 6.5, ОНЗ-7.10.2), РФФИ (проекты № 06-05-64767, 06-05-65137, 06-05-65052, 07-05-00853, 07-05-00980, 08-05-00974), Министерства образования и науки России (РНП.2.1.1.702 целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы 2006–2008 гг.»).

- [1] Houseman G.A., Molnar P. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere // *Geophys. J. Int.* – 1997. – V. 128, № 1. – P. 125–156.
- [2] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // *Геология и геофизика.* – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1321–1338.
- [3] Пучков В.Н. Взаимоотношения плюм- и плейттектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории // *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование.* – Екатеринбург: Изд-во Института геологии и геохимии УрО РАН, 2006. – С. 23–51.
- [4] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в коре и мантии // *Геология и геофизика.* – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 631–636.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd и Sr ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГАББРОИДОВ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

М.Г. Волкова, С.А. Татарников

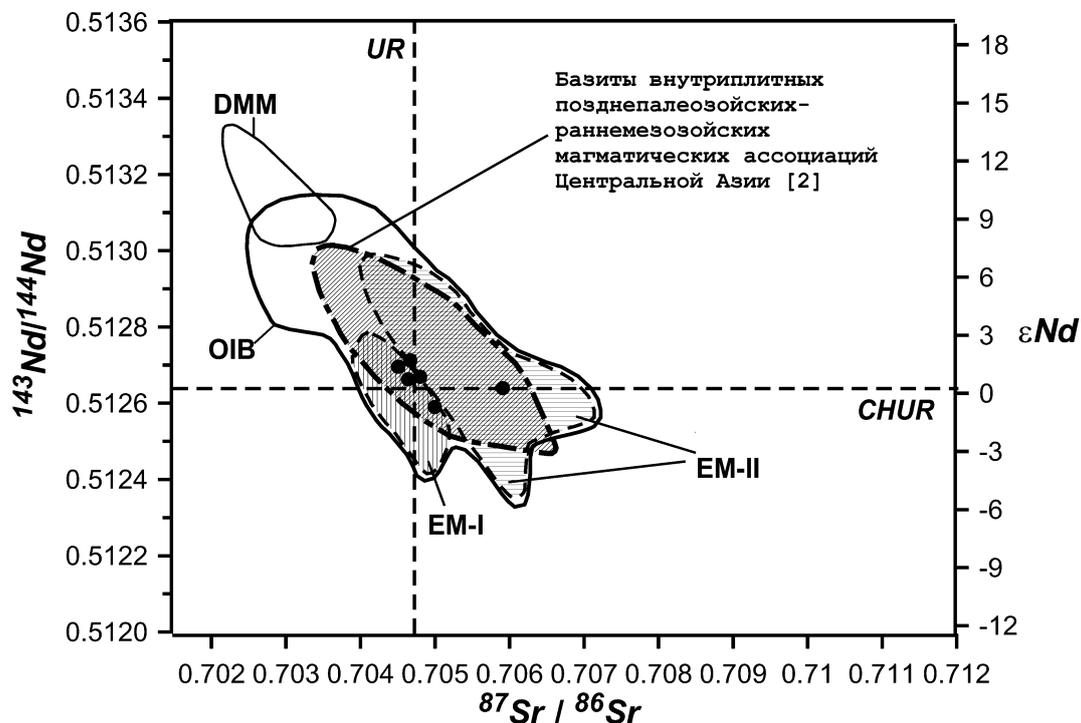
Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Интрузивные образования основного и ультраосновного состава широко распространены в южном обрамлении фундамента Сибирской платформы и отражают эволюцию постколлизивной стадии развития региона. Для Малоосиновского перидотит-габброноритового массива как эталонного типа габброидных ассоциаций Южного Прибайкалья получены детальные петролого-изотопно-геохимические характеристики, позволяющие судить о составе мантийного источника габброидов.

Малоосиновский массив внедрился в толщу метаморфизованных пород Слюдянского кристаллического комплекса, возраст метаморфизма которого считается нижеордовикским. По петрохимическим характеристикам вся серия пород образует неразрывный тренд дифференциации. Геохимически эти породы отличаются высокими концентрациями Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf и РЗЭ.

Изотопный состав Nd и Sr измерялся на масс-спектрометре Finnigan MAT262. Точность измерения контролировалась международными стандартными образцами NBS-987 для Sr и JNd-1 для Nd.

Измеренные изотопные составы Nd и Sr габброидов Малоосиновского массива представлены на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рисунок). С целью определения вероятного мантийного



Изотопные составы Nd и Sr постколлизивных габброидов Малоосиновского массива (●).

OIB – поля базальтов океанических островов; DMM, EM-I, EM-II – поля мантийных источников. Линии указывают на поля базальтов с изотопно-геохимическими характеристиками, типичными для определенных мантийных источников: EM-I – базальты островов Китового хребта; EM-II – базальты островов Кергелен и Самоа. Поля нанесены по [4]. Изотопные соотношения в CHUR (однородный хондритовый резервуар) для Nd и в UR (однородный резервуар) для Sr по [1].

источника габброидов полученные данные были пересчитаны на возраст их формирования 340 млн лет, определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. Результаты представлены совместно с изотопными составами базальтов в современных изотопно-геохимических мантийных резервуарах.

Составы габброидов попадают в поле изотопных составов базальтов океанических островов (ОИВ) и обладают изотопно-геохимическими параметрами, типичными для обогащенного мантийного источника типа EM-I и EM-II. Такими же характеристиками обладают базиты внутриплитных позднепалеозойских–раннемезозойских магматических ассоциаций.

Согласно исследованиям В.В. Ярмолюка с соавторами [2, 3], внутриплитный магматизм Центральной Азии был связан с мантийными источниками типа PREMA, EM-I и EM-II, то есть изотопные составы продуктов этого магматизма в основном отвечают обогащенной мантии разного типа. Среди них ведущую роль играла мантия типа EM-II, смешанная с источником PREMA.

По полученным изотопным Sr-Nd характеристикам удалось с некоторым приближением определить тип мантийного резервуара пород перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива. Установлено, что источником исследованных пород могло служить вещество обогащенной мантии типа EM-I, а расположение части точек изотопных составов в поле мантийного источника EM-II обусловлено контаминацией вмещающих пород, в результате которой происходило заражение Sr.

[1] Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

[2] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного магматизма) // ДАН. – 2000. – Т. 375, № 4. – С. 525–530.

[3] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.

[4] Zindler A., Hart S.R. Geochemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. – 1986. – V. 14. – P. 493–571.

ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ КУРТУШИБИНСКОГО ХРЕБТА: ГЕОХИМИЯ, ПРИРОДА ПРОТОЛИТА, ВОЗРАСТ

Н.И. Волкова*, С.И. Ступаков*, Г.А. Бабин**, С.Н. Руднев*, А.А. Монгуш***,
А.В. Травин*, Д.С. Юдин*

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, nvolkova@igm.nsc.ru

**Новосибирск, ФГУП СНИИГИМС, babin@sniiggims.ru

***Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
amongush@inbox.ru

Глаукофановые сланцы в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса являются важным компонентом многих аккреционно-коллизийных комплексов. Нами было проведено геохимическое изучение глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта Западного Саяна (бассейны рек Коярд и Ореш, рисунок), а также сравнение химических составов высокобарических метабазитов и слабоизмененных базальтов данного региона. Здесь с юго-востока на северо-запад четко обособляются три зоны, разделенные тектоническими контактами [1, 2]:

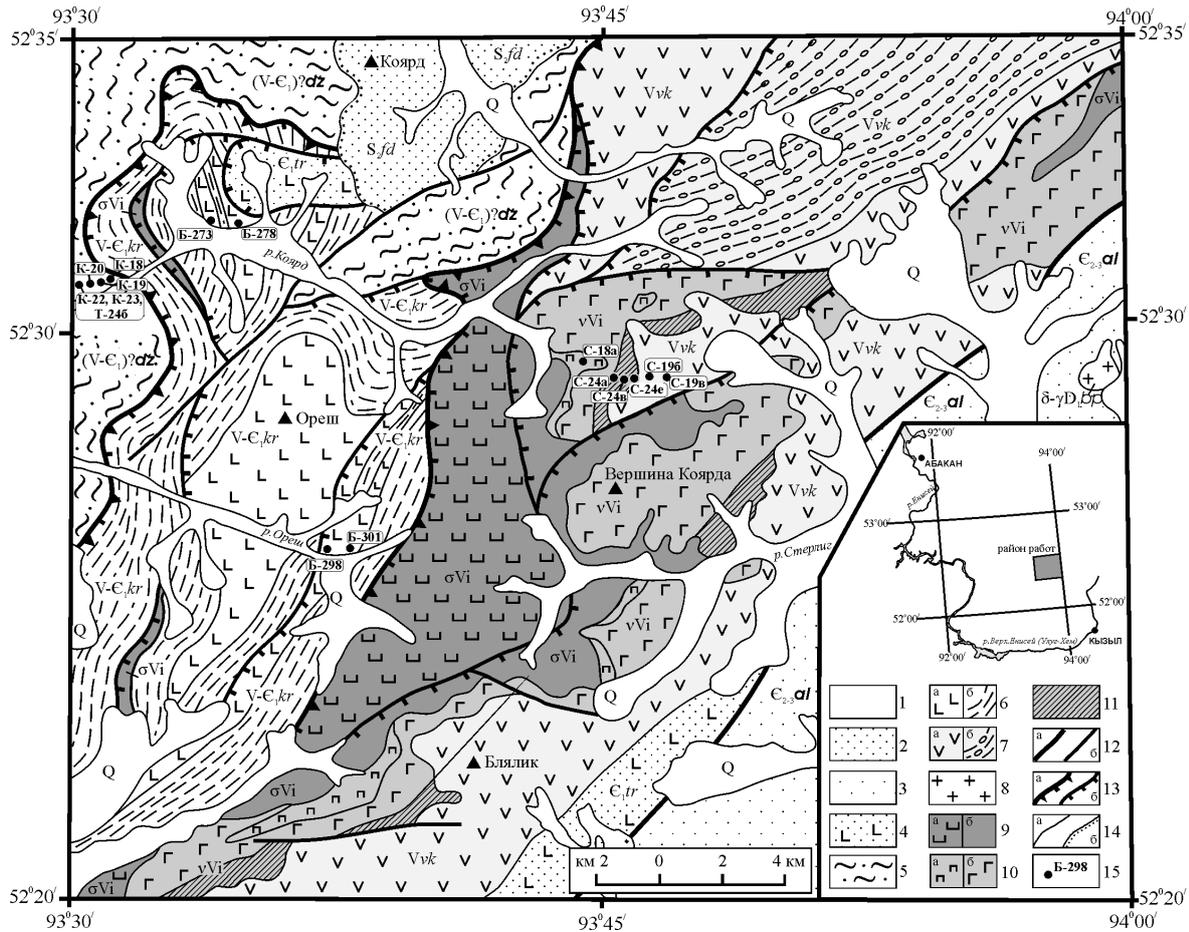
1. Пластина офиолитов – **Коярдский массив**, выделенный в составе иджимского габбро-гипербазитового комплекса. Общий разрез офиолитов в районе Коярдского массива включает дунит-гарцбургитовую, дунит-клинопироксенит-габбровую (полосчатую) и габбро-диабазовую дайковую ассоциации, имеет субслоистое (псевдостратифицированное) строение [2, 3]. Венчают офиолитовый разрез подушечные лавы, реже туфы толеитовых базальтов с прослоями кремнистых пород и метаграувакк **верхнекоярдской свиты**, мощность которой по разным оценкам варьируется от 300–500 до 1600 м. По составам изученных минералов офиолиты Куртушибинского хребта соответствуют фундаменту современных энсиматических островных дуг [4].

2. **Куртушибинская свита** (ранее она выделялась в составе чингинской свиты), граничащая по зоне разлома с ультрабазитами Коярдского массива и образующая прерывистую полосу вдоль его западного контакта. Нижняя часть свиты, мощностью около 1 км, сложена базальтовыми пиллоу-лавами, туфами, метаграувакками, кремнистыми породами. Верхняя часть куртушибинской свиты (< 1.7 км) отличается преобладанием сланцев (глинистых, глинисто-кремнистых, кремнистых, углеродисто-кремнистых) с переменным количеством вулканогенного материала.

3. **Глаукофановые и зеленые сланцы джебашской серии**, располагающиеся к северо-западу от куртушибинской свиты и зоны надвигов. Мощность джебашской серии около 1300 м.

Судя по валовому химическому составу, глаукофановые сланцы отвечают базальтам субщелочной серии с содержанием $\text{SiO}_2 = 44\text{--}47$ вес. % и характеризуются повышенными содержаниями титана, щелочей и фосфора. Геохимические характеристики этих пород свидетельствуют о том, что исходными протолитами для них служили океанические базальты, сопоставимые с некоторыми типами обогащенных MORB. Спектры распределения редкоземельных элементов в глаукофановых сланцах демонстрируют небольшое обогащение легкими РЗЭ над тяжелыми: $\text{Ce}_N = 34.3\text{--}73.2$, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 2.5\text{--}6.5$, $(\text{La}/\text{Sm})_N > 1$. Мультиэлементные кривые распределения глаукофановых сланцев характеризуются отрицательным наклоном, обусловленным повышенными содержаниями в отдельных образцах U, Th, Nb, Ta и легких РЗЭ, деплетированием в отношении LIL-элементов (Rb и Ba) и отчетливо выраженными K- и Sr-минимумами. Такие спектры характерны для некоторых типов E-MORB и P-MORB базальтов.

Сравнение химических и редкоэлементных составов глаукофановых сланцев со слабоизмененными базальтами куртушибинской свиты показало, что они практически не различаются в отношении содержаний таких устойчивых к воздействию флюидов элементов, как Ti, P, Zr, Hf, Y, средних и тяжелых РЗЭ. Средние содержания петрогенных компонентов также не показывают статистически значимых различий, за исключением повышенных содержаний потерь при прокаливании (образование хлорита, эпидота, амфиболов, реже слюды, кальцитовых прожилков) и пониженных содержаний K_2O . Близкое пространственное расположение этих пород, аналогичный характер распределения в них редких элементов позволяют предполагать, что



Геологическое строение участка «Коярд» Куртушибинского офиолитового пояса (составлено на основе Геологической карты м-ба 1:50 000 [1]).

1 – четвертичные отложения, Q; 2 – федоровская свита, *S_{fd}* (песчаники, алевролиты, гравелиты); 3 – аласуская серия, *E_{2-3al}* (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты); 4 – терешкинская свита, *E_{1tr}* (песчаники, алевролиты, туффиты, туфы и эффузивы основного и среднего составов); 5 – джебашская серия, (V-E₁)?dž (глаукофановые и зеленые сланцы, метачерты); 6 – куртушибинская свита, V-E_{1kr} (а – преобладающие базальты, подушечные базальты, их туфы; б – преобладающие сланцы черные кремнистые и глинистые); 7 – верхнекоярдская свита, Vvk (а – базальты, подушечные базальты, их туфы; б – сланцы черные кремнистые и глинистые); 8 – большепорожский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс, δ-γD_{1bp}; 9–11 – иджимский габбро-гипербазитовый комплекс (Коярдский массив): 9 – дунит-гарцбургитовая ассоциация, σVi (а – дуниты, гарцбургиты; б – серпентиниты), 10 – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (полосчатая) ассоциация, υVi (а – пироксениты, б – габбро), 11 – габбро-базальтовая (дайковая) ассоциация; 12 – разломы (а – главные, б – прочие); 13 – надвиги (а – главные, б – прочие); 14 – геологические границы (а), в том числе с региональным угловым несогласием (б); 15 – места отбора образцов и их номера.

базальты куртушибинской свиты и протолиты глаукофановых сланцев формировались из единого обогащенного мантийного источника в условиях океанических поднятий. Глаукофансланцевый метаморфизм привел лишь к незначительным изменениям химизма: интенсивному выносу K, Rb, Ba.

В то же время диабазы дайкового комплекса офиолитов Коярдского массива и венчающие их пиллоу-лавы верхнекоярдской свиты резко отличаются по своему химизму от базальтов куртушибинской свиты и глаукофановых сланцев джебашской серии. Они сильно деплетированы в отношении высоkozарядных несовместимых элементов и PЗЭ, имеют положительный наклон кривых распределения PЗЭ и в целом отвечают по составу N-MORB базальтам, но при этом демонстрируют хорошо заметные надсубдукционные метки (Nb- и Ta-минимумы). Ранее на основании геологических и петрологических данных было показано, что офиолиты Коярд-

ского массива формировались в два этапа: первый этап соответствовал начальной стадии концентрированного спрединга в условиях океанических рифтов; второй этап отвечал рассеянному спредингу, характерному для островодужных систем [5]. Полученные нами геохимические данные также свидетельствуют о том, что базиты дайкового комплекса и верхнекоярдской свиты близки образованиям, составляющим основания океанических островных дуг.

Для определения возраста метаморфизма нами были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализы фенгита и глаукофана из глаукофанового сланца джебашской серии (обр. № К-5-06). В возрастном спектре фенгита выделяется плато на уровне 469.7 ± 7.0 млн лет. Для ступени в спектре глаукофана, характеризующейся 89 % выделенного ^{39}Ar , получено значение – 464.1 ± 9.7 млн лет. На основании совпадения датировок по двум минералам с различной устойчивостью К/Аг изотопной системы, а также с учетом того, что температура закрытия изотопной системы амфибола сопоставима с температурой высокобарического метаморфизма, логично предположить, что возраст метаморфизма составляет 468 ± 6 млн лет.

Таким образом, разлом вдоль западного обрамления Коярдского массива, по которому ультрабазиты граничат с отложениями куртушибинской свиты, может рассматриваться как зона сочленения двух блоков океанической коры, базитовые породы которых имели различные источники. Глаукофансланцевый метаморфизм пород джебашской серии явился следствием ордовикских коллизионных событий, когда произошло погружение океанической литосферной плиты (включая поднятия) в юго-восточном направлении (в современных координатах) под островную дугу в интраокеанической конвергентной обстановке. Субдукционные процессы маркируются также специфическими «надсубдукционными» геохимическими метками в базитах дайкового комплекса и базальтах верхнекоярдской свиты, а также формированием дифференцированной вулканической серии в составе терешкинской свиты, перекрывающей пиллоулавы верхнекоярдской свиты. Следует отметить, что подобный сценарий формирования характерен практически для всех глаукофансланцевых комплексов южного обрамления Сибирского кратона [6], в отличие от глаукофансланцевых комплексов Северного Китая, формирование которых связано с субдукцией под микроконтиненты гондванского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00204, 08-05-00733, 06-05-64767, 07-05-00601) и СО РАН (интеграционные проекты 7.10.2 и 6.5).

- [1] Сарбаа Я.В., Токунов В.Ф., Вареник В.Г., Леляк Н.Я., Кольчиков И.М., Топорков А.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр. Коярд, Ореш, Омул, Стерлиг, Туран в пределах листов N-46-128-A (в, г), Б (в, г), В, Г. (Окончательный отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000 Орешской ГСП по работам 1970-72 гг.). – Кызыл: ТТФГИ, 1973. – 304 с.
- [2] Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 128–156.
- [3] Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). – Новосибирск: Наука, 1980. – 215 с.
- [4] Ступаков С.И., Симонов В.А. Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 4. – С. 746–755.
- [5] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. – М.: ГЕОС, 2002. – 294 с.
- [6] Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 109–119.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДЕВОНСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ В ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ И МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНАХ

А.А. Воронцов

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voron@igc.irk.ru

В раннем девоне (405–380 млн лет) в юго-западном обрамлении Сибирской платформы широко проявился внутриплитный рифтогенный магматизм, тесно сопряженный с образованием многочисленных котловин и грабенов, рассредоточенных по площади Алтае-Саянской области. Наиболее крупными из таких котловин являются Чулымо-Енисейская и Минусинская, принадлежащие системе девонских впадин Минусинского межгорного прогиба [1, 2]. В истории формирования этих котловин выделяются, по меньшей мере, два сближенных во времени магматических этапа и соответствующие им породные ассоциации различной щелочности.

Ранний этап представлен субщелочными бимодальными ассоциациями с участием субщелочных базальтов, базальтовых трахиандезитов, лабрадоровых порфиритов и долеритов, трахитов, трахириодацитов и риодацитов.

Субщелочные базальты и базальтовые трахиандезиты характеризуются стекловатыми афировыми, реже порфиоровыми структурами. Во вкрапленниках порфиоровых разновидностей в различных количественных соотношениях обнаруживаются плагиоклаз, авгит, титан-авгит и оливин. Эти породы доминируют в составе ассоциации, они образуют пакеты переслаивающихся между собой покровов, в кровле которых прослеживаются шлаковые горизонты и разновидности с пузыристой и миндалекаменной текстурой. Покровы хорошо выражены в рельефе в виде уступов. Мощность отдельных покровов варьируется от 10 до 20 м, общая мощность серии покровов в разрезах достигает 1200 м.

Крупнолейстовые лабрадоровые порфириты и долериты по минеральному составу близки к базальтам и отличаются от них структурными особенностями: лабрадоровые порфириты содержат крупные (до 3 см) порфиоровые идиоморфные кристаллы лабрадора, долериты обладают среднезернистой, как правило офитовой, структурой. Эти породы слагают субвулканические пластовые тела и силлы [3] мощностью 5–15 м при протяженности первые сотни метров. Одним из доказательств субвулканической природы этих тел являются «инверсионные» (по Г.С. Федосееву, 2008, устное сообщение) брекчии в верхних эндоконтактах. Текстуру приконтактных брекчий определяют обломки пузыристых разновидностей крупнолейстовых порфиритов и долеритов, которые беспорядочно рассредоточены в однородной массе вмещающих известняков или песчаников.

Трахиты, трахириодациты и риодациты представлены широким спектром лав и пирокластических образований. Эти породы обладают светло-серым, зеленовато-серым, нередко с голубоватым оттенком, цветом. Вкрапленники занимают не более 20 % объема породы и сложены преимущественно кварцем и щелочным полевым шпатом. Очень редко отмечаются единичные зерна олигоклаза. В пирокластических образованиях (туфы, туфолавы, лавобрекчии, спекшиеся туфы и туфоигнимбриты) наблюдаются те же минералы, что и в лавах, однако для первых характерны оскольчатые и угловатые формы минералов и обломков кислых вулканитов, которые определяют обломочную структуру этих пород.

Поздний этап представлен щелочными ассоциациями: тешенитовой, нефелинит-тералитовой (горячитовой), щелочной базальт-эссекситовой (берешитовой), нефелиновых сиенитов (сайбаритов) и тефрит-фонолитовой.

Тешениты, тералиты, эссекситы и нефелиновые сиениты слагают куполовидные штоки от первых сотен метров до 1.5 км в поперечнике, дайки и неправильной формы секущие тела мощностью 2–20 м, либо расположенные непосредственно в субщелочных бимодальных вулканических толщах предшествующего этапа, либо пространственно совмещенные с ними. В этих породах всегда безошибочно визуализируется грязно-розовый либо грязно-зеленый нефелин, представленный в порфиоровидных разновидностях идиоморфными кристаллами с гексагональным или прямоугольным сечением. Нефелин частично замещается канкри-

нитом, цеолитами и гидрослюдами. Помимо нефелина, в этих породах в различных количественных соотношениях присутствуют щелочной амфибол, авгит, щелочной полевой шпат и зональный плагиоклаз (от олигоклаза до лабрадора).

Щелочные базальты, нефелиниты, тефриты и фонолиты представляют группу малораспространенных пород, они образуют единичные покровы в верхних частях вулканических толщ раннего этапа на западном фланге Чулымо-Енисейской впадины, а нефелинитами, кроме того, сложены дайки в тералитах г. Горячей. Порфировые разновидности щелочных базальтов и нефелинитов содержат многочисленные мелкие вкрапленники нефелина.

Таким образом, основная тенденция в развитии раннедевонского магматизма впадин Минусинского межгорного прогиба связана с увеличением суммарной щелочности пород во времени, что, вероятно, обусловлено последовательной эволюцией состава мантийных источников расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00365).

- [1] Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 276 с.
- [2] Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 216 с.
- [3] Федосеев Г.С. Силлообразование и особенности рифтогенеза Северо-Минусинской впадины // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. – Сыктывкар, 2000. Т. IV. – С. 334–337.

ДЕВОНСКИЕ ВЫСОКОТИТАНИСТЫЕ И УМЕРЕННОТИТАНИСТЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

А.А. Воронцов, С.В. Андрющенко

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voron@igc.irk.ru

Восточная часть Тувинского прогиба относится к одному из наиболее сложных тектонических узлов Восточного Саяна, поскольку она располагается на границе пояса каледонид с областью развития раннебайкальских–раннекаледонских структур Тувино-Монгольского массива. В этом секторе девонские вулканиты распространены в Урда-Хойт-Окинском междуречье в пределах хребта Кропоткина. Вулканические ассоциации сохранились фрагментарно в виде разрозненных останцов лавового поля, в дроблении которого главную роль сыграла узкая система мелких субширотных разломов и позднейшая речная и ледниковая эрозия. Поэтому гипсометрические отметки подошвы лавовой толщи варьируются по высоте в интервале от 1700 до 2500 м над уровнем моря и восстановить истинные контуры вулканического ареала невозможно. В строении лавового поля породы разного состава обычно разделены и образуют обособленные серии покровов базальтов, базальтовых трахиандезитов, трахитов, трахириодацитов и трахириолитов-комендитов, а также слои и линзы пирокластического материала. В целом, щелочно-сиалические породы преобладают и слагают более 95 % объема всех выходов вулканических толщ. В связи с этим отдельные их фрагменты сложены исключительно лавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями, туфами и игнимбритами трахириолит-комендитового состава. Разрезы вулканитов характеризуются фациальной изменчивостью и сменой пород разной фациальной принадлежности как по простиранию, так и по вертикали. Вулканические породы залегают на размывших поверхностях протерозойских гнейсо-гранитов и раннепалеозойских габброидов, гранодиоритов и плагиогранитов таннуольского комплекса.

Составы вулканитов статистически разбиваются на две группы по содержанию SiO_2 . К первой группе относятся пикробазальты, базаниты, субщелочные базальты, базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты (содержание SiO_2 варьируется в интервале 43–62 мас. %). Ко второй группе принадлежат сиалические породы – трахиты, трахидациты, трахириодациты, трахириолиты и комендиты (содержание SiO_2 варьируется в интервале 68–76 мас. %). В свою очередь, породы основного и средне-основного состава разделяются на две серии по содержанию TiO_2 : первая серия образована высокотитанистыми ($\text{TiO}_2 \sim 3.4\text{--}4.2$ мас. %) пикробазальтами, базанитами и оливинными базальтами, вторая серия включает умереннотитанистые ($\text{TiO}_2 \sim 1.3\text{--}2.7$ мас. %) субщелочные базальты, базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты. Породы высокотитанистой серии являются менее кремнекислыми, более щелочными и железистыми по сравнению с умереннотитанистой. Так, содержание SiO_2 в них варьируется от 43.10 до 48.61 мас. %, суммарная щелочность в базанитах достигает 6.7 мас. % при $\text{SiO}_2 = 45.7$ мас. %, Fe_2O_3 общ. – 16.4 мас. %, и на диаграмме «кремнезем – суммарная щелочность» точки их составов образуют тренд, который вытянут вдоль границ полей составов щелочных и субщелочных пород. Кремнекислотность в вулканитах умереннотитанистой серии изменяется в пределах 47.54–62.40 мас. %, Fe_2O_3 общ. не превышает 13.6 мас. %, и поле их составов сосредоточено в субщелочной области.

Все породы основного состава близки по индикаторным отношениям и спектрам распределения редких и редкоземельных элементов (рисунок), а также по изотопному составу Sr и Nd к составу мантийных источников, формирующих обогащенные внутриплитовые базальты типа ОИВ. Однако наблюдаются отчетливые различия в составе базальтов умеренно- и высокотитанистых серий. Спектр распределения редких элементов в высокотитанистых базальтах наиболее точно совпадает со спектром ОИВ. Умереннотитанистые базальты по сравнению с высокотитанистыми обеднены высокозарядными некогерентными элементами Th, U, Nb, Ta, в меньшей степени – Zr и Hf, а также редкоземельными элементами за счет уменьшения доли легких лантаноидов относительно тяжелых и обогащены Ba. Эти особенности их состава отражены в

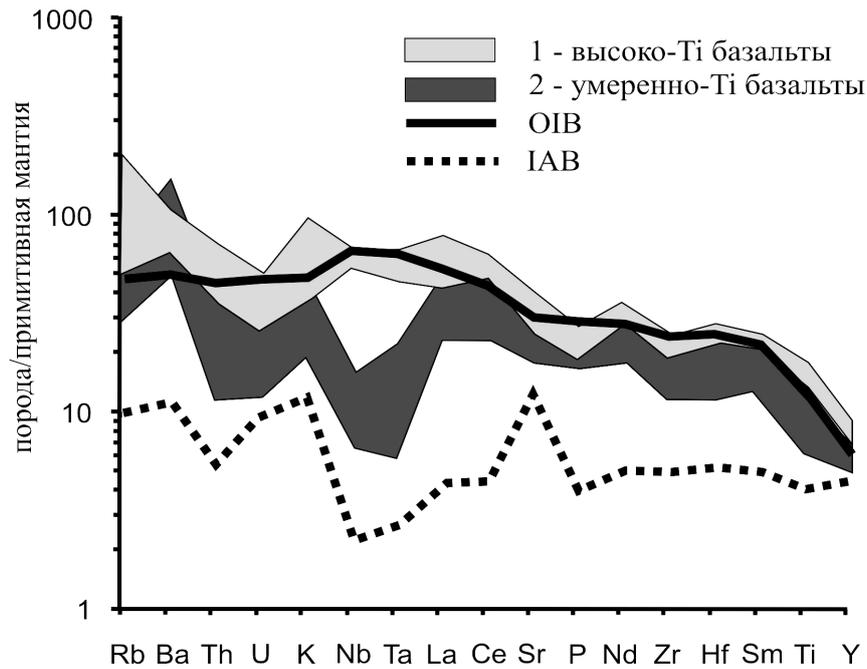


График нормированного распределения редких элементов в базальтах бимодальных ассоциаций хребта Кропоткина. Состав примитивной мантии, OIB по [1], IAB по [2].

появлении на спайдердиаграмме соответствующих минимумов и максимумов, характеризующих субдукционные островодужные вулканические серии.

Обе серии были образованы в условиях активной континентальной окраины из общего мантийного (плюмового) источника, обогащенного редкими литофильными элементами. Геохимические различия между высокотитанистыми и умереннотитанистыми сериями, по-видимому, обусловлены: 1) разной степенью плавления мантийного субстрата и 2) разной степенью вовлечения надсубдукционной мантии в область плавления мантийного плюма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00365).

- [1] Sun S.-s, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / A.D. Saunders, M.J. Narry (eds). Geological Society Special Publication. – 1989. – V. 6, № 42. – P. 313–345.
- [2] Toothill J., Williams C.A., MacDonald R., Turner S.P., Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Jerram D.A., Ottley C.J., Tindle A.G. A complex petrogenesis for an arc magmatism suite, St. Kitts, Lesser Antilles // *Journal of Petrology*. – 2007. – V. 48, № 1. – P. 3–42.

ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Н.К. Гелетий

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gelnk@crust.irk.ru

Большинство фрагментов древних островодужных серий идентифицируется чаще всего вулканогенными породами на основании сходства развитых в них вулканитов и их соответствия современным островодужным образованиям. В настоящее время все больший вес приобретает литологический контроль особенностей сопутствующих им осадочных и вулканогенно-осадочных образований, формационные ряды которых характеризуют геодинамические обстановки элементов островодужной системы. В данной работе дан формационный обзор осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных серий венд-раннепалеозойских террейнов северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана и предпринята попытка сравнения их с аналогичными рядами Горноалтайского сегмента [4].

В современной коллизии-аккреционной структуре обрамления кратона, сформированной к среднему палеозою и измененной последующими тектоническими событиями, присутствуют в разной степени метаморфизованные фрагменты осадочных и осадочно-вулканогенных отложений тех или иных океанических структур. Ими сложены Хамардабан-Ольхонский, Тункинский, Джидинский и Икатский террейны.

Хамардабан-Ольхонский террейн [1, 2, 3] состоит из двух субтеррейнов – Хамардабанского и Ольхонского. Хамардабанский субтеррейн [1] сложен метаморфическими породами слюдянской, хангарульской и хамардабанской серий. Основной объем *слюдянской серии* составляют карбонатные, кремнисто-карбонатные породы (мраморы, кальцифиры), терригенные породы: граувакки, алевролиты, пелиты (биотитовые гнейсы), толеитовые базальты (роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы и их известковистые разновидности), кремнистые (кварц-диопсидовые) породы. Разрез серии ритмично-циклический. Сравнивая отложения серии с формационными рядами островодужного этапа развития Горноалтайского сегмента [4] рифей-палеозойского Палеоазиатского океана, их можно отнести к базальт-кремнисто-глинисто-карбонатной формации ранней стадии развития островодужной системы, формирование которой происходило в удаленной от островной дуги части задугового бассейна. Такой же геодинамический вывод сделан по геохимическим особенностям метавулканитов и метаосадков: формирование слюдянской толщи происходило в обстановке энсиалического задугового бассейна с большим количеством осадочного материала [2]. *Хангарульская серия* залегает на слюдянской с угловым и стратиграфическим несогласиями. Сложена она граувакками с прослоями карбонатных и терригенно-карбонатных пород и андезитами. Разрезы серии имеют ритмично-циклическое строение, аналогичное слюдянской. В формационных рядах Горноалтайского сегмента [4] эта толща может отвечать средней стадии развития островодужной системы и соответствовать карбонатно-вулканокластической (известково-граувакковой) формации задугового бассейна, сформированной на склонах островной дуги. По геохимическим особенностям метавулканитов и метаосадков [2] предполагается, что формирование хангарульской толщи происходило в преддуговом бассейне. *Хамардабанская серия* залегает на хангарульской с угловым стратиграфическим несогласием. Представлена терригенными и вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями флишоидного типа. Сравнивая отложения серии с индикационными рядами формаций Горноалтайского сегмента [4], эту толщу можно отнести к флишоидной граувакковой, сформированной в удаленной от островной дуги части задугового бассейна. По геохимическим параметрам [2] эта толща по составу источников сноса (ультраосновной–основной материал), вероятно, относится к Джидинскому террейну. Ольхонский субтеррейн [2, 3] по первичному составу пород выполнен осадочными и вулканогенными породами, слагающими ольхонскую и ангинскую серии. *Ольхонская серия* представлена граувакками (биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы), толеитовыми базальтами с повышенной железистостью, Rb, Ba, Sr, Th (амфиболиты), туффитами – туфами основных пород с примесью карбонатного мате-

риала (биотит-амфиболовые и диопсидовые сланцы), карбонатными (мраморы) и кремнистыми (кварцитами) породами.

Сравнение отложений серии с формационными рядами Горноалтайского сегмента [4] позволяет отнести их к базальт-кремнисто-глинисто-карбонатной и карбонатно-вулканокластической (известково-граувакковой) формациям задугового бассейна, формирование которых происходило на склонах островной дуги и в удаленной от нее части. По геохимическим особенностям метавулканитов и метаосадков [2] формирование ольхонской серии происходило в пределах энсиалического задугового бассейна. *Ангинская серия* сложена карбонатными (мраморы), кремнистыми (кварциты) и карбонатно-терригенными (известково-силикатные) осадочными отложениями, а также вулканогенными породами – базальтами, андезибазальтами, андезитами (амфиболиты), субщелочными, щелочными базальтами и корами выветривания по ним (биотит-амфиболовые породы). Метагаббро и гипербазиты представлены мелкими телами, которые участвуют в строении тектонических пластин. Сравнение состава серии с Горноалтайским сегментом [4] Палеоазиатского океана позволяет соотнести эту толщу с базальт-кремнисто-карбонатной формацией задугового бассейна. По геохимическим особенностям метавулканитов и метаосадков формирование ангинской толщи происходило в пределах развитой островной дуги [2]

Тункинский террейн [5] представляет собой тектонический покров, надвинутый на южную окраину Тувино-Монгольского микроконтинента. Автохтон представлен шельфовыми венд-кембрийскими отложениями чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. Аллохтон сложен формационным комплексом следующих формаций: карбонатно-терригенной с примесью туфогенного материала, терригенно-карбонатно-вулканогенной и карбонатной. Сравнивая с Горноалтайским сегментом [4], терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения комплекса можно отнести к олистостромо-вулканокластической – дацит-андезит-базальтовой формации островной дуги. Карбонатно-терригенная формация отвечает дистальным турбидитам склона дуги (континента) в задуговом бассейне, а накопление карбонатной мелководной формации происходило в пределах бассейна на поднятиях типа карбонатных банок [5].

Джидинский террейн [6] представлен осадочными (граувакковые, карбонатные и кремнисто-граувакковые), вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами (офиолиты, толеитовые metabазальты, вулканы островодужной серии от базальтов до дацитов, пирокластические). Вулканогенно-осадочные отложения джидинской свиты слагают флишоидную толщу. Формационный ряд Джидинского террейна идентичен таковому в Горноалтайском сегменте [4] и характеризует центральную часть островной дуги (снизу вверх): островодужная офиолитовая, формация толеитовых базальтов, рифовая (лагунная), терригенно-вулканогенная базальтовая, вулканогенно-терригенная (олистостромо-вулканокластическая) андезит-базальтовая, а также карбонатно-вулканокластическая (известково-граувакковая) формации склона островной дуги задугового бассейна. Флишоидные толщи формировались в глубоководном бассейне у склона островной дуги.

Икатский террейн [7–9]. Строение террейна восстанавливается по фрагментам отложений, сохранившимся в поле гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Основу чехла террейна составляют карбонатные отложения (известняки и доломиты с фауной нижнего и среднего кембрия [7, 8]). Флишоидные отложения (терригенные, терригенно-карбонатные, терригенно-вулканогенные) играют роль базальных и подстилают карбонатные. Осадочно-вулканогенные породы представлены основными и средними вулканидами, ассоциирующимися с кремнисто-карбонатными и кремнисто-сланцевыми отложениями. В виде мелких линзовидных тел встречаются также и ультраосновные породы – дуниты и гарцбургиты, обычно серпентинизированные. Ранее нами был сделан вывод о формировании отложений террейна в пределах задугового бассейна Еравнинской островной дуги [9]. Сравнение с формационными рядами Горноалтайского сегмента отложений затруднено ввиду отсутствия в них формаций задугового бассейна поздней стадии развития островодужной системы, которой, вероятно, отвечают отложения Икатского террейна.

Попытка применения формационного анализа осадочных отложений для идентификации геодинамических обстановок, в данном случае островодужных, подтверждает его информационную значимость, дополняет выводы, сделанные на основе изучения магматических комплексов, и свидетельствует о больших возможностях его использования в террейновом анализе.

- [1] *Слюдянский кристаллический комплекс* / Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, В.Н. Вишняков, Е.А. Некрасова. – Новосибирск: Наука, 1981. – 196 с.
- [2] *Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.* Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 141–155.
- [3] *Куклей Л.Н.* Докембрий Западного Прибайкалья. – М.: ИФЗ АН СССР, 1985. – 186 с.
- [4] *Коржнев В.Н.* Осадочные формации – индикаторы палеогеодинамических обстановок (на примере горноалтайского сегмента рифей-палеозойского Палеоазиатского океана // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308, № 5. – С. 54–57.
- [5] *Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов. – Новосибирск: Наука, 1991. – 143 с.
- [6] *Беличенко В.Г.* Нижний палеозой Западного Забайкалья. – М.: Наука, 1969. – 206 с.
- [7] *Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 134 с.
- [8] *Бутов Ю.П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. – Улан-Удэ: ГИН БурНЦ, 1996. – 151 с.
- [9] *Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г.* Баргузинский микроконтинент: к проблеме выделения // Геология и геофизика. – 2006. –Т. 47, № 10. – С. 1049–1060.

РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*А.С. Гладков**, *Т.Р. Вафин***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkov@crust.irk.ru

** Мирный, Ботуобинская ГРЭ, АК «АЛРОСА» ЗАО,

В геологической истории Сибирской платформы одними из значимых этапов являются эпохи кимберлитового магматизма. К настоящему времени хорошо изучены особенности пространственной локализации кимберлитовых районов (полей, кустов, трубок), а также их возрастные характеристики и особенности вещественного состава [1]. Однако до сих пор нет единой точки зрения относительно того, с какими именно тектоническими структурами связаны кимберлиты и в какой обстановке происходило их внедрение. Между тем решение этих вопросов имеет определяющее значение для сопоставления особенностей протекания тектонического и магматического процессов с таковыми, происходившими в пределах сопредельных с платформой складчатых поясов (и прежде всего Центрально-Азиатского), и проведения соответствующих геодинамических реконструкций.

Результаты тектонофизических исследований, выполненных на территориях основных алмазоносных районов (Мало-Ботуобинском, Далдыно-Алакитском и Средне-Мархинском), свидетельствуют, что определяющую роль в размещении кимберлитовых тел на уровне фундамента платформы играют разломы ортогональной (по отношению к странам света) ориентировки, а также узлы их пересечения. Для территории Сибирской платформы разломные зоны данных направлений являются наиболее древними и долгоживущими [2]. В частности, к их числу относятся наиболее протяженные линеаменты платформы – Байкало-Таймырский, Транссибирский, линеамент 114–118° и др. [3].

Показано, что становление и развитие кимберлитовых полей (кустов и тел) среднепалеозойского возраста связано со знакопеременными сдвиговыми движениями по ортогональным разломам фундамента. Изменение направления сдвиговых смещений на протяжении этого временного отрезка было обусловлено сменой ориентировок главных нормальных напряжений сжатия с северо-восточного на северо-западное, а растяжения, соответственно, с северо-западного на северо-восточное. Результаты физического моделирования, выполненные на двухслойных моделях («фундамент»–«чехол»), подтверждают, что установленное по результатам полевых исследований строение разрывной сети в верхних слоях платформенного чехла сформировалось при сдвиговых движениях по ортогональным разломам в фундаменте, причем возникающие при этом структуры растяжения (к которым в природе приурочены кимберлитовые тела и поля) и сжатия второго порядка характеризуются северо-восточной и/или северо-западной (в зависимости от кинематики сдвига) ориентировкой. Особо стоит отметить тот факт, что в узлах разломов в результате синхронных сдвиговых движений образуются изометричные структуры выдавливания (поднятия) или прогибания (в зависимости от порядка движения штампов в том или ином направлении), что может отвечать некоторым особенностям, характерным для строения природных кимберлитовых полей (кустов), например приуроченности их к приподнятому блоку фундамента или куполовидной структуре в осадочном чехле [4].

Конец палеозоя был отмечен изменением ориентировок осей главных нормальных напряжений, определявших активизацию разломной сети Сибирской платформы. На протяжении этого отрезка и в последующее мезозойское время они имели субширотное и субмеридиональное направления. Нами предполагается чередование этапов, характеризующихся меридиональной ориентировкой оси сжатия и широтной – оси растяжения, с этапами когда указанные оси менялись местами (меридиональное растяжение – широтное сжатие). При этом ортогональные разломы, ориентированные субперпендикулярно или субпараллельно к направлениям действующих сил, оказываются попеременно в условиях сжатия и/или раскрытия. С последними из них и связаны внедрения кимберлитов мезозойского возраста. Тот факт, что группа мезозойских полей в верхнем течении р. Анабар образует меридиональную цепочку, может свидетельствовать о приуроченности их к разломной структуре данного направления. Это позволяет уя-

зять их становление с одним из этапов, характеризующихся меридиональной ориентировкой оси сжатия и широтной – растяжения.

Проведенные исследования позволили нам впервые охарактеризовать особенности строения разрывных сетей на различных структурных этажах Сибирской платформы как единой взаимосвязанной системы и увязать этапы формирования кимберлитовых тел с этапами становления и активизации разрывной структуры платформенного чехла. Полученные результаты позволяют сделать вывод об определяющей роли разломных зон субширотной и субмеридиональной ориентировки в структурном контроле кимберлитового магматизма на Сибирской платформе. Однако направления структур второго и более высокого порядков в их пределах, с которыми и связаны конкретные кимберлитовые поля (кусты и тела), заметно различаются в зависимости от положения осей главных нормальных напряжений, действовавших в различные эпохи внедрения кимберлитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке АК “АЛРОСА” (ЗАО).

- [1] Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: ОАО «Изд-во Недра», 1998. – 555 с.
- [2] Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1974. – 97 с.
- [3] Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Северно-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура // Тихоокеанская геология. – 2005. – Т. 24, № 6. – С. 3–15.
- [4] Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. – 371 с.

«РИФЕЙСКИЙ ПАРАДОКС» И ПРОБЛЕМА ТРАНСПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА (ДАННЫЕ ПО ЮГУ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Д.П. Гладкочуб, Е.В. Скляр, Т.В. Донская, А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, *dima@crust.irk.ru*

В докембрийской истории южной части Сибирского кратона отчетливо фиксируется два пика тектоно-магматической активности. Первый пик (~1.9–1.8 млрд лет) отвечает стадии становления Сибирского кратона и палеопротерозойского суперконтинента Нуна (или Колумбия). Второй пик (~0.7 млрд лет) обусловлен развитием рифтогенных процессов, проявившихся в краевых областях кратона на стадии распада суперконтинента Родиния [1–3]. Интервал времени между двумя вышерассмотренными пиками до настоящего момента оставался практически «белым пятном» в истории развития южной части Сибирского кратона. Согласно традиционным взглядам (обзор в [4] и ссылки в этой работе), на протяжении этого периода в краевых областях кратона происходило практически непрерывное накопление осадочных толщ, сопровождавшееся вспышками вулканической и субвулканической активности. Однако возрастная позиция вулканитов и дайковых роев, способных косвенным образом свидетельствовать о возрасте вмещающих, подстилающих и перекрывающих осадочных отложений, до последнего времени оставалась неопределенной. С целью восполнения этого пробела коллективом авторов были выполнены исследования вулканитов и дайковых комплексов, возраст которых традиционно предполагался как отвечающий обозначенному выше «периоду неопределенности» (~1.9–0.7 млрд лет).

Проведенные исследования показали, что возраст вулканитов чайской свиты акитканской серии, субсинхронных осадконакоплению, составляет 1863 ± 9 млн лет, а продолжительность накопления вулканогенно-терригенного разреза свиты не превышает 10 млн лет [5]. Возрастная позиция габбро-диабазов чайского комплекса (1674 ± 29 млн лет) [2], прорывающих отложения окуньской свиты, позволила перевести эту толщу из рифейской части разреза в палеопротерозой. Возраст долеритов нерсинского комплекса Прибайкальского поднятия (787 ± 21 млн лет) [2] позволил ограничить нижний возрастной предел седиментации байкальской серии, поскольку нигде на территории Прибайкалья не отмечено случаев прорывания ее отложений дайками изученных габбро-диабазов. Результаты изотопного датирования вулканитов, относимых к разрезу хотской свиты рифея, подстилающей (как ранее считалось) байкальскую серию, свидетельствуют о раннепермском (274 ± 3 млн лет) [6] возрасте изученных пород, что позволяет изъять вулканиты из разреза рифея и рассматривать их в качестве самостоятельного комплекса. Синтез полученных датировок и их применение для определения возрастных ограничений докембрийских осадочных толщ Прибайкалья позволили выявить для региона глобальный по своей продолжительности перерыв (между ~1.7 и ~0.8 млрд лет) в проявлении эндогенной активности, а также отсутствие осадочных комплексов, отвечающих данному периоду геологической истории. На площади Присаянского поднятия аналогичный перерыв охватывает интервал времени около 1.1 млрд лет (между 1.85 и 0.75 млрд лет), а перерыв в осадконакоплении в отдельных разрезах (Бирюсинский и Шарьжалгайский блоки) даже превосходит эту оценку [7–11].

Синтез полученных результатов позволил обосновать необходимость коренного переосмысления сценария развития южной части Сибирского кратона в докембрии, а также акцентировать внимание на глобальном по своим масштабам перерыве в эндогенной активности и осадочных разрезах юга Сибирского кратона. Выявленный перерыв, охватывающий практически весь объем рифея, авторы предлагают рассматривать в качестве «рифейского парадокса».

Амагматичность, отсутствие свидетельств метаморфического преобразования пород и их вовлеченности в какие-либо тектонические процессы на протяжении длительного (~1.70–0.70 млрд лет) периода истории могут быть обусловлены нахождением южной части Сибирского кратона во внутренних областях коллажа нескольких древних кратонов (суперконтинента). Таким образом, полученные для юга Сибири данные могут свидетельствовать в пользу возможности существования на Земле транспротерозойского суперконтинента [12], т.е. фрагмента Нуны (Колумбии) (объединявшего Сибирь, Лаврентию и Гренландию), трансформировавшегося в

Родинию и распавшегося в позднем неопротерозое.

Практически полное отсутствие рифейских (доэдиакарских) осадочных толщ на юге Сибирского кратона может быть объяснено сносом обломочного материала с площади Присяянского и Прибайкальского поднятий на прилегающие шельфы, которые в последующем, на стадии распада Родинии и раскрытия Палеоазиатского океана, оказались отчлененными от кратона и в настоящее время не могут быть надежно идентифицированы. Подобное предположение подтверждается палеомагнитными реконструкциями, допускающими нахождение между южной частью Сибирского кратона и северной частью Лаврентии гипотетического террейна (Карская плита?) [3], отколовшегося от кратонов на стадии распада Родинии и унесшего с собой обломочный материал, поступавший на его поверхность со стороны Сибири и Лаврентии на протяжении большей части рифейского периода.

Исследования выполнены при поддержке интеграционных программ СО РАН (ОНЗ-10.1; ОНЗ 6.5), РФФИ (08-05-00245), грантов Президента РФ МД-242.2007.5 и НШ 3082.2008.5 и Минобрнауки РФ ВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы» № РНП.2.2.1.1.7334.

- [1] Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T. et al. Siberian craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*. – 2006. – V. 29, № 3. – P. 169–174.
- [2] Gladkochub Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Петрологические индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона, предшествующие раскрытию Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 22–41.
- [3] Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V. et al. Proterozoic Siberia: a giant promontory of Rodinia // *Precambrian Research*. – 2008. – V. 160. – P. 66–76.
- [4] Дольник Т.А., Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. и др. Стратиграфическое и палеонтологическое обоснование легенд для геологического картирования в масштабе 1:50000 в Восточной Сибири. – Иркутск: СНИИГиМС, 1987. – 99 с.
- [5] Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибикина Е.В. и др. Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // *Геология и геофизика*. – 2007. – Т. 48, № 9. – С. 916–920.
- [6] Gladkochub Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Проблема возраста и природы вулканитов, традиционно относимых к основанию рифейской окраины Сибирского кратона (Западное Прибайкалье) // *Геология и геофизика*. – 2008. – Т. 49, № 10 (в печати).
- [7] Gladkochub Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Урикско-Ийский грабен Присяянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // *ДАН*. – 2002. – Т. 386, № 1. – С. 72–77.
- [8] Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. et al. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (Southern Siberian craton) // *Precambrian Research*. – 2003. – V. 122. – P. 359–376.
- [9] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Donskaya T.V. et al. Mafic intrusions in Southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precambrian Research*. – 2006. – V. 147. – P. 260–278.
- [10] Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research*. – 2005. – V. 136. – P. 353–368.
- [11] Gladkochub Д.П., Скляр Е.В., Донская Т.В. и др. Период глобальной неопределенности (белое пятно) в докембрийской истории юга Сибирского кратона и проблема транспротерозойского суперконтинента // *ДАН*. – 2008. – Т. 421, № 2 (в печати).
- [12] Gladkochub D., Sklyarov E., Donskaya T. et al. The Siberian craton and its evolution in Rodinia // *32nd Int. Geol. Congr.* – 2004. Abs. vol., pt. 2. – P. 869.

ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ПРИСТАНОВОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

*В.А. Глебовицкий, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, А.М. Ларин,
С.Д. Великославинский, И.С. Седова*

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

В работе систематизированы полученные к настоящему времени данные о возрасте и условиях формирования гранулитовых комплексов западной части Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО) (Ларбинский и Дамбукинский блоки) и сопредельной территории Пристанового пояса (Курультинский, Зверевский и Сутамский блоки). В истории геологического развития западной части ДССО устанавливается по крайней мере три раннедокембрийских эпизода высокоградного гранулитового метаморфизма с возрастом 2.83–2.85, 2.60–2.65 и 1.88–1.90 млрд лет. В пределах Пристанового пояса можно выделить пять метаморфических событий, условия которых отвечали гранулитовой фации. С первым из этих событий связан ранний гранулитовый метаморфизм, мигматизация и внедрение чарнокитов с возрастом 2813 ± 1 млн лет в пределах Курультинского блока. Второму тектоническому событию отвечают структурно-метаморфические преобразования чарнокитов в условиях гранулитовой фации и образование в них циркона с возрастом 2708 ± 7 млн лет. В течение третьего тектонического события произошло становление интрузий эндербитов джелуйского (2627 ± 16 млн лет) и чарнокитов алтуальского (2614 ± 7 млн лет) комплекса. Практически сразу после этого события последовало внедрение интрузий каларского анортозит-чарнокитового комплекса (2623 ± 23 млн лет). С четвертым событием связан первый эпизод раннепротерозойского метаморфизма гранулитовой фации, проявленный в породах сутамской толщи одноименного тектонического блока, который, по-видимому, обусловлен столкновением Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и пассивной окраины Учурской континентальной микроплиты. И, наконец, пятому метаморфическому событию отвечают структурно-метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации, наложенные на породы каларского комплекса (Курультинский блок), а также проявления высокобарного метаморфизма в Зверевском и Сутамском блоках (1935 ± 35 млн лет).

Были предприняты специальные исследования сопряженных во времени с высокоградным метаморфизмом процессов гранитизации и мигматитообразования, проявленных в глубоких сечениях Джугджуро-Становой складчатой области в пределах Эльгаканского блока и в Пристановом поясе. Кристаллические сланцы эльгаканской серии в результате объемного замещения были превращены в плагигранито- и гранитогнейсы и затем преобразованы в комплекс полимигматитов с последовательно развивающимися лейкосомами, отражающими эпизоды анатектического и диатектического парциального плавления протолита раннего цикла метаморфизма. После формирования покровно-надвиговой структуры позднего этапа тектонической эволюции возникла новая генерация гранитных лейкосом, а затем по зонам сдвиговых деформаций формировались тоналито- и ветвистые диатектические мигматиты. При этом как кристаллические сланцы протолита, так и продукты замещения несколько обогащены щелочами, а особенно калием, вплоть до формирования шошонитовых серий. По данным анализов пород (ICP MS) установлены различия в направленности и степени обогащения/обеднения малыми элементами в сериях гранитообразования, особенности корреляционных зависимостей и состава рассматриваемых групп пород. Так, при объемном замещении кристаллических сланцев происходит обогащение Rb, Sr, Ba, LREE, Th, Zr, Hf и обеднение Nb, Ta, U, HREE относительно протолита. Ранние лейкосомы мигматитов обедняются всеми указанными элементами, кроме LIL. Это связывается с инфильтрационной гранитизацией при объемном замещении и парциальным плавлением при развитии лейкосом жильной формы с последующей мобилизацией расплавов вместе с реститами. Разнонаправленное поведение LREE и элементов LIL не-

обычно для анатектических процессов и не может быть смоделировано как равновесным, так и неравновесным плавлением. Предполагается, что акцессорные минералы (циркон, апатит, сфен, алланит) не участвовали в плавлении, будучи бронированными тугоплавкими минералами, и вместе с тем допускается привнос Rb, Cs, Ba.

С помощью SRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ были исследованы четыре типа (генерации) циркона гранитогнейсов. Для I типа (ритмично-зональные ядра) определен возраст 2960 и 3010 млн лет, соотношенный с возрастом изверженного (преимущественно вулканогенного) протолита; для II–III типов – 2703 млн лет, соответствующий высокотемпературному метаморфизму и гранитизации в условиях амфиболитовой фации, которые коррелируются с гранулитовым метаморфизмом и ультраметаморфизмом, проявленным на всей территории ДССО; для IV типа – 1915 млн лет, возможно, соответствующий метаморфизму и анатектической мигматизации, широко проявленным на обширных территориях Восточной Сибири и связанным с коллизией Становой плиты и края Сибирского кратона. От I к IV типу в цирконах установлено уменьшение REE, U Th, а также Th/U отношения, исключая III тип, в котором отношения Th/U возрастают до значений > 1 . Цирконы из лейкосом молодых мигматитов имеют конкордантный возраст 139 млн лет, сопоставимый с возрастом позднестановых гранитов и мигматитов станового комплекса. Конкордантный возраст цирконов из наиболее поздних мигматитов – 127–130 млн лет. Th/U отношения в них возрастают и становятся в ряде зерен > 1 в отличие от более низких (< 1) их значений в ядрах, что может свидетельствовать о появлении расплава в этом процессе. Датирование мигматитов из Пристанового пояса дает вполне сопоставимые результаты. Древние мигматиты имеют возраст, близкий к 2700 млн лет, в то время как последние лейкосомы дают конкордантные значения в интервале 138–127 млн лет.

Позднеархейские метаморфические события, скорее всего, связаны с амальгамацией и последующей коллизией террейнов, ныне представляющих собой позднеархейское гранулитовое основание Джугджуро-Становой складчатой области, с Олекмо-Алданской континентальной микроплитой. В раннем протерозое тектонические структуры Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области были разделены океанской структурой. Закрытие этой океанской структуры и коллизия Алданской и Становой континентальных микроплит также сопровождалась проявлениями метаморфизма гранулитовой фации и привели к формированию Пристанового пояса или Пристановой сутурной зоны. Этот коллизионный шов продолжал функционировать и в фанерозое (от нижней юры до нижнего мела), что выразилось в развитии мощных зон сдвиговых деформаций и зеленосланцевого диафтореза, а в южной части Пристанового пояса – появлении высокотемпературных процессов, включающих проявление парциального плавления.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 07-05-00627, 08-05-00668), Минпромнауки (НШ-3533-2008-05) и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и «Изотопные системы и изотопное фракционирования в природных процессах».

ИСТОРИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕКТОРА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

*И.В. Гордиенко, А.Н. Булгатов, В.С. Климук, О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских,
Н.И. Ласточкин, В.С. Ситникова, Т.А. Ветлужских*

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bscnet.ru

В результате проведенных в последние годы детальных исследований в пределах Западного Забайкалья выделена и изучена Удино-Витимская островодужная система (УВОС), сформировавшаяся в зоне активного взаимодействия Сибирского кратона (континента) и Палеоазиатского океана [1]. В истории геодинамического развития УВОС выделяется три временных этапа: 1) средне-верхнерифейский, или байкальский, этап, характеризующийся формированием островодужно-океанического фундамента УВОС; 2) венд-нижнепалеозойский, или каледонский, этап, связанный с формированием главных структур островной дуги, островодужного и аккреционно-коллизийного магматизма и осадконакопления в преддуговых и задуговых прогибах; 3) средне-верхнепалеозойский, или герцинский, этап, характеризующийся денудацией (разрушением) структур УВОС и формированием наложенных остаточных прогибов, вулканотектонических структур и внутриплитных гранитоидов. Ввиду ограниченности объема тезисов рассмотрим кратко выделенные этапы:

1. В развитии региона в среднем–позднем рифее много еще неясного и противоречивого. Как известно, в это время (1035–720 млн лет назад) в результате распада суперконтинента Родиния образовался Палеоазиатский океан. В Западном Забайкалье в этот период в фундаменте УВОС активно формировались Баргузино-Витимский и Онон-Кулиндинский океанические бассейны и сопряженные с ними Келянская, Метешихинская и Катаевская островодужные системы. В пределах Баргузино-Витимского океанического бассейна распространены средне-позднерифейские сложнодислоцированные осадочно-метаморфические толщи, выделяемые в составе Баргузинского и Верхневитимского (Икатского) турбидитовых террейнов [2]. Среди осадочно-вулканогенных толщ этих террейнов повсеместно встречаются глубоководные кремнистые отложения и офиолиты, сложенные серпентинитами, метабазальтами типа N и E-MORB, указывающие на спрединговую природу Баргузино-Витимского бассейна. Кроме того, в метаморфических толщах обнаружены многочисленные силлы метабазитов океанической природы. Возраст офиолитов в преддуговом Усой-Точерском прогибе составляет 971 млн лет [3]. Почти повсеместно в фундаменте УВОС встречаются фрагменты Келянского островодужного террейна, которые представлены вулканитами известково-щелочной серии с возрастом 837 млн лет, а также габбро и плагиогранитами с возрастом 908 млн лет [4]. Со стороны Восточного Забайкалья в фундаменте УВОС присутствуют фрагменты Катаевской островодужной системы и Онон-Кулиндинского океанического бассейна. Следует отметить, что океаническая кора Келянской и Катаевской островодужных систем к концу рифея субдуцировала под Муйско-Становой кратонный террейн, который к началу венда сочленился с Сибирским кратоном и в дальнейшем развивался совместно в виде пассивной континентальной окраины. Таким образом, к концу позднего рифея (630–610 млн лет) завершилось формирование островных дуг, преддуговых, междуговых и задуговых бассейнов, микроконтинентов и приращение их к окраине Сибирского кратона, в результате чего образовался Саяно-Байкальский складчатый пояс байкалид, которые в венде вновь были вовлечены в конвергентно-дивергентные процессы в связи с активным формированием островодужных систем в зоне сближенного развития Сибирского кратона и Палеоазиатского океана. Одной из таких крупных систем в Забайкалье была УВОС, которая сформировалась на вышеописанном фундаменте байкалид.

2. Венд-раннепалеозойская Удино-Витимская островодужная система по палеомагнитным данным в начале кембрия имела (в древних координатах) субмеридиональную ориентировку и располагалась в приэкваториальной области 5–10° с.ш [5]. По крупной правосторонней сдвиговой зоне она граничила с Джидинской островодужной системой, однако в отличие от последней имела обратную полярность и субдуцировала под Муйско-Становой микроконтинент. Сис-

тема включала преддуговой осадочный бассейн, аккреционную призму с глубоководным желобом и собственно вулканическую дугу. В настоящее время сохранился только ряд фрагментов островодужной системы, которые образуют разного размера ксенолиты (провесы кровли) нижнепалеозойских осадочно-вулканогенных и субвулканических пород среди обширных полей верхнепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Выделяются следующие наиболее крупные (более 100 км²) фрагменты, или «ксенолиты», Удино-Витимской островодужной системы (с востока на запад): Еравнинский, Олдындинский, Кыджимитский, Мэлдэлгенский, Ямбуйский, Абагинский. В пределах наиболее крупного *Еравнинского* островодужного «ксенолита» общая площадь, занимаемая раннепалеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, составляет около 200 км². В последние годы было установлено, что основу Еравнинского островодужного структурно-вещественного комплекса составляют мощные шлейфы вулканокластитов и лав среднего, кислого и смешанного состава. Шлейфы вулканокластитов четко расчленяются на две зоны вулканизма и седиментации: ближнюю (проксимальную), сложенную в основном псефитовыми и смешанными псефито-псаммитовыми тефротурбидитами и лавами среднего состава, и дальнюю (дистальную), сложенную сериями мелких конусов средних, кислых и смешанных тефротурбидитов, терригенно-вулканогенными отложениями с рядом небольших рифовых карбонатных построек с археоциатами и трилобитами нижнего кембрия. Обе зоны тесно связаны между собой латеральными переходами. Геохимические и минералогические особенности исследованных вулканитов позволяют сделать вывод о том, что их формирование происходило в условиях зрелой островной дуги, современным аналогом которой является Курило-Камчатская островодужная система [6]. Другой крупной структурой УВОС является *Олдындинская* вулcano-тектоническая структура (ВТС), расположенная на правом берегу среднего течения р. Кыджимит, правого притока верховьев р. Витим. Эта структура, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями с линзами рифогенных известняков, содержащих фауну археоциат, является стратотипом олдындинской свиты нижнего кембрия. Вулканогенные породы, слагающие Олдындинскую ВТС, распространены на площади около 100 км². Они сложены в основном лавами и туфами базальтов и андезитов (50 %), а также лавами, игнимбритоподобными кластолавами, агломератовыми туфами и туфобрекчиями риолитов и дацитов (40 %). Реже встречаются линзы туффитов, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, известняков и кремнистых пород. Общая видимая мощность вулканогенных пород составляет свыше 2000 м. Вулканическая деятельность началась с формирования вулканических построек центрального типа, где происходил интенсивный выброс кислой пирокластики с редким излиянием риолит-дацитовых лав. В последующем с одновременным формированием кислых вулканитов происходило извержение базальтов, андезитов и их туфов, которые к концу вулканического процесса начали преобладать. Извержения происходили в субаэральной и мелководной морской обстановке в условиях теплого климата, что способствовало формированию небольших рифовых построек, сложенных органогенными известняками с археоциатами и водорослями нижнего кембрия.

По распределению РЗЭ изученная известково-щелочная серия Олдындинской ВТС является составной частью Удино-Витимской островодужной системы нижнего палеозоя Западного Забайкалья и по составу близка к вулканитам Курило-Камчатской островной дуги. Аналогичное или близкое строение и состав имеют другие изученные нами венд-раннепалеозойские вулcano-тектонические структуры УВОС: Абагинская, Кыджимитская, Мылдылгенская и другие.

Во фронтальной части Удино-Витимской островодужной системы сформировался Забайкальский междуговой спрединговый океанический бассейн. Южной (в древних координатах) границей этого бассейна служила область шельфа и континентального склона пассивной континентальной окраины Сибирского кратона, которая, в свою очередь, граничила с ранее сформированным Байкало-Патомским складчато-надвиговым поясом. Отложения шельфа и континентального склона в целом сходны с синхронными отложениями Сибирской платформы, отличаясь от них на порядок большей мощностью. В пределах океанического бассейна они слагают отдельные изолированные прогибы и сохранившиеся от эрозии останцы, по-видимому, единого с чехлом платформы осадочного покрова. В пользу этого вывода свидетельствует сходство кембрийской фауны с фауной Сибирской платформы. В центральной части океанического бассейна, вдоль намеченной нами спрединговой зоны, наблюдаются отдельные выходы базит-гипербазитовых тел (Абагинский, Зумбуруки, Оланский и другие более мелкие тела) и

глубоководных кремнистых (гемипелагических) отложений. Это в свое время послужило нам основанием для выделения Абагинского океанического террейна [7]. В настоящее время из этой зоны датированы (545 млн лет) породы Шаманского габбро-диорит-плагиогранитного массива [4]. В ассоциации с ними обнаружены базальты, андезиты, габбро-диабазы с линзами серпентинитов, структурная и возрастная принадлежность которых остается пока невыясненной. Необходимо отметить, что в пределах северо-западной части Забайкальского спредингового бассейна и коллажа террейнов Приольхонья и Восточного Прибайкалья всюду наблюдаются фрагменты островных дуг, океанических островов, базальтов MOR, глубоководных осадков. Все это говорит о том, что на раннекаледонском этапе развития Забайкалья, по-видимому, существовала целая система эшелонированных островных дуг, преддуговых и задуговых бассейнов различной зрелости. В позднекаледонский этап (в конце кембрия, ордовике и силуре) вся эта система островных дуг и связанных с ними краевых морских бассейнов была охвачена аккреционно-коллизийными процессами, которые привели к формированию ареалов зонального метаморфизма, массивов гранитоидов и протяженных сдвиговых зон.

3. Средний–верхний палеозой является завершающим этапом в длительном процессе становления УВОС. В последние годы были получены новые палеонтологические и геохронологические материалы по возрасту и составу осадочных и осадочно-вулканогенных пород в пределах УВОС, что позволяет в значительной степени скорректировать историю геологического развития этого района Западного Забайкалья в палеозое [8, 9]. В частности, было установлено, что, кроме верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных толщ, в пределах Удино-Витимской зоны палеозой широко распространены близкоодновременные гранитоиды различных генетических типов. Большинство из них образовалось в позднепалеозойский этап развития территории в связи с формированием трансрегионального Селенгино-Витимского (Монголо-Забайкальского) вулканоплутонического пояса, в том числе в связи со становлением Ангаро-Витимского батолита [1, 10, 11].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ и СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» (проекты 7.10.1, 7.10.2) и РФФИ (проекты 05-05-64035, 08-05-00290).

- [1] *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозой складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [2] *Булгатов А.Н., Доронина Н.А., Ласточкин Н.И.* Рифейские комплексы фундамента Удино-Витимской раннекаледонской зоны (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 44–47.
- [3] *Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г. и др.* U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское плоскогорье, Забайкалье) // ДАН. – 2007. – Т. 412, № 5. – С. 661–664.
- [4] *Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е.* Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 2. – С. 225–228.
- [5] *Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э.* Предварительные палеомагнитные данные по вулканогенно-осадочным сериям Еравнинского террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 16–19.
- [6] *Гордиенко И.В., Климук В.С., Филимонов А.В.* Вулканизм Удино-Витимской островодужной системы (Западное Забайкалье) // Материалы Международного полевого Курило-Камчатского семинара «Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма». – Петропавловск-Камчатский: Изд-во «ОТТИСКИ», 2005. – С. 257–265.
- [7] *Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15, № 4. – С. 3–15.
- [8] *Минина О.Р., Филимонов А.В., Савченко А.А., Катюха Ю.П.* Средний-верхний палеозой Западного Забайкалья: проблемы выделения и биостратиграфии // Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии: Труды VII Международного симпозиума. – Чита: Изд-во ЗабГПУ, 2007. – С. 45–48.
- [9] *Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Ситникова В.С.* Новые данные по составу и возрасту осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 154–158.

- [10] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки формирования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1305–1320.
- [11] Гордиенко И.В., Климук В.С., Посохов В.Ф. Карбонный вулканизм Витимского плоскогорья, Забайкалье: состав, Rb-Sr возраст, геодинамические условия формирования // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург: Изд-во Института геологии и геохимии УрО РАН, 2003. – С. 72–78.

ОКЕАНИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ ХАРАГОЛЬСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОЗОИД ЗАПАДНОГО ХЭНТЭЯ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

*И.В. Гордиенко***, *А.Я. Медведев**, *М.А. Горнова**, *Н.И. Ласточкин***,
*Т.А. Ветлужских***, *В.А. Беляев**

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, amedv@igc.irk.ru

**Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bsc.buryatia.ru

На Карте геологических формаций МНР [1] в пределах западной части Хэнтэйского синклинория выделяется крупная полоса позднерифейско-раннекембрийских и силурийских магматических и осадочно-метаморфических комплексов, в пределах которых отмечаются фрагменты океанической коры (серпентиниты, габброиды, метабазалты, кремнистые отложения). В западной части Северной Монголии подобные образования входят в состав Джидинской островодужной системы Палеоазиатского океана [2]. В пределах Хэнтэйского синклинория подобные комплексы до последнего времени оставались слабоизученными. Начиная с 2005 г. нами была детально исследована субмеридиональная полоса палеозойских вулканитов и ассоциирующих с ними габброидов в бассейне р. Хараа-гол, протяженностью более 75 км. В результате была выделена и изучена Харагольская зона палеозоид.

Харагольская зона палеозоид Северной Монголии входит в состав северо-западной части крупного Хэнтэйского синклинория, тектонические структуры которого уходят на территорию Центрального Забайкалья, где слагают Даурский прогиб. В составе Хэнтэйского синклинория выделяются три мощных серии осадочно-метаморфических пород. Наиболее ранняя, мандальская, серия слагается метаморфизованными терригенными и карбонатными породами. Вторая, харинская, серия осадочно-вулканогенных пород, состоит из двух частей – наиболее ранней кремнисто-терригенно-вулканогенной толщи с метабазалтами в основании (средний ордовик) и более поздней флишоидной толщи нижнего силура. Эти нижнепалеозойские образования перекрываются мощной хэнтэйской серией слабометаморфизованных осадочно-вулканогенных пород среднего–верхнего палеозоя [3].

Литология этой толщи, в том числе вулканитов, изучалась Т.А. Вознесенской, которая, на наш взгляд, неверно сопоставляет ее с офиолитами Баянхонгорской зоны палеозоид Западной Монголии [4]. В пределах харагольской зоны палеозоид нами подробно изучена метабазальтовая толща и ассоциирующие с ней тела метагаббро и метагаббро-долеритов низов харинской серии нижнего палеозоя. Установлено присутствие, по крайней мере, трех типов магматических пород: вулканитов покровов, подушечных лав и габброидов. Присутствие подушечных лав и гиалокластитов указывает на то, что часть вулканитов изливалась в подводных условиях. Все породы испытали метаморфизм зеленокаменной стадии, поэтому в настоящее время они представлены зелеными сланцами и метагаббро.

Видимая мощность тел габброидов достигает 200 м. Площадь отдельных массивов составляет 2–3 км². Метагаббро и метагаббро-долериты представляют собой породы серо-зеленого до черного цвета различной крупности кристаллов – от мелко- до крупнозернистых. Структура в большинстве образцов габбровая, в габбро-долеритах – офитовая. Пироксены замещаются зеленой роговой обманкой и (или) эпидотом и хлоритом, только в редких случаях в центре зерен остаются неизменные фрагменты. Плаггиоклазы большей частью пелитизированны, только в отдельных случаях наблюдаются двойники. В некоторых образцах наблюдается альбитизация и, как следствие, появление карбоната. Вулканиты метаморфизованы в большей степени, чем габброиды. Все исследованные породы представлены как афировыми, так и порфиоровыми разновидностями. Как правило, вкрапленники пироксена замещаются зеленой роговой обманкой, тремолит-актинолитом и хлоритом. В некоторых образцах в центральной части зерен сохраняются реликты пироксена. Плаггиоклазы пелитизированы, часто альбитизированы и замещены цоизит-эпидотовым агрегатом, что и обуславливает зеленый цвет пород. Не наблюдается значимой разницы между подушечными и массивными лавами. Вулканиты представлены серией от базальта до андезибазальта, при этом большая часть образцов – базальты.

По своим петрохимическим характеристикам метагабброиды относятся к породам нор-

мального ряда, а вулканиты – в равной мере как к нормальной, так и к субщелочной серии. Содержание редких земель, а также Hf, Ta, Th и U меняется незначительно и связано, по всей вероятности, со степенью дифференциации расплавов. Так, для вулканитов, которые малодифференцированы, содержание наиболее подвижных элементов, таких, как La и Ce, меняется от 10 до 18 г/т. Для более дифференцированных габброидов разброс значений больше в связи с большей степенью дифференцированности. По всей видимости, вулканиты комагматичны с габброидами.

Спектр распределения редкоземельных элементов изученных пород, нормированных по примитивной мантии, несмотря на достаточно широкий интервал абсолютных содержаний, подобен распределению в E-MORB (обогащение легкими редкими землями относительно нефракционированных средних и тяжелых). Следует отметить, что содержание редких земель находится в обратной зависимости от содержания MgO, что как раз и отражает степень дифференциации.

Проведенный редкоэлементный анализ показывает, что протолитом основных пород харинской серии мог быть субстрат, формировавшийся в срединно-океаническом хребте.

Наше исследование показало, что как эффузивные, так и интрузивные породы харинской серии достаточно «монотонны» и близки между собой по химическому составу. Это может служить основанием для вывода о том, что они произошли из одного субстрата. Приведенные данные не противоречат предположению об образовании исследованных пород серии в условиях срединно-океанического хребта, более конкретно – из обогащенного источника типа E-MORB. Присутствие среди кремнисто-терригенной толщи алевропелитов, алевролитов, карбонатных пород, а также силицитов (кварцитов) еще раз подчеркивает образование толщи в глубоководных условиях. По всей вероятности, накопление осадочной толщи происходило в пределах узких рифтогенных структур или между континентальными выступами. Магматизм приурочен к зонам растяжения, которыми могли являться как срединно-океанические хребты, так и структуры типа грабен-рифтов Красного моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00290) и интеграционных проектов ОНЗ 7.10.1, 7.10.2, 6.17.

[1] Карта геологических формаций МНР. 1989.

[2] Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1 – С. 120–140.

[3] *Tomurtoogo O.* Tectonics and structural evolution of Mongolia // SEG-IAGOD Fieldtrip, 14–16 Aug. 2005, 8th Brinial SGA Meeting IAGOD Guidebook series 11. – London, 2005. – P. 5–12.

[4] *Вознесенская Т.А.* Природа каледонского бассейна Хэнтея (Монголия) // Литология и полезные ископаемые. – 1998. – № 4. – С. 413–424.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАБАЗИТОВ В ТОНАЛИТОВЫХ «СЕРЫХ ГНЕЙСАХ» БАЙДАРИКСКОГО БЛОКА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ): ДОКАЗАТЕЛЬСТВО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЕ ПЛАТО – ОСТРОВНАЯ ДУГА

М.А. Горнова, В.А. Беляев, А.Я. Медведев

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, belyaev@igc.irk.ru

В составе Центрально-Азиатского складчатого пояса присутствует Байдарикский блок Дзабханского микроконтинента. Байдарагинский кристаллический комплекс Байдарикского блока сложен тоналит-трондьемитовыми «серыми гнейсами» с реликтами metabазитов. Формирование тоналит-трондьемитов байдарагинского комплекса происходило ~2.65 млрд лет назад [1]. Тела metabазитов имеют форму будин, линз размером до первых десятков метров и обтекаются гнейсовидностью, что позволяет предполагать их дометаморфическое происхождение. Metабазиты представлены тальк-амфиболовыми и пироксен-роговообманковыми ($Hb \pm Crx \pm Orx + Pl$) кристаллосланцами.

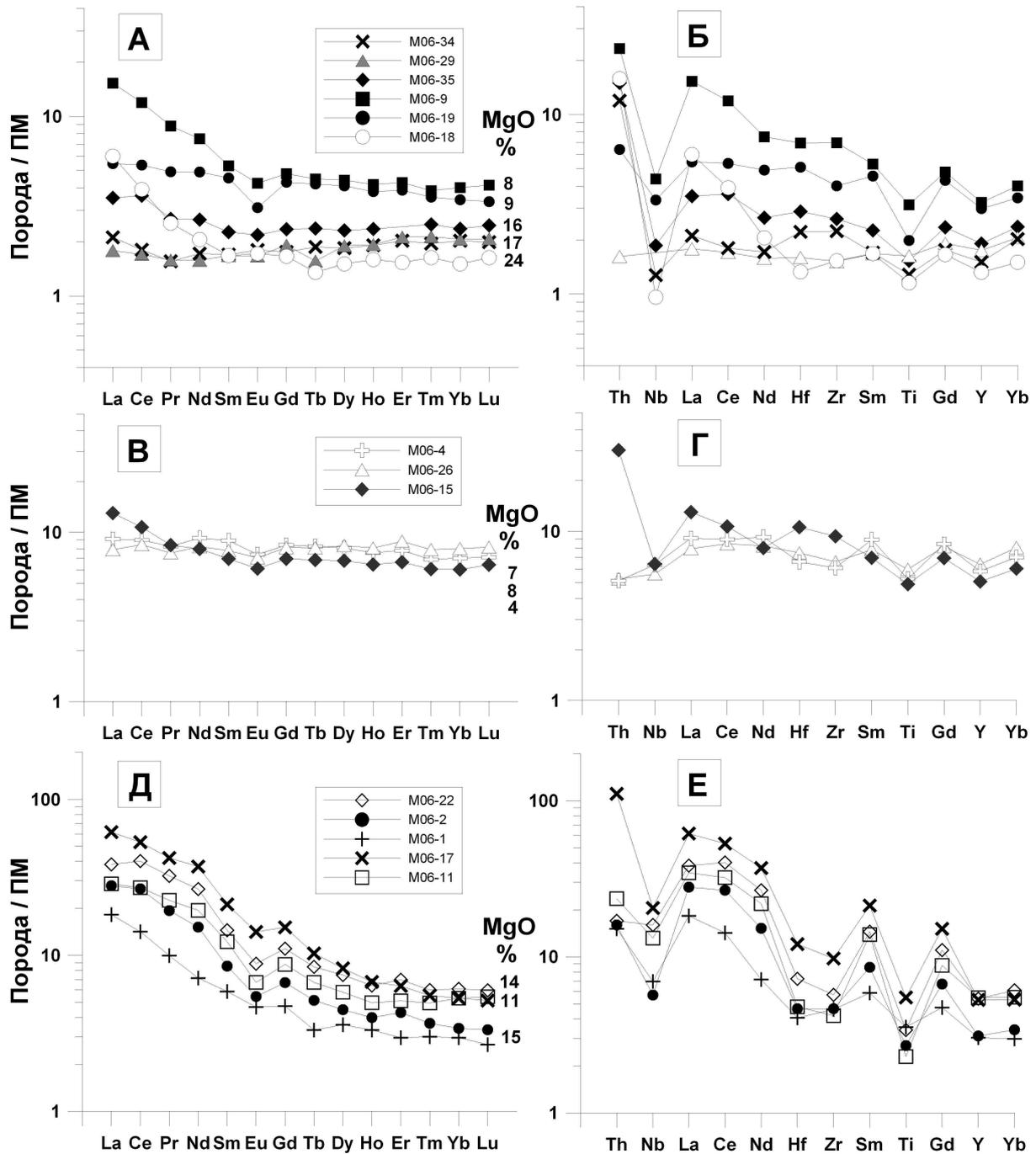
Для реставрации первичной природы метаморфических пород байдарагинского комплекса были использованы диаграммы в координатах $SiO_2 - CaO + TiO_2 + \Sigma Fe_2O_3 - Al_2O_3$ и $SiO_2 - Al_2O_3 / SiO_2$ [2, 3]. На них точки составов metabазитов тяготеют к магматическому тренду в области основных–ультраосновных пород, а составы вмещающих тоналитовых гнейсов – к кислым и средним породам и находятся вне полей граувакк, песчаников, метапелитов и тренда терригенного осадконакопления. Это позволяет сделать вывод о первично-магматической природе как основных кристаллосланцев, так и тоналитовых серых гнейсов байдарагинского комплекса.

Три различные, вероятно эффузивные, серии пород установлены среди рассматриваемых кристаллосланцев.

Al-недеплетированные коматииты и коматиитовые базальты I серии. Наиболее магнезиальные породы этой группы представлены тальк-амфиболовыми, остальные – пироксен-амфиболовыми кристаллосланцами. Они имеют содержания $MgO \sim 24-8$ вес.%, $Al_2O_3 \sim 6.0-16.8$ вес.%, $Cr \sim 2240-220$ ppm, $Ni \sim 951-140$ ppm. Отношение Al_2O_3 / TiO_2 (18–29) близко к хондритовому значению, в то время как отношение Ti/Zr – более низкое, а Zr/Y – более высокое. Распределение редкоземельных элементов (рисунок, А) характеризуется недифференцированным видом для M-HREE и обогащением LREE, не коррелирующим с содержанием HREE. Нормированные значения REE в наиболее магнезиальных породах составляют ~2 уровня примитивной мантии, с уменьшением концентрации MgO в породах происходит закономерное увеличение концентрации средних–тяжелых редких земель. На спайдердиаграмме (рисунок, Б) наблюдаются отчетливые минимумы ниобия (причем $Th/Nb_{pm} > La/Nb_{pm}$), титана, в некоторых образцах – небольшие положительные аномалии Zr, Hf. Все эти особенности согласуются с контаминацией первичных коматиитов коровым материалом. Следует отметить, что отношения La/Sm , Nb/La , Ti/Ti^* не коррелируют с содержанием MgO в породах. Наименее измененный образец (МО6-29) имеет первичные геохимические характеристики, позволяющие отнести породы этой группы к Al-недеплетированным коматиитам и коматиитовым базальтам Mungo-типа, широко развитым в архейских зеленокаменных поясах.

Проведенное численное моделирование по редкоземельным элементам и Th, Nb, Zr, Ti показало хорошее совпадение концентраций этих элементов в рассматриваемой серии пород с рассчитанными значениями для следующей модели: 1) фракционирование из Al-недеплетированного коматиита Mungo-типа оливина до $F=0.4$; 2) бинарное смешение полученных расплавов с тоналит-трондьемит-гранодиоритовым составом в количестве от 3 до 20 %. Моделирование процесса ассимиляционной фракционной кристаллизации показало несоответствие в концентрациях тяжелых редких земель у наименее магнезиальных пород.

Толеитовые базальты II серии представлены пироксен-роговообманковыми кристаллосланцами. Образцы МО6-4, МО6-26 характеризуются содержаниями $MgO \sim 8-7$ вес.%, ровными кривыми распределения REE ~8–9 уровней примитивной мантии (рисунок, В), небольшими отрицательными аномалиями Ti, Zr, Hf (рисунок, Г). Подобные геохимические характеристики



Нормированные к примитивной мантии содержания REE и редких элементов в метабазитах бай-дарагинского комплекса.

А, Б – Al-недеплеированные коматииты и коматиитовые базальты I серии; В, Г – толеитовые базальты II серии; Д, Е – базальты III серии.

имеют океанические платобазальты, формирующиеся из менее деплеированного источника, чем MORB. Появление в образце М06-15 отрицательной Nb и положительной Zr-Hf аномалий, рост содержания Th и легких редких земель – все это свидетельствует о коровой контаминации первичных базальтов.

Базальты III серии представлены также пироксен-роговообманковыми кристаллосланцами. От базальтов II серии они отличаются более высоким содержанием MgO ~15.6–11.0 вес.%, фракционированным распределением REE ($La/Yb_{pm} \sim 5.4-8.2$, $Gd/Yb_{pm} \sim 1.6-1.96$) (рисунок, Д),

негативной Nb аномалией при высоких концентрациях Nb (4–16 ppm), причем отношение $Nb/Th_{pm} \sim 0.94-0.35$ выше, чем отношение $Nb/La_{pm} \sim 0.42-0.2$, и значительными отрицательными Zr–Hf и Ti аномалиями на спайдердиаграмме (рисунок, E). На вариационных диаграммах (MgO – оксид) базальты демонстрируют разброс точек для TiO_2 , FeO, что может быть обусловлено процессом фракционной кристаллизации Fe–Ti оксидной фазы. На диаграмме Ti/Gd – Gd точки составов пород показывают негативный тренд, который характерен для OIB-подобных базальтов, образующихся при плавлении в присутствии амфибола. Не очень высокие отношения $Gd/Yb_{pm} \sim 1.4-1.9$ в рассматриваемых базальтах подтверждают эту возможность.

Коматиит-толеитовая (серии I-II) ассоциация пород могла сформироваться в геодинамической обстановке, подобной современным океаническим плато, в результате магматизма, связанного с плюмом. Формирование коматиитовых и TTG-расплавов было не одновременным, и контаминаровалась уже сформировавшаяся коматиит-толеитовая серия. Базальты III серии по обогащенности LIL и обедненности HFS элементами относительно редких земель похожи на островодужные толеиты. Но они имеют более дифференцированное распределение REE с высокими концентрациями легких редких земель и более высокие концентрации Nb. По совокупности признаков эти породы могут быть отнесены к группе обогащенных ниобием базальтов (NEB), которые выделяются в современных островных дугах [4] и архейских зеленокаменных поясах [5, 6]. Подобно NEB базальты III серии могли сформироваться в зонах субдукции при плавлении в присутствии амфибола обогащенной флюидами и адакитовыми расплавами предварительно деплетированной мантии. Присутствие в «серых гнейсах» продуктов плюмового и островодужного магматизма свидетельствует о взаимодействии океанического плато и островной дуги. Возможно, формирование тоналитовых протолитов «серых гнейсов» Байдарикского блока происходило во время этого же субдукционного процесса.

- [1] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15, № 2. – С. 3–24.
- [2] De Roux X. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их до-метаморфической истории // Материалы I Международного геохимического конгресса. – М., 1972. Т. 3, кн. 1. – С. 263–290.
- [3] Антитин В.С., Макрыгина В.А. Геохимия эндогенных процессов. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2006. – 354 с.
- [4] Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) // Journal of Petrology. – 1996. – V. 37, № 3. – P. 693–726.
- [5] Hollings P. Archean Nb-enriched basalts in the northern Superior Province // Lithos. – 2002. – V. 64. – P. 1–14.
- [6] Wyman D.A., Ayer J.A., Devaney J.R. Niobium-enriched basalts from Wabigoon subprovince, Canada: evidence for Adakitic metasomatism above an Archean subduction zone // Earth and Planetary Science Letters. – 2000. – V. 179. – P. 21–30.

РОЛЬ ГАББРО В ФАНЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В.И. Гребенщикова, А.Я. Медведев, Д.А. Носков

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vgreb@igc.irk.ru

Во всех гранитоидных батолитах Восточной Сибири отмечается наличие габброидов и даек основного состава. Если в отношении даек основного состава большинство исследователей считают, что они постбатолитовые или синплутонические, то вопрос происхождения габброидов (ранняя фаза внедрения, включения, ксенолиты, останцы кровли, реститы и др.) до сих пор остается проблематичным. Основные породы, встречающиеся внутри батолитов, в зависимости от региона и вмещающих батолиты пород, могут быть представлены ксенолитами и включениями толеитовых низкохромистых и низкотитанистых габбро (Енисейский батолит, Западный Саян), небольшими телами метапироксенитов и метагаббро, размеры которых могут достигать нескольких сотен метров в наибольшем измерении (Сумсунурский батолит, Восточный Саян), габбро, монцогаббро (Ангаро-Витимский батолит, Прибайкалье; Солгонский батолит, Кузнецкий Алатау), постбатолитовыми или синплутоническими дайками долеритов, лампрофиров, сиенит-порфиров и др.

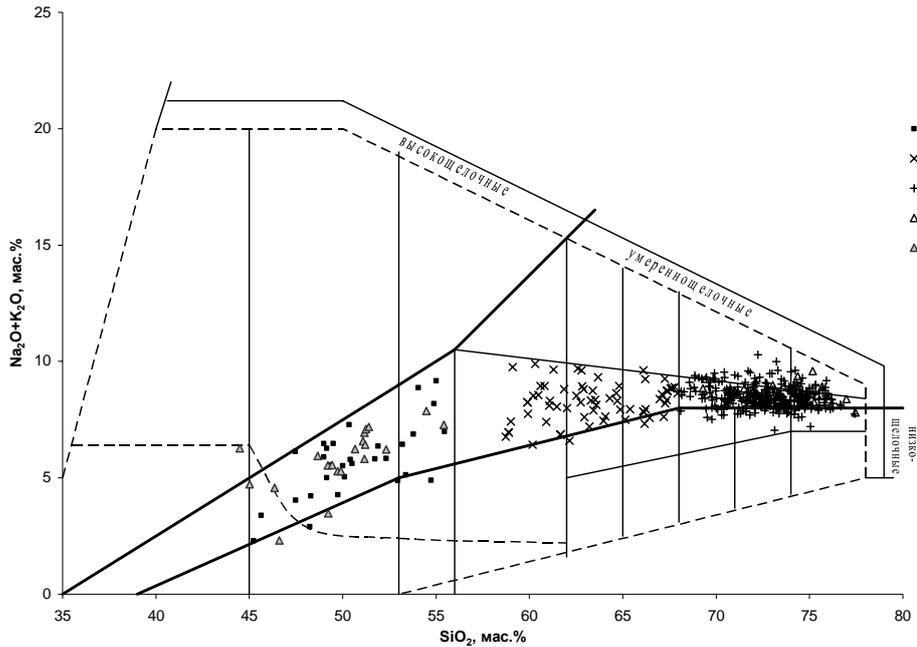
Большинство гранитоидных батолитов относятся к коровым плутонам, обязанным своим происхождением наиболее ранним проявлениям процесса гранитизации коры. Протолитом в этом случае являлась континентальная кора различной степени зрелости. В большинстве изученных гранитоидных батолитов Восточной Сибири составы пород, слагающих до 90 % площади, представлены полной и завершенной гранитоидной ассоциацией: от кварцевых диоритов и гранодиоритов до гранитов и лейкогранитов.

Для объяснения генезиса габброидов в гранитоидных батолитах целесообразно определить ряд их геологических и геохимических особенностей, которые могут быть использованы для объяснения петрогенетической модели их образования. Рассмотрим несколько возможных вариантов.

Можно предполагать, что габбро является останцами первой фазы и что первоначально расплав был габброидным. Однако огромный объем гранитоидной магмы, возникновение которого маловероятно за счет дифференциации небольших объемов габброидных расплавов, и при этом отсутствие масштабных проявлений базитов или метабазитов в батолитах, соответствующих по составу потенциальной материнской магме или субстрату, свидетельствуют о том, что в свете перечисленных данных модель генезиса гранитоидов батолитов за счет кристаллизационной дифференциации габброидной магмы представляется весьма маловероятной. При этом гранитоидный тренд в перечисленных выше модельных батолитах, которые изучены детально, всегда отделен разрывом от поля базитов (рисунок). Последние, как и базиты постбатолитовых даек, не имеют четко выраженных трендов на большинстве вариационных диаграмм и представлены измененными породами.

Если же представить, что гранитный расплав образовался при парциальном плавлении пород основного состава (протолита), то следовало бы ожидать появления сильного изгиба графика распределения редкоземельных элементов в гранитах в его центральной или «тяжелой» части и положительной европиевой аномалии. Последнее установлено нами лишь в автохтонных гранитах Ангаро-Витимского батолита. В то же время очевидны признаки геохимического родства гранитов с потенциальным субстратом, типичные для гранитоидов коровых батолитов, при относительно слабом обогащении гранитофильными элементами, обычном для парциальных выплавов. Модели парциального плавления противоречат геологические и геохимические характеристики гранитоидов батолитов, отсутствие реститов, и, кроме того, существует проблема отделения и сегрегации выплавов (всего 15–18 мас. %) в крупномасштабную гранитоидную массу батолитов.

И, наконец, можно обратиться к гипотезе магматического замещения Д.С. Коржинского [1], которая в свете наших эмпирических данных и результатов последних экспериментальных работ [2] представляется наиболее приемлемой для объяснения генезиса коровых гранитоид-



Классификационная диаграмма (Na₂O+K₂O) – SiO₂ для пород Ангаро-Витимского батолита.

1 – габброиды; 2 – кварцевые монцодиориты, кварцевые диориты, кварцевые сиениты, гранодиориты; 3 – граниты (автохтонные и аллохтонные) и лейкограниты; 4 – дайки аплитов; 5 – дайки долеритов.

ных батолитов и находящихся в них габброидов. Предлагая для обсуждения модель магматического замещения, следует подчеркнуть, что, вслед за Д.С. Коржинским, В.А. Жариковым и Ф.А. Летниковым, мы не ставим под сомнение магматический генезис гранитов. Речь идет, в первую очередь, о механизме получения батолитовых объемов гранитоидной магмы и соответствии известных физико-химических моделей эмпирическим граничным условиям образования магматических ассоциаций. Д.С. Коржинский под магматическим замещением понимал образование гранитоидного магматического расплава под влиянием глубинных (сквозьмагматических) растворов, обогащенных водой, щелочами и др. В случае анхиавтохтонных плутонов (модель прогрессивной гранитизации) [3] такой механизм достаточно убедительно аргументирован геологическими наблюдениями. К аллохтонным гранитным плутонам применима модель регрессивного магматического замещения, для реализации которой необходимы подток гранитизирующего флюида и температура протолита, существенно превышающая соответствующий минимум плавления в системе. Парциальное плавление рассматривается как стартовый процесс с последующим переходом магмогенерации в область надэвтектических составов. В результате следует ожидать образования магм преимущественно гранодиоритового состава, в значительной степени наследующих геохимические особенности протолита и обогащенных несовместимыми элементами мантии. Такой процесс, по определению, предполагает превращение области магнообразования во флюидно-энергетическую систему [4]. Наличие синплутонических или постбатолитовых даек основного состава свидетельствует о длительном функционировании глубинного габброидного очага. Иницирующим энергетическим толчком и пусковым механизмом гранитообразования могло служить поступление глубинных флюидов либо интрузии добатолитовых габброидов, сопровождавшиеся подтоком флюида. Не исключено, что переработанные включения базитов, встречающиеся в батолитах, являются свидетельством такой иницирующей базитовой интрузии.

Предлагаемая модель образования гранитоидных батолитов и определение в них роли ранних габброидных пород позволяют снять ряд затруднений, которые встречаются в традиционных моделях парциального плавления. Это, прежде всего, отсутствие геологических свидетельств необходимой массы реститов, которые должны возникать при парциальном плавлении базальтов или габброидов; необходимость сегрегации выплавов в батолитовую массу и, естест-

венно, проблема занимаемого пространства.

Работа поддержана интеграционным проектом СО РАН № 6.17 и проектом РФФИ № 06-05-65054.

- [1] Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1952. – № 2. – С. 56–69.
- [2] Ходоревская Л.И., Шмонов В.М., Жариков В.А. Экспериментальное моделирование гранитизации амфиболита при 750 °С и давлении 5 кбар // ДАН. – 2002. – Т. 383, № 2. – С. 244–247.
- [3] Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1998. – 493 с.
- [4] Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 4. – С. 291–307.

РАННЕОРДОВИКСКИЕ АДАКИТЫ В АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ ПРЕДЧИНГИЗЬЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

*К.Е. Дегтярев**, *М.В. Лучицкая**, *А.Б. Котов***, *Е.Б. Сальникова***,
*К.Н. Шатагин****, *А.А. Третьяков**

*Москва, Геологический институт РАН, luchitskaya@ginras.ru

**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

***Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, shat@igem.ru

В складчатых сооружениях Казахстана широко распространены нижнепалеозойские островодужные вулканические и плутонические комплексы, участвующие в строении Сарыаркинского и Бадаулет-Акбастауского подковообразно изогнутых поясов [2]. Изучение особенностей состава нижнепалеозойских островодужных магматических образований Сарыаркинского пояса, проводившееся в последние годы, показало, что эти комплексы относятся к типичным известково-щелочным сериям, формирование которых обычно связывается с плавлением метасоматизированного вещества мантийного клина. Составы нижнепалеозойских вулканических серий лучше всего изучены в Чингиз-Тарбагатайском сегменте Сарыаркинского пояса. В строении этого сегмента выделяется ряд зон северо-западного простирания, различающихся возрастным диапазоном островодужных и аккреционных комплексов [1]. Основная часть Центрально-Чингизской зоны сложена мощной толщей базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, риолитов, их туфов и вулканогенно-осадочных пород с редкими лизами известняков, содержащих органические остатки позднего кембрия и тремадока (карагутуйская и маматская свиты). Этот комплекс представляет собой типичную дифференцированную известково-щелочную серию.

В строении расположенных юго-западнее Токайско-Акчатауской и Маялжен-Балкыбекской зон Предчингизья основную роль играют аккреционные комплексы, которые образованы пакетами деформированных тектонических пластин, сложенных кремнистыми, кремнисто-базальтовыми и базальтовыми толщами, возраст которых охватывает интервал от раннего кембрия до среднего–позднего ордовика. С некоторыми кремнисто-базальтовыми комплексами пространственно связаны небольшие массивы тоналитового состава, которые имеют ряд геохимических черт, свойственных высокоглиноземистым тоналитам, трондьемитам, дацитам (ТТД) и адакитам. Подобные образования выявлены на двух участках: в бассейне р. Балкыбек и в районе гор Ушкызыл (юго-восток Маялжен-Балкыбекской зоны), а также в горах Караадыр (северо-запад Токайско-Акчатауской зоны).

В бассейне р. Балкыбек и в районе гор Ушкызыл распространена базальтовая балкыбекская свита. Её нижняя часть представлена чередующимися туфами и лавами базальтового состава, а верхи разреза сложены афировыми, реже порфиоровыми базальтами, содержащими многочисленные линзы водорослевых известняков (мощностью до 3–5 м). Мощность балкыбекской свиты может достигать 1500–2000 м. В известняках известны многочисленные находки водорослей, микрофитоцитов и археоциат атдабанского яруса нижнего кембрия [3].

В горах Караадыр развита вулканогенно-кремнистая карабулакская свита, которая слагает крупную широтную антиклиналь. Низы разреза свиты сложены однородными афировыми, реже миндалекаменными, базальтами и диабазами, мощностью более 600–700 м, а в верхах разреза среди базальтов появляются горизонты фтанитов с редкими линзами известняков и серых кремней мощностью до 20–30 м. Мощность этой части разреза свиты достигает 500 м. В одном из прослоев кремней собраны конодонты позднего кембрия [1].

Базальты балкыбекской и карабулакской свит относятся к породам повышенной щелочности. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ базальтов характеризуются обогащением легкими РЗЭ на уровне 50–150 и обеднением тяжелыми РЗЭ на уровне 10–20 хондритовых содержаний

($La_N/Yb_N=4.17-5.91$; $La_N/Sm_N=1.57-2.02$), Eu-аномалия либо отсутствует, либо положительная ($Eu/Eu^*=0.98-1.13$). Спектры распределения РЗЭ базальтов хорошо сопоставляются с таковыми для базальтов океанических островов [7]. Спайдерграммы (нормирование по базальту N-MORB) базальтов в целом также характеризуются распределением элементов, близким к таковому для базальтов океанических островов и обогащенных базальтов E-MORB. На диаграммах $Zr/Y-Y$, $Zr/4-N^*2-Y$, $Zr-Ti/100-Y^*3$, $Th-Zr/117-Nb/16$, $Th-Hf/3-Ta$ точки составов базальтов балкыбекской и карабулакской свит располагаются в полях внутриплитных базальтов (внутриплитных толеитов) или в поле базальтов E-MORB.

Таким образом, эффузивы балкыбекской свиты нижнего кембрия и карабулакской свиты среднего–верхнего кембрия могут быть сопоставлены с комплексами лавовых океанических плато, например Онтонг-Джава и Карибского, образование которых связывается с плюмовыми источниками.

Базальты этого типа прорваны небольшими телами и дайками кислого и среднего состава.

В бассейне р. Балкыбек низы разреза балкыбекской свиты прорваны Жимбайским массивом тоналитов, возраст кристаллизации которых составляет 488 ± 2 млн лет (U-Pb метод по циркону), что соответствует границе кембрия–ордовика [5].

В горах Карадыр как нижняя, так и верхняя части разреза карабулакской свиты прорваны большим количеством даек и мелких тел гранодиорит-порфиоров, порфировидных диоритов; отдельные тела более раскристаллизованы и сложены среднезернистыми биотитовыми тоналитами. В результате U-Pb датирования цирконов из биотитовых тоналитов одного из таких тел в восточной части гор Карадыр получена оценка возраста их кристаллизации – 494 ± 2 млн лет, которая отвечает верхам позднего кембрия [5].

По соотношению суммы щелочей и SiO_2 породы среднего и кислого состава соответствуют кварцевым диоритам и тоналитам; по соотношению K_2O и SiO_2 – принадлежат к известково-щелочной серии. Отношение K/Na колеблется от 0.28 до 0.62. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ пород характеризуются обогащением легкими РЗЭ на уровне 50–70 и обеднением тяжелыми РЗЭ на уровне 2–10 хондритовых содержаний ($La_N/Yb_N=5.79-25.67$; $La_N/Sm_N=2.69-3.51$), Eu-аномалия положительная ($Eu/Eu^*=1.00-1.36$). Спектры распределения РЗЭ диоритов и тоналитов с максимальными La_N/Yb_N отношениями совпадают с таковыми для высокоглиноземистых ТТД и адакитов [4]. Эти же породы имеют повышенные Sr/Y отношения (60–128), что также сближает их с адакитами. Спайдерграммы (нормирование по базальту N-MORB) диоритов и тоналитов характеризуются дефицитом Th, Nb, P, тяжелых РЗЭ и Y. На диаграмме Дж. Пирса с соавторами [6] породы кислого состава попадают в поле гранитов вулканических дуг.

Таким образом, комплексы океанического плато, фрагменты которых выявлены в бассейне р. Балкыбек и в горах Карадыр, в самом конце кембрия–начале ордовика попали в обстановку над зоной субдукции, с которой связано формирование тоналитов. Специфической чертой этого надсубдукционного магматизма являлось присутствие среднекислых пород с геохимическими характеристиками адакитов, которые рассматриваются как продукты расплавов, образованных при частичном плавлении океанической плиты, погружавшейся в зону субдукции [4].

Таким образом, в строении различных зон Чингиз-Тарбагатайского сегмента выявлены разновозрастные, но разнотипные надсубдукционные образования: в Центрально-Чингизской зоне – известково-щелочные дифференцированные вулканические серии, а в Токайско-Акчатауской и Маялжен-Балкыбекской зонах – небольшие тела тоналитового состава с геохимическими характеристиками адакитов.

Структурное положение этих комплексов не позволяет связать их с субдукцией одной и той же океанической плиты. Можно предположить, что в пределах Чингиз-Тарбагатайского сегмента существовала позднекембрийско-раннеордовикская островная дуга, которая обладала двухсторонней полярностью. С северо-востока (современные координаты), вероятно, происходила крутая субдукция холодной плиты с древней океанической корой, плавлению подвергалось вещество мантийного клина и формировались известково-щелочные вулканические серии. С юго-запада полого субдуцировалась горячая океаническая плита с молодой океанической корой, которая подвергалась частичному плавлению с образованием адакитовых расплавов. При этом мелкие интрузивные тела с адакитовыми характеристиками приурочены к фрагментам несубдуцированных океанических плато, входящих в состав аккреционных призм.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 и РФФИ (проект № 06-05-65311).

- [1] Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. – М.: Наука, 1999. – 123 с.
- [2] Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга–континент для палеозойд Казахстана // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 71–96.
- [3] Жаутиков Т.М., Клемина Л.Н., Журавлева И.Т., Родионов С.С. Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. – Новосибирск: Наука, 1976. – С. 127–141.
- [4] Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences. – 1996. – V. 87. – P. 205–215.
- [5] *A geological time scale 2004*. – Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2004. – 384 p.
- [6] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. – 1984. – V. 25, №. 4. – P. 956–983.
- [7] Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ КОРЫ ХРЕБТА ЧИНГИЗ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ И ВУЛКАНИТОВ

*К.Е. Дегтярев**, *К.Н. Шатагин***, *А.Б. Котов****, *В.П. Ковач****, *М.В. Лучицкая**

* Москва, Геологический институт РАН, degtkir@ginras.ru

**Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, shat@igem.ru

*** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В складчатых сооружениях Казахстана широко распространены нижнепалеозойские островодужные вулканические и плутонические комплексы. В среднем и позднем палеозое островодужные комплексы кембрия–силура входили в состав фундамента окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов Андийского типа. В настоящее время они участвуют в строении Сарыаркинского и Бадаулет-Акбастауского поясов [1], которые расчленены на ряд сегментов. В Сарыаркинском поясе выделяются: Чингиз-Тарбагатайский сегмент на востоке, Бошекульский – на северо-востоке, Урумбайский и Селетинский – на севере Казахстана.

Строение и состав вулканогенных толщ и плутонических комплексов лучше всего изучены в Чингиз-Тарбагатайском сегменте Сарыаркинского пояса, где на относительно небольшой площади распространены разновозрастные гранитоидные комплексы, связанные с эволюцией как островодужных систем, так и окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов. Возрастной интервал этих гранитоидов охватывает диапазон от середины кембрия до позднего карбона – ранней перми, что составляет почти 250 млн лет. Изучение изотопно-геохимических особенностей гранитоидов позволяет проследить эволюцию источников их вещества и отражение в составе гранитов процессов формирования континентальной коры в этом сегменте Сарыаркинского пояса. Полученные данные в совокупности с информацией о составе нижнепалеозойских вулканических серий, вмещающих гранитоиды, позволяют судить о составе глубоких горизонтов коры, являвшихся источниками вещества гранитоидов.

Петро-геохимические особенности палеозойских гранитоидов позволяют связывать процессы их формирования с надсубдукционными обстановками. Нижнепалеозойские и силурийские гранитоиды принадлежат к известково-щелочной серии, а девонские и позднепалеозойские граниты – к высококалийной известково-щелочной серии. Среди палеозойских гранитоидов отсутствуют типичные S-граниты с индексом глиноземистости больше 1.1. В девонских и позднепалеозойских гранитах увеличивается доля лейкогранитных пород, растет калиевоземность, увеличивается индекс глиноземистости и Rb/Sr отношение (таблица), что свидетельствует об увеличении мощности и зрелости континентальной коры, являвшейся их источником [2]. Несмотря на эти изменения, как ниже-, так и средне-позднепалеозойские гранитоиды имеют примитивные начальные изотопные составы неодима ($\epsilon\text{Nd}(T)$) не ниже +4). По этому параметру гранитоиды мало отличаются от вмещающих нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ, для которых $\epsilon\text{Nd}(T)$ изменяется в интервале от + 6.9 (средний кембрий) до +4.1 (верхний ордовик). При этом наблюдается монотонное увеличение $\epsilon\text{Nd}(T)$ от +6 в кембрийских плагиогранитах и гранитах до +4 в позднепалеозойских гранитах. Такой тренд эволюции изотопного состава неодима позволяет предположить, что образование и последующее увеличение массы континентальной коры Чингиз-Тарбагатайского сегмента пояса происходили за счет геохимически весьма сходных (хотя и разновозрастных) островодужных комплексов, а вещество древней сиалической коры не принимало в этом процессе никакого участия. В течение среднего и позднего палеозоя происходило развитие корового источника гранитоидов, состоящего из островодужных вулканитов и имевшего среднее Sm/Nd отношение 0.14. Источником этой коры являлась надсубдукционная, а не истощенная мантия.

Таким образом, на основании изучения изотопно-геохимических особенностей палеозойских гранитоидов и вмещающих их вулканогенно-осадочных толщ можно предположить, что глубокие горизонты континентальной коры Чингиз-Тарбагатайского сегмента пояса, являвшие-

Петро-геохимические и изотопные характеристики гранитоидных комплексов хребта Чингиз

Комплекс	Возраст	K ₂ O/Na ₂ O	ASI*	Rb/Sr	La _n /Yb _n *	Eu/Eu*	εNd(T)
Кан-чингизский	E ₂	0.2–0.7	0.90–1.07	0.03–0.90	3–6	0.4–0.8	5.8–6.0
Чаганский	O ₁₋₂	0.4–0.7	0.86–0.91	0.05–0.07	12–13	0.7–0.9	3.9–4.0
Сарыкольский	S ₂	0.5–1.3	1.1	0.03–21.00	11–23	0.1–0.8	3.6–5.4
Саргалдакский	D ₁₋₂	1.0–1.2	1.02–1.14	0.6–0.7	2–15	0.2–0.6	4.6–5.5
Сарышокинский	C ₃ -P ₁	1.05–1.65	0.93–1.08	0.35–1.09	9–41	0.4–0.9	3.9–4.6

П р и м е ч а н и е.* ASI – индекс насыщения алюминием (alumina saturation index) – соотношение молекулярных количеств Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), * La_n/Yb_n – отношение концентраций, нормированных по хондриту.

ся источником гранитоидов, сложены метаморфизованными нижнепалеозойскими вулканогенными породами. При этом в строении коры не принимают участие блоки докембрийской сиалической коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и РФФИ (проект № 06-05-65311).

- [1] Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга–континент для палеозоид Казахстана // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 71–96.
- [2] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Лучицкая М.В. Палеозойские гранитоиды хребта Чингиз (Восточный Казахстан): основные этапы формирования, особенности состава, природа источника // Геохимия. – 2005. – № 9. – С. 990–1006.

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ ДАРХАТСКОЙ И ЭГЫЙНГОЛЬСКОЙ СЕРИЙ (ПРИХУБСУГУЛЬЕ, МОНГОЛИЯ): СОПОСТАВЛЕНИЕ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Строение и состав структурно-вещественных комплексов Джидинского террейна и Тувино-Монгольского массива активно изучаются исследователями очень давно. По восточной периферии Тувино-Монгольского массива наблюдаются выходы вулканогенно-осадочных толщ, относимых к дархатской серии. Изначально предполагалось, что и юго-восточная часть Прихубсугулья, сложенная эгыйнгольской серией пород, является частью Тувино-Монгольского массива [1], а выходы вулканогенно-осадочных пород на этой территории рассматривались как продолжение дархатской серии. На сегодняшний день они относятся к отложениям Джидинского террейна [2]. Отсутствие геохимических данных по породам дархатской серии, радиоизотопного возраста для толщ дархатской и эгыйнгольской серий осложняет палеогеодинамическую реконструкцию условий их формирования.

В работе представлены данные по разрезам отложений, вскрытым в левом борту р. Хорхойт-Гол (юго-западный берег оз. Хубсугул) – дархатская серия, и обнажающимся в бассейне р. Алаг-Цар-Гол (южный берег оз. Хубсугул) – эгыйнгольская серия. Целью работы является геохимическое сопоставление вулканитов и реконструкция геодинамической обстановки их формирования. Данные по петрогенным элементам, Zr, Sr, Ba, Nb, Y получены методом XRF на приборе Pioneer (Институт геохимии СО РАН), данные по широкому спектру микроэлементов (25 элементов от Sc до U) – методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с (Лимнологический институт СО РАН).

Наиболее полно состав дархатской серии описан в работе [1]. Большинство исследователей считают ее аналогом сархойской серии, закартированной в сопредельной части России (Боксон-Сархойская зона). По данным А.Б. Кузьмичева [3], Rb–Sr возраст последней 718 ± 30 млн лет. Породы изученного нами разреза дархатской серии в левом борту р. Хорхойт-Гол представлены вулканогенно-терригенной пестроцветной формацией. На востоке разреза выходят вулканические породы, метаморфизованные до зеленосланцевой фации. На них залегают осадочные породы, представленные метаргиллитами и метапесчаниками, которые вверх по разрезу сменяются более крупнозернистыми породами, вплоть до появления конгломератов. Падение терригенной толщи северо-западное (азимут 310°) под углом 35° . Далее вверх по разрезу, по направлению к западу, выходят рассланцованные пестроцветные толщи, с прослоями мергелистых мраморизованных известняков. В этой толще наблюдается переслаивание глинистых сланцев, песчаников и вулканитов. Разрез дархатской серии заканчивается во врезе временного водотока. Контакт между венд-кембрийскими карбонатными толщами хубсугульской серии и дархатской тектонический.

Выходы вулканогенно-осадочной толщи эгыйнгольской серии Южного Прихубсугулья описаны в работах [1, 4]. Она представляет собой серию пластин, надвинутых друг на друга и вскрытых в бассейне р. Алаг-Цар-Гол. Пластины сложены метавулканитами и переслаивающимися с ними осадочными породами. Геохимия вулканитов представлена в работе [5].

По соотношению SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ вулканические породы дархатской серии попадают в область трахиандезитов, а по K/Na – относятся к шошонит-латитовой серии [6]. Для вулканических пород эгыйнгольской серии характерен более широкий спектр составов. Породы преимущественно натровой спецификации, с единичными представителями шошонит-латитовой серии. На диаграмме SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ они расположены в области базальтовых трахиандезитов и базальтов. На дискриминационных диаграммах Ti–Zr–Y и $\text{MgO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ вулканиты дархатской и эгыйнгольской серий ложатся в область известково-щелочных пород. По классификационной схеме, предложенной в работе [7], изученные вулканические породы преимущественно диагностируются как образованные в островодужной обстановке. Из отличий следует отметить, что вулканиты дархатской серии более дифференцированы.

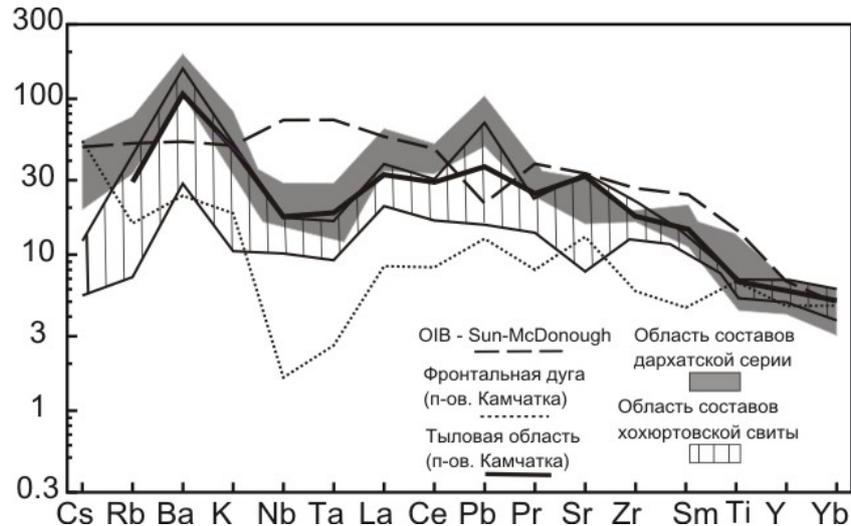


Диаграмма концентраций несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии [8], для вулканических пород дархатской серии и хохюртовской свиты. Состав базальта океанических островов (ОИВ) взят из работы [8], а вулканических пород Камчатки (влк. Тынуа – тыловая область и влк. Шмидта – фронтальная дуга) из работ [10–11].

По распределению микроэлементов на диаграмме нормирования к примитивной мантии (рисунок) породы дархатской и эгйингольской серий имеют спектры распределения с пиками Rb, Ba, La, Ce, Pb, Sr и выраженными трогами Nb, Ta и Ti. Глубина трогов меньше, чем для пород фронтальных поясов островных дуг, но полностью соответствует тыловым частям островодужных обстановок. Примером последней обстановки является область совмещения островодужного и щелочного вулканизма Срединного хребта Камчатки [9].

Таким образом, геохимические характеристики вулканических пород из изученных разрезов дархатской и эгйингольской серий указывают на их формирование в тылу зоны субдукции. Ближайшим современным аналогом является тыловая область островодужного вулканизма Камчатки.

Работа осуществлена при поддержке проекта РФФИ-08-05-98100_сибирь, гранта МК-1228.2008.5 и Фонда содействия отечественной науке.

- [1] Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн // Труды Совместной Советско-Монгольской экспедиции. – М., 1973. – 6. – 167 с.
- [2] Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Эволюция земной коры южного складчатого обрамления Сибирской платформы в палеозое // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 91–126.
- [3] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. – 192 с.
- [4] Кепежинская К.Б., Кепежинская В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии–кембрии. – М.: Наука, 1987. – 168 с.
- [5] Медведев А.Я., Гордиенко И.В., Горнова М.А., Альмухамедов А.И. Геохимические особенности метавулкаников Южного Прихубсугуля (Северная Монголия) как индикатор геодинамических условий образования // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – С. 325–334.
- [6] Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. – М.: Недра, 1997. – 248 с.
- [7] Vermeesch P. Tectonic discrimination of basalts with classification trees // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2006. – V. 70. – P. 1839–1848.
- [8] Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society Special Publication. – 1989. – 42. – P. 313–345.
- [9] Volynets O.N. Geochemical types, petrology, and genesis of late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // Int. Geol. Rev. – 1994. – V. 36. – P. 373–405.

- [10] *Ivanov A.V., Perepelov A.B., Puzankov M.Yu., Yasnygina T.A., Malykh Yu.M., Rasskazov S.V.* Rift- and arc-type basaltic volcanism of the Sredinny ridge, Kamchatka: case study of the Payalpan volcanotectonic structure // *Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins.* – Vladivostok, 2004. – P. 345–349.
- [11] *Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В.* Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // *ДАН.* – 2008. – Т. 420. – С. 92–96.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КУЗЕЕВИТОВ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

А.Н. Диденко · **, И.К. Козаков ***, А.В. Дворова***

* Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. А.Ю. Косыгина ДВО РАН

** Москва, Геологический институт РАН

*** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В 2007 г. была предпринята попытка получить новые палеомагнитные направления для палеопротерозоя Сибирского кратона по гранитоидам таракского комплекса (56.19° с.ш., 94.93° в.д.), включенного нами в состав Южно-Сибирского пояса раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов [5], и анорогенным гиперстеновым гранитам (56.77° с.ш., 94.02° в.д.) Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона.

Лабораторные исследования показали крайне низкую палеомагнитную стабильность гранитоидов таракского комплекса и, наоборот, высокую – анорогенных гиперстеновых гранитов Ангаро-Канского блока.

Гранитоиды таракского комплекса слагают одноименный массив в восточной части Ангаро-Канского блока. С востока он перекрыт верхнедокембрийскими, а с юга – девонскими осадочными породами. По своему структурному положению и геохимическим особенностям граниты имеют явно постколлизийную природу [12], то есть сформированы они после завершения гранулитового метаморфизма (~ 1.9 Ga) [2, 11].

Кузеевиты представляют собой массивные порфириовидные гиперстеновые граниты, гранодиориты и граносиениты [9] с характерной буроватой или серой окраской, слагающие небольшие массивы и маломощные дайки, в которых не проявлены наложенный метаморфизм и складкообразующие деформации. Форму массивов из-за плохой обнаженности определить трудно. В эндоконтактах кузеевитов были установлены зоны закалки, а в экзоконтактах и ксенолитах отмечены признаки термального воздействия. Для кузеевитов установлен возраст 1734±4 Ма [1], что свидетельствует о внедрении кузеевитов после завершения метаморфизма гранулитовой фации (1900±20 Ма). Иными словами, после их внедрения кристаллические породы Ангаро-Канского выступа не вовлекались в процессы метаморфизма и складчатости.

Обследовав площадь в 20–30 км² с многочисленными выходами гнейсов кузеевской толщи, мы обнаружили только одну жилу кузеевитов мощностью 2.5–3.0 м. Для теста обожженных контактов были отобраны образцы и вмещающих гнейсов кузеевской толщи как на контакте с гранитами, так и на удалении от них, где прогрев маломощной интрузии уже не сказывался.

Результаты петромагнитных и палеомагнитных исследований. Все образцы прошли ступенчатую температурную магнитную чистку в экранированной электропечи и измерения NRM после каждого нагрева на спин-магнитометре JR-4. По результатам термочистки каждого образца были построены ортогональные диаграммы с последующим выделением статистически значимых компонентов NRM и расчетом средних суммарных направлений этих компонентов по программам Р. Енкина [15].

Практически во всех изученных образцах кузеевитов диаграммы имеют хорошо интерпретируемый вид, высокотемпературный компонент NRM выделяется по 4–5 и более точкам термочистки. На стереограмме единичные векторы хорошо группируются вокруг среднего – Dec=348.4°, Inc=19.5°, K=25.1, α_{95} =7.0° (географическая система координат).

Диаграммы вмещающих кузеевиты гнейсов также имеют интерпретируемый вид. Важным является несовпадение направления высокотемпературного компонента NRM вмещающих гнейсов с таковым кузеевитов. Их среднее направление составляет Dec=314.3°, Inc=-1.8°, K=328, α_{95} =5.1°. Наблюденная угловая разница между средними направлениями векторов высокотемпературных компонентов кузеевитов и гнейсов (без двух приконтактных образцов) составляет 39.7°, тогда как критическое значение F-критерия (?=0.05) равенства (возможная принадлежность к одной совокупности) двух выборок с наблюдаемыми параметрами составляет 30.5° [14].

Новые палеомагнитные направления и полюсы палеопротерозойских пород юга Сибирского кратона

Формация	Возраст, млн лет	Dec, °	Inc, °	K	α_{95} , °	тест	Plat, °	Plong, °	d_p/d_m , °	Источник
1. Гиперстеновые граниты	1734±5	348.4	19.5	25.1	7.0	C	-42.9	109.6	3.8/7.3	настоящая работа; возраст по [1]
2. Граниты «шумихинские»	1854±4	174.0	-26.0	9.4	5.9	R	-23.9	110.0	3.4/6.4	[5, 6]
3. Малокосинская свита	1877±4	187.2	6.8	79.4	6.3	G, F	-31.7	100.2	3.2/6.3	[8]
4. Дайки диабазов	1674±12	189.4	-16.2	23.5	4.0	«F»	-43.6	100.5	3.2/6.3	[3]
5. Хибеленская свита	1855±4	207.4	16.1	23.5	7.3	G, F	-20.5	81.0	3.9/7.5	[4]
6. Чайская свита	1863±9	192.5	18.6	50.5	6.9	C, G	-22.1	97.5	3.7/7.2	[7]
7. Окунская свита	PR ₁	358.6	-8.1	14.7	9.6	F	-28.5	111.6	4.9/9.7	[4]
8. Габбро-диабазы	1752±1	193.3	-16.4	33.1	5.1		-39.6	92.8	2.7/5.3	[3, 4]; возраст по (Гладкочуб и др.; устное сообщение)

Примечание: Plat, Plong – широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p , d_m – полуоси овала доверия с 95%-ной вероятностью вокруг среднего; тесты палеомагнитной надежности: R – обращения, G – конгломератов, F – складки, C – обожженных контактов.

Определить время приобретения гнейсами высокотемпературного компонента NRM по имеющимся данным нельзя. Возможно, этот компонент связан с процессами гранулитового метаморфизма и мигматизации кузеевской толщи, возраст которых оценивается в интервале 1840–1900 Ma [2, 11], то есть примерно на 100 млн лет древнее возраста кристаллизации самих кузеевитов. Исходя из данных статистического анализа палеомагнитных компонентов и геохронологического возраста вмещающих и внедрившихся пород, можно утверждать: 1) после внедрения кузеевитов не было общего перемагничивания; 2) направление высокотемпературного компонента NRM кузеевитов соответствует времени их внедрения в гнейсы кузеевской толщи.

Второе утверждение основано также на данных полевых наблюдений. Во-первых, контакт между вмещающими гнейсами и внедрившимися кузеевитами «горячий», с выраженной экзоконтактной зоной, то есть во время внедрения кузеевитов гнейсы были уже «холодными». Во-вторых, объем внедрившихся кузеевитов не предполагает их медленное остывание и, соответственно, большой временной разрыв между кристаллизацией цирконов (закрытие U-Pb изотопной системы в цирконах составляет 750–850 °C) и записью высокотемпературного компонента естественной остаточной намагниченности кузеевитов (блокирующие температуры 450–580 °C).

Приведем еще один довод в пользу соответствия полученного палеомагнитного направления по кузеевитам концу раннего протерозоя. В таблице представлены полученные нами в последние годы палеомагнитные данные для нижнепротерозойских пород Сибирского кратона. Среди них есть несколько с высоким индексом палеомагнитной стабильности – ключевые полюсы. Это, в первую очередь, относится к полюсам, полученным по вулканогенно-осадочным породам аkitканской серии Байкальского и Аkitканского хребтов. Следует также отметить, что как высоконадежные, так и менее надежные полюсы образуют закономерный ряд – их положение на сфере согласуется с возрастной последовательностью. В эту же последовательность орга-

нично можно включить полюс, полученный по кузеевитам.

Проблема полярности в настоящей работе не обсуждается. Отметим только, если полюсы с координатами, приведенными в таблице, принять за северные (прямая полярность), то это позволит совместить байкальскую окраину Сибирского кратона с арктической окраиной Лаврентии в теле гипотетического суперконтинента Колумбия, примерно так же, как установлено для конца среднего–начала позднего протерозоя согласно палеомагнитным данным [10, 13].

На основании вновь полученных палеомагнитных данных по породам Ангаро-Канского блока и ранее полученных данных по породам Аkitканского и Северо-Байкальского хребтов (таблица) можно утверждать, что в конце палеопротерозоя эти блоки входили в состав единой плиты.

Авторы благодарят за помощь в организации и проведении полевых работ Е.В. Складорова, Д.П. Гладкочуба и С.А. Диденко. Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционной программы фундаментальных исследований ОНЗ и СО РАН (№ 10) и РФФИ (проекты № 06-05-64352, 08-05-00369).

- [1] Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К. и др. U-Pb возраст кузеевитов Ангаро-Канского выступа Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 5. – С. 864–867.
- [2] Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. и др. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1993. – Т. 1, № 1. – С. 35–40.
- [3] Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Гладкочуб Д.П. и др. Результаты палеомагнитных исследований раннепротерозойских образований Байкальского выступа Сибирского кратона // Физика Земли. – 2007. – № 10. – С. 60–72.
- [4] Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Гладкочуб Д.П. и др. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований Байкальского выступа Сибирского кратона // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара. Борок, 18–21 октября. – М.: Геос, 2007. – С. 24–30.
- [5] Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибилова Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // ДАН. – 2003. – Т. 390, № 3. – С. 368–373.
- [6] Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К. и др. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. – 2005. – № 2. – С. 66–83.
- [7] Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П. и др. Палеомагнетизм раннего протерозоя юга Сибирского кратона // Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Научн. ред. Е.В. Складорова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 367 с.
- [8] Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Писаревский С.А. и др. Позиция Сибирского кратона в конце палеопротерозоя: новые палеомагнитные и геохронологические данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 73–75.
- [9] Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. – Новосибирск: Наука, 1988. – 220 с.
- [10] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 42–59.
- [11] Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1524–1544.
- [12] Ножкин А.Д., Бибилова Е.В., Туркина О.М. и др. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ag-Ag, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 9. – С. 879–889.
- [13] Павлов В.Э., Петров П.Ю., Журавлев А.З. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные и палеомагнитные данные и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Геотектоника. – 2002. – Т. 36, № 4. – С. 278–292.
- [14] Шитунув С.В. Статистика палеомагнитных данных. – М.: Геос, 2000. – 80 с.
- [15] Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. – 16 p.

НАПРАВЛЕНИЯ ВСПАРЫВАНИЯ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДЕСТРУКТИВНОГО ПРОЦЕССА (НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ)

А.А. Добрынина, В.А. Саньков

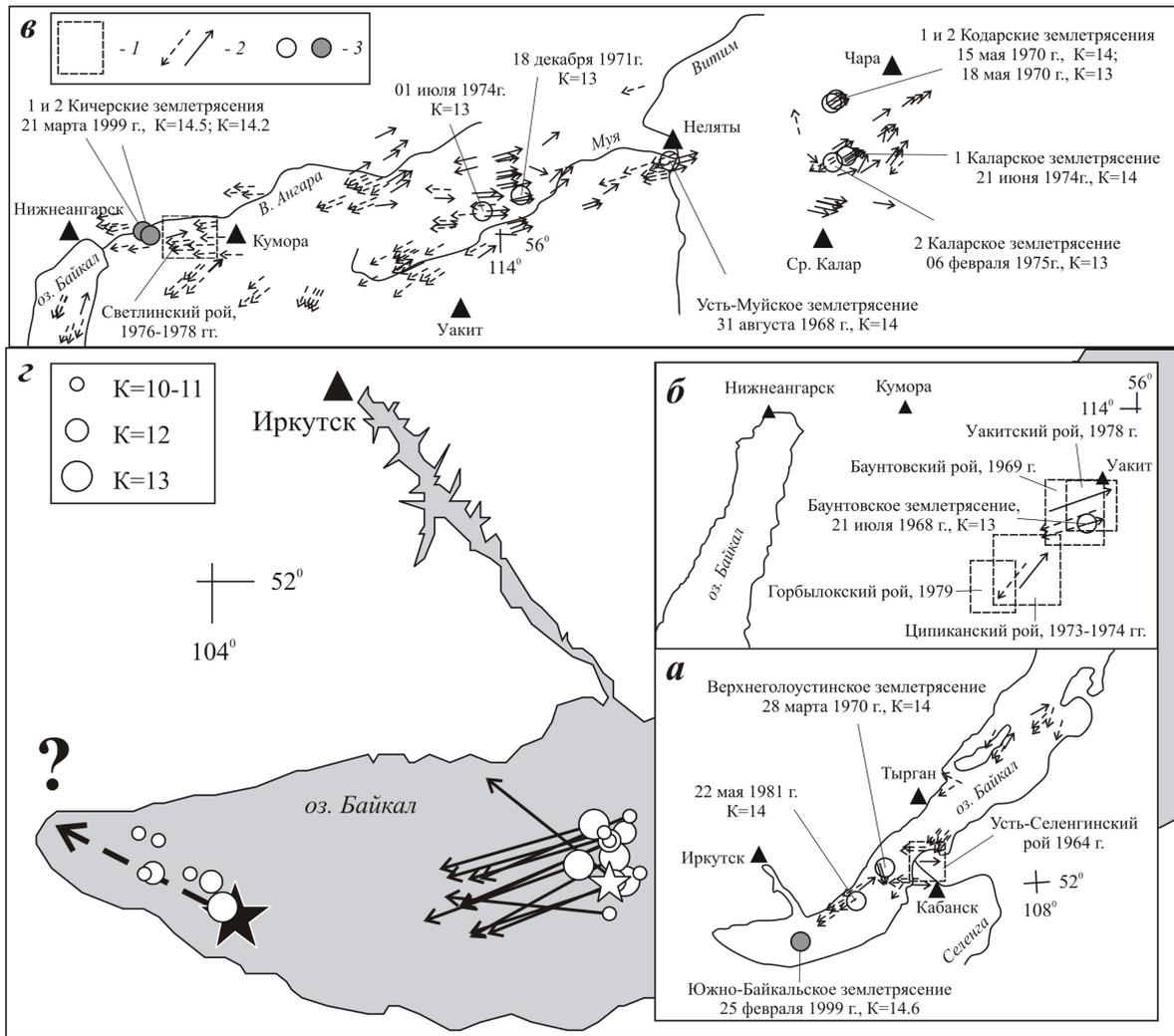
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru

Направление распространения разрыва в очаге землетрясения тесно связано с величиной и типом действующих тектонических напряжений и характеризует условия геодинамического развития отдельных сегментов земной коры [1]. Для сильных событий определение ориентации и направления разрыва в очаге возможно при выходе разрыва на поверхность, по форме поля афтершоков, по макросейсмическим данным и др. Эти подходы не применимы при исследовании слабых и умеренных землетрясений, единственной доступной информацией о которых являются сейсмограммы. В настоящее время разработан ряд методов определения направлений вспарывания в очаге по сейсмическим записям, применимость которых зависит от условий регистрации землетрясений в регионе.

Для Байкальской рифтовой системы (БРС) определение направлений вспарывания в очагах роевых событий и афтершоковых последовательностей землетрясений периода с 1962 г. по 1981 г. было выполнено Н.В. Солоненко и А.В. Солоненко [2]. Предложенный в этой работе метод основан на сейсмическом подобии эффекта Доплера и использует зависимость видимых периодов максимальных смещений на сейсмограмме от скорости и направления распространения разрыва.

Согласно пространственно-временному анализу направлений распространения разрывов в очагах землетрясений [2], общее направление вспарывания в очагах группы землетрясений во многих случаях указывает зону будущего землетрясения (рисунок, *а, б, в*). Так, вспарывание в очагах большинства событий Усть-Селенгинского роя 1964 г. было ориентировано широтно на запад и указывало на будущий очаг Верхнеголоустненского землетрясения 28.03.1970 г. ($K=14$). При Баунтовской последовательности (главный толчок 21.07.1968 г., $K=13$) направления распространения разрывов в очагах большинства афтершоков (с северо-запада на юго-восток) указывали на будущую очаговую область событий Ципиканского роя 1973–1974 гг. Разрывы в очагах землетрясений роя с главным толчком 16.06.1973 г. ($K=13$) распространялись в двух противоположных направлениях – на северо-восток (в очаговую область Уакитского роя 1978 г.) и на юго-запад (в область Горбылоского роя 1979 г.). Разрывы в очагах афтершоков Усть-Муйского землетрясения 31.08.1968 г. ($K=14$) были близширотны и распространялись в противоположных направлениях – на восток–северо-восток (в будущую очаговую область Кударской последовательности землетрясений 1970 г.) и на запад–юго-запад (к очагам землетрясений 18.12.1971 г. с $K=13$ и 01.07.1974 г. с $K=13$). В Каларской последовательности землетрясений 1974–1975 гг. разрыв в очаге первого главного толчка (21.06.1974 г.) распространялся с юго-запада на северо-восток. Для одной части афтершоков характерно то же направление, для другой части вспарывание шло в другую сторону и было направлено в очаговую область второго главного толчка последовательности (6.02.1975 г.).

Особое значение такой анализ приобретает для Южно-Байкальской впадины в связи с произошедшим 27.08.2008 г. сильнейшим за период инструментальных наблюдений землетрясением ($K=15.2$, $M_w=6.2$) (рисунок, *а, г*). Здесь в афтершоковой последовательности землетрясения 22.05.1981 г. с $K=14$ (55 афтершоков) разрывы в очагах большинства событий были направлены на юго-запад в очаговую область Южно-Байкальской последовательности землетрясений 1999 г. (главное событие 25.02.1999 г., $K=14.6$). Последняя локализована в пределах Култукской депрессии, в зоне сочленения внутривпадинных разломов субширотного и северо-западного простираний [3]. Нами с использованием метода [2] получены направления распространения разрывов в очагах 12 землетрясений последовательности 1999 г. [4]. Практически во всех случаях разрывы в очагах распространялись в одном направлении ($Az(\varphi)=241-254^\circ$). Однонаправленность вспарывания разрывов в очагах землетрясений служит косвенным показателем изменения уровня напряжений в земной коре Южно-Байкальской впадины в сторону ее юго-западного



Направления вспарывания в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы.

a-в – по результатам Н.В. Солоненко и А.В. Солоненко [2]. 1 – очаговая область роя, 2 – направление вспарывания в источнике (пунктиром показано наличие западной, сплошной линией – восточной составляющей), 3 – эпицентры главных толчков рассматриваемых последовательностей землетрясений (не закрашенные – исследованные в работе [2], закрашенные – наши данные); *г* – результаты определений направлений вспарывания, полученные в данном исследовании.

Стрелками показаны направления распространения разрывов в очагах, рассчитанные по методу [2] (сплошные стрелки) и предполагаемые (штриховая стрелка). Звездочками показаны главные события рассматриваемых последовательностей, белая звездочка – Южно-Байкальское землетрясение 25.02.1999 г. (K=14.6), черная – землетрясение 27.08.2008 г., K=15.2. Треугольниками обозначены сейсмические станции.

замыкания, где 27.08.2008 г. произошло сильное событие (K=15.2). Землетрясение связано с подводным продолжением Главного Саянского разлома. По данным измерений методом GPS-геодезии за 1994–2002 гг. [5], в районе его эпицентральной зоны находилась зона градиентов горизонтальных сдвиговых деформаций, минимум которых приходился на перемычку между Южно-Байкальской и Быстринской впадинами. Анализ макросейсмических данных и локализация поля афтершоков служат косвенными показателями того, что разрыв при землетрясении 2008 г. распространялся, скорее всего, на северо-запад, вдоль Главного Саянского разлома, т.е. в сторону перемычки. Слабая сейсмическая активность этой области и отсутствие дифференцированных движений по Главному Саянскому разлому, определенное по данным измерений методом GPS-геодезии, дали основание выделять ее как зону готовящегося сильного землетрясения будущего [6].

Исходя из ретроспективного анализа данных по направлениям распространения разрывов в очагах землетрясений [2, 4], мы полагаем, что процесс деструкции развивается последовательно в пределах зоны активных деформаций. Как показано в [7], очаг сильного землетрясения возникает в области зоны градиентных напряжений, куда, по-видимому, и стремятся прорасти сейсмогенные разрывы, предшествующие событию. В связи с отсутствием информации о направлениях вспарывания разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы за последние десятилетия, остается неясным размер пространственно-временного окна действия этого возможного прогностического признака. Использование цифровых записей землетрясений позволит расширить диапазон энергетических классов сейсмических событий, которые будут использованы для установления наиболее вероятных направлений вспарывания в источниках групповых событий, и на этой базе статистически оценить достоверность предлагаемого прогностического признака.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00992, 08-05-98113-р_сибирь) и программы РАН 16.3.

- [1] *Шамина О.Г.* Модельные исследования физики очага землетрясений. – М.: Наука, 1981. – 192 с.
- [2] *Солоненко Н.В., Солоненко А.В.* Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. – Новосибирск: Наука, 1987. – 95с.
- [3] *Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г.* Сейсмичность и сеймотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины // *Физика Земли.* – 2006. – № 11. – С. 44–62.
- [4] *Добрынина А.А.* Скорости и направления разрывов в очагах Южно-Байкальской последовательности землетрясений 1999 г. // *Современные проблемы геофизики. Девятая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник материалов.* – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – С. 55–57.
- [5] *Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Залуцкий В.Т., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш.* Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // *ДАН.* – 2003. – Т. 389, № 1. – С. 100–103.
- [6] *Саньков В.А., Чипизубов А.В., Лухнев А.В., Смекалин О.П., Мирошниченко А.И., Кале Э., Девершер Ж.* Подход к оценке опасности сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома по данным GPS-геодезии и палеосейсмологии // *Геология и геофизика.* – 2004. – Т. 45, № 11. – С. 1369–1376.
- [7] *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.

ГЕРЦИНСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб*, А.М. Мазукабзов*, И.П. Падерин***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tanlen@crust.irk.ru

**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского

В пределах забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса традиционно выделяются два основных аккреционно-коллизионных события, в результате которых была сформирована структура этого участка пояса. Первое событие (500–460 млн лет) связано с коллизией и аккрецией разнообразных по своей природе террейнов к южной границе Сибирской платформы и формированием Енисей-Забайкальского орогенного пояса по классификации Л.М. Парфенова с соавторами [1]. Второе событие связано с закрытием Монголо-Охотского океана, формированием Монголо-Охотского орогенного пояса и становлением единой структуры Центральной Азии [1–3]. Считается [1, 3, 4], что сформированный в результате первого аккреционно-коллизионного события Енисей-Забайкальский орогенный пояс, а именно его часть, расположенная к востоку (в современных координатах) от Тувино-Монгольского массива, до закрытия Монголо-Охотского океана развивалась главным образом в обстановке активной континентальной окраины. Однако полученные в течение нескольких последних лет новые данные, в том числе и авторские, позволяют предполагать, что Енисей-Забайкальский орогенный пояс не был сформирован в ходе единого аккреционно-коллизионного события, а характеризуется комплексной коллизионно-аккреционной историей.

На основании датирования синскладчатых гранитов в пределах приплатформенной части Байкало-Патомской зоны, а также корреляции возраста метаморфизма с возрастом линейной складчатости в осадочном чехле краевой части Сибирской платформы было показано, что аккреция системы островных дуг и задуговых бассейнов к платформе происходила не одновременно на всем протяжении Енисей-Забайкальского орогенного пояса [5]. В цитируемой работе [5] U-Pb возраст по циркону синскладчатых гранитов Байкало-Патомской зоны был определен как 421 ± 15 млн лет, что является моложе возраста метаморфизма в пределах Прибайкальского аккреционно-коллизионного пояса (500–460 млн лет), протягивающегося вдоль южной границы Сибирской платформы. Авторами был сделан вывод о том, что аккреционные события мигрировали в направлении с юго-запада на северо-восток.

Следующий этап событий, связанных с обстановками сжатия, в пределах Енисей-Забайкальского орогенного пояса можно отнести к временному интервалу 340–270 млн лет. В частности, С.В. Руженцев и др. [6], О.Р. Минина и др. [7] отмечали значительную роль герцинского тектогенеза в формировании покровно-складчатой структуры Багдаринской синформы (Северо-Западное Забайкалье). О.Р. Минина с соавторами [7] связывали этот этап тектогенеза в пределах Северо-Западного Забайкалья с закрытием Точерского флишевого прогиба. А.В. Цыганков с соавторами [8] на основании детальных изотопно-геохронологических и геохимических исследований гранитоидов, относимых к Ангаро-Витимскому ареал-плутону, занимающему значительную площадь Западного Забайкалья, показали, что гранитоиды сформировались в период 340–270 млн лет в коллизионной (ранний этап) и постколлизионной (поздний этап) геодинамических обстановках. Однако метаморфических комплексов этого временного интервала, которые могли бы служить индикаторами аккреционно-коллизионных событий, до настоящего времени выделено не было. Ранее [9] возраст метаморфических комплексов в пределах Западного Забайкалья по аналогии с метаморфическими комплексами Прибайкальского аккреционно-коллизионного пояса принимался как раннепалеозойский.

Нами были изучены выходы метаморфических пород, обнажающихся вдоль железнодорожного полотна на левом берегу р. Селенги, к северу от пос. Еловка (~30 км от г. Улан-Удэ). На существующих геологических схемах эти породы относят к суванихинской свите. В разрезе метаморфической толщи представлены клинопироксен-роговообманковые кристаллические сланцы, роговообманковые кристаллические сланцы, содержащие скаполит, биотит-амфиболо-

вые гнейсы, мраморы, мигматиты.

Клинопироксен в кристаллических сланцах представлен диопсидом ($\text{En}_{36}\text{Wo}_{47}\text{Fs}_{17}$), роговая обманка – магнезиогастингситом и паргаситом. Мраморы помимо кальцита и доломита содержат форстерит (Fo_{99}) и флогопит.

Корректная оценка РТ-параметров метаморфизма в пределах исследованной толщи затруднена из-за отсутствия минеральных парагенезисов, для которых можно применить надежные геотермометры. Единственной минеральной ассоциацией, по которой удалось оценить параметры метаморфизма, является ассоциация роговой обманки и плагиоклаза. Расчеты были выполнены для клинопироксен-роговообманкового кристаллического сланца. Давления, оцененные по амфиболовому геобарометру [10], составили 6.5 кбар, а температуры, рассчитанные по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [11], 738 °С. В целом, ассоциации пород в метаморфической толще, а также рассчитанные РТ-параметры метаморфизма соответствуют высокотемпературной амфиболитовой фации (зона мигматитов).

Для изотопного датирования была отобрана проба из жильного материала мигматизированных роговообманковых кристаллических сланцев. Из пробы был выделен аксессуарный циркон, который представлен двумя типами кристаллов. Циркон первого типа представлен желтоватыми субидиоморфными кристаллами призматического габитуса. Для него характерна хорошо выраженная зональность: мутные или полупрозрачные ядра кристаллов и прозрачные оболочки. Зональность цирконов хорошо проявлена также на снимках, сделанных в катодно-люминесцентных изображениях. В катодно-люминесцентном изображении оболочки темные, тогда как ядерные части характеризуются большим разнообразием свечений. В оболочках циркона величины Th/U отношений варьируются от 0.10 до 0.37. Циркон второго типа представлен бесцветными прозрачными остродипирамидальными кристаллами. Он не имеет зональности, не содержит включений и характеризуется высокими значениями Th/U отношений – 1.14–1.20. Мы полагаем, что формирование циркона второго типа могло быть связано с процессами частичного плавления при мигматизации роговообманковых кристаллических сланцев.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Точки изотопных составов оболочек циркона первого типа и циркона второго типа (в сумме семь кратеров) позволили рассчитать конкордантный возраст – 295 ± 3 млн лет (СКВО = 0.063). Мы интерпретируем этот возраст как время мигматизации и метаморфизма.

Полученная оценка возраста позволяет нам констатировать, что помимо массового гранитообразования и интенсивных покровно-складчатых деформаций на временном рубеже 340–270 млн лет в пределах забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса имели место и высокотемпературные метаморфические преобразования пород. Мы полагаем, что все эти близковозрастные явления (гранитообразование, деформации, метаморфизм) являются отражением единого цикла аккреционных событий, связанного с закрытием палеобассейнов позднедевонского–среднекарбонного возраста (в том числе и Точерского флишевого прогиба), которые широко распространены в пределах Западного Забайкалья [12]. Таким образом, еще один аккреционный этап (340–270 млн лет) обоснован в пределах забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса, что свидетельствует о сложной коллизионно-аккреционной истории ее развития.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (ОНЗ 10) и Программ Минобразования и науки НШ-3082.2008.5 и ВЦП РНП 2.2.1.1.7334 (НОЦ «Байкал»).

- [1] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Кн. 2. – 334 с.
- [3] Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. – 1999. – V. 306. – P. 33–56.
- [4] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [5] Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны //

- ДАН. – 2008. – Т. 423, № 2.
- [6] Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 171–198.
- [7] Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Голионко Б.Г. Геология Багдаринского района (Витимское нагорье, Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 31–34.
- [8] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 156–180.
- [9] Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. Early Paleozoic collisional events along southern margin of the Siberian craton (Northern segment of the Central Asian foldbelt) // Gondwana Research. – 2001. – V. 4, № 4. – С. 610–611.
- [10] Schmidt M.W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar // Terra abstr. – 1991. – V. 3, № 1. – P. 30.
- [11] Holland T.Y.B., Blundy Y.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral Petrol. – 1994. – V. 116, № 4. – P. 433–447.
- [12] Филлимонов А.В., Минина О.Р. Витимский бассейн форланда девона–карбона (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. – С. 147–149.

ИЗОТОПНАЯ ND-SR СИСТЕМАТИКА ПОРОД ОСАДОЧНОГО РАЗРЕЗА ОЗЕРА БАЙКАЛ

С.И. Дриль*, Е.В. Иванов*, М.И. Кузьмин*, В.В. Ярмолюк**,
Н.Ю. Загорная***, В.Ф. Гелетий*

* Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, sdril@igc.irk.ru

** Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, volya@igem.ru

*** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

Исследование вещества терригенных осадочных пород представляет очень важную информацию о составе континентальной коры и эволюции ее характеристик во времени [1]. В этой связи особый интерес вызывают осадочные породы, накапливающиеся в озере Байкал. Площадь водосбора озера составляет 570 тыс. км², охватывая протерозойские, палеозойские и мезозойские структурно-вещественные комплексы юго-восточной части складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона. Это обстоятельство позволяет надеяться, что состав терригенных осадков озера Байкал может быть использован как основа для создания региональной вещественной модели верхней континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Изотопный состав Nd и Sr был исследован в осадках 600-метровой глубоководной скважины BDP-98 на Академическом хребте озера Байкал. В осадочном разрезе присутствуют два типа осадков – терригенные, с содержаниями биогенного кремнезема SiO₂(bio) не более 10 %, и диатомовые – с содержаниями SiO₂(bio) от 15 до 50 %. Изотопный состав Nd в терригенных осадках разреза лежит в пределах εNd(0) = –12.9 ... –9.3 при среднем значении εNd(0) = –10.9, а в диатомовых – в пределах εNd(0) = –13.0 ... –8.9 при среднем значении εNd(0) = –10.2 (рис. 1).

В первом типе осадков, по сути, отсутствует корреляция изотопного состава Nd с содержанием биогенного кремнезема. Это указывает на то, что изотопный состав этого элемента определяется природой источника сноса терригенного материала, а не влиянием аутигенной осадочной добавки. Для диатомовых осадков намечается слабая корреляция между содержанием SiO₂(bio) и величиной εNd(0): чем больше содержание биогенного кремнезема, тем более

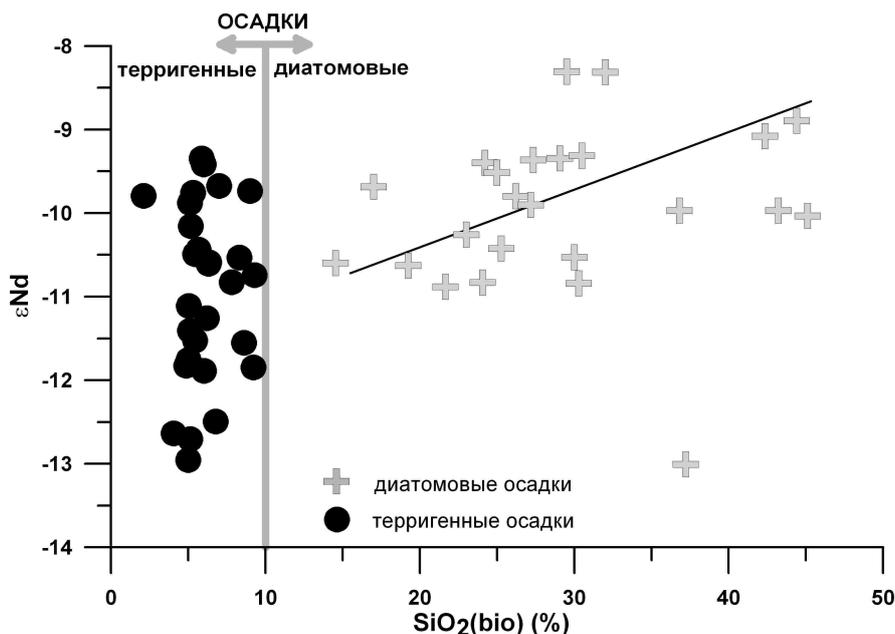


Рис. 1. Зависимость изотопного состава Nd от величины содержания SiO₂(bio) в осадочном разрезе скважины BDP-98.

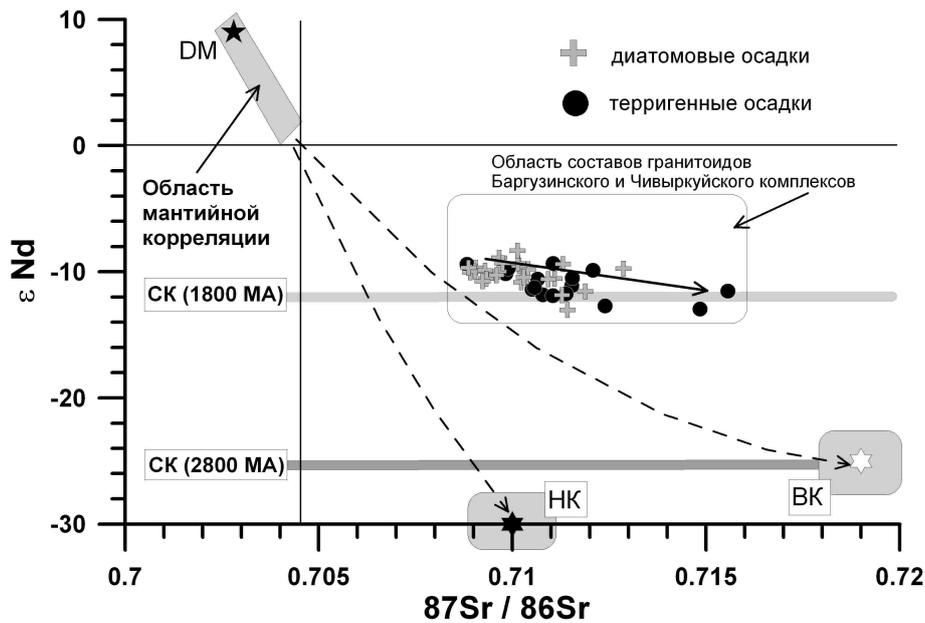


Рис. 2. Sr-Nd изотопная корреляция для терригенных и диатомовых осадков скважины BDP-98.

DM – состав деплетированной мантии; СК – состав средней континентальной коры для возраста 1800 млн лет и 2800 млн лет по [2]; составы нижней (НК) и верхней (ВК) коры Северо-Китайского кратона по [3].

радиогенным является состав Nd в осадке. Изотопный состав Nd скелетов диатомей должен находиться в равновесии с таковым в воде озера. В связи с этим исследование изотопного состава Nd в воде Байкала является важной перспективной задачей.

Изотопная Sr-Nd систематика осадков скважины BDP-98 (рис. 2) позволяет наметить некоторые параметры источников сноса терригенного осадочного материала в бассейн осадконакопления. Очевидно, что область изотопных составов как терригенных, так и диатомовых осадков BDP-98 не принадлежит линии смешения вещества между мантией и нижней корой (НК), а также существенно смещена от линии смешения мантия – верхняя кора (ВК), которые характерны для кратонных блоков с корой архейского возраста [3].

Тренд изменения изотопного состава Nd и Sr осадков, скорее всего, может быть объяснен с позиций смешения вещества мантийного источника и материала континентальной коры, которая может быть сопоставлена со средним составом верхней континентальной коры по изотопному составу Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.716\text{--}0.719$), но при этом обладает заметно менее радиогенным составом Nd ($\epsilon\text{Nd} = -12 \dots -14$). Например, таким изотопным составом Nd может обладать континентальная кора протерозойского возраста (1800 млн лет), как это показано в модели [2]. Этому не противоречат величины модельных Nd изотопных возрастов терригенных осадков, лежащие в пределах $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2}) = 1480\text{--}1730$ млн лет при среднем значении 1580 млн лет. Примечательно, что гранитоиды Баргузинского и Чивыркуйского комплексов, слагающие основную площадь водосборного бассейна р. Баргузин, вносящей существенный вклад в сток терригенного материала в районе Академического хребта, имеют модельный Nd изотопный возраст преимущественно такого порядка [4, 5].

Исследования поддерживаются РФФИ (проекты № 06-05-64754, 08-05-00660, 07-05-01053а).

- [1] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 371 с.
 [2] DePaolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry. – Berlin: Heidelberg. Springer-Verlag, 1988. – 181 p.
 [3] Fang Huang, Shuguang Li, Feng Dong, Qiuli Li, Fukun Chen, Ying Wang, Wei Yang. Recycling of deeply subducted continental crust in the Dabie Mountains, Central China // *Lithos*. – 2007. – V. 96. – P. 151–169.
 [4] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *Геотектоника*. –

1997. – № 5. – С. 18–32.

- [5] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.

SM-ND ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

С.И. Дриль, Г.П. Сандиминова, С.А. Татарников, М.Э. Казимировский

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, sdri@igc.irk.ru

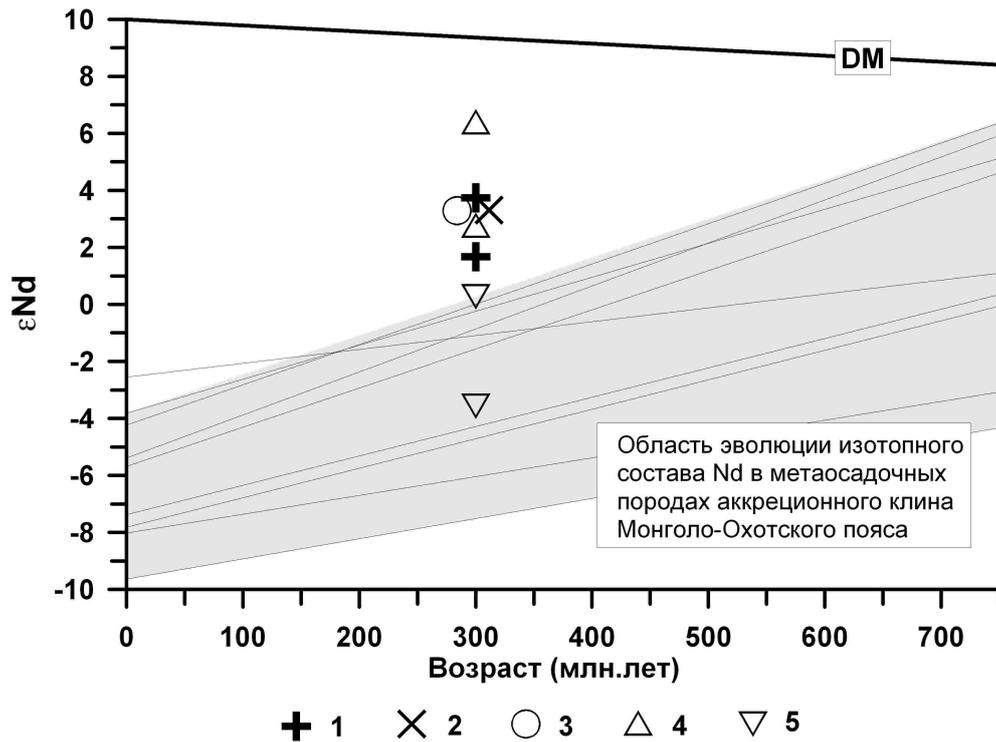
Монголо-Охотский складчатый пояс (МОП) сформировался в результате присоединения к окраине Сибирского палеоконтинента группы террейнов разной геодинамической природы [1], первоначально располагавшихся в пределах Монголо-Охотского палеоокеана. Существование протяженных фрагментов аккреционных комплексов свидетельствует о масштабных субдукционных процессах вдоль границ палеоокеанического бассейна. Однако примеры интрузивных и вулканогенно-осадочных комплексов, непосредственно связанных с субдукционной геодинамической обстановкой в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса, немногочисленны [2, 3].

Вдоль северо-западной (в современных координатах) границы пояса в пределах Восточного Забайкалья магматическими индикаторами островодужной обстановки в позднем палеозое служат интрузии береинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса и тесно пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменной свиты. Эти образования были объединены в составе Каменского островодужного террейна МОП [4]. Возраст пород каменной свиты принимается как мезозойский [5]. Однако ревизионные тематические исследования, проведенные геологами Читинского геологического управления в последние годы, показали принадлежность значительной части конгломератов, включаемых ранее в состав каменной свиты, к разрезу позднепалеозойской чиронской серии (И.Г. Рутштейн, персональное сообщение, 2002). Этот факт может служить указанием на возможный позднепалеозойский возраст как вулканогенно-осадочной, так и интрузивной части Каменского террейна.

Среди образований береинского комплекса выделяются две интрузивные фазы, ранняя из которых представлена габброидами и диоритами, а более поздняя – трондьемитами и плагиогранитами [2]. Интрузивные породы комплекса на основе общепринятых классификационных критериев относятся как к толеитовой, так и к известково-щелочной серии. На геохимических дискриминационных диаграммах они соответствуют островодужным гранитоидным сериям. Породы обеих интрузивных фаз характеризуются умеренно обогащенными спектрами распределения лантаноидов и четко проявленными отрицательными аномалиями высокозарядных элементов на мультикомпонентных диаграммах, что указывает на их происхождение в связи с зоной субдукции. Каменная свита представлена пропилитизированными в разной степени вулканитами базальт-андезит-риолитового состава, чередующимися с горизонтами туфов, вулканических брекчий, туфопесчаников и туфоалевролитов. Мультикомпонентные геохимические характеристики основных и средних вулканитов свиты полностью сопоставимы с таковыми в известково-щелочных и толеитовых вулканитах островных дуг и характеризуются преобладанием LILE и LREE над HFSE с глубокими минимумами по Nb и Ta на спайдердиаграммах.

Отложения уртуйской свиты Восточного Забайкалья являются индикатором зоны субдукции, ограничивавшей Монголо-Охотский палеоокеан с юго-востока (в современных координатах). Возраст пород определен как раннекарбонный на основе фаунистических остатков в линзах и блоках органогенных известняков, заключенных в терригенном или вулканогенно-терригенном матриксе [5]. Свита представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами среднего и кислого состава, а также базальтами, базальтовыми андезитами, андезитами и риолитами. Все типы вулканитов претерпели зеленокаменные изменения. Отложения уртуйской свиты прорваны дайками базальтов и риолитов, которые традиционно рассматриваются в составе свиты [5]. Базальты характеризуются резким преобладанием LILE и LREE над HFSE с Nb-Ta минимумами на спайдердиаграммах, что является характерным признаком пород, связанных своим происхождением с зоной субдукции.

Получены первые данные об изотопном составе Nd в породах береинского интрузивного комплекса, вулканитах каменной свиты, туфоалевролитах каменной и уртуйской свит (рисунок).



Эволюционная диаграмма ϵNd – возраст для пород береинского комплекса (1 – диорит и 2 – плагиогранит), вулканитов каменной свиты (3 – базальт), туфоалевролитов каменной (4) и уртуйской (5) свит. Изотопный состав Nd пород рассчитан на возраст 300 млн лет. Линейными трендами и залитым серым полем показана область эволюции изотопного состава Nd в метаосадочных породах аккреционного клина Монголо-Охотского пояса (кулиндинская, ононская и чиндантская свиты Восточного Забайкалья). DM – тренд эволюции изотопного состава Nd в деплетированной мантии.

Как магматические, так и вулканогенно-осадочные породы Каменского островодужного террейна имеют положительные величины ϵNd . Величина $\epsilon Nd(300) = 3.7$ в базальтах каменной свиты полностью совпадает с таковыми в диоритах и плагиогранитах Береинского комплекса – $\epsilon Nd(300) = 1.7-3.7$. Это безусловно подтверждает вывод о тесной генетической связи средних и кислых пород береинского комплекса с основными расплавами, сделанный ранее [2]. Близки и модельные Nd изотопные возрасты базальтов – $T_{Nd}(DM) = 919$ млн лет – и интрузий среднего-кислого состава – $T_{Nd}(DM-2) = 766-941$ млн лет. Туфоалевролиты каменной свиты также имеют положительные значения $\epsilon Nd(300) = 2.8-6.4$, при $T_{Nd}(DM-2) = 547-849$ млн лет, что свидетельствует о значительной доле относительно молодого ювенильного корового вещества в составе этих осадочных пород. В отличие от вулканогенно-осадочных пород каменной свиты, исследованные туфоалевролиты уртуйской свиты имеют более низкие величины $\epsilon Nd(300) = 0.3-(-3.6)$ при более древних модельных Nd изотопных возрастах – $T_{Nd}(DM-2) = 1057-1376$ млн лет. Это свидетельствует о большей доле древнего корового вещества в источнике сноса уртуйской свиты по сравнению с каменной. Сопоставляя изотопные Sm-Nd характеристики вулканогенно-осадочных пород островодужных комплексов и аккреционных призм (рисунок), следует отметить, что доля древнего корового вещества в составе последних должна быть существенно больше, чем в первых.

Исследования поддерживаются РФФИ (проекты 06-05-64754, 08-05-00660).

- [1] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.
 [2] Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород Береинской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН. – 1998. – Т. 360, № 2. – С. 241–245.
 [3] Дриль С.И., Татарников С.А., Казимировский М.Э. Вулканиты уртуйской свиты Восточного Забай-

каля – геохимические особенности и геодинамическое положение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 101–104.

- [4] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – № 6. – С. 7–41.
- [5] Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000. – Чита, 1997. – 271 с.

ПЕРВИЧНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ АМФИБОЛ, СЛЮДА, РЕДКИЕ И ПОТЕНЦИАЛЬНО НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ЦИРКОНИЯ В ДОЛЕРИТАХ ПАДУНСКОГО И ТОЛСТОМЫСОВСКОГО СИЛЛОВ (СИБИРСКИЕ ТРАППЫ)

*А.В. Иванов**, *Е.И. Демонтерова**, *Л.З. Резницкий**,
*Н.С. Карманов***, *М.Л. Фиорентини****

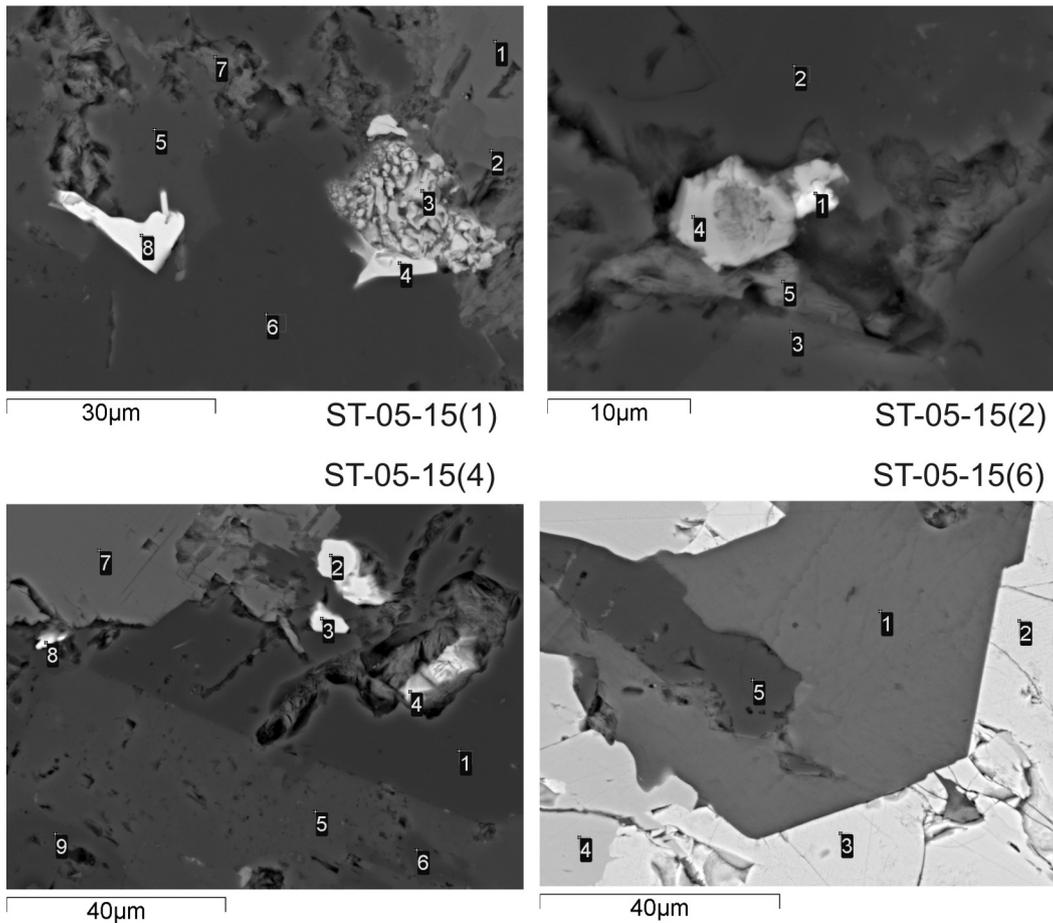
*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru

**Улан-Удэ, Геологический институт БНЦ СО РАН, krm@geo.buryatia.ru

***Perth, Center for exploration targeting, The University of Western Australia, mfiorent@cyllene.uwa.edu.au

Сибирские траппы были выделены А. Чекановским в 1873 г. по результатам геологической экспедиции в долину Нижней Тунгуски. Им были описаны три формации: интрузивные траппы, эффузивные траппы и туфы. Выделение интрузивных траппов (силлов), по-видимому, было обусловлено тем, что в 1866–1868 гг. он находился в ссылке в поселке Падун (ныне часть Братска), где обнажается крупный долеритовый силл (мощностью до 200 м), известный в настоящее время под названием Падунского. Севернее, в районе смены простирания Ангары с субмеридионального на субширотное, Падунский силл получил название Толстомысовского [1]. В Ангаро-Тасеевской синеклизе траппы представлены исключительно долеритовыми силлами, однако и в других частях Сибирских траппов долеритовые интрузии имеют широкое распространение [2]. Детально петрография Падунского силла была описана Б.М. Владимировым [3], а Толстомысовского – Г.Д. Феоктистовым [4]. Ими были выделены основные разновидности пород и приведены описания породообразующих и аксессуарных минералов. В ряду снижения магнезиальности и роста кремнекислотности и щелочности выделяются троктолитовые диориты (диабазы – согласно терминологии 60-х годов прошлого столетия), диориты, гранофировые диориты и безоливиновые пегматит-диориты. Кроме породообразующих минералов – плагиоклаза, оливина, пироксена (моноклинного и реже ромбического) – и рудных минералов ими отмечались кварц, калинатровый полевой шпат, аксессуарные амфибол, биотит, циркон и различные вторичные минералы. Б.М. Владимиров [3], имея сравнительно ограниченный материал для исследований по выходам Падунского силла в районе г. Братска, считал, что амфибол и биотит встречаются только в гранофировых диоритах и диорит-пегматитах, происхождение которых он объяснял ассимиляцией вмещающих осадков. Амфибол (роговую обманку) и биотит он относил к эпимагматической стадии. Г.Д. Феоктистов [4] не исключал возможность ассимиляции вмещающих пород, но считал, что она имеет весьма локализованный характер, тогда как весь ряд пород, включая гранофировые долериты и пегматит-долериты, относил к продуктам нормальной магматической дифференциации. Происхождение амфибола и биотита он не обсуждал. Амфибол и биотит зафиксированы практически во всех типах пород (за исключением некоторых типов диоритов) – от магнезиальных троктолитовых, до безоливиновых пегматит-диоритов. Учитывая появившиеся новые аналитические возможности, авторы начали работы по исследованию минерального состава силлов Ангаро-Тасеевской синеклизы. Данная работа посвящена предварительным результатам этого исследования.

На начальном этапе рассмотрены прозрачные шлифы ~70 образцов, отобранных из Тулунского, Чунского, Падунского и Толстомысовского силлов. Основная часть приходится на два последних силла. По составу образцы перекрывают весь спектр от троктолитовых диоритов до пегматит-диоритов. Амфибол и биотит, в дополнение к породообразующим минералам долеритов, зафиксированы нами в трех образцах, и еще в трех образцах обнаружен биотит без амфибола. Все эти образцы относятся к Падунскому и Толстомысовскому силлам. Оба минерала преимущественно образуются на поздней стадии кристаллизации, обычно развиваясь по клинопироксену. Амфибол также встречается в виде пластинчатых вростков внутри кристаллов клинопироксена и образует редкие отдельные кристаллы. Биотит часто кристаллизуется совместно с рудными минералами. В одном образце (ST-08-116), отобранном в районе строящейся Богучанской ГЭС, зафиксировано обилие кристаллов железистого и магнезиального биотита, который кристаллизуется совместно с оливином, клинопироксеном, плагиоклазом, калишпатом и магнетитом, т.е. практически во всем диапазоне, от ранней до поздней стадии кристаллизации



Изображения со сканирующего электронного микроскопа LEO. Цифрами показаны точки анализов, полученных при помощи энергодисперсионной приставки INCA Energy 300.

ST-05-15(1): 1 – клинопироксен, 2 – магнезиальная роговая обманка, 3 – халькопирит, 4 – Y-цирконолит, 5 – калинастровый полевой шпат, 6 – кварц, 7 – натровый феррожедрит, 8 – бадделейт. ST-05-15(2): 1 – цирконий-редкоземельный фосфат, 2 – кварц, 3 – калинастровый полевой шпат, 4 – магнетит, 5 – биотит. ST-05-15(4): 1 – кварц, 2 и 3 – Y-цирконолит, 4 – халькопирит, 5 – калинастровый полевой шпат, 6 – альбит, 7 – клинопироксен, 8 – циркониевый борид, 9 – плагиоклаз. ST-05-15(6): 1 – биотит, 2 и 3 – Ti-магнетит, 4 – ильменит, 5 – альбит.

минералов.

Два образца проанализированы с помощью электронного микроскопа LEO (Electron Microscopy Ltd.) с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 300 в ИГ БНЦ СО РАН (г. Улан-Удэ). На рисунке приведены изображения различных участков, наиболее полно отражающих минеральный состав кварцевого долерита из кровли Падунского силла (район Братской ГЭС). В первую очередь обращает на себя внимание то, что базальтовая роговая обманка (ST-05-15(1)) и биотит (ST-05-15(6)) имеют магматическую природу. Кварц находится в ассоциации с калинастровым полевым шпатом и клинопироксеном (ST-05-15(4)). Выявлен также вторичный амфибол – натровый феррожедрит. Кроме того, в этой породе найдены разнообразные минералы циркония: бадделейт, Y-цирконолит, циркониевый борид и цирконий–редкоземельный фосфат. Причем два последних минерала не имеют аналогов среди природных объектов и, таким образом, являются потенциально новыми минералами. Циркониевый борид имеет формулу, близкую к ZrB , с примесями Si и Hf. Такое вещество искусственно синтезировано и активно изучается в связи с его уникальными физическими и химическими свойствами [5]. Цирконий–редкоземельный фосфат, по-видимому, имеет формулу $TR_3Zr_2(PO_4)_3O_4 \cdot 8H_2O$, где TR – легкие редкоземельные элементы (в виде оксидов они дают около 40 мас. %), в позицию Zr входит Th, а P – Si. Y-цирконолит (~8 мас.% Y_2O_3) богат железом (9–10 мас.% FeO), показывает

необычное фракционирование легких РЗЭ (содержит 1.5–3.0 мас. % Nd_2O_3 и Ce_2O_3 при практическом отсутствии лантана и самария). В Y-цирконолитах из породы ST-05-15 присутствует Th без U, а в одном цирконолите из породы ST-05-21 – наоборот.

Таким образом, роговая обманка и биотит кристаллизовались на магматической стадии (рисунок). Появление этих минералов указывает на высокое содержание водного флюида в долеритовой магме. В то же время на данный момент невозможно ответить на вопрос об источнике водного флюида – вмещающие осадочные породы, нижняя кора, метасоматизированная литосферная мантия или гидротированная астеносфера. Также остается открытым вопрос об источнике редкоземельных элементов, тория и урана, а также бора. Ответы на них могут быть сняты посредством определения изотопов H и концентраций Li, B, F и Cl при помощи микро- и нано-пучка ионного зонда [6].

Работа выполнена при поддержке международного экспедиционного гранта СО РАН (№ 38/3 «Опробование трапповых силлов...»), проектов РФФИ-08-05-98104_сибирь, МК-1228.2008.5 и Фонда содействия отечественной науке.

- [1] *Феоктистов Г.Д.* Петрология и условия формирования трапповых силлов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1978. – 168 с.
- [2] *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н.* Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. – 2000. – Т. 41. – С. 1696–1705.
- [3] *Владимиров Б.М.* Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов: Труды Восточно-Сибирского геологического института. Вып. 10. – Иркутск, 1962. – 151 с.
- [4] *Феоктистов Г.Д.* Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары: Труды Восточно-Сибирского геологического института. Вып. 7. – Иркутск, 1961. – 158 с.
- [5] *Chen H.M., Zheng F., Liu H.S., Liu L.B., Jin Z.P.* Thermodynamic assessment of B-Zr and Si-Zr binary systems // *J. Alloy Compd.* – 2008. – doi:10.1016/j.jallcom.2008.01.061 (article in press).
- [6] *Fiorentini M.L., Beresford S.W., Deloule E., Hanski E., Stone W.E., Pearson N.J.* The role of mantle-derived volatiles in petrogenesis of Paleoproterozoic ferropicrites in the Pechenga Greenstone belt, Northwestern Russia: Insights from in-situ microbeam and nanobeam analysis of hydromagmatic amphibole // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2008. – V. 268. – P. 2–14.

СТАГНАЦИЯ СЛЭБОВ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ МАНТИИ И ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ

*А.В. Иванов**, *К.Д. Литасов***

* Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru

** Новосибирск; Институт геологии и минералогии СО РАН, Geophysical Laboratory,
Carnegie Institution of Washington, USA

Стагнирующим слэбом (stagnant slab) в мантии называется субгоризонтальный фрагмент субдуцирующей плиты, остающийся связанным с активной зоной субдукции, фиксируемой для современных обстановок по сейсмофокальной плоскости Вадати-Беньюфа. Этот термин был введен в начале 90-х годов прошлого столетия [1], а первое систематическое описание дано десятью годами позже [2]. Например выяснилось, что существенная часть крутопогружающихся субдуцирующих плит окраин Тихого океана выполаживается в переходной зоне мантии [2] (переходной зоной назывался слой на глубинах ~ 400–1000 км (слой С – Буллена) [3], однако сейчас эта зона ограничивается двумя наиболее выразительными сейсмическими разделами 410 и 660 км). Стагнирующие слэбы могут проникать под внутреннюю часть континента на 1–2 тыс. км.

В классических плюмовых моделях вещество слэба рециклируется через нижнюю мантию, а вулканизм на поверхности характеризуется геохимическим типом OIB [4]. В случае, если рециклинг вещества происходит через переходную зону мантии, подобно модели мегалита Рингвуда [5], появившейся до детектирования первых стагнирующих слэбов, то в тыловых областях зон субдукций по геохимическим данным невозможно отличить плюмовый магматизм от магматизма, связанного со стагнирующими слэбами. В обоих случаях результирующими магмами будут магмы типа OIB. Примером такого типа магматизма может служить щелочно-базальтовый магматизм Центральной Азии [6].

В модели А. Рингвуда [5] и ее модификации для стагнирующих слэбов [6] принимается, что на глубинах больше 100 км происходит практически полная дегазация слэбов. Однако геотермические расчеты и экспериментальные данные показывают, что во внутренней зоне перидотитовой части быстро субдуцирующих слэбов типа С и D (по классификации [7]) могут создаваться условия для нахождения водосодержащих фаз [8–14]. Иными словами, быстро субдуцирующий слэб является транспортером воды в переходную зону. При нагреве стагнирующего слэба до температуры окружающей мантии водосодержащие фазы распадаются с выделением свободного флюида. При нормальной мантийной геотерме на глубинах переходной зоны мантии «вода» содержится в высокобарных модификациях оливина – рингвудите и вадслеите [15] (под водой на таких глубинах подразумевают либо группу OH, либо протон). Гидратация этих минералов ведет к существенному увеличению объема ($\Delta V \sim 0.04$ и 0.2 % на 0.5 мас.% H_2O) [16]. Таким образом, гидратированная мантия переходной зоны приобретает тенденцию к формированию «мокрых» диапиров. При пересечении раздела 410 км, вадслеит трансформируется в оливин. Оливин на этих глубинах может содержать в своей структуре до 0.5 мас. % воды. Такой гидратированный оливин имеет объем кристаллической решетки больше на 0.05 % в сравнении с сухим оливином, что равносильно эффекту нагрева на 240° [16]. Динамика «мокрых» перидотитовых диапиров в субдукционных зонах была промоделирована в работе [17]. Аналогично должны всплывать и гидратированные перидотиты над стагнирующими слэбами. Плавление в таких «диапирах» приходится на диапазон глубин 300–150 км, что связано со снижением растворимости воды в оливине и выделением свободного флюида.

Такой рециклинг воды через быструю субдукцию, стагнирующие слэбы и мокрые диапиры должен приводить к формированию магм с островодужными характеристиками под внутренними частями континентов. В докладе будет показано, что примером для магматизма, связанного со стагнацией слэбов, являются континентальные траппы [18]. В частности, в Сибирских траппах доминирующим типом магм являются низкотитанистые толеиты с островодужными геохимическими характеристиками [19–20]. На «мокрый» источник этих толеитов также указывает присутствие первично-магматических амфибола и биотита.

Работа выполнена при поддержке международного экспедиционного гранта СО РАН («Опробование трапповых силлов Ангаро-Тасеевской синеклизы для изотопных исследований») и проекта РФФИ-08-05-98104_сибирь.

- [1] *Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nenbai M.* Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // *J. Geophys. Res.* – 1992. – V. 97. – P. 4809–4822.
- [2] *Fukao Y., Widiyantoro S., Obayashi M.* Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region // *Rev. Geophys.* – 2001. – V. 39. – P. 291–323.
- [3] *Bullen K.E.* An introduction to the theory of seismology. – Cambridge, England: Cambridge University Press, 1947. – 276 p.
- [4] *Hofmann A.W., White W.H.* Mantle plumes from ancient oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1982. – V. 57. – P. 421–436.
- [5] *Ringwood A.E.* Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1991. – V. 55. – P. 2083–2110.
- [6] *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В.* О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // *Геология и геофизика.* – 2006. – Т. 47. – С. 1060–1074.
- [7] *Kirby S.H., Stein S., Okal E.A., Rubie D.C.* Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere // *Rev. Geophys.* – 1996. – V. 34. – P. 261–306.
- [8] *Bina C.R., Navrotsky A.* Possible presence of high-pressure ice in cold subducting slabs // *Nature.* – 2000. – V. 408. – P. 844–847.
- [9] *Lin J.F., Schwegler E., Yoo C.-S.* Phase diagram and physical properties of H₂O at high pressures and temperatures: applications to planetary interiors // *Earth's deep water cycle: Geophysical monograph* / Eds. S.D. Jacobsen, S. Van der Lee. – Washington DC: AGU, 2006. – P. 159–170.
- [10] *Komabayashi T.* Phase relations of hydrous peridotite: Implications for water circulation in the Earth's mantle // *Earth's deep water cycle: Geophysical monograph* / Eds. S.D. Jacobsen, S. Van der Lee. – Washington DC: AGU, 2006. – P. 29–43.
- [11] *Litasov K., Ohtani E.* Stability of various hydrous phases in CMAS pyrolite-H₂O system up to 25 GPa // *Phys. Chem. Minerals.* – 2003. – V. 30. – P. 147–156.
- [12] *Fumagalli P., Poli S.* Experimentally determined phase relations in hydrous peridotites to 6.5 GPa and their consequences on the dynamics of subduction zones // *J. Petrol.* – 2005. – V. 46. – P. 555–578.
- [13] *Komabayashi T., Hirose K., Funakoshi K.-I., Takafuji N.* Stability of phase A in antigorite (serpentine) composition determined by in-situ X-ray pressure observations // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 2005. – V. 151. – P. 276–289.
- [14] *Lin J.F., Militzer B., Struzhkin V.V., Gregoryanz E., Hemley R.J., Mao H.-K.* High pressure-temperature Raman measurements of H₂O melting to 22 GPa and 900 K // *J. Chem. Phys.* – 2004. – V. 121. – P. 8423–8427.
- [15] *Ohtani E.* Water in the mantle // *Elements.* – 2005. – V. 1. – P. 25–30.
- [16] *Smyth J.R., Jacobsen S.D.* Nominally anhydrous minerals and Earth's deep water cycle // *Earth's deep water cycle: Geophysical monograph* / Eds. S.D. Jacobsen, S. Van der Lee. – Washington DC: AGU, 2006. – P. 159–170.
- [17] *Gerya T.V., Yuen D.A.* Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel 'cold plumes' at subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 212. – P. 47–62.
- [18] *Ivanov A.V., Litasov K.D.* Siberian flood basalts magmatism and Mongolia-Okhotsk slab dehydration // Available from Nature Precedings <http://hdl.handle.net/10101/npre.2008.1489.1> – 2008.
- [19] *Ivanov A.V.* Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps // *The origin of melting anomalies: plates, plumes and planetary processes. Geological Society of America Special Paper* / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. – Princeton: GSA, 2007. – P. 669–691.
- [20] *Ivanov A.V., Demonterova E.I., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A.* Low-Ti melts from the southeastern Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for a water-rich mantle source? // *J. Earth System Sci.* – 2008. – V. 117. – P. 1–21.

НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ДЕВОНСКИМ ВУЛКАНИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ

А.Ю. Казанский · **, Д.В. Метелкин* · **, В.В. Благовидов***

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, kaz@uiggm.nsc.ru

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

В продолжение исследований по проблеме достоверности палеомагнитных данных для девонского интервала в 2007 г. нами была отобрана коллекция вулканогенных пород Минусинской впадины из береговых обнажений на левом берегу Красноярского водохранилища, в районах залива Кокса и расположенного южнее Лагерного залива. Покровы базальтовых порфириров приурочены к верхним горизонтам мощной вулканогенно-осадочной толщи и входят в состав сыдинской и перевозной свит нижнедевонского возраста.

Отбор образцов проводился с помощью портативного бензинового бура. Ориентирование образцов проводится с помощью магнитного и солнечного компасов. Коллекция составила 190 ориентированных образцов, отобранных в 17 точках. В настоящей работе представлены предварительные результаты по шести точкам отбора (50 образцов). Выборка представлена сравнительно слабомагнитными образцами ($k < 500 \cdot 10^{-5}$ Си, NRM < 200 мА/м). Это в основном образцы из краевых частей потоков, где предполагаются наиболее мелкие зерна ферромагнетиков. Магнитная восприимчивость измерялась на приборе Bartington MS2 с двухчастотным датчиком, величина и направление естественной остаточной намагниченности – на спин-магнитометре JR6. Все образцы прошли ступенчатую температурную чистку до 680°C (16 ступеней) в экранированной печи системы В.П. Апарина (ИЗК СО РАН), эксперименты проводились в комнате магнитного вакуума Палеомагнитного центра ИНГТ СО РАН с внутренним полем около 200 нТл. Интерпретация результатов выполнена с помощью пакета прикладных программ [1], использующих стандартные алгоритмы [2, 3, 4].

В результате размагничивания выявлены три группы образцов с различным поведением намагниченности в процессе нагревов. Эти группы также дифференцируются по скалярным магнитным параметрам. Наиболее стабильным является компонент с крутым отрицательным наклоном, выделенный в трех точках опробования. Все образцы характеризуются более высокими значениями магнитной восприимчивости, NRM и достаточно высокими значениями FD фактора (5–10 %), что свидетельствует о присутствии большого количества мелких магнитных зерен, по размерам близких к границе ферромагнетизм/суперпарамагнетизм. Действительно, судя по кривой разрушения намагниченности в процессе нагрева, носителем характеристического компонента является мелкозернистый гематит (спад намагниченности начинается выше 600–630 °С, направление намагниченности в процессе нагрева практически не меняется). Направления ChRM внутри точек отбора группируются очень кучно, тогда как между точками разброс средних направлений весьма значительный (таблица). Из-за малых различий в элементах залегания тест складки дает неопределенный результат, хотя наилучшее схождение векторов наблюдается при 50 %-ном распрямлении складки. Этот компонент интерпретируется нами как вторичная химическая намагниченность, отвечающая пермскому региональному перемагничиванию.

Второй компонент присутствует в трех точках отбора, при этом в точке 11 он присутствует наравне с компонентом «пермского перемагничивания». По направлению этот компонент близок компоненту «В», выделявшемуся ранее [5, 6] (таблица). Это самые слабомагнитные образцы в изученной коллекции с относительно низким FD фактором (< 5 %). Носителем компонента является магнетит (интервал разрушения компонента 300–560 °С), однако в образцах присутствует также и гематит, искажающий направление компонента «В». Компонент биполярный, однако тест обращения отрицательный: угол между N и R направлениями при приведении к одной полярности 12.8°, при критическом значении 10.3°. Отрицательный результат теста безусловно связан с занижением наклона ChRM в образцах, где влияние гематитового компонента значительно. Из-за малых различий в элементах залегания тест складки дает неопределен-

Палеомагнитные направления и координаты палеомагнитных полюсов девонских вулканических комплексов Минусинской впадины

Объект	N	Dg	Ig	Kg	a95g	Ds	Is	ks	a95s
Компонент А									
Точка 17	3г	340.9	2.1	190.6	9.0	341.8	-27.7	190.6	9.0
Компонент В									
Точка 8	7п	266.6	31.4	77.7	6.9	257.7	30.1	77.8	6.9
Точка 10	9 (4п 5г)	271.7	21.2	37.8	8.5	265.4	24.5	37.9	8.5
Точка 11	3 (1г 2с)	259.8	22.5	471.4	9.4	258.1	34.1	475.5	9.4
Среднее	3	266.0	25.1	108.1	11.9	260.5	29.6	173.9	9.4
«Пермское» перемагничивание									
Точка 7	3г	343.3	-56.6	154.8	9.9	304.8	-55.7	154.4	10.0
Точка 11	4г	177.8	-80.4	23	19.6	232.6	-75.5	22.9	19.6
Точка 12	10г	40.7	-78.2	314.6	2.7	348.6	-71.3	314.7	2.7
Среднее	3г	350.0	-79.6	13.1	35.6	303.7	-72.4	16.2	31.7

П р и м е ч а н и е: N – число образцов (п – прямой полярности; г – обратной полярности, с – кругов перемагничивания); D – склонение в градусах, I – наклонение в градусах; k – кучность; a95 – радиус круга доверия для вероятности 95%. Индексы g и s обозначают географическую и стратиграфическую системы координат соответственно.

ный результат, хотя наилучшее схождение векторов наблюдается при 69%-ном распрямлении складки.

Только в одной точке установлен компонент, по направлению схожий с выделявшимся ранее компонентом «А» [5, 6] (таблица). Эти образцы сравнимы по величинам скалярных магнитных параметров с образцами «пермского перемагничивания», но практически не содержат мелких суперпарамагнитных/однодоменных зерен, поскольку FD фактор у них < 3 %. Носителями этого компонента являются и магнетит и гематит, поскольку он разрушается во всем интервале терморазмагничивания.

Интересно отметить, что выделявшееся нами ранее направление намагниченности для девонских вулканических комплексов [6, 7] в данном районе не установлено. По-видимому, это связано с тем, что данная коллекция представлена образцами из приконтактовых частей вулканических тел, где окислительный потенциал значительно выше, чем в центральных частях, поэтому наряду с первично-магматическими ферромагнетиками образуется вторичный гематит.

Таким образом, проведенные исследования позволяют предполагать, что различия в направлениях намагниченности девонских вулканических комплексов связаны по крайней мере с двумя факторами – различием в доменном состоянии исходных ферромагнетиков в изученных образцах (компоненты «А» и «В») и присутствием вторичного гематита, искажающего первичную палеомагнитную запись (компонент «В»), вплоть до ее полного уничтожения («пермское перемагничивание»).

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (проект ОНЗ 7.10.2)

- [1] Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. – Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. – 16 p.
- [2] Halls H.C. A least squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. R. A. S. – 1976. – V. 5. – P. 297–304.
- [3] Kirschvink J.L. The list squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. A. S. – 1980. – V. 62. – P. 699–718.
- [4] Zijdeveld J.D.A. AC demagnetization of rocks: analysis of results. Methods in Paleomagnetism / D.W. Collinson, K.M. Creer (eds). – Amsterdam: Elsevier Publ. Co, 1967. – P. 254–286.
- [5] Палеомагнетизм палеозоя. – Л.: Недра, 1974. – 238 с.
- [6] Казанский А.Ю., Кунгурцев Л.В., Брагин В.Ю. Палеомагнитные направления девонских комплексов восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. – М.: ОИФЗ РАН, 1996. – С. 48–50.

- [7] *Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю.* Положение девонских палеомагнитных полюсов Сибири: современное состояние проблемы и новые данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 92–94.

ДЕЛАМИНАЦИИ И ДЕЛАМИНАЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ

*А.И. Киселев**, *И.В. Гордиенко***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akiselev@crust.irk.ru

**Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bsnet.ru

Механическое отслоение и погружение мантийной литосферы называют деламинацией. Впервые термин «деламинация» был предложен П. Бердом [1], согласно которому литосферная мантия отщепляется от вышележащей коры благодаря подъему и внедрению между ними астеносферного материала. Г. Хаусман и др. [2] предложили другой механизм, который обусловлен гравитационной (конвективной) нестабильностью низов тектонически утолщенной литосферы, сопровождаемой полным или частичным отделением ее мантийной части и погружением в астеносферу.

Континентальная литосфера характеризуется варьирующейся мощностью (150–300 км) и более дробной стратификацией по сравнению с океанической литосферой. Ее составляющими являются высокоплавучая богатая кварцем 2–3-слойная кора (30–70 км) и отрицательно или нейтрально плавучая богатая оливином мантийная часть литосферы (60–250 км). Верхняя кора хрупко-упругая, нижняя – пластичная и может иметь вязкость 10^{20} – 10^{21} пуаз при $T=250$ – 400 °С. В мантийной литосфере пластичный крип активизируется при более высокой температуре (750–800 °С). Данное обстоятельство подразумевает присутствие слабого слоя (нижняя или средняя кора) между прочной верхней корой и литосферной мантией, что позволяет им деформироваться относительно независимо друг от друга вплоть до механического отделения.

Деламинация как следствие тектонического утолщения в коллизионных орогенах. Когда комбинируются термальный и вещественный параметры, определяющие мантийную литосферу, она имеет более низкую плотность, чем нижележащая астеносфера. Однако в процессе сжатия литосфера становится более толстой и нестабильной вследствие ее квазиизотермического «вдавливания» в астеносферу. В этих условиях мантийная литосфера может деламинировать, в том числе вместе с нижней корой в случае ее эклогитизации после критического количества сокращений. Инверсия плотностей может быть реализована в коллизионных орогенах, где компрессионное утолщение литосферы сменяется коллапсом растяжения. Полный орогенический цикл содержит три стадии развития: 1) коллизия, утолщение, поднятие топографической поверхности, образование корового и литосферного корня; 2) метаморфизм корового корня и/или деламинация корового корня или литосферной мантии; 3) коллапс растяжения орогена и переуравновешивание Мохо.

Деламинация нижней коры. Фазовый переход базальт – эклогит. Значительный вклад в инверсию плотностей между литосферой и астеносферой вносит фазовый переход базальта в более плотную модификацию – эклогит. При этом низкобарический $Px+Pl+Ol$ парагенезис минералов превращается в высокобарический эклогит, сложенный пироповым гранатом и омфацитом. Плотность эклогита на 6 % выше плотности исходного субстрата. Она сопоставима с плотностью нижележащей мантии или может превышать ее. В континентальных регионах с тонкой корой (< 45 км) нижняя кора при любых вариациях состава должна иметь плотность, более низкую, чем в мантии. Наоборот, в районах, где сжатие приводит к утолщению коры более 50 км (в Тибете – до 70 км), породы базальтового состава в нижней коре испытывают большое плотностное увеличение при переходе в эклогиты и имеют тенденцию к погружению. В регионах с толстой корой, если литосферная мантия деламинирует, то деламинирует и нижняя часть коры.

Ключевая роль флюидов в процессах эклогитизации и деламинации нижней коры в коллизионных орогенах. При крайне малом количестве флюидов нижняя кора может длительное время находиться в метастабильном состоянии. Некоторые исследователи придают большее значение флюидам и деформации в реализации эклогитового метаморфизма, чем температуре и давлению [3]. Эклогитизация сопровождается уменьшением прочности, и в этом смысле эклогиты менее прочные, чем их протолит. В зонах высоких деформаций эклогиты рассланцованы и пластически деформированы. Эти процессы усиливаются в присутствии воды. Метаморфичес-

кие реакции увеличивают пластичность за счет уменьшения зернистости и присутствия метаморфического флюида. Таким образом, эклогитизация уменьшает прочность коры. Высокая плотность эклогитов и наличие вышележащего ослабленного слоя дестабилизируют нижнюю кору, увеличивая при этом отрицательную плавучесть нижележащей литосферной мантии.

Метаморфизм сухой нижней коры стимулируется инфильтрацией флюида: при соответствующих Р–Т условиях, отвечающих эклогитовой фации, реакции будут происходить быстро с уменьшением объема системы на 10–15 %. Это уменьшение вызывает дальнейшую инфильтрацию флюида, завершение эклогитизации нижней коры и ее деляминацию. Если инфильтрация флюида не происходит, то в этом случае утолщенная нижняя кора орогена может оставаться в метастабильном состоянии неопределенно долгое время (сотни млн лет). Таким образом, эволюция орогенов на финальной стадии своего развития определяется флюидным режимом нижней коры. Естественно, процессы внутрикорового магмобразования в коллизионных орогенах, испытавших деляминацию, должны существенно отличаться от таковых в орогенах, где деляминация не имела места.

Утяжеление литосферной мантии в результате магматического подслаивания (magmatic underplating) и рефертилизации. Если литосфера лежит в поле стабильности эклогита, то интродуцирующие ее расплавы или мафические кумуляты могут трансформироваться в ее пределах в виде эклогитов. Каждые 10 % эклогита будут увеличивать плотность мантийной литосферы примерно на 1 % и приводить к ее нестабильности.

Деляминация при плюм-литосферном взаимодействии. При подъеме плюма к основанию литосферы происходит дестабилизация холодной более плотной литосферы (нестабильность Релея–Тейлора), которая выражается в следующем: 1) в региональном сводовом поднятии; 2) механической эрозии литосферы над центром головы плюма и ее дифференциальном утонении при латеральном растекании; 3) деляминации литосферной мантии, причем в краевых частях головы плюма возвратное течение плюмового вещества «заталкивает» обрушенные части литосферы до глубины 400–500 км [4]. Апвеллинг горячего плюмового материала может достигать границы Мохо. При этом происходит его адиабатическое плавление, нагревание коры и образование внутрикоровых расплавов.

Возможность деляминации в зависимости от вещественных различий между конвектирующей и литосферной мантией. Численным моделированием нами установлено, что только флюидосодержащая астеносфера, отвечающая составу DMM, является наиболее подходящей средой для деляминации утолщенной литосферы по отношению к другим более фертильным модельным составам астеносферы, таким, как примитивная мантия или лерцолит КН [5].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 08-05-00225, 08-05-00290).

- [1] Bird P. Continental delamination and the Colorado plateau // J. Geophys. Res. – 1979. – V. 84, № B13. – P. 7561–7571.
- [2] Houseman J.A., McKenzie D.P., and Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // J. Geophys. Res. – 1981. – V. 86, № B7. – P. 6115–6132.
- [3] Leech M.L. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination and tectonic collapse // Earth Planet. Sci. Let. – 2001. – V. 185. – P. 149–159.
- [4] Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., Le Pourhiet L., Cloetingh S. Plume head-lithosphere interactions near intra-continental boundaries // Tectonophysics. – 2007. – V. 434. – P. 15–38.
- [5] Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В. Петрологические аспекты гравитационной нестабильности тектонически утолщенной литосферы // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23, № 2. – С. 20–29.

ЭПИЗОДЫ СИНХРОНИЗАЦИИ ГОДОВЫХ ЧИСЕЛ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МОНГОЛО-БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

*А.В. Ключевский**, *Г. Баяр***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akluchev@crust.irk.ru

**Улан-Батор, Исследовательский центр астрономии и геофизики МАН

Корреляционный анализ относится к наиболее распространенным методам изучения отношений между элементами сложной динамической, в том числе и геодинамической, системы. Для исследования корреляции скорости сейсмического потока в Монголо-Байкальском регионе (МБР) использованы временные ряды годовых чисел N представительных землетрясений с энергетическим классом $K_p \geq 9$ [1, 2], произошедших в Байкальском регионе (в трех входящих в него районах и на шести участках) и Монголии (в четырех составляющих ее районах и на пяти участках) с 1964 по 2001 г. Деление территории выполнено в соответствии со схемой регионализации, используемой при исследовании напряженно-деформированного состояния литосферы и сейсмичности в Байкальском регионе (БР) и Монголии [2, 3]. Отрезок времени в 38 лет разделен на выборки длиной в три года (L_3), пять (L_5) и десять (L_{10}) лет, и по реализациям одной длины вычислены коэффициенты парной корреляции ρ сравниваемых территорий. Временной сдвиг между выборками землетрясений равен нулю, шаг расчетов равен одному году, а полученное значение ρ приписано середине временного интервала каждой реализации. Используемый подход позволяет выделить эпизоды когерентности скорости сейсмического потока различных территорий, которые указывают на синхронизацию сейсмических процессов при положительных высоких коэффициентах корреляции, наблюдаемых в это время. Для статистической оценки значимости наблюдаемых явлений в сейсмическом процессе вычислены суммы годовых значений коэффициентов корреляции S , нормированные на число коррелируемых пар n , и стандартное отклонение σ . Участки графиков с высоким уровнем нормированной суммарной корреляции S/n при небольших σ детерминируют эпизоды когерентности скорости потока землетрясений в регионе, а в случае независимых или хаотических процессов $S \rightarrow 0$. Под когерентностью понимается согласованное протекание во времени и в пространстве нескольких колебательных процессов, проявляющихся при их сложении.

Анализ графиков вариаций ρ выборок годовых чисел землетрясений Байкальского региона и трех районов, а также трех районов между собой показал, что при L_3 графики имеют довольно сложную форму, а коэффициент корреляции варьируется в пределах $-1 < \rho < 1$. Высокие положительные значения коэффициента корреляции ($\rho > 0.8$) одновременно во всех шести парах сравниваемых территорий наблюдаются в 1967 и 1982 гг. и выделяются максимумами на графике $S/6$, уровень значимости которых не ниже 5 %. При увеличении длины реализации графики смещаются в область положительных значений ρ , и при L_5 уровни $\rho > 0.6$ и $S/6 > 0.6$ наблюдаются в 1966 и 1983 гг. При L_{10} $\rho > 0.5$ в 1984 г., а $S/6 > 0.5$ в 1984–1985 гг. Графики нормированной суммарной корреляции имеют высокий уровень $S/6 > 0.7$ при небольших σ в конце 1960-х и начале 1980-х гг., указывая на высокую статистическую значимость наблюдаемых в это время корреляций. Видно, что эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений в литосфере Байкальского региона и трех районов имеют небольшую длительность и приурочены к концу 1960-х и началу 1980-х гг. При анализе графиков нормированной суммарной корреляции $S/6$ выборок годовых чисел землетрясений Байкальского региона и шести участков установлено, что при L_3 повышенные значения $S/6$ одновременно во всех шести парах исследуемых территорий наблюдаются в 1967–1968 и 1981–1982 гг. При увеличении длины реализации повышенный уровень $S/6$ наблюдается в 1966–1967 и 1982–1984 гг. Установлено, что эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений в литосфере Байкальского региона и шести участков имеют небольшую длительность, а эффект когерентности сейсмического процесса проявляется в конце 1960-х и в начале 1980-х гг.

На графиках нормированной суммарной корреляции $S/4$ выборок годовых чисел землетрясений Монголии и четырех входящих в нее районов видно, что при L_3 высокие значения коэф-

фициента нормированной суммарной корреляции одновременно во всех четырех парах сравниваемых территорий наблюдаются в 1971, 1977, 1982–1984, 1987, 1994–1996 и 1999 гг. При увеличении длины реализации до пяти лет повышенный уровень $S/4$ наблюдается в 1977–1978, 1981–1987 и 1995–1996 гг. При $L_{10} S/4 > 0.6$ во всех парах территорий с 1979 по 1982 гг. Основные эпизоды синхронизации потока землетрясений Монголии и четырех районов имеют небольшую длительность и приурочены к началу 1970-х, первой половине 1980-х и середине 1990-х гг. Исследование графиков нормированной суммарной корреляции $S/5$ выборок годовых чисел землетрясений Монголии и пяти участков позволило установить, что при L_3 повышенные значения $S/5$ при небольших σ одновременно во всех пяти парах исследуемых территорий наблюдаются в 1982–1983 и в 1994–1995 гг. При увеличении длины реализации повышенный уровень корреляции наблюдается в 1979–1983 и в 1995–1996 гг. Эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений в литосфере Монголии и пяти участков имеют небольшую длительность, а эффект когерентности сейсмического процесса проявляется достаточно сильно в начале 1980-х годов и менее значительно в начале 1970-х и середине 1990-х гг. только при длине реализации L_3 и L_5 . Если сопоставить графики корреляции годовых чисел землетрясений БР, трех районов и шести участков с соответствующими графиками Монголии, то можно отметить, что основные периоды высокой корреляции скорости потока землетрясений, выделенные на всех территориях Байкальского региона, в целом совпадают с эпизодами синхронизации сейсмичности Монголии, четырех районов и пяти участков. Вместе с тем в сейсмичности Монголии наблюдается эпизод кратковременной синхронизации скорости потока толчков в середине 1990-х гг., которого нет на графиках Байкальского региона.

При анализе графиков нормированной суммарной корреляции $S/5$ выборок годовых чисел землетрясений Байкальского региона и пяти участков Монголии установлено, что при L_3 повышенный уровень корреляции одновременно во всех пяти парах исследуемых территорий наблюдается в 1982–1983 гг. С увеличением длины реализации повышенный уровень $S/5$ наблюдается в начале 1980-х гг. На графиках нормированной суммарной корреляции $S/6$ выборок годовых чисел землетрясений Монголии и шести участков Байкальского региона видно, что при L_3 повышенные значения $S/6$ выделяются максимумами в 1967–1968 и 1981–1982 гг. При увеличении длины реализации повышенный уровень $S/6$ наблюдается в начале 1980-х гг. В целом эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений в литосфере Монголии и шести участков Байкальского региона и пяти участков Монголии имеют небольшую длительность, а максимальный эффект когерентности сейсмического процесса наблюдается в начале 1980-х гг.

Проведенный в работе корреляционный анализ различной длины реализаций годовых чисел землетрясений дает возможность обнаружить эффекты когерентного нарастания скорости сейсмического потока на территории МБР, семи районов и одиннадцати участков, существенно разнесенных в пространстве, в периоды геодинамической активизации литосферы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) [4]. Основные эпизоды синхронизации скорости потока толчков наблюдаются в конце 1960-х и в начале 1980-х гг. Эпизод синхронизации скорости потока землетрясений в начале 1980-х гг. выделяется продолжительностью и уровнем корреляции, что дает возможность рассматривать его в качестве доминирующего явления в сейсмичности МБР за исследуемый интервал времени. Наблюдаемые эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений свидетельствуют, что перестройки напряженно-деформированного состояния литосферы приводят к активизациям сейсмичности, которые происходят примерно в одно время в различных областях МБР, формируя в хаотическом пространственно-временном распределении региональной сейсмичности кратковременное повышение скорости потока толчков. Если учесть результаты работы [4], в которой показано повышение числа групп толчков и числа роевых землетрясений в это время в зонах структур-аттракторов рифтогенеза (САР), то становится понятна природа пространственно-временной синхронизации наблюдаемой сейсмичности. Она обусловлена, скорее всего, ростом чисел слабых роевых сейсмических событий, которые, в свою очередь, вызваны перестройкой напряжений в литосфере Байкальской рифтовой системы в результате происходящих в ней синергетических процессов [5].

Геодинамическая активизация литосферы БРЗ в конце 1970-х – начале 1980-х гг. находит статистически значимое отражение в корреляции скорости потока толчков на всех исследуемых территориях, что дает возможность рассматривать её в качестве доминирующего сейсмо-тектонического явления в литосфере МБР. Следовательно, перестройки напряжений в литосфере

БРЗ находят отражение в сейсмичности и синхронизации скорости потока толчков на огромной территории МБР, что устанавливает сейсмогенную связь Байкальского региона и Монголии при активной роли БРЗ. Синхронизация энергетики сейсмичности Байкальского региона и Монголии, установленная в работе [6], усиливает вывод о сейсмогенной связи этих территорий. Геодинамическая активизация БРЗ конца 1960-х гг. находит слабое отражение в сейсмичности Монголии, в основном при L_3 , а эпизод синхронизации сейсмичности Монголии и Южного Прибайкалья в 1995 г. требует дальнейшего изучения с привлечением динамических параметров очагов землетрясений. На основании полученных результатов можно полагать, что расширение аналогичных исследований на территорию Алтае-Саянского региона и Якутии даст возможность уточнения пространственных пределов и степени влияния современной геодинамики БРЗ на деформационные процессы в соседних областях.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 06-05-64120-а, 08-05-90201-Монг_а).

- [1] *Голенецкий С.И.* Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 228–235.
- [2] *Klyuchevskii A.V., Bayar G., Demyanovich V.M. et al.* Seismicity and seismic zoning // Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia. – Ulaanbaatar–Irkutsk, 2004. – P. 113–203.
- [3] *Ключевский А.В.* Напряжения и сейсмичность на современном этапе эволюции литосферы Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. – 2007. – № 12. – С. 14–26.
- [4] *Ключевский А.В.* Современная динамика Байкальского рифта и особенности пространственно-временного распределения сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. – 2003. – № 5. – С. 65–78.
- [5] *Ключевский А.В.* Сейсмичность в условиях самоорганизации Байкальской рифтовой системы // ДАН. – 2005. – Т. 403, № 1. – С. 96–100.
- [6] *Klyuchevskii A.V., Bayar G., Demyanovich V.M., Dugarmaa T.* Basic parameters and characteristics of seismicity in Mongolia // Proceedings of the MAS. – 2007. – V. 186, № 4. – P. 34–47.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ, МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ

Д.В. Коваленко

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
dmitry@igem.ru

Анализ новых и существующих литературных палеомагнитных данных позволил значительно уточнить геодинамическую обстановку формирования палеозойских, мезозойских и кайнозойских магматических комплексов Монголии.

Кайнозойская рифтовая система. В ее пределах выделяются несколько магматических ареалов с возрастом от 50 млн лет до позднечетвертичного. Пространственно ареалы выстраиваются в цепочку северо-западного простирания, возраст ареалов последовательно омолаживается в северном направлении [1, 2]. Такое распределение ареалов магматических пород в работе [1] интерпретируется как след от горячей точки в мантии при прохождении над ней центрально-азиатской части Евразии. Предполагается, что в настоящее время горячая точка пространственно близка к наиболее молодому ареалу магматизма кайнозойской рифтовой системы и связывается с одним из выступов аномальной астеносферной мантии в районе Монголии [1, 2]. Такая интерпретация была проверена нами по палеомагнитным данным [3]. Установлено:

1. Палеошироты формирования разновозрастных ареалов магматизма совпадают с палеоширотой наиболее молодого ареала и современной широтой выступа аномальной мантии (46–50° с.ш.), с которым связывается магматизм рифтовой системы.

2. Простирание «следа» от горячей точки увязывается с простиранием сегмента кривой миграции палеомагнитного полюса (КМПП) для периода времени от 50 млн лет до современного. Возможно, формирование «следа» и сегмента КМПП связано с вращением Евразии относительно одного и того же полюса вращения в районе Ближнего Востока. Таким образом, палеомагнитные данные подтверждают гипотезу о том, что ареалы магматизма кайнозойской рифтовой системы Монголии могут быть следом от прохождения литосферной плиты Евразии над выступом астеносферной мантии в районе Монголии. В работе [1] приведен изотопный состав мантийных источников магм, сформировавших породы рифтовой системы. Выделяются в основном два типа источников – PREMA и EM1, но в разные периоды времени преобладал один из источников: в палеоцене–раннем эоцене – PREMA, в олигоцене – EM1, в миоцене–четвертичном периоде – PREMA. Возможно, что магмы выплавлялись на разных глубинах астеносферного выступа или в его пределах внедрялось новое вещество аномальной мантии, изменявшее изотопный состав источников.

Позднемезозойская рифтовая система. Ареалы магматизма в пределах системы локализованы в очень ограниченном районе и в отличие от кайнозойских ареалов не вытягиваются в цепочку. По геохимическому составу они рассматриваются как внутриплитные и их происхождение также связывается с действием выступа аномальной мантии Монголии [1]. Палеомагнитные полюса для времени формирования пород позднемезозойской рифтовой системы образуют вытянутую последовательность, что свидетельствует о вращении Евразии в это время. Формирование ареалов внутриплитного магматизма, локализованных практически в одной точке при непрерывном вращении Евразии, может быть только в случае, если полюс вращения Евразии совпадает с районом позднемезозойского рифтогенного магматизма.

Палеомагнитные данные [3–5] показывают, что породы рифтовой системы могли формироваться на широте аномального астеносферного выступа Монголии, скорее всего, в его южной части – 40–46° с.ш. Распределение позднемезозойских палеомагнитных полюсов Евразии в целом не противоречит теоретической кривой миграции палеомагнитного полюса при повороте Евразии вокруг полюса вращения в районе Монголии. Таким образом, формирование внутриплитных пород позднемезозойской рифтовой системы Монголии могло быть связано с действием выступа аномальной мантии в районе Монголии, вероятно его в его южной части. Выплавление внутриплитных магм происходило из источников типа PREMA и EM2 [1].

Позднепалеозойские рифтовые системы Монголии. Полученные нами новые палеомагнитные данные [5] по позднепалеозойским толщам Монголии подтверждают выводы, основанные на геологических материалах, о том, что территория Монголии по своему широтному положению могла быть частью Сибирского кратона с карбон-пермского времени. Карбон-пермские палеомагнитные полюса [6–8] показывают, что Сибирский кратон развернут относительно меридиана на угол около 90° по часовой стрелке. Отсюда, современная ориентация любых карбон-пермских геологических элементов Сибирского кратона, в том числе и на территории Монголии, не является первичной. В частности, простирание карбон-пермских окраинно-континентальных поясов, ориентированных в современной структуре широтно и протягивающихся от Монголии в Казахстан и дальше на запад, в карбоне и перми было субмеридионально, и субдукция под материк шла с востока. Близкое к меридиональному простирание имели и рифтовые зоны позднепалеозойской рифтовой системы Монголии. В составах мантийных источников магм разновозрастных рифтогенных образований фиксируются отличия. Базальтоиды бимодальных ассоциаций наиболее древней Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны характеризуются идентичными вариациями значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$. В хребтах Ноён и Тост (318–314 млн лет) $\varepsilon_{Nd}(T) - 4.4-6.7$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - 0.7036-0.7042$, а в районе Хан-Богд (290 млн лет) $\varepsilon_{Nd}(T) - 4.3-7.0$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - 0.7038-0.7042$. В более молодой Гоби-Алтайской рифтовой зоне (≈ 275 млн лет) отмечаются относительно деплетированные базальтоиды с $\varepsilon_{Nd}(T) = 8.1$, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7037$, однако преобладают здесь породы с обогащенными характеристиками $\varepsilon_{Nd}(T)$ от 0.2 до 5.9, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от 0.7040 до 0.7049. Отчетливое преобладание обогащенного по изотопному составу Nd и Sr компонента фиксируется в базальтоидах Северо-Монгольской рифтовой зоны (≈ 250 млн лет), где значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ варьируются от -3.3 до $+3.1$, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ – от 0.7043 до 0.7051 [9].

Полученные новые палеомагнитные данные позволяют внести дополнительную информацию в интерпретацию геохимических и изотопных данных для карбон-пермских бимодальных комплексов позднепалеозойской рифтовой системы Монголии. Они формировались на активной континентальной окраине Сибири. Рифтогенные позднекарбон-пермские магматические комплексы Монголии были сформированы на разных широтах из разных мантийных источников во время перемещения «монгольской» части Сибирского материка с юга на север после завершения активности надсубдукционного окраинно-континентального вулканического пояса. Наиболее древние бимодальные толщи Гоби-Тяньшаньской зоны (318–314 млн лет) были сформированы на более южных широтах ($40^\circ-47^\circ-54^\circ$ с.ш.) и характеризуются более деплетированным изотопным составом по сравнению с комплексами Гоби-Алтайской зоны (275 млн лет) ($51^\circ-58^\circ-67^\circ$ с.ш.). Перемещение континентальной литосферы относительно «заякоренной» зоны субдукции должно приводить к рифтогенезу в области континентальной окраины. Иными словами, формирование позднепалеозойских бимодальных рифтогенных толщ могло быть связано с геодинамическими процессами на активной континентальной окраине.

- [1] Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой–раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии – след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 1. – С. 3–31.
- [2] Zorin Y.A., Turutanov E.K., Mordvinova V.V. et al. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. – 2003. – V. 371. – P. 152–173.
- [3] Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, № B11. – P. 6–31.
- [4] Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В. Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 66–73.
- [5] Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. – 2008. – № 5. – С. 81–96.
- [6] Веселовский Р.В., Галле И., Павлов В.Э. Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Физика Земли. – 2003. – № 10. – С. 78–94.
- [7] Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int. – 2002. – V. 148. – P. 34–57.
- [8] Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Paleozoic palaeomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // Earth-Science Reviews. – 1998. – V. 43. – P. 1–24.

- [9] *Козловский А.М.* Позднепалеозойский рифтогенный бимодальный магматизм Южной Монголии: состав, источники и эволюция расплавов (на примере хребтов Ноен и Тост Гобийского Тянь-Шаня): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2006. – 29 с.

ВЕНД–КЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ЮВЕНИЛЬНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ИСТОЧНИКИ И ВЕДУЩИЕ МЕХАНИЗМЫ (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ)

*В.П. Ковач**, *В.В. Ярмолюк***, *В.И. Коваленко***, *Е.Б. Сальникова**,
*И.К. Козаков**, *А.Б. Котов**, *Л.Б. Терентьева***

* Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.kovach@mail.ru

** Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, volya@igem.ru

Выполнены геологические, геохимические и изотопные исследования вулканитов и осадочных пород офиолитовых и островодужных комплексов и гранитоидов Озерной зоны каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). По особенностям геологического строения и геохимическим данным в этом районе выделены комплексы пород, соответствующие образованиям юных и зрелых островных дуг, океанических плато и аккреционного клина, слагающие отдельные тектонические пластины. Геохимические и Nd изотопные ($\epsilon_{Nd}(T) = +9.9 \dots +8.3$) данные свидетельствуют о том, что источником исходных расплавов вулканитов юных островных дуг являлась преимущественно деплетированная мантия надсубдукционного клина, тогда как в петрогенезисе расплавов высокотитанистых базальтов и габбро ($\epsilon_{Nd}(T) = +7.5 \dots +6.4$) принимал участие также и обогащенный плюмовый источник. Формирование родоначальных расплавов базальтов, андезитов и дацитов зрелых островных дуг Озерной зоны ($\epsilon_{Nd}(T) = +8.7 \dots +7.3$, $T_{Nd}(DM)=0.68-0.56$ млрд лет), вероятно, связано с плавлением в зонах субдукции в форме осадков также и более древнего корового материала. В качестве такого материала могли выступать терригенные осадочные породы офиолитовых комплексов и аккреционного клина с величинами $\epsilon_{Nd}(T) = +8.6 \dots +5.0$ и $T_{Nd}(DM)=0.94-0.65$ млрд лет, что, по-видимому, связано с добавкой в океанические бассейны осадочного материала с окружающих континентальных блоков. Источниками расплавов разновозрастных гранитоидов Озерной зоны с ($\epsilon_{Nd}(T) = +8.9 \dots +1.0$, $T_{Nd}(DM) = 0.91-0.51$ млрд лет) выступали главным образом породы ювенильной каледонской коры при прогрессивной добавке древнего корового компонента.

Таким образом, ювенильная сиалическая кора Озерной зоны была образована в венд–кембрийское время преимущественно в островодужной обстановке с вовлечением в зоны субдукции древнего корового материала в форме осадков, а также во время аккреционных процессов амальгамации океанических плато (горячих точек), островных дуг и докембрийских микроконтинентов, завершившихся к рубежу около 490 млн лет. Постаккреционные гранитоиды были образованы в условиях активной континентальной окраины под воздействием мантийных плюмов посредством плавления тектонически расслоенной континентальной коры при прогрессивной добавке продуктов эрозии пород микроконтинентов. Выполненные оценки вклада ювенильного и долгоживущего корового источников в состав континентальной коры Озерной зоны показывают, что общий вклад ювенильного материала оценивается не менее чем в 70–90 %. Влияние древней коры на корообразующие процессы наиболее проявлено в продуктах мезозойского корового магматизма, состав которых позволяет предполагать участие до 40 % «рифейской» континентальной коры. Аналогичные закономерности формирования венд-кембрийской ювенильной коры установлены также для Восточно-Таннуольской и Джидинской зон восточного сегмента ЦАСП.

Развитие вендских островодужных комплексов восточного сегмента ЦАСП совпадает во времени с формированием и последовавшим вскоре распадом суперконтинента Паннотия (630–550 млн лет). Считается, что, в отличие от широко проявленного в Африке, Южной Америке, Азии и Антарктиде корообразующего события криогенового периода (850–635 млн лет), вендский (эдиакарский) период характеризуется магматической активностью, связанной с коллизией и посторогенным коллапсом, а также с окраинно-континентальными обстановками андийского типа [1]. В то же время скорости роста венд-кембрийской («каледонской») континенталь-

ной коры ЦАСП сопоставимы со средними значениями для Земли, что позволяет выделить соответствующий этап ювенильного корообразования.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и грантов РФФИ (№ 07-05-00849, 07-05-92001).

[1] Stern J.R. Neoproterozoic crustal growth: the solid Earth system during a critical episode of Earth history // Gondwana Research. – 2008. – V. 14. – P. 33–50.

ПОЗДНИРИФЕЙСКИЙ ЭТАП В ФОРМИРОВАНИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТАРБАГАТАЙСКОГО ВЫСТУПА РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

*И.К. Козаков**, *Т.И. Кирилова***, *М.М. Фугзан***, *В.П. Ковач**

* Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ivan-kozakov@yandex.ru

** Москва, Институт геохимии и аналитической химии РАН

В области мозаичного строения Центрально-Азиатского складчатого пояса – раннекаледонском супертеррейне Центральной Азии – представлены фрагменты массивов с дорифейским основанием, рифейские и венд-раннепалеозойские отложения океанических бассейнов и островных дуг. Объединение этих фрагментов в составе супертеррейна связывалось с раннепалеозойскими аккреционно-коллизийными процессами, с которыми коррелируется проявление регионального метаморфизма, достигающего уровня гранулитовой фации. К настоящему времени установлен вендский этап тектогенеза, предшествующий раннепалеозойскому [1]. Последние геолого-геохронологические исследования кристаллических комплексов Тарбагатайского выступа дают основание для выделения позднерифейского этапа.

В Тарбагатайском выступе кристаллические породы слагают гигантские (десятки и сотни кв. км) структурно разобщенные блоки: провесы кровли и ксенолиты в поле пермских гранитоидов Хангайского батолита. Геологические, геохронологические (U-Pb метод) и Nd изотопно-геохимические исследования гранитоидов и метаморфических пород Тарбагатайского выступа позволили выделить в его составе два структурно-вещественных комплекса (дорифейский и рифейский).

Кристаллические комплексы раннего докембрия представлены в долине р. Хунжилин-гол, где они прорваны анортозитами одноименного массива с возрастом 1783 ± 10 млн лет (см. Анишимова и др., 2008, в наст. сборнике). В гнейсах предположительно присутствуют реликты гранулитов с возрастом более 2200 млн лет. Для этих пород определены значения Nd модельного возраста 2.7–2.8 млрд лет. В образованиях габбро-анортозитового комплекса Хунжилингольского массива и вмещающих породах развиты пологие структуры, по-видимому, являющиеся отражением надвигов. Вдоль плоскостей сместителей в бластомилонитах фиксируются сравнительно низкотемпературные парагенезисы (не выше уровня зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации). Эти плоскости пересекают контакты габбро-анортозитового комплекса и вмещающих пород, и в результате структура дорифейских образований представляет собой систему тектонических пластин, сложенных породами Хунжилингольского массива и вмещающих его гнейсов и мигматитов. Анортозиты Хунжилингольского массива Тарбагатайского блока, вероятно, составляют одно целое с анортозитами Мустулинского массива, образуя крупнейший раннедокембрийский анортозитовый батолит в структурах Центральной Азии.

В состав рифейского комплекса включена толща переслаивания мраморов, амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Последние ранее относились к идерскому комплексу, а мраморы – к рифейскому. Однако их структурное положение (единый план деформаций) и одноактное проявление метаморфизма (в отличие от полиметаморфического дорифейского комплекса), а также установленные значения Nd модельного возраста амфиболовых гнейсов и развитых в них ультраметагенных гранитов (1.5–1.3 млрд лет) не позволяют относить их к нижнему докембрию. По сравнению с дорифейским комплексом для рифейского характерен энсиматический профиль. Можно предполагать островодужную природу слагающих его пород.

Верхнюю границу рифейского комплекса определяют прорывающие его ультраметагенные гранитоиды с возрастом 809 ± 4 млн лет, ассоциирующие с мигматитами и вовлеченные в интенсивное рассланцевание и бластомилонитизацию. В дорифейских образованиях Тарбагатайского блока метаморфические преобразования и гранитоиды этого возраста не установлены. Мигматизированные амфиболиты прорваны порфирированными гранитами, имеющими по предварительным данным возраст цирконов около 700 млн лет, которые также рассланцованы на уровне фации зеленых сланцев. Можно полагать, что сочленение рифейского и дорифейского комплексов происходило после 809 ± 4 млн лет и, по-видимому, после внедрения порфирированных

гранитов.

Северо-восточные структуры (трахитоидность, гнейсовидность) проявлены в комплексе роговообманковых диоритов и габбро-диоритов, которые ранее включались в состав нижнедокембрийского комплекса вместе с мигматизированными амфиболитами. Однако установлены их интрузивные соотношения с толщами рифейского комплекса. В этом интрузивном комплексе не проявлена мигматизация. Можно предполагать, что внедрение этих пород происходило одновременно с образованием северо-восточных структур или предшествовало ему. В другом варианте породы этого комплекса были внедрены в толщу мраморов и амфиболитов до 809 млн лет и ведут себя как огромные (десятки километров) будины, в которых краевые части рассланцованы, а в центральных сохраняются магматические структуры.

Контакт дорифейского и рифейского комплексов проходит примерно по долине р. Идер в направлении сомонов Их-Джаргалант-Галт, и вдоль него развиты граниты пермского Хангайского батолита. Можно полагать, что пологие надвиговые структуры дорифейского комплекса в Хунжилингольском блоке связаны со становлением северо-восточных структур, наложенных на мигматизированные амфиболиты рифейского комплекса и прорывающие их гранитоиды с возрастом 809 ± 4 млн лет. Траектория перемещения пластин ориентирована с северо-запада на юго-восток – от рифейского пояса в сторону древнего сиалического блока Тарбагатайского выступа. Сочленение этих структур сопровождалось переработкой дорифейских структур, особенно интенсивно проявленной в краевой (северной) части Дзобханского микроконтинента. Геологические наблюдения показывают, что анортозиты центральных частей Дзобханского микроконтинента (Олонхудукский, Мустулинский массивы) не вовлекаются в интенсивные складкообразующие деформации, сопровождающиеся метаморфизмом. Можно предполагать, что формирование северо-восточных структур Тарбагатайского выступа в целом связано со становлением раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии в позднем кембрии–раннем ордовике. Однако нельзя исключать связь с процессами более раннего позднебайкальского (вендского) тектогенеза, проявленного в структурах супертеррейна. Эта проблема может быть решена датированием комплекса роговообманковых диоритов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00369) и Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН “Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры”.

[1] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2008. – Т. 16, № 4. – С. 14–39.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ: К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ И КОНТАМИНИРОВАННЫХ РИФТОГЕННЫХ МАГМ

*А.М. Козловский**, *Н.Н. Кононкова***

*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
amk@igem.ru

**Москва, Институт геохимии и аналитической химии РАН

Современная территория Южной Монголии в позднепалеозойское время являлась ареной масштабного рифтогенного магматизма, связанного со сложным развитием активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента [1]. Продукты рифтогенного магматизма здесь сосредоточены в пределах грабенов субширотного (в современных координатах) простирая, достигающих 200 км в длину при ширине до 40 км, выстраивающихся в цепочки, протягивающиеся на расстояние более 1000 км, с образованием серии субпараллельных рифтовых зон. Грабены рифтовых зон выполнены преимущественно вулканическими породами бимодальной ассоциации, в которой среди основных пород преобладают базальты, трахибазальты и трахиандезибазальты, а среди салических – комендиты, трахириолиты и пантеллериты. Задача настоящего исследования – с использованием расплавных включений сравнить составы вулканических пород с составами их расплавов и изучить влияние коровых источников непосредственно на составы рифтогенных расплавов, в том числе летучих компонентов.

Нами были изучены расплавные включения в кварце трех образцов комендитов и двух пантеллеритов бимодальной ассоциации хр. Ноен и Тост, а также в образце трахириолита бимодальной ассоциации Номгон. Включения, как правило, имеют размеры 5–40 мкм и состоят из неокрашенного стекла и газового пузыря, занимающего около 5 % объема. В кварце пантеллеритов в единичных случаях отмечаются первично-гомогенные расплавные включения без газового пузыря. В качестве дочерних минеральных фаз во включениях пантеллеритов и трахириолита иногда присутствует полилититонит [3].

Термометрические опыты по гомогенизации включений показали, что плавление стекла во всех включениях начинается при температуре 650–700 °С. Расплавные включения в кварце пантеллеритов полностью гомогенизируются при температуре 870–960 °С. В кварце комендитов и трахириолита гомогенизация расплавных включений не была достигнута, несмотря на высокую температуру (до 1100 °С) и продолжительные выдержки (до 8 ч), хотя свидетельств разгерметизации включений не наблюдалось.

В кварце пантеллеритов были проанализированы остаточные и гомогенизированные стекла расплавных включений, а в кварце комендитов и трахириолита – только остаточные негретые стекла. Остаточные стекла расплавных включений в кварце пантеллеритов по содержанию SiO₂ варьируются от 66 до 73 мас. %, а гомогенизированные стекла – от 74 до 80 мас. %. Это объясняется растворением кварца со стенок включений во время температурных опытов по гомогенизации. Надо отметить, что избыточного растворения кварца, вероятно, не происходило, так как стекло первично-гомогенного включения имеет содержание SiO₂ 78 %. Содержания кремнезема в расплавных включениях в кварце комендитов и трахириолита практически полностью пересекаются с таковыми в пантеллеритах, хотя показывают не столь значительный разброс значений – 70–74 мас. %.

Отчетливые различия между комендитовыми, трахириолитовыми и пантеллеритовыми расплавами фиксируются по содержаниям железа и глинозема. Комендитовые расплавы имеют содержания FeO в диапазоне 1.0–3.1 мас. %, Al₂O₃ – 13–15 мас. % и показывают компактные группы составов расплавных включений в каждом из образцов. Напротив, пантеллеритовые расплавы показывают значительный разброс и более высокие содержания FeO 3.7–7.6 мас. % (остаточные стекла) и 3.9–5.6 мас. % (гомогенизированные стекла) и более низкие содержания Al₂O₃ – 9.2–11.0 мас. % (остаточные стекла) и 6.9–9.5 мас. % (гомогенизированные стекла).

Стекла расплавных включений в кварце пантеллеритов являются наиболее агпайтовыми.

Коэффициент агпаитности в них варьируется от 1.3. до 2.2. Комендитовые расплавы имеют коэффициент агпаитности от 0.9 до 1.5, трахириолитовые – от 0.83 до 1.08.

Сравнение составов расплавов с составами вулканических пород показывает, в первую очередь, что породы имеют значительно более низкий коэффициент агпаитности: пантеллериты – 0.91–1.29, комендиты – 0.76–1.05, трахириолиты – 0.83–0.95, что мы связываем с постмагматической раскristализацией вулканического стекла, сопровождающейся потерей щелочей. Пантеллериты имеют содержания железа ($\text{FeO}_{\text{общ}}$ 5.2–7.5 %) и глинозема (Al_2O_3 9.1–10.2 %), близкие к остаточным стеклам и более высокие по сравнению с гомогенизированными стеклами. Комендиты и трахириолиты имеют более высокие по сравнению со стеклами расплавных включений содержания железа (1.4–5.7 %) и более низкие глинозема (Al_2O_3 10.5–15.4 %).

Характер вариаций несовместимых элементов в вулканических породах и стеклах расплавных включений идентичен. Так же, как и сами пантеллериты, гомогенизированные стекла расплавных включений в кварце пантеллеритов наиболее богаты несовместимыми редкими элементами Zr (760–1390 ppm), Nb (26–53 ppm), La (44–68 ppm), Yb (8.3–16 ppm) и др. Комендитовые расплавы имеют более низкие содержания Zr (259–711 ppm), Nb (26–32 ppm), La (17–51 ppm), Yb (7.1–10 ppm), а трахириолитовые близки к комендитовым – Zr (219–468 ppm), La (35–40 ppm), Yb (7.7–12.6 ppm), кроме Nb (37–58 ppm). Однако так же, как и было отмечено для вулканических пород [2], комендитовые и трахириолитовые расплавы более богаты Th (8.1–16.5 ppm), чем пантеллеритовые (6.3–11 ppm), а в целом содержания несовместимых редких элементов в стеклах расплавных включений в кварце пантеллеритов, комендитов и трахириолитов не образуют единого линейного тренда, характерного для продуктов кристаллизационной дифференциации однородного расплава.

Соотношения несовместимых редких элементов также свидетельствуют о том, что комендитовые и пантеллеритовые расплавы, охарактеризованные расплавными включениями в кварце, не связаны только процессом кристаллизационной дифференциации, при которой эти отношения не сильно изменяются. Так, Zr/Nb отношения в трех комендитовых образцах существенно варьируются (средние значения) 9.1, 17.8 и 22.0, трахириолите – 7.0, двух пантеллеритовых образцах – 24 и 30. Отношения Th/La соответственно равны 0.42, 0.34, 0.26, 0.36, 0.16 и 0.15.

Для объяснения полученных закономерностей при рассмотрении составов вулканических пород нами была предложена модель ассимиляции–фракционной кристаллизации (AFC) рифтогенных щелочно-салических магм [2], согласно которой пантеллериты являются практически чистыми дифференциатами мантийных базитовых магм. Комендиты и трахириолиты образовались в результате контаминации пантеллеритовых магм веществом континентальной коры или, вероятнее, анатектическими выплавками из нее. Составы расплавных включений вполне удовлетворяют этой модели, но также дают еще дополнительную информацию, касающуюся поведения летучих компонентов и температуры магм. Пантеллеритовые расплавы имеют достаточно высокие содержания воды – 1.3–3.1 %, тогда как расплавные включения из двух образцов комендитов и трахириолита являются практически сухими – 0.08–0.73 % H_2O , свидетельствуя о том, что контаминация богатых водой мантийных дифференциатов происходила сухим веществом континентальной коры или сухими коровыми выплавками. Расплавы из третьего образца комендита имеют высокие содержания воды – от 1.9 до 2.9 %, но это согласуется с меньшей долей корового материала и большей степенью дифференциации расплава, которые получены для этого образца по микроэлементным характеристикам. Содержания фтора, напротив, наиболее высокие в контаминированных комендитовых расплавах и достигают 0.93 %, по сравнению с пантеллеритами, в которых фтор не превышает 0.53 %, что свидетельствует о большем коровом, нежели мантийном, вкладе в концентрации фтора.

Термометрические исследования показали, что комендиты и трахириолиты являются более высокотемпературными по сравнению с пантеллеритами. Вероятно, это связано с тем, что контаминация пантеллеритовых магм происходила горячими расплавами, которые возникали при сухом плавлении пород континентальной коры под действием тепла рифтогенных базитовых магм.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и РФФИ (проекты № 07-05-00622, 07-05-90100).

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. – М.: Наука, 1991. – 264 с.
- [2] Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Саватенков В.М., Веливецкая Т.А. Трахиты, комендиты и пантеллериты позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 3. – С. 257–282.
- [3] Козловский А.М., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Наумов В.Б. Пантеллеритовые расплавы хребта Тост в Южной Монголии: химический состав, элементы-примеси и летучие компоненты (данные изучения расплавных включений) // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 1. – С. 19–40.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

*А.Б. Котов**, *Е.Б. Сальникова**, *А.М. Ларин**, *А.А. Сорокин***, *С.Д. Великославинский**,
*В.А. Глебовицкий**, *В.П. Ковач**, *И.В. Анисимова***, *С.З. Яковлева***

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

**Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

Джугджуро-Становая складчатая область (ДССО) представляет собой раннедокембрийскую тектоническую структуру, претерпевшую в фанерозойское время интенсивную тектоно-магматическую переработку. Традиционно в пределах этой структуры выделяют два крупных тектонических блока – Восточно-Становой и Западно-Становой, разделенные Джелтулакской шовной зоной, и часто рассматривают ее как составную часть Алдано-Станового щита. Полученные за последние годы геохронологические и изотопно-геохимические данные позволяют во многом пересмотреть сложившиеся представления об истории геологического развития ДССО. Основные результаты этих исследований сводятся к следующему:

1. В истории геологического развития Восточно-Станового блока ДССО выделены следующие главные геологические события:

- 2985±15 млн лет – формирование чарнокитов Чогарского блока;
- 2833–2828 млн лет – формирование чарнокитоидов Дамбукинского блока;
- 2647±3 млн лет – гранулитовый метаморфизм;
- 1.9 млрд лет – гранулитовый метаморфизм;
- 1866±3 млн лет – внедрение гранитов Балыктахского комплекса (А-тип);
- 1736–1705 млн лет – анорогенный магматизм Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса;
- 249–247 млн лет – внедрение расслоенных массивов (массив Луча) и интрузий щелочных габброидов;
- 239–230 млн лет – формирование диоритов и кварцевых диоритов токско-алгоминского комплекса (М-тип);
- 140 млн лет – региональный метаморфизм амфиболитовой фации и формирование синколлизонных гранитов позднестанового комплекса;
- 127–122 млн лет – формирование Удско-Зейского пояса эпизональных батолитов (I-тип).

2. Установлено, что протолиты метаморфизованных в условиях гранулитовой фации метаосадочных и метавулканических пород Дамбукинского блока имеют возраст в интервале 2.84–3.1 млрд лет, а протолиты метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации метаосадочных и метавулканических пород станового комплекса – в интервале 1.9–2.3 млрд лет.

3. В истории геологического развития Западно-Станового блока Джугджуро-Становой складчатой области выделены следующие главные геологические события:

- 1873±8 млн лет – гранулитовый метаморфизм Могочинского блока [1];
- 1866±6 млн лет – внедрение Кенгурак-Сергачинского массива габбро-анортозитов;
- 378±2 млн лет – становление интрузий сиенитов;
- 369±3 млн лет – внедрение интрузий биотитовых гранитов Урканской зоны;
- 246–238 млн лет – формирование щелочных гранитов нерчуганского комплекса и трахириолитов Куйтунской бимодальной вулканической серии (А-тип);
- 176 млн лет – внедрение диоритов и кварцевых диоритов (М-тип) Усть-Гиллюйской зоны;
- 164±2 млн лет – формирование интрузий биотит-амфиболовых гранитов Урканской зоны;
- 154–145 млн лет – становление интрузий гранитов тукурингского комплекса (I-тип);
- 136–135 млн лет – формирование батолитов гранитов и гранодиоритов тунгиро-олекминского комплекса;
- 130±1 млн лет – внедрение интрузий гранитов амуджиканского комплекса;
- 128±1 млн лет – становление интрузий гранитов амананского комплекса.

4. Западно-Становой и Восточно-Становой геоблоки следует рассматривать как совершенно различные структуры, тектоническое совмещение которых произошло только в позднем ме-

зозое. При этом Западно-Становой геоблок, по-видимому, представляет собой восточное окончание Малхано-Яблонового террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Западную границу ДССО целесообразно проводить по Джелтулакской шовной зоне, как это было предложено в работах [2, 3]. В связи с этим понятие «Восточно-Становой геоблок» теряет смысл, так как эта структура полностью «сливается» с ДССО.

5. Раннедокембрийская геологическая история Восточно-Станового геоблока существенно отличается от истории геологического развития Алданского щита. Формирование древнейшей континентальной коры этого геоблока произошло в позднем архее. Наиболее ранний гранулитовый метаморфизм, проявленный в пределах Восточно-Станового геоблока, по-видимому, был связан с амальгамацией террейнов, которая привела к образованию Становой континентальной микроплиты. В раннем протерозое рассматриваемый геоблок развивался в режиме пассивной континентальной окраины. На рубеже ~1.9 млрд лет произошло столкновение Становой микроплиты с Сибирским кратоном. С этим событием связано формирование гигантского (~2500 км) Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса. Посторогенные граниты восточного сегмента этого пояса установлены по обе стороны от Становой сутурной зоны: граниты кодарского комплекса (1.87–1.88 млрд лет) на Алданском щите и граниты балыктахского комплекса (1.87 млрд лет) в Восточно-Становом геоблоке.

6. Отсутствие корреляции проявлений магматизма Западно-Станового и Восточно-Станового геоблоков до нижнего мела, а также ряд косвенных геохронологических и изотопно-геохимических данных свидетельствуют о том, что Джелтулакская шовная зона и трюги Джелтулакского типа, скорее всего, имеют мезозойский, а не раннедокембрийский возраст, как это традиционно принимается.

7. На основе полученных данных можно предложить предварительную модель тектонической эволюции рассматриваемой территории в фанерозое. До ~140 млн лет Западно-Становой и Восточно-Становой геоблоки развивались автономно. Образование Западно-Станового геоблока (террейна) произошло, скорее всего, на рубеже ~370 млн лет в результате амальгамации террейнов и островных дуг. Следующее событие, проявленное в пределах этого блока, отвечает формированию в условиях литосферного растяжения (в связи с закрытием Палеотетиса) герцинских гранитоидных и вулканических комплексов (246–238 млн лет), отвечающих восточному окончанию Селенгино-Витимского пояса.

8. Мезозойская геодинамическая эволюция Западно-Станового геоблока связана с взаимодействием Малхано-Яблонового микроконтинента с Монголо-Охотским океанским бассейном. Она начинается с формирования в островодужной обстановке интрузий «андезитового» типа (176 млн лет). Несколько позже по южному краю Сибирского континента в обстановке активной континентальной окраины происходит внедрение батолитов (164 млн лет). Наиболее поздний магматизм в условиях активной континентальной окраины (155–145 млн лет) имел место по границе Западно-Станового геоблока и малого океанского бассейна, который существовал на месте Джелтулакской шовной зоны.

9. Совершенно иная история тектонической эволюции в фанерозое реконструирована для Восточно-Станового геоблока. В палеозое эта структура вела себя достаточно «пассивно». Наиболее раннее фанерозойское событие связано с импульсом растяжения и внедрением мафит-ультрамафитовых интрузий лучинского комплекса (247–249 млн лет). Это событие, возможно, было связано с активизацией спрединга в Монголо-Охотском океане, которая, в свою очередь, могла быть спровоцирована деятельностью Сибирского суперплюма. Начавшаяся вскоре после этого субдукция привела к образованию массивов гранитоидов «андезитового» типа токсско-алгоминского комплекса (239 млн лет).

10. Следующее важнейшее тектоническое событие, которое произошло на рубеже ~140 млн лет, связано с окончательным закрытием Монголо-Охотского океанского бассейна. Коллизия Западно-Станового и Восточно-Станового геоблоков и Амурской континентальной микроплиты привела к высокоградному региональному метаморфизму, складчатости, формированию реоморфических гранитов позднестанового комплекса и эксгумации высокоградных метаморфических комплексов.

11. Дальнейшая геологическая история рассматриваемого региона связана с геодинамическими событиями, происходившими вдоль границы Тихий океан–континент. Косая субдукция океанической литосферы под активную континентальную окраину Сибирского кратона привела

к формированию протяженного (> 1000 км) магматического пояса (130–120 млн лет), к которому относятся Удско-Мургальская вулканическая дуга и Удско-Зейский плутонический пояс, сшивающий структуры Западно-Станового и Восточно-Станового геоблоков.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-39014, 06-05-64989, 07-05-00147, 07-05-00627, 07-05-92001, 08-05-00668), Президиума ДВО РАН (гранты № 06-I-ОНЗ-115, 06-II-СО-08-034), Минпромнауки (НШ-3533-2008-05) и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах».

- [1] Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. – М.: Недра, 1991. – 171 с.
- [2] Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 68–82.
- [3] Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж. У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1563–1574.

СЕКВЕНТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Б. Кочнев

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, KochnevBB@ipgg.nsc.ru

В последние годы появился ряд публикаций, в которых пересматривается корреляция неопротерозойских отложений юга Сибирской платформы. Стратиграфический объем венда предлагается увеличить за счет включения в него снизу дальнетайгинской и жуинской серий (патомский комплекс) Патомского нагорья, содержащих ледниковые отложения и акантоморфные микрофоссилии, близкие к найденным в нижневендской формации Пертататака Южной Австралии [1, 5 и др.]. Отсутствие достоверных геохронологических определений и неопределенность в интерпретации хеостратиграфических данных для сопоставляемых толщ заставляет нас использовать секвенс-стратиграфический анализ, чтобы проанализировать возможность таких корреляций. Для этого с учетом реальных мощностей был построен палеофиль неопротерозойских отложений по скважинам во внутренних районах кратона с выходом в Байкало-Патомский прогиб, на котором отмечены тренды осадконакопления, секвентные границы и палеонтологические данные (рисунок).

Самая верхняя осадочная система представляет собой тракт высокого стояния уровня моря (HST), сложенный выдержанными по строению и составу эпиплатформенными карбонатными отложениями и отвечающий даниловскому горизонту [6]. Нижняя граница представляет собой поверхность морского затопления (MFS), сопровождающуюся перерывом различной продолжительности и частично размывом подстилающих отложений. Верхняя граница тракта, примерно соответствующая основанию томмотского яруса, фиксируется кратковременным эпизодом падения уровня моря (локальные перерывы, появление красноцветов). Возраст этой последовательности определен как немакит-далдынский на основании находок SSF и следов *Tretichnus* [2].

Ниже залегает трансгрессивно-регрессивная последовательность, основание которой обычно соотносится с подошвой вендского комплекса во внутренних районах платформы (непский и тирский горизонты). Эта последовательность подразделяется на нижний трансгрессивный тракт, средний – высокого стояния (преимущественно силикокластические) разделенные поверхностью морского затопления (MFS), с которой связаны локальные перерывы на склонах палеоподнятий [6], и верхний – терригенно-карбонатный – регрессивный тракт. Возраст этой последовательности устанавливается на основании корреляции ее верхней части с отложениями, содержащими остатки эдиакарской биоты [7]. В разрезе Патомского нагорья поверхность максимального затопления фиксируется в основании жербинской свиты в Уринском антиклинории, тогда как в разрезе по р. Бол. Патом разрез свиты наращивается снизу еще одной пачкой, которую мы коррелируем с нижней частью непского горизонта [7].

Основание непского горизонта представляет собой поверхность максимальной регрессии (MRS), ниже которой залегают отложения, развитые более локально и лишь в перикратонных прогибах. В Среднеангарском прогибе они представлены довендскими брусской и териновской свитами, сложенными тонкообломочными силикокластическими породами и формировавшимися, скорее всего, в обстановках дистального шельфа (HST). Здесь комплекс акантоморфных акритарх приурочен к нижней части брусской свиты, отделенной от вышележащих вендских толщ перерывом и несогласием [3].

На юго-западном склоне Байкало-Патомского прогиба ниже подошвы непского горизонта залегают отложения хоронохской, бетинчинской и талаканской свит, которые сопоставляются нами с жуинской серией Патомского нагорья. И в скважинах, и в обнажениях эти отложения отвечают тракту высокого стояния в своей нижней части (HST) (никольская и талаканская свиты), сменяющемуся регрессивным трактом (RST) в верхней (песчаники хоронохской и бетинчинской свит в скважинах и органогенные известняки ченчинской свиты в обнаженных районах). Основание жуинской серии и ее аналогов представляет собой поверхность морского затопления (MFS) с маломощной базальной пачкой в основании. Дальнетайгинская серия пред-

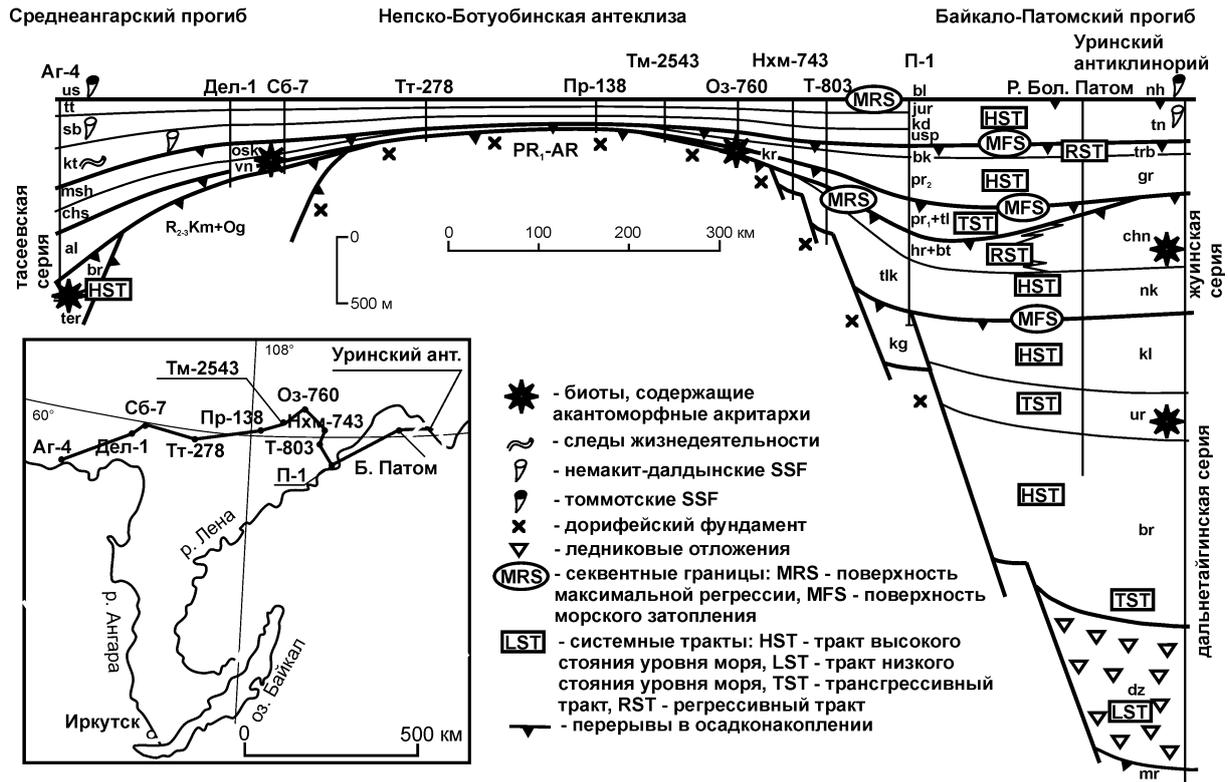


Схема секвентной корреляции неопротерозойских отложений южной части Сибирской платформы.

ставляет собой мощный комплекс преимущественно морских отложений, аналогов которым нет на юго-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы. В нем выделяются терригенная джемкуканская свита с тиллитами, соответствующая тракту низкого стояния (LST), вверх по разрезу сменяющаяся терригенно-карбонатной баракунской свитой (TST-HST). Разрез серии завершается тонкообломочными морскими толщами с известняками в верхней части (TST-HST).

Комплексы акантоморфных акритарх в непском горизонте встречены в верхней части трансгрессивного тракта – в ванаварской и курсовской свитах на западном и восточном склонах Непско-Ботуобинской антеклизы. Ванаварская биота имеет достаточно сложную структуру, зависящую от обстановок седиментации, и в целом менее разнообразна, чем непская, за счет частичной изоляции палеобассейна. Акантоморфы уринской биоты отличаются от непских на видовом уровне, однако в непском горизонте встречены микрофоссилии, которые типичны для верхнего венда Восточно-Европейской платформы [4].

Таким образом, приведенные геологические данные показывают, что комплексы акантоморфных микрофоссилий встречаются на различных стратиграфических уровнях позднекембрийских отложений юга Сибирской платформы. Они разделены между собой событийными границами, включая крупный перерыв в подошве непского горизонта, что не допускает прямую корреляцию непской и уринской микробиот. Несмотря на недостаток прямых данных о возрасте, очевидно, что время формирования стратиграфического интервала, включающего отложения от уринской свиты до непского горизонта, явно выходит за рамки нижнего венда (нижнего эдиакария), с которым традиционно связываются находки крупных акантоморфных микрофоссилий. Об этом свидетельствуют большие мощности разделяющих их отложений, их морское происхождение и нормальные скорости седиментации, а также длительный преднепский перерыв. Следовательно, либо эта группа органических остатков проходит в верхний венд (о чем пока нет данных по другим регионам), либо, что более вероятно, ледниковые отложения в основании дальнотайгинской серии должны сопоставляться с тиллитами Стерт (>680 Ma), а всю дальнотайгинскую серию следует относить к верхнему рифею.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 06-05-65087) и Президента РФ (МК-1253.2007.5).

- [1] Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста патомского комплекса Средней Сибири // ДАН. – 2008. – Т. 419, № 6. – С. 782–787.
- [2] Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. Немакит-далдынский ярус венда юга Сибирской платформы: биостратиграфия и событийные рубежи // Трофимуковские чтения-2007: труды научной конференции молодых ученых, аспирантов, студентов (Новосибирск, 8–14 октября 2007 г.). – Новосибирск: НГУ, 2007. – С. 99–102.
- [3] Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш. Байкалий и венд Нижнего Приангарья (юго-запад Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 11. – С. 1201–1209.
- [4] Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б. Модель экологического распределения микрофоссилий на примере вендской микробиоты внутренних районов Сибирской платформы // Материалы V конференции молодых ученых СО РАН, посвященной М.А. Лаврентьеву (Новосибирск, 20–22 ноября 2007 г.). – Новосибирск: НГУ, 2007. Ч. II. – С. 154–156.
- [5] Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 5. – С. 505–530.
- [6] Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск.: Изд-во «Гео», 2005. – 428 с.
- [7] Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 4. – С. 465–484.

ПЕТРОЛОГИЯ ЭФФУЗИВНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

*Н.Н. Крук**, *Д.П. Гладкочуб***, *А.А. Цыганков****,
*Т.В. Донская***, *А.А. Монгуш*****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, kruk@sbras.nsc.ru

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dima@crust.irk.ru

***Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, tsygan@gin.bsnet.ru

****Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, samina51@inbox.ru

Вулканоплутонические ассоциации (ВПА) представляют собой совокупность близковозрастных вулканических и интрузивных образований, приуроченных к общим структурам земной коры и сформировавшихся в результате единого тектонического события. В пределах геологических структур ассоциирующие эффузивные и интрузивные породы зачастую формируют ареалы и/или протяженные пояса.

Исследования последних лет, выполняемые в рамках Интеграционного проекта Президиума СО РАН «Петрология вулканоплутонических ассоциаций различных геодинамических обстановок» (ОНЗ 6.5), показали, что формирование ряда эффузивных и интрузивных серий, традиционно объединяемых в ВПА, зачастую происходило за счет разных мантийных и коровых источников, а также кардинально различалось по механизмам эволюции первичных магм.

В ходе выполнения Интеграционного проекта было изучено более десятка разномасштабных ВПА и фрагментов (секторов) вулканоплутонических поясов различной природы в ключевых районах Сибири и Дальнего Востока. Полученные результаты могут быть сведены к следующему:

1. Значительная часть вулканоплутонических структур и поясов, традиционно объединявшихся в единые разномасштабные ВПА, представляют собой генетически гетерогенные образования, сформированные в течение длительного временного интервала; слагающие их эффузивные и интрузивные породы связаны между собой лишь пространственно и образованы в условиях комбинации разных геодинамических режимов и за счет различных мантийных и коровых источников. При этом смена геодинамических режимов (реконструируемая по региональным геологическим данным) сопровождается скачкообразной сменой количественного соотношения эффузивных и интрузивных пород в объеме ВПА, резким изменением их составов, источников и условий генерации первичных магм, а также механизмов их эволюции.

2. В вулканоплутонических поясах примитивных островных дуг подтверждено синхронное развитие мантийного магматизма в вулканической и плутонической фациях. При этом породы плутонической фации (габброиды, диориты) обнажаются, как правило, в наиболее эродированных участках островодужных сооружений и представляют собой промежуточные камеры, в которых происходило фракционирование базальтового расплава. Отмечается синхронное появление андезитов в вулканической фации и диоритов – в плутонической, причем геохимические и изотопные данные свидетельствуют о комагматичности этих пород [1]. Несколько более сложная ситуация наблюдается для кислых членов серий (риолитов, плагиогранитов). Плагиограниты, внедряющиеся синхронно с формированием кислых эффузивов, существенно отличаются от них по условиям генерации. Первые относятся к высокоглиноземистому типу, что подразумевает глубины генерации первичных магм более 30 км, в то время как вторые отвечают породам TTG низкоглиноземистого типа, образованным на меньших глубинах. Внедрение преобладающих в островных дугах интрузий низкоглиноземистых плагиогранитов, комагматичных кислым вулканитам, в большинстве изученных случаев связано с периодами затухания вулканической деятельности и разномасштабными структурными перестройками, фиксируемыми по локальным и региональным несогласиям, формированиям поверхностей размыва и т.д. [2–4]. Таким образом, наиболее вероятной причиной изменения фации глубинности гранитоидов является смена характера тектонических напряжений в верхней коре.

В вулканических ассоциациях развитых островных дуг и активных континентальных окраин андского типа мантийные члены интрузивных и эффузивных серий, как и в предыдущем случае, комагматичны. Первые представляют собой, преимущественно, кумулаты, в то время как среди вторых преобладают в той или иной степени дифференцированные расплавы. На формирование пород корового генезиса большое влияние оказывают строение, состав и степень консолидации континентальной коры. При этом латеральные вариации (изменение мощности и состава литосферы геоблоков, слагающих фундамент вулканоплутонических поясов (ВПП)) синхронно сказываются на условиях формирования, специфике состава и эволюции расплавов, формирующих породы как эффузивной, так и интрузивной серий. Вертикальная неоднородность континентальной коры может приводить к смене эффузивного магматизма интрузивным (и наоборот) по мере развития магматической колонны и вовлечения в процессы магмообразования новых коровых протолитов, различающихся между собой не только по вещественному составу, но и по содержанию летучих, что определяет разные Р-Т-условия генерации и эволюции расплавов [5]. В то же время в ВПП, сформированных на консолидированной континентальной коре, основные различия при формировании пород вулканических и плутонических серий состоят в разной степени контаминации первичными субстратами вещества верхней континентальной коры.

3. В вулканоплутонических ассоциациях, формирующихся во внутриплитных обстановках, соотношение механизмов петрогенезиса эффузивных и интрузивных пород в значительной мере зависит от роли мантии [6]. Магматические серии А-типа, сформированные при активном участии мантийного источника, демонстрируют идентичность первичных магм и близкий характер их эволюции для эффузивных и интрузивных серий. В ряде случаев значительное влияние на условия генерации и эволюции расплавов оказывает строение и состав верхней коры [6, 7].

4. Наиболее сложной оказалась ситуация для окраинно-континентальных обстановок трансформного типа. Анализ геологической ситуации показал, что распределение вулканических ареалов и гранитоидных батолитов в пределах этих структур определяется, в первую очередь, их взаимоотношениями с системами крупных трансрегиональных сдвигов. В то же время установить четкую зависимость условий формирования и становления магматических ассоциаций от конфигурации разломов в отдельных районах, мощности коры, состава вмещающих геоблоков не удалось. Первые полученные данные свидетельствуют о том, что в ареалах развития гранитоидных батолитов базитовый (мантийный) магматизм значительно подавлен. В подобных областях встречаются лишь немногочисленные синплутонические дайки базитов и минглинг-дайки, которые по составу близки к базальтам вулканических ареалов, т.е. сочетают в себе геохимические характеристики деплетированного, обогащенного и надсубдукционного источников. В формировании кислых магм ведущая роль принадлежит анатексису на верхне- и нижнекоровых уровнях, однако условия плавления и эволюции гранитоидных магм, механизмы и степени корово-мантийного взаимодействия меняются по простиранию поясов как в эффузивной, так и в интрузивной фациях закономерно. Очевидно, что для построения петрологических моделей эволюции ВПА трансформных континентальных окраин необходимы дальнейшие исследования.

Результаты геолого-геохронологических и петрологических исследований, проведенных в рамках Проекта ОНЗ 6.5, свидетельствуют о том, что в настоящее время невозможно построение единых универсальных петрологических моделей формирования вулканоплутонических ассоциаций для изученных геодинамических обстановок. Многообразие составов эффузивных и интрузивных пород, отмеченное даже для близковозрастных образований, сформировавшихся в пределах единых геологических структур, обусловлено как различной ролью мантийных и коровых источников в петрогенезисе рассматриваемых пород, так и различными механизмами эволюции расплавов, ответственных за формирование пород разных фаций глубинности.

Исследования выполнены при поддержке Президиума СО РАН (ОНЗ 7.10 и 6.5).

[1] Монгуш А.А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Раннекембрийская вулканоплутоническая ассоциация основного–среднего состава Восточного Танну-Ола (Тува): геология, геодинамическая позиция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 41–44.

- [2] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
- [3] Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Материалы Всерос. совещ. «Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований». – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. – С. 24–26.
- [4] Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 2. – С. 170–187.
- [5] Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А. и др. Петрология вулканических и plutонических пород Уймено-Лебедского ареала, Горный Алтай // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 5. – С. 548–568.
- [6] Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (Сибирский кратон) // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 5. – С. 452–479.
- [7] Хромых С.В., Куйбида М.Л. Петрологические индикаторы активности Таримского плюма в зоне коллизионного сочленения Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. – С. 415–419.

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ХАРЛОВСКОГО ГАББРО-ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

*Н.Н. Крук**, *С.П. Шокальский***, *И.В. Николаева**, *С.В. Хромых**

* Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, kruk@sbras.nsc.ru

** Санкт-Петербург, Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Sergey_Shokalsky@vsegei.ru

Проблема диагностики магматических комплексов, обязанных своим происхождением мантийным плюмам, существующим независимо от процессов, протекающих в верхней мантии, не теряет своей актуальности уже многие годы. Накопленные за последние 15–20 лет результаты исследования магматизма «горячих точек» и «горячих полей», локализованных в самых разных геологических структурах, неопровержимо показывают, что использование комплекса геохимических и изотопных методов, традиционно предлагаемого для диагностики продуктов плюмового магматизма, далеко не всегда дает положительные результаты. С одной стороны, это связано с конвергенцией геохимических и изотопных характеристик мантийных пород повышенной щелочности, проявленных в разных тектонических обстановках [1], с другой – во многом обусловлено гетерогенностью мантийных источников, порождающих магмы с «внутриплитными» характеристиками. На сегодняшний день не подлежит сомнению, что наряду с автономными «моргановскими» плюмами нижнемантийной природы существуют «андерсоновские» плюмы, возникающие в верхах астеносферы как ответ на движения плит, а также, вероятно, и промежуточные их разности, причем различить их между собой на основании только геохимических и изотопных данных не представляется возможным (см. обзор [2] и библиографию в нем).

Наиболее сложна проблема определения природы магматических расплавов в коллизионных зонах, где «андерсоновские» и «моргановские» плюмы зачастую существуют совместно в сравнительно узком (первые десятки миллионов лет) временном интервале. В этих условиях единственным способом решения данного вопроса является наблюдение за сменой источников мантийного и корового магматизма в пространстве и времени и корреляции наблюдаемых всплесков магматической активности с другими геологическими событиями, происходящими в регионе.

В данной работе предлагаемый подход использован для определения геодинамической позиции пород харловского комплекса Горного Алтая, основные породы которого представлены обогащенными фосфором субщелочными габброидами с промышленным титаномагнетитовым оруденением.

Интрузии харловского комплекса локализованы в северо-западной части Горного Алтая, в восточном секторе Алтайской коллизионной системы, строение и эволюция которой детально описаны в [3, 4]. Здесь они слагают вытянутый в северо-западном направлении ареал, конформный структуре среднепалеозойской активной континентальной окраины Сибирского континента. В составе ареала выделяется пять небольших массивов, наиболее крупным из них является Харловский интрузив площадью около 10 км², прорывающий турбидитовые толщи позднего кембрия – раннего ордовика.

В составе массива по данным [5] выделяется четыре интрузивные фазы (от оливиновых меланогаббро и троктолитов через диориты и монцодиориты до граносиенитов), внедрившиеся в гомодромной последовательности, и три группы прорывающих их даек (микрогаббро, диабазы, андезитобазальтовые порфириды и гранодиорит-порфиры).

Вещественный состав габброидов характеризуется высокими содержаниями титана (до 4 мас. % TiO₂), железа (до 13,8 мас. % Fe₂O₃), повышенными – калия и фосфора, обогащенностью РЗЭ (в сумме – до 200 г/т), крупноионными и высокозарядными литофильными элементами, в т.ч. Nb и Ta (до 60 и 4 г/т соответственно, La/Nb=0.7–0.8). По вещественному составу эти породы близки к субщелочным базальтам океанических островов. Значение $\epsilon_{Nd}(T)$, рассчитанное на возраст формирования пород, составляет +5.8.

В ряду от габбро до субщелочных диоритов и монцодиоритов наблюдается рост содержа-

ний практически всей гаммы редких элементов за исключением Sr, Nb и Ta (их концентрации слабо понижаются). При переходе к граносиенитам отмечается падение содержаний РЗЭ (преимущественно за счет лантаноидов иттриевой группы), Zr, Hf и Ba. Инверсия поведения ряда редких элементов свидетельствует о существенной автономности граносиенитовых магм, однако наличие среди постгранитных даек пород с «плюмовой» геохимией, идентичных базитам ранних фаз, доказывает, что формирование всех пород массива происходило близодновременно в рамках единой магматической колонны. В целом, эволюция химического состава пород Харловской интрузии отражает процесс дифференциации мантийных габброидных магм с одновременным развитием корового анатексиса и формированием гибридных корово-мантийных расплавов.

Возраст пород Харловского интрузива, определенный в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II), составляет 328.8 ± 2.4 млн лет. Эта датировка отвечает границе визейского и серпуховского веков раннего карбона и практически совпадает со временем проявления первых геологических свидетельств коллизии Сибири и Казахстана (перекрывание меланжированных офиолитовых комплексов грубым флишем и мелководными молассоидными отложениями в Чарском палеоокеаническом бассейне Восточного Казахстана [6]). Отметим особо, что полученная датировка как минимум на 25 млн лет древнее первых свидетельств активности Таримского плюма, обнаруженных в последние годы на данной территории [4, 7, 8 и др.].

Геохимические и изотопные характеристики габброидов харловского комплекса резко отличаются от аналогичных особенностей девонских и девон-раннекаменноугольных окраинно-континентальных образований Горного и Рудного Алтая [9, 10 и др.], однако практически идентичны таковым для позднедевонских раннекаменноугольных океанических базальтов Чарской палеоокеанической сутуры [11]. Таким образом, формирование титаноносных габброидов харловской интрузии фиксирует не активизацию нового мантийного резервуара, а лишь проявление под окраиной континента магматизма, ранее локализованного в океаническом бассейне.

При рассмотрении природы данного магматизма мы принимаем во внимание следующие факты: 1) приуроченность магматизма к ранней стадии коллизии; 2) конформность его ареала со структурой активной континентальной окраины; 3) локальность магматизма и «точечный» характер его проявления, сопровождающийся, тем не менее, активным анатексисом пород коры; 4) идентичность геохимических и изотопных характеристик габброидов океаническим базальтам предколлизийного этапа; 5) значительный (25 млн лет) временной отрыв магматизма от известных проявлений активности «моргановских» плюмов.

Исходя из этой совокупности данных формирование габброидов и гранитоидов харловского комплекса, вероятнее всего, связано с отрывом слэба в зоне коллизии Сибирского и Казахстанского континентов и возникновением верхнемантийного («андерсоновского») плюма [12, 13].

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (программа 7.10) и РФФИ (проект № 08-05-00974).

- [1] Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Природа карбонатитсодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. – Иркутск–Петропавловск-Камчатский, 2005. – С. 30–49.
- [2] Пучков В.Н. Взаимоотношения плюм- и плиттектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. – Екатеринбург: Изд-во Института геологии и геохимии УрО РАН, 2006. – С. 23–51.
- [3] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1321–1338.
- [4] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 621–636.
- [5] Шокальский С.П. Петрохимия Харловского титаноносного интрузива в Горном Алтае // Петрохимия рудоносных габброидных формаций: Труды ИГиГ СО АН СССР. № 776. – Новосибирск, 1990. – С. 91–118.
- [6] Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика. – 1979. – № 5. – С. 66–78.
- [7] Хромых С.В., Куйбида М.Л. Петрологические индикаторы активности Таримского плюма в зоне кол-

- лизионного сочленения Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. – С. 415–419.
- [8] *Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др.* U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // ДАН (в печати).
- [9] *Тихунов Ю.В.* Геохимия девонского базальт-андезитового вулканизма западной части Горного Алтая // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 2. – С. 61–69.
- [10] *Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А. и др.* Петрология вулканических и плутонических пород Уймено-Лебедского ареала, Горный Алтай // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 5. – С. 548–568.
- [11] *Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A.* Fragments of Vendian-early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. – 2004. – V. 7, № 3. – P. 771–790.
- [12] *Davies J.H., von Blanckenburg F.* Slab break off: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett. – 1995. – V. 129. – P. 85–102.
- [13] *Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г.* Коллизионный орогенез: модель отрыва субдущированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. – 1996 – Т. 37, № 1. – С. 5–16.

МАГМАТИЗМ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ГОБИ-АЛТАЙСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Е.А. Кудряшова*, В.В. Ярмолюк*, А.М. Козловский*, В.А. Лебедев*, В.М. Саватенков**

*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, volya@igem.ru

**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, savatenkov@mail.ru

Гоби-Алтайская рифтовая зона представлена узкой системой грабенов и линейных приразломных впадин, протянувшихся вдоль северного фаса хребтов Гобийского Алтая более чем на 600 км. Зона контролируется Ихбогдинским глубинным разломом, являющимся сутурной границей между офиолитовыми комплексами каледонид Долины Озер и терригенными террейнами Гобийского Алтая. Ширина рифтовой зоны в разных ее участках ~30–50 км, а ширина отдельных грабенов в ее пределах, как правило, менее 15 км. Грабены выполнены преимущественно красноцветными и сероцветными грубо- и тонкообломочными отложениями мелового возраста, но, кроме того, в их строении широко развиты вулканические породы (базальты и субщелочные базальты, а также более редкие карбонатиты, трахиты, трахириодациты, трахириолиты и др.). Проявления вулканизма в целом по рифтовой зоне были многоэтапными и характеризовались миграцией центров излияний.

Для анализа пространственных закономерностей проявления вулканизма в строении рифтовой зоны мы условно выделяем три сегмента: *восточный*, охватывающий районы Мушугай-Худук и Улугей-Хид; *центральный*, распространившийся на территории районов хребтов Арц-Богд, Бага-Богд и Их-Богд, и *западный*, к которому относятся районы хребтов Баян-Цаган, Дунд- и Хара-Аргалант, Хан-Тайшир и район сомона Чандмань. По геологическим взаимоотношениям и имеющимся, а также новым, полученным в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН геохронологическим данным К-Аг определений возраста в истории развития рифтовой зоны выделяется, по меньшей мере, пять этапов проявления вулканизма:

1 – *начало раннего мела (~144–135 млн лет)* – этап формирования отдельных центров излияний щелочных пород (карбонатитов, трахитов, трахириодацитов, меланефелинитов, мелалейцититов и др.). Вулканизм этапа проявился исключительно в восточном сегменте рифтовой зоны;

2 – *начало – середина раннего мела (~135–120 млн лет)* – этап массовых базальтовых платоизлияний большой мощности. Они протекали главным образом в центральном сегменте и в меньшей степени в восточном сегменте рифтовой зоны. Базальты этого возраста традиционно относятся к цаганцабской свите;

3 – *середина – конец раннего мела (~120–115 млн лет)* – этап формирования трахит-трахириолитовых вулканов, экстрезий, субвулканических тел и более редких покровов. В восточном сегменте зоны они представлены отдельными, пространственно и структурно обособленными вулканическими постройками; в центральном (в районе хр. Арц-Богд) и западном (на восточном окончании хр. Баян-Цаган) сегментах этому этапу отвечают более редкие экстрезии, дайки, штоки и небольшие покровы;

4 – *конец раннего мела (~115–102 млн лет)* – этап базальтовых платоизлияний большой мощности. Для лавовых толщ характерны прослойки сероцветных осадочных пород. Породы этого этапа распространены в западном и центральном сегментах рифтовой зоны и обычно сопоставляются с дзунбаинской свитой;

5 – *конец раннего мела – начало позднего мела (~102–90 млн лет)* – этап образования нескольких полей развития базальтовых лавовых куполов, штоков, лакколлитов, лополитов и даек. Магматизм проявился в основном в центральном сегменте и на прилегающих к нему участках восточного сегмента. За пределами этих территорий известны лишь отдельные штоки, например шток г. Душ-Ула в западном сегменте зоны.

Среди рифтогенных магматических комплексов Гоби-Алтайской рифтовой зоны преобладают крупные плащеобразные лавовые поля, сформировавшиеся в результате платоизлияний. Они характеризуются разрезами мощностью в первые сотни метров и сложены сериями много-

численных первоначально горизонтально залегающих маломощных (до 10–20 м) лавовых потоков. Излияния носили преимущественно трещинный характер, реже были связаны с локальными вулканическими центрами. Этот тип активности доминировал на 2-м и 4-м этапах вулканизма, когда был сформирован основной объем вулканических пород рифтовой зоны. Различия в характере вулканизма этих этапов состоят в том, что более ранние вулканические излияния (2-го этапа) происходили практически без перерыва, тогда как более поздние (4-го этапа) имели импульсный характер с достаточно продолжительными перерывами между сериями извержений. Излияния этого этапа (4-го) происходили в пределах озерных котловин, в связи с чем в составе вулканических толщ обычны гиадокластиты, шаровые лавы и прослои озерных отложений.

Формирование трахит-трахириолитовой ассоциации (3-й этап) было связано с деятельностью крупных стратовулканов. В строении вулканических толщ стадии участвуют флюидальные и сферолоидные лавы и стекла. Начальная стадия их развития была сопряжена с образованием серии лавовых куполов (экструзий) трахириолитов, сопровождавшихся локально развитыми накоплениями вулканических брекчий, агломератов и витрокластических туфов. Поперечник таких вулканов достигает 5 км. На более поздних стадиях этих центров по обрамлению центральных экструзий происходило формирование потоков трахитов.

Отдельную группу проявления вулканизма представляют лавовые купола, многочисленные штоки, лакколиты, лополиты и дайки. Они возникли на заключительном (5-м) этапе развития вулканизма рифтовой зоны. Своеобразную группу вулканов образуют лавовые купола, рассредоточенные в восточном сегменте рифтовой зоны в Мушугайском районе на площади около 200 км². Площадь куполов от 1 до 15 км², высота до 100 м. Они характеризуются концентрически зональным «луковичным» строением. Купола сложены массивными, обычно стекловатыми лавами. Шлаки и обогащенные миаролами породы отсутствуют. Структура вулканов подчеркивается зональным распределением пород с разным типом отдельности, реже степени раскристаллизации. В центральных наиболее глубоко эродированных участках вулканов выделяются ядра, сложенные массивными относительно хорошо раскристаллизованными породами. Эти ядра концентрически облекаются слоями стекловатых пород с призматической, столбчатой или плитчатой отдельностью. В краевых участках куполов отмечается пологое налегание их пород на красноцветные меловые осадки. Наблюдаемая структура вулканов предполагает их формирование в результате одноактного выжимания сравнительно вязкой базальтовой магмы в виде лавового купола с последующим растеканием этой магмы в стороны от центра. Еще один тип магматической деятельности данного этапа представлен системой штоков, лакколитов, лополитов и даек, сформировавшихся в центральном (район хр. Арц-Богд) и западном (г. Душ-Ула) сегментах. Эти субвулканические тела внедрялись как в вулканические, так и в осадочные меловые отложения.

Таким образом, история рифтовой зоны выглядит следующим образом. Начало было связано с образованием обособленных центров вулканизма, в которых происходило накопление наиболее щелочных пород рифтовой зоны. Эти процессы пространственно были ограничены восточным сегментом зоны. Размещение вулканических центров контролировалось разломами субширотного простирания, но не было связано с конкретными грабенами. Поэтому вулканические породы этапа обычно залегают непосредственно на породах палеозойского фундамента.

Режим развития рифтовой зоны изменился в начале – середине раннего мела, когда была сформирована система грабенов с глубоководными озерами, в которых происходило накопление раннемеловых осадочных толщ. На фоне грабенообразования протекали излияния по всей протяженности рифтовой зоны. Во времени центры излияний мигрировали вдоль рифтовой зоны, охватывая последовательно восточный, центральный и западный сегменты. На заключительном этапе развития рифтовой зоны угасавшая вулканическая активность сосредоточилась в области центрального сегмента зоны и прилегающих к нему районов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ-10 РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и РФФИ (проекты № 07-05-00622, 07-05-90100, 07-05-00876).

ВНУТРИПЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЕВРАЗИИ И ПРОБЛЕМЫ ГЛУБИННОЙ ГЕОДИНАМИКИ

М.И. Кузьмин*, В.В. Ярмолук**

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, dir@igc.irk.ru

**Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
yarm@igem.ru

Недавно вышла статья С. Маруямо с коллегами [1], в которой рассмотрены вопросы происхождения суперплюмов и их связи с образованием и распадом суперконтинентов, а также подняты вопросы динамики мантии и антиплейт тектоники на границе ядро–мантия. Эту работу можно рассматривать как попытку создания парадигмы глубинной геодинамики. С. Маруямо с коллегами оценивают термальную структуру твердой Земли на основе фазовых диаграмм состояния, связывающих образование базальтовых расплавов в зонах спрединга с плавлением пиролита, а также данных о сейсмических неоднородностях на глубине 410–660 км, мощности D'' слоев и распределении в пределах мантии ультранизких скоростных зон. Важной особенностью формирования горячей мантии является субдукция океанических плит и концентрация их на границе верхней и нижней мантии. Здесь под действием дегидратированной воды из опустившихся плит происходит выплавление мантийных магм. Поднимающиеся магматические расплавы обогащены литофильными элементами за счет частичного плавления мантийного, возможно корового, вещества захороненных плит. Позиция суперплюмов в структуре Земли в этом случае определяется положением суперконтинентов, под которыми накапливаются основные объемы субдуцированной литосферы.

Сейсмоотография показывает присутствие сейчас двух суперплюмов (Тихоокеанского и Африкано-Атлантического) [1, 2] и погружающихся субдуцированных плит – «холодный» плюм. По мнению С. Маруямо с коллегами, предполагается, что термальная структура Земли, исключая D'' слои, контролируется субдукционной историей последних 180 млн лет. Термальная структура D'' слоев контролируется древними захороненными плитами и может быть определена палеогеографическими реконструкциями Лавразии, Гондваны и Родинии за последние 700 млн лет. В настоящее время подобный участок захоронения и разогрева субдуцированной литосферы расположен в западно-тихоокеанской зоне. Он начал формироваться порядка 250–300 млн лет тому назад в результате субдукции в западном (Тихоокеанская плита) и север–северо-восточном (Индийская плита) направлениях. Именно этими процессами, завершающимися образованием горячей мантии, С. Маруямо с коллегами объясняют кайнозойский вулканизм Юго-Восточной Азии и формирование малых бассейнов на западе Тихого океана.

Нами проведена ревизия внутриплитового магматизма Сибири и ее складчатого обрамления за последние 480 млн лет. Абсолютные реконструкции – положение Сибири с помощью положения долговременных горячих точек, выполненные В.А. Кравчинским, – показали, что в течение всего фанерозоя, вплоть до позднего мезозоя, Сибирский континент перемещался в пределах Африкано-Атлантического горячего поля [3]. В соответствии с А. Лаувером и Р. Мюллером [4] и Г.С. Хариным [5], мы считаем возможным допустить, что Исландская горячая точка находилась под Сибирскими траппами на границе перьми и триаса. Это дало возможность определять абсолютные географические координаты Сибирских траппов, которые соответствуют современной Исландской горячей точке. В настоящее время Исландская горячая точка находится в пределах Афро-Атлантического горячего поля мантии. Положение палеошироты Сибирского континента при абсолютных реконструкциях определялось по палеомагнитным данным, а значение палеодолготы – по современному положению протяженного Африкано-Атлантического горячего мантийного поля. Кроме того, были оценены абсолютные координаты других древних горячих точек в пределах этого поля, которые ответственны за внутриплитовый магматизм в течение различных периодов фанерозоя. Ревизия всех имеющихся редкоэлементных и изотопных характеристик внутриплитовых магматических пород Сибири позволила установить, что магмы имеют мантийное происхождение, в котором принимают участие три источника – PREMA, EM-II и EM-I.

Проявление внутриплитной активности происходило в обстановке завершения формирования Пангеи, которая в соответствии с существующими палеогеографическими реконструкциями в рассматриваемый интервал времени со всех сторон имела конвергентные границы. Ряд таких границ существовал внутри суперконтинента между сталкивающимися отдельными его фрагментами. Подобное «пятнисто-напряженное» состояние литосферы суперконтинента, по-видимому, определило разный структурный тип реализации внутриплитной активности. Это хорошо видно на примере Сибирской трапповой провинции, которая окружена зонами рифтогенеза, сопряженными с орогенными поясами.

Остановимся на формировании ряда крупных внутриплитовых магматических областей Азии пермско-раннетриасового возраста (295–245 млн лет). Это крупнейшие трапповые провинции – Сибирская, Эймешаньская и недавно открытая Таримская, системы континентальных рифтов – Западно-Сибирская и Центрально-Азиатская, а также ряд автономных ареалов распространения щелочных гранитов, сиенитов, фельдшпатоидных сиенитов и щелочных базитов.

Сибирская провинция была сформирована между 249 и 251 млн лет назад. Ее строение определяют ранняя серия базальтов повышенной щелочности, ассоциирующая со щелочно-ультраосновными породами Маймеча-Котуйского района, и более поздняя серия низкокальциевых толеитовых базальтов. Формирование провинции связывается с плюмом, нижнемантийная природа которого подтверждается высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$, а также данными Re-Os изотопии. Одновременно с Сибирской провинцией по ее обрамлению были сформированы траппы Кузнецкого бассейна, а также базальтовые и бимодальные вулканические толщи Западно-Сибирской рифтовой системы.

В других континентальных областях мира о значительной внутриплитной магматической активности этого времени практически не известно. Это позволяет предполагать специфические условия развития восточного сегмента Пангеи, которые, в частности, определили сосредоточение в его пределах внутриплитной мантийной активности и, таким образом, указывают на наличие в основании литосферы региона горячего поля мантии.

Позднепермская–раннетриасовая внутриплитная активность зафиксировала раннюю фазу взаимодействия литосферы Пангеи с Северо-Азиатским горячим полем мантии, рассматриваемым нами как часть Афро-Атлантического суперплюма. Последующие импульсы воздействия суперплюма на континентальную литосферу в конце триаса – начале юры (Центральная Атлантика), в середине юры (траппы Кару), в раннем мелу (траппы Параны), на границе мела и кайнозоя (траппы Британской провинции и Декана) отвечают надвиганию суперконтинента на горячее поле мантии и его последовательному дроблению с формированием современного рисунка размещения континентов на земной поверхности.

Полученные нами результаты свидетельствуют о существовании Афро-Атлантического суперплюма на протяжении, по крайней мере, фанерозоя. Согласно [1], Тихоокеанское горячее поле существует как минимум 700 млн лет. Таким образом, горячие поля имеют большую продолжительность существования, что позволяет сделать вывод о независимой от глобальной субдукции позиции суперплюмов. Рассматривая в целом модель глубинной геодинамики, мы считаем, что глубокие, зарождающиеся на границе ядро–мантия, горячие поля связывать только с захороненными древними плитами неправильно. Представляется, что двухъячеистая конвекция в верхнем жидком ядре является первопричиной возникновения горячей нижней мантии на границе ядро–мантия слоя D'' .

В пределах «холодного» плюма происходит опускание остатков литосферных плит до границы ядро–мантия, т.е. до слоя D'' . Здесь происходит выплавление перидотитового расплава по механизму, предложенному [1]. Этот расплав затем горизонтально, в соответствии с конвективным течением, продвигается к району восходящей ветви конвективной ячейки, отвечающей горячему полю. Поступающий сюда материал субдуцированных плит, очевидно, во многом определяет геохимические особенности формирующихся здесь суперплюмов. Можно полагать, что время появления обогащенных литофильными элементами магматических внутриплитовых пород, обычно представленных щелочными комплексами, оценивается порядка 2 млрд лет и отвечает времени существования Тихоокеанского и Африкано-Атлантического горячих полей мантии. В то же время взаимодействие этих полей с континентальными массами определяет формирование и распад суперконтинентов в истории Земли.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта № 7.10.3.

- [1] *Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle Boundary // *Condwana Research*. – 2007. – V. 11. – P. 7–37.
- [2] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // *Геотектоника*. – 1983. – № 1. – С. 28–45.
- [3] *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Absolute reconstructions of the Siberian continent based on interaction with Afro-Atlantic hot mantle field during Phanerozoic // *Science Reviews Earth*. – 2008 (в печати).
- [4] *Lawver A.Z., Muller R.D.* The Iceland hotspot track // *Geology*. – 1994. – V. 22, № 4. – P. 311–314.
- [5] *Харин Г.С.* Импульсы магматизма Исландского плюма // *Петрология*. – 2000. – Т. 8, № 2. – С. 115–130.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абражевич А.В. 32
Абушкевич В.С. 8
Агагова А.Р. 10
Азимов П.Я. 13, 14, 15
Андрющенко С.В. 76
Анисимова И.В. 18, 145
Анисимова С.А. 20
Антипин В.С. 22, 34
Апарин В.П. 24
Бабин Г.А. 27, 71
Баженов М.Л. 32
Батулзий Д. 34
Баяр Г. 132
Белова А.А. 37
Беляев В.А. 91, 93
Беляев С.Ю. 40
Благовидов В.В. 127
Булгатов А.Н. 87
Буслов М.М. 43
Бучко И.В. 46, 49
Буш В.А. 51
Ван дер Во Р. 32
Васильев В.И. 54
Васильева Е.В. 54
Васюкова Е.А. 56
Вафин Т.Р. 81
Великославинский С.Д. 46, 49, 59, 85, 145
Верниковская А.Е. 62
Верниковский В.А. 62
Ветлужских Л.И. 87
Ветлужских Т.А. 87, 91
Владимиров А.Г. 27, 65
Волкова М.Г. 69
Волкова Н.И. 71
Воронцов А.А. 74, 76
Гелетий В.Ф. 116
Гелетий Н.К. 20, 78
Гладков А.С. 81
Гладкочуб Д.П. 83, 113, 151
Глебовицкий В.А. 85, 145
Гордиенко И.В. 87, 91, 130
Горнова М.А. 91, 93
Гребенщикова В.И. 96
Гэрэл О. 34
Дворова А.В. 107
Дегтярев К.Е. 99, 102
Демонтерова Е.И. 104, 122
Диденко А.Н. 51, 107
Добрынина А.А. 110
Донская Т.В. 83, 113, 151
Дриль С.И. 116, 119
Жатнуев Н.С. 54
Загорная Н.Ю. 116
Иванов А.В. 104, 122, 125
Иванов Е.В. 116
Изох А.Э. 56
Казанский А.Ю. 127
Казанцева Е.В. 24
Казимировский М.Э. 119
Карманов Н.С. 122
Кирнозова Т.И. 140
Киселев А.И. 130
Климук В.С. 87
Ключевский А.В. 132
Коваленко В.И. 138
Коваленко Д.В. 135
Коваленко С.Н. 20
Ковач В.П. 18, 102, 138, 140, 145
Козаков И.К. 13, 14, 15, 18, 107, 138, 140
Козловский А.М. 18, 142, 157
Кононкова Н.Н. 142
Котов А.Б. 46, 49, 85, 99, 102, 138, 145
Кох Д.А. 43
Кочнев Б.Б. 148
Крук Н.Н. 151, 154
Кудряшова Е.А. 157
Кузьмин М.И. 116, 159
Лавренчук А.В. 56
Ларин А.М. 46, 49, 85, 145
Ласточкин Н.И. 87, 91
Лебедев В.А. 157
Левашова Н.М. 32
Литасов К.Д. 125
Лучицкая М.В. 99, 102
Мазукабзов А.М. 83, 113
Матушкин Н.Ю. 62
Медведев А.Я. 91, 93, 96
Метелкин Д.В. 127
Минина О.Р. 87
Монгуш А.А. 71, 151
Непоп Р.К. 10
Николаева И.В. 154
Носков Д.А. 96
Одгэрэл Д. 22
Падерин И.П. 113
Петроченко С.В. 24
Плоткина Ю.В. 46, 49
Полянский О.П. 62
Резницкий Л.З. 122
Руднев С.Н. 27, 71
Рязанцев А.В. 37
Саватенков В.М. 157
Салтыкова Т.Е. 27
Сальникова Е.Б. 46, 49, 85, 99, 138, 145
Самыгин С.Г. 51
Сандимирова Г.П. 119
Саньков В.А. 110
Седова И.С. 85

Сергеев С.А. 27
Ситникова В.С. 87
Скляров Е.В. 83
Сорокин А.А. 46, 49, 145
Станевич А.М. 83
Ступаков С.И. 71
Сырицо Л.Ф. 8
Татарников С.А. 69, 119
Терентьева Л.Б. 138
Травин А.В. 62, 71
Третьяков А.А. 99
Федосеенко А.М. 18

Фиорентини М.Л. 122
Фомин М.А. 40
Фугзан М.М. 140
Хераскова Т.Н. 51
Хромых С.В. 154
Цыганков А.А. 151
Шатагин К.Н. 99, 102
Шокальский С.П. 27, 154
Юдин Д.С. 71
Яковлева С.З. 18, 46, 145
Ярмолук В.В. 18, 116, 138, 157, 159