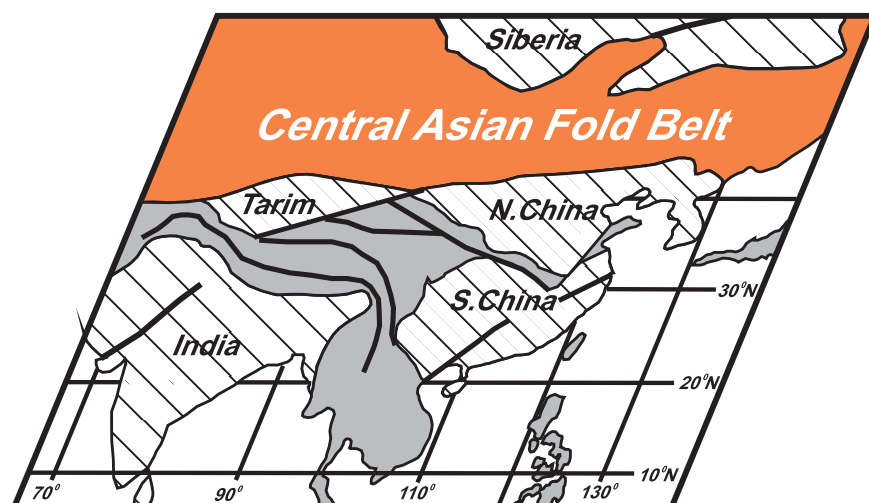




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА 
К КОНТИНЕНТУ



1

ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 10

ИРКУТСК
2012

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

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

Материалы научного совещания
по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН

(17–20 октября 2012 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 1

Иркутск
2012

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. – В 2-х томах. – Т. 1. – 165 с.

В сборнике представлены труды совещания, проводимого в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

Основная тематика совещания:

1. Ранние этапы становления и эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (мезо- и неопроterозой).
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 обрамление.
5. Металлогеническая эволюция и условия проявления рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Председатель Оргкомитета совещания

член-корреспондент РАН Е.В. Складов (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 Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 12-05-06082-г)

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 9 от 13.09.2012 г.)

ISBN 978-5-902754-74-9 (т. 1)
ISBN 978-5-902754-73-2

© Институт земной коры СО РАН, 2012

СОДЕРЖАНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА.....	7
<i>ЭТАПЫ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ПРИОЛЬХОНЬЕ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ВЫСОКИМИ УРОВНЯМИ ПРА-БАЙКАЛА</i> А.Р. Агатова	9
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ</i> А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, В.А. Мыглан, В.В. Баринов, Л.А. Орлова	12
<i>КОМПЛЕКСНОЕ ГЕО- И БИОИНДИКАЦИОННОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗОН ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ</i> А.Р. Агатова, С.Г. Платонова, И.Г. Боярских, Л.Н. Лучшева, А.В. Шитов, А.И. Бакиянов	15
<i>ТЕКТНИКА И ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: КОРРЕЛЯЦИЯ КИРГИЗСКОГО И КИТАЙСКОГО СЕКТОРОВ СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> Д.В. Алексеев, Г.С. Бискэ, Б. Ван, А.В. Дженчураева, А. Крёнер	18
<i>ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЭПР В ИЗУЧЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ФИТОЛИТОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> А.Ю. Анисимов, С.М. Сухаржевский, С.А. Анисимова	20
<i>СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ И АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН</i> С.А. Анисимова, А.М. Тебеньков, Н.А. Костева	23
<i>ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ</i> Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров	25
<i>ГЕОХИМИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ КРУТОЙ ГУБЫ, ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> В.А. Беляев, М.А. Горнова	28
<i>ТЕКТНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ</i> М.М. Буслов	30
<i>ТИПИЗАЦИЯ И ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ, ПРОДУЦИРУЮЩИХ КАМЕРНЫЕ ПЕГМАТИТЫ (НА ПРИМЕРЕ ОБЪЕКТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)</i> О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко	32
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГАРЦБУРГИТОВ, ВЕРЛИТОВ, ВЕБСТЕРИТОВ, ГАББРО И ВУЛКАНИТОВ ПРИСТАНОВОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)</i> И.В. Бучко, А.А. Сорокин	34
<i>ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЙ РУБЕЖ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ</i> А.Г. Владимиров, Г.А. Бабин, А.А. Постников, А.А. Терлеев, В.Г. Владимиров, И.В. Кармышева	37
<i>МЕТАМОРФИЗМ ОБРАМЛЕНИЯ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i> В.Г. Владимиров, И.В. Кармышева	41
<i>НЕЛЬСОНИТЫ (АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫЕ ПОРОДЫ) КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН МОНГОЛИИ И ЦЕНТРАЛЬНОГО ИРАНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ)</i> Н.В. Владыкин	44

<i>РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛАХ ЭКЛОГИТОВ АТБАШИНСКОГО ХРЕБТА, ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ</i>	
Н.И. Волкова, С.В. Ковязин, С.И. Ступаков, В.А. Симонов, К.С. Сакиев	47
<i>ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОРДОВИКСКИХ И ДЕВОНСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ</i>	
А.А. Воронцов, О.Ю. Перфилова, Н.А. Герасимов	50
<i>ИСТОЧНИКИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ (ПО Nd–Sr-ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)</i>	
В.В. Врублевский, А.Д. Котельников, И.Ф. Гертнер, В.И. Крупчатников	52
<i>ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ОФИОЛИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА ЛИТОСФЕРЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА</i>	
И.Ф. Гертнер, Т.С. Краснова, Т.Б. Баянова, Н.А. Дугарова, В.В. Врублевский, П.А. Тишин	55
<i>ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВОЗРАСТНОЙ ПОЗИЦИИ И ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА</i>	
Д.П. Гладкочуб, А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Ж. Шихонг, С.А. Писаревский, З.Л. Мотова	57
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МАГМАТИЗМУ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i>	
И.В. Гордиенко, А.Ю. Антонов, А.Я. Медведев, Д.А. Орсов, Л.И. Ветлужских, Р.А. Бадмацыренова, В.С. Климук, А.Л. Елбаев, Д.В. Гороховский	60
<i>СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ, О. ОЛЬХОН, И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ИСПАНИИ (БАТОЛИТ АВИЛА)</i>	
Н.В. Горлачева, В.С. Антипин, В.А. Макрыгина	63
<i>ЛЕРЦОЛИТОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ТУМУСУН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ</i>	
М.А. Горнова, С.И. Дриль, А.Б. Перепелов, Ванг Го Лунг	66
<i>МЕТАЛЛОГЕНИЯ ШОШОНИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i>	
А.И. Гусев	68
<i>ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА СИНЮХИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)</i>	
Н.И. Гусев, А.И. Гусев	70
<i>БЕННЕТТИНСКИЙ «ТЕРРЕЙН» В КЕМБРИИ: ПРОДОЛЖЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i>	
М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, И.В. Коровников	73
<i>ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СИАЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ КАЗАХСТАНА И ТЯНЬ-ШАНЯ: ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ</i>	
К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, А.Б. Котов, К.Н. Шатагин	75
<i>МЕГАКРИСТАЛЛЫ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА</i>	
Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Н.С. Карманов, С.В. Палесский, В.Ф. Посохов	78
<i>НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ СЕВЕРО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ ПОЯС): НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ, ВОЗРАСТУ И УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ</i>	
Н.В. Дмитриева, Е.Ф. Летникова, А.И. Прошенкин	80
<i>ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ БИРЮСИНСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА</i>	
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов	83

ПОЗДНЕПЕРМСКИЙ – РАННЕТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.Н. Лепехина, Т. Ванг	85
ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ РИФЕЙ-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩИ: ЛИТОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ СНОСА Н.А. Доронина	88
Sr-Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ РИФТОГЕННЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ С.И. Дриль, А.Я. Медведев, М.И. Кузьмин, Н.С. Герасимов, Т.А. Владимирова	92
ТРАНСМАНТИЙНЫЕ (ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ) ФЛЮИДЫ И ГЕОДИНАМИКА Н.С. Жатнуев, Г.Д. Санжиев, В.И. Васильев, Е.В. Васильева	95
БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ШАРЫЖАЛГАЙСКОМ БЛОКЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА С ВОЗРАСТОМ ОДИН МИЛЛИАРД ЛЕТ А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, В.А. Лебедев	96
СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ ВОЗРАСТ ЛАМПРОИТОВ НОРИЛЬСКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ А.В. Иванов, Х. Хё, В.В. Рябов, А.Я. Шевко, С.В. Палесский	98
НАДСУБДУКЦИОННЫЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ (НУММ) УРАЛО-МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ А.Э. Изох, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, А.А. Сорокин	101
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ И ДЕВОНСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ НА СЕВЕРО- ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА А.И. Киселев, В.В. Ярмолюк, И.И. Колодезников, К.К. Стручков, К.Н. Егоров	103
СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ: БИФУРКАЦИИ ПРИ ГИСТЕРЕЗИСЕ НЕЛИНЕЙНОГО РЕЗОНАНСА А.В. Ключевский, Р.Г. Хлебопрос	106
К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ БАРГУЗИНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: Sr-Nd-Hf-Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО ГРАНИТОИДАМ В.П. Ковач, Е.Ю. Рыцк, А.Б. Котов, К.-Л. Ван, В.В. Ярмолюк, Б.-М. Джан, Г.В. Овчинникова, С.-Л. Чан, Н.Ю. Загорная, Н.А. Сергеева, Б.М. Гороховский, Х.-Я. Ли	108
ЭТАПЫ ДО- И ПОСТАККРЕЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ГЕРЦИНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, А.В. Травин, Е.Б. Сальникова, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина	111
ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АКВАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ВЕРХНЕАНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА В.Л. Коломиец	114
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИУСТЬЕВОГО ПЕСЧАНОГО МАССИВА Р. ЧИКОЙ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев	116
СТРУКТУРА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВ СИБИРИ К.М. Константинов, М.Л. Баженов, А.М. Фетисова	118
К ДИСКУССИИ О ТРАППАХ МЕЖДУРЕЧЬЯ ИЛИМПЕИ И ВИЛЮЯ Н.Н. Копылова	119
ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КАЛАРСКОГО И ГЕРАНСКОГО АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВЫХ МАССИВОВ А.В. Косынкин, А.Н. Диденко, А.Ю. Песков	122
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРОСТИРАНИЯ В КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА П.Д. Котлер	125

<i>ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ (U-Pb, Ar-Ar) И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)</i>	
П.Д. Котлер, О.В. Навозов, А.В. Травин, А.Г. Владимиров, С.В. Хромых	128
<i>ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД УРИЛЬСКОЙ СВИТЫ АМУРСКОЙ СЕРИИ (БУРЕЯ-ЦЗЯМУСИНСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)</i>	
А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, С.Д. Великославинский, Б.-М. Джан, Е.В. Толмачева, А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, К.-Л. Ван, С.-Л. Чан, Х.-Я. Ли	131
<i>ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ РУДНОГО АЛТАЯ</i>	
Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида, Н.И. Гусев	133
<i>ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КУРАТИНСКОГО ПРОГИБА, ГОРНЫЙ АЛТАЙ</i>	
В.И. Крупчатников, О.М. Попова, А.Л. Пономарев, В.А. Кривчиков, В.В. Врублевский	135
<i>СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ПЕРВИЧНЫХ РАСПЛАВОВ ВНУТРИПЛИТНОГО ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ (МОНГОЛИЯ): ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ-ВКРАПЛЕННИКАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД</i>	
Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский	138
<i>ТЕСТИРОВАНИЕ КОНЦЕПЦИИ "AUSTRALIA UPSIDE DOWN" НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ АШИНСКОЙ СЕРИИ (ЮЖНО-УРАЛЬСКАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)</i>	
Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, А.В. Шацлло, И.В. Голованова, К.Н. Данукалов	140
<i>ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ЖИЗНИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА</i>	
А.Б. Кузьмичев, А.Н. Ларионов	143
<i>ДРЕВНЕЙШИЕ ПЛАГИОГРАНИТОИДЫ РУДНОГО АЛТАЯ</i>	
М.Л. Куйбида, Н.Н. Крук, Н.И. Гусев	145
<i>ПРИРОДА И ИСТОЧНИКИ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КУРАЙСКОГО БЛОКА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)</i>	
Я.В. Куйбида, Н.Н. Крук, Н.И. Гусев, В.Г. Владимиров, Е.И. Демонтерова	147
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГАББРОИДОВ АНГИНСКОЙ ЗОНЫ (ОЛЬХОНСКИЙ РАЙОН)</i>	
А.В. Лавренчук, Е.В. Скляр, А.Э. Изох, В.С. Федоровский, А.Б. Котов, А.М. Мазукабзов	150
<i>ГЕЛИОГЕОДИНАМИКА</i>	
К.Г. Леви, С.А. Язев, Н.В. Задонина, В.И. Воронин, М.М. Наурзбаев, Р.М. Хантемиров	153
<i>ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ФАНОРОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i>	
В.И. Левицкий, Л.З. Резницкий, А.Б. Котов, И.В. Левицкий, С.И. Школьник, Е.Б. Сальникова, И.Г. Бараш	157
<i>ИСТОЧНИКИ СНОСА ДЛЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ: ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА</i>	
Е.Ф. Летникова, А.И. Прошенкин	160
<i>ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМОГЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ МОНДИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.04.1950 Г. (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ): НОВЫЕ ДАННЫЕ</i>	
О.В. Лунина, А.В. Андреев, А.С. Гладков, И.В. Кузьмин	162
<i>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</i>	165

ОТ РЕДАКТОРА

Дорогие коллеги!

Мы дожили до первого приличного юбилейного события: это Совещание – десятое. Признаться, хотелось проанализировать выпуски материалов совещания за эти годы, навести некоторую статистику, выделить «активистов», обозначить прорывные работы и т.п. Но хорошо известно – куда вымощена дорога благими намерениями. Как обычно, возникли непредвиденные авралы и более важные сиюминутные задачи, поэтому времени на серьезный анализ не нашлось. Чтобы хоть как-то заглушить угрызения совести, взял сборники материалов Совещания за 2006 (более ранних под рукой не оказалось) и за 2011 гг. и посмотрел списки авторов публикаций. Понятно, что авторский список сборника материалов и список участников совещания – не одно и то же, но и первый можно использовать в качестве некоего показателя. Так вот, в списке за 2006 г. чуть больше 130 фамилий, а в 2011 году – более 200. Тенденция, однако! Посмотрел совпадения. Почти половина авторов из первого списка присутствует и во втором. Квазистатистическое подтверждение того, что костяк совещания сложился, и этот костяк я хорошо знаю без всякой статистики. Серьезные команды из разных городов с растяжкой от Питера до Хабаровска. Если добавить нерегулярно присутствующих отдельных представителей других городов, то географическое пространство будет расширено до Калининграда на западе и Южно-Сахалинска и Петропавловска-Камчатского на востоке. И не грех будет упомянуть все те мощные команды, которые приезжали и, надеюсь, будут и в дальнейшем активными участниками Совещания.

Санкт-Петербург представлен командой геохронологических «тяжеловесов» из ИГГД РАН во главе с А.Б. Котовым – одним из «зачинщиков» интеграционной программы РАН – СО РАН, благодаря которой и проводится регулярное совещание. В последние годы появились и представители ВСЕГЕИ, и надеюсь, что их количество будет нарастать. Москва представлена многими геологическими организациями, две из которых сформировали мощные команды: 1) команда ГИН РАН с переменным составом, но неизменным активным участником всех совещаний является Валентин Сергеевич Федоровский – корифей Сибирской геологии (подробнее см. *Geodynamics & Tectonophysics*, 2011, V. 2, № 4); 2) команда ИГЕМ РАН, возглавляемая В.В. Ярмолюком, который за период совещаний стал членом-корреспондентом, а затем академиком РАН.

С Урала хотелось бы видеть на совещаниях больше участников, завсегдатаем является В.Н. Пучков (я знаю, что Уфа – это не Урал, но практически все доклады Виктора Николаевича были посвящены уральской тематике).

Из Новосибирска всегда приезжала самая многочисленная команда, которая сначала представляла один объединенный институт, а сейчас распалась на две составляющих: ИГМ СО РАН и ИНГТ СО РАН. И эта команда перекрывала весь спектр тематик Совещания: тектонисты (М.М. Буслов и др.), магматисты (А.Э. Изох, А.Г. Владимиров и др.), метаморфисты (Н.И. Волкова и др.), геохимики (О.М. Туркина и др.), «рудознатцы» (А.С. Борисенко, И.В. Гаськов и др.), «пузыристы» (В.А. Симонов и др.), литологи (Ю.К. Советов, А.А. Постников и др.), палеомагнитчики (А.Ю. Казанский и др.).

Понятно, что представительство геологов Иркутска – города-организатора совещаний – всегда было самым большим. Из скромности о своем институте (ИЗК СО РАН) промолчу, отмечу лишь, что главные организаторы Совещания Д.П. Гладкочуб и Т.В. Донская были и одними из наиболее активных докладчиков. А спектр тематики докладов, характеризующих институт, охватывал пространство от раннего докембрия до современности и от мантии до рыхлых отложений. Коллеги из соседнего ИГХ СО РАН во главе с М.И. Кузьминым представляли на Совещании различные аспекты геохимии самых разнообразных породных комплексов широкого возрастного диапазона.

Наши соседи из ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), возглавляемые И.В. Гордиенко, с самого начала активно включились в проведение совещаний, представляя доклады самой разнообразной тематики: по палеогеодинамике, магматизму, метаморфизму, минералогии, геофизике и др.

Хабаровск подключился не сразу, но как только директором ИТИГ ДВО РАН стал А.Н. Диденко (тоже один из «зачинщиков» интеграционной программы РАН – СО РАН), на совещание из института стали приезжать геофизики, тектонисты и специалисты других направлений.

Представительство других городов Сибири, Дальнего Востока и европейской периферии (по отношению к Центрально-Азиатскому подвижному поясу) не столь многочисленно, но такие колоритные фигуры, как А.П. Смелов (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск), А.А. Сорокин (ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск), Г.М. Вовна (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток), дорогого стоят.

Прошу извинения у тех ярких и высокопрофессиональных специалистов, которых я не упомянул, но формат вводной части не позволяет перечислить всех достойных участников Совещания.

Наряду с признанными корифеями отечественной геологии в Совещании с самого начала участвовала геологическая молодежь – студенты (МГУ, НГУ, ИГУ, ИрГТУ), аспиранты и молодые специалисты из разных городов, и их количество нарастает от совещания к совещанию. За 10 лет «совещательного периода» многие активные участники Совещания подросли карьерно и профессионально (за два-три десятка защит кандидатских и докторских диссертаций я ручаюсь). Из более тысячи опубликованных в материалах Совещания коротких заметок несколько сотен трансформировались в солидные журнальные статьи и даже монографии.

Завершая вступительную часть, можно процитировать классика: «Верной дорогой идете, товарищи!»

Удачи всем нам!

Е.В. Складов

ЭТАПЫ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ПРИОЛЬХОНЬЕ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ВЫСОКИМИ УРОВНЯМИ ПРА-БАЙКАЛА

А.Р. Агатова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, agatr@mail.ru

Полевые работы, проведенные на Ольхонском геодинамическом полигоне, и анализ материалов дистанционного зондирования высокого разрешения позволили получить ряд новых фактов и сделать выводы, подводящие промежуточный итог геоморфологических исследований в районе Мраморного плато, бухт Будохта 1 и 2, Змеиной и Крестовской падях, Чернорудском, Холбо-Нурском и Ангинском грабенах.

Одним из направлений исследований являлось картирование площадей распространения глыб и валунов кварцитов – своеобразного маркера преобразований рельефа Приольхонья [1]. Формирование чехла этих устойчивых к физическому воздействию пород в Приморском хребте может быть объяснено длительным воздействием процессов выветривания коренных кварцитов в относительно спокойной тектонической обстановке, при этом не исключен вариант их криогенного выветривания [2]. В условиях неотектонической дифференциации рельефа сток валунов с Приморского хребта и их дальнейшее распространение по территории Приольхонья контролировались общим уклоном местности, существованием и простираением крупных грабенообразных долин и разделяющих их хребтов. Смещение обломочного чехла с Приморского хребта происходит и в настоящее время. Начало стока (либо один из ранних эпизодов стока, зафиксированный в рельефе) можно отнести ко времени формирования террасы в районе поселка Еланцы, сложенной толщей аллювия, предположительно относимого к манзурскому [3], и перекрытой, как и днище грабена Анги, чехлом кварцитовых валунов. Наличие чехла неокатанных кварцитовых обломков в районе Мраморного плато и Холбо-Нурского грабена связано с выходами местных коренных кварцитов и, по всей видимости, обусловлено другими процессами. В то же время, несмотря на различный возраст коренных кварцитов (раннедокембрийский в Приморском хребте и палеозойский в Приольхонье), сток крупноглыбовых элювиально-делювиальных отложений и здесь контролируется теми же элементами современного рельефа. Об этом свидетельствует характер распространения обломков в Холбо-Нурском грабене – сток идет согласно уклону днища от выходов коренных кварцитов у южного борта к северному борту грабена. При этом обломки не достигли противоположного борта, то есть скорость их перемещения меньше скорости наклона соскальзывающей неотектонической пластины, полностью унаследовавшей контуры палеозойской Главной сдвиговой зоны региона [4]. В районе Мраморного плато сток обломков происходит по грабенообразным долинам согласно общему уклону побережья Байкала, то есть уже в южном направлении. В целом, анализ распространения чехла валунов кварцитов позволил выделить на исследуемой территории несколько фаз новейших тектонических движений. В наиболее древнюю фазу оформились субпараллельные Байкалу крупные грабенообразные понижения (такие, как Чернорудский и Холбо-Нурский грабены) и разделяющие их хребты (такие, как хребты Томота, Хора-Нюрачан), совпадающие по простираанию с палеозойскими сдвиговыми пластинами. Возможно, одновременно либо несколько позднее формировались косо секущие их грабены, вероятно, связанные со сдвиговыми смещениями по реактивированным палеозойским швам. В одном из таких грабенов, протягивающихся от подножия Приморского хребта до Холбо-Нурского грабена, расположен поселок Улан-Харгана. Косой грабен, в свою очередь, смещен сдвигами (границами хребтов и грабенов), что указывает на тесную взаимосвязь субпараллельных Байкалу и косо секущих их структур. Скорее всего, уже после того, как по косым грабенам валуны заполнили днище Чернорудского грабена, произошло формирование водораздела, разделившего днища серии параллельных грабенов на участки с противоположным падением. Сложнее определить время формирования грабенов Сармы, Анги, пади Крестовской, имеющих то же простираание, что и Улан-Харгинский грабен, – их более значительные размеры могут быть следствием большей скорости роста и, в

некоторой степени, эрозионного углубления, а не более раннего возникновения. Позднее возникли параллельные Приморскому хребту мелкие долинообразные понижения на его предгорной ступени, полностью перекрытой чехлом кварцитовых валунов. Наиболее молодыми являются сейсмоактивные разломы, имеющие принципиально иное простирание и секущие все остальные структуры, включая Приморский разлом. В настоящее время данная хронология является относительной. В рамках этого направления работ был установлен интересный, с нашей точки зрения, факт сохранения фрагментов древнего рельефа с корнями коры выветривания, представляющих относительно приподнятые части днищ современных грабенов. Однако наиболее крупные фрагменты древнего рельефа сохранились в прибрежной северо-восточной части Приольхонья, где они срезаны уступами разломов, объединяемыми в Обручевский сброс (в некоторых публикациях это Морской либо Ольхонский разлом).

Другим направлением работ было накопление фактического материала, свидетельствующего о значительно более высоких уровнях пра-Байкала и следах его присутствия в рельефе и отложениях Приольхонья. Данные предшественников о высотах низких и высоких террас Байкала и сопутствующие дискуссии обобщены в работе [3]. Нами террасы с валунно-галечными отложениями и волноприбойные уровни были обнаружены как в прибрежной зоне Приольхонья [5], так и в его внутренней части, на бортах Чернорудского и Холбо-Нурского грабенов, а также поперечных Байкалу грабенов Анги и Крестовского. Террасы и уровни расположены на разных гипсометрических уровнях вплоть до днищ грабенов, что указывает на постепенное снижение уровня озера либо, в случае колебаний его уровня, на общий тренд снижения, когда каждое последующее поднятие зеркала озера не достигает высоты предшествующего. Система сообщающихся друг с другом субпараллельных Байкалу грабенов Приольхонья не несет следов активной аллювиальной деятельности, на их бортах отсутствуют крупные обвалы и оползни, которые могли бы служить дамбами локальным озерам. Следовательно, абразионные формы рельефа могли быть созданы только самим Байкалом. Обнаруженные озерные отложения на поверхности плечей Крестовского грабена залегают на высоте 720 м. На высоте 750–800 м, на бровке грабена Анги в районе поселка Еланцы, на поверхности Бирхинского массива габбро, отдельные валуны несут следы волноприбойной деятельности (волноприбойные ниши). Буровые тонкослоистые супеси и суглинки слагают фрагменты террасы, сохранившиеся у подножия склонов в районе поселка Еланцы, однако для корректных генетических и палеоклиматических реконструкций требуется дальнейшее всестороннее изучение этих отложений. Уступы этих фрагментов также покрыты серией террас, уже более мелких. Если уровень пра-Байкала действительно достигал столь значительной высоты (750–800 м н.у.м.), то в это время береговая линия Байкала совпадала с Приморским разломом, а все Приольхонье представляло собой ряд островов, сложенных габбро (массивы габбро занимают господствующие высоты в современном рельефе). На наш взгляд, косвенным доказательством подводного этапа развития рельефа Приольхонья является морфология открытых здесь гейзеритов – отложений гидротерм, характеризующих один из этапов неотектонической активности этой территории [6]. В отличие от покровов, формирующихся в аэральных условиях (современный аналог – Долина гейзеров на Камчатке), это шарообразные тела, оторванные от своих подводных каналов. Шарообразную морфологию тела гейзеритов могут приобретать в водной среде. Фактически происходит обособление более плотного раствора и последующий отрыв огромного и тяжелого шара от подводного канала. Одновременно происходит закалка и мгновенное образование корки на поверхности этого шара, в результате чего он сохраняет свою форму. Так как гейзериты имеют радиоуглеродный возраст около 19–20 тыс. лет [6], можно достаточно уверенно говорить о том, что в это время уровень Байкала превышал 650 м – абсолютные отметки местонахождений гейзеритов. По мере снижения уровня Байкала на днищах грабенов формировались остаточные озера, следы которых в виде отложений и береговых линий сохраняются в современном рельефе в пределах изученных территорий. Наиболее вероятной причиной значительного и быстрого снижения уровня озера, по всей видимости, является продолжающееся расширение и углубление Байкальской рифтовой впадины. Колебания климата и тектонически обусловленная перестройка гидросети могли играть роль дополнительного фактора в этом процессе.

[1] Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Агатова А.Р. Клавишная структура рельефа и тектоническая позиция коры выветривания в Приольхонье (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция ли-

- тосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 220–221.
- [2] Тевелев А.В., Федоровский В.С., Коварская В.Е. Гляциотектонические валунно-глыбовые покровы Приольхонья // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 346–350.
- [3] Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
- [4] Кацура И.К., Федоровский В.С. Главная сдвиговая зона коллизионной системы каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады Академии наук. 1996. Т. 351, № 5. С. 661–666.
- [5] Агатова А.Р. Строение приольхонской части перемычки Байкальского рифта // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 11–12.
- [6] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Сквитина Т.М. Позднечетвертичная «Долина гейзеров» на западе Байкальского рифта (Ольхонский регион) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395, № 3. С. 387–391.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ

А.Р. Агатова, Р.К. Непон*, В.А. Мыглан**, В.В. Баринов**, Л.А. Орлова**

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

**Красноярск, Сибирский Федеральный университет

Для определения уровня сейсмической активности конкретной территории необходимо установить период повторяемости сильных землетрясений в ее пределах. Крупные сейсмообвалы и оползни являются одним из наиболее ярких признаков высокомагнитудных землетрясений, происходивших в высокогорной юго-восточной части Горного Алтая в голоцене. Несмотря на то, что эта территория была заселена кочевыми племенами уже не менее трех тысяч лет назад, письменные источники, в которых могли бы сохраниться упоминания о сейсмособытиях этого периода, отсутствуют. При отсутствии исторических летописей одним из способов установления времени землетрясений является датирование сейсмогенных обвалов/оползней. Такое датирование возможно путем определения возраста погребенных обвалом почв и растительных остатков (в тех случаях, когда они вскрыты последующей эрозией), а также деревьев, выросших на обвалах уже после их формирования. Это позволяет установить нижнюю и верхнюю границы временного интервала, в течение которого произошло сейсмособытие, инициировавшее сход обвала/оползня.

Датирование голоценовых почв может быть осуществлено радиоуглеродным методом, определение возраста древесины – как радиоуглеродным методом, так и, если позволяет ее сохранность, дендрохронологическим анализом.

Использование радиоуглеродного метода при датировании событий последних 2–3 тыс. лет имеет свои ограничения вследствие высокой относительной погрешности на этом интервале и наличия ряда «плато» на калибровочной кривой, что затрудняет привязку радиоуглеродных дат к календарной шкале. Кроме того, даты почв дают представление лишь об осредненном возрасте их формирования.

Дендрохронологический анализ позволяет датировать события с точностью до года, однако для использования этого метода необходимо наличие региональной длительной абсолютной древесно-кольцевой хронологии (дкх), к которой привязываются относительные («плавающие») dkx, составленные для каждого из исследуемых объектов. Так, применение этого метода в Восточной Сибири, в частности в Прибайкалье, было ограничено 600–800 годами – возрастом древостоя последнего поколения [1], так как длительная абсолютная dkx для этого региона до сих пор отсутствует. Для сопредельной с Юго-Восточным Алтаем территории Тувы буквально несколько лет назад была создана 2367-летняя dkx «Монгун» [2], с которой удалось соединить «плавающую» 424-летнюю dkx археологической древесины из пазырыкских курганов Юго-Восточного Алтая [3], что позволяет использовать дендрохронологический метод для датирования сейсмогенных обвалов за последние три тысячи лет. Одно из перспективных направлений связано с датированием камнепадов, приводивших к травмам древесины, впоследствии залеченных и не всегда видимых с поверхности. Основной проблемой при этом является разделение климатических и сейсмических причин зафиксированных камнепадов. В ходе землетрясений резкая активизация склоновых процессов происходит одновременно на обширной территории площадью до нескольких тысяч км². В результате камнепадов, вызванных дождями и таянием снега, напротив, травмируются единичные деревья на локальных участках. Кроме того, хотя в гребневых частях хребтов осадков выпадает на порядок больше, чем во впадинах, в целом территория Юго-Восточного Алтая характеризуется аридным климатом. Таким образом, одновременность получения травм сразу несколькими деревьями, произрастающими на разных обвалах вблизи стенок отрыва, принималась нами как критерий сейсмического происхождения камнепадов, вызывавших эти травмы. Верность этого критерия была обоснована при сопостав-

лении количества синхронно полученных палеотравм и травм, возникших на живых деревьях исследуемых обвалов в 2003 г. в ходе Чуйского землетрясения ($M_s=7.3$) с эпицентром в Юго-Восточном Алтае.

Для определения верхней временной границы возникновения обвалов и анализа возможных сейсмогенных травм древесины нами был отобран 61 образец с двух обвалов в долине р. Арыджан. В процессе камеральной обработки 14 образцов были отсеяны. Арыджан дренирует западный макросклон Чаган-Узунского массива – горстового выступа, разделяющего Чуйскую и Курайскую межгорные впадины. Верхняя часть этой долины заложена по обновленному разлому, отделяющему наиболее высокую северную часть выступа. Об активности этого левостороннего сдвига в голоцене свидетельствует локализация у подножия обоих склонов долины нескольких обвалов и аномально мощных осыпей, перекрывающих плейстоценовые морены. Два наиболее крупных обвала сошли с левого склона долины, на данном участке представляющего собой плоскость разлома. Дендрохронологический анализ имеющихся на образцах колец показал, что заселение осыпей, опирающихся на эти обвалы, началось на нижнем по течению обвале не позднее 923 г. н.э., на верхнем – не позднее 1069 г. н.э. Период заселения деревьями крупнообломочных отложений в условиях Юго-Восточного Алтая составляет около 100 лет [4]. Учитывая время формирования осыпей и их заселения лесом, можно говорить о том, что к 700–800 гг. н.э. обвалы уже существовали. Их возникновение могло быть связано с активизацией как самого Арыджанского сдвига, так и разломных границ Чаган-Узунского блока либо хребтов, обрамляющих Курайско-Чуйскую систему впадин. Интересный результат дал анализ травм древесины. Наибольшим количеством травмированных деревьев в исследованной выборке характеризуются 1316 и 1422 гг. н.э. (по четыре дерева) и 1532 и 2003 гг. н.э. (по пять деревьев в каждый из этих годов). При этом в 1532 г. пострадали деревья сразу на обоих обвалах. Такое же количество живых деревьев из этой выборки пострадало в 2003 г. во время Чуйского землетрясения, эпицентр которого был приурочен к границе Чаган-Узунского горста. Таким образом, весьма вероятно, что и в 1532 г. была активизирована граница этого неотектонического блока.

Вероятность сильного средневекового землетрясения подтверждена радиоуглеродными датами горизонтов палеопочв – нарушенных сейсморазрывами и перекрывающих их ненарушенных. Многочисленные древние сейсморазрывы были обнаружены нами при обследовании стенок современных разрывов в теле оползня, сошедшего в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения в долине р. Талдура. Возраст деформированных нижнего и верхнего почвенных горизонтов составляет 2234 ± 119 cal BP (ИГАН 4090) и 848 ± 111 cal BP (ИГАН 4105) соответственно, возраст перекрывающего их горизонта – 297 ± 27 cal BP или 1653 ± 27 г.н.э. (СОАН 8659). Таким образом, выявленное по результатам дендрохронологического анализа сейсмособытие 1532 г. попадает в интервал, установленный радиоуглеродным методом. Сходная локализация сейсмогенных палеоразрывов и разрывов 2003 г. также указывает на близкое положение эпицентров землетрясений 1532 и 2003 гг. и подтверждает высокую сейсмотектоническую активность Чаган-Узунского горста в голоцене.

В целом, даты современных активизаций и палеосейсмособытий, установленных нами и выявленных ранее [5], позволяют утверждать, что период повторяемости сильных землетрясений на территории Юго-Восточного Алтая в последние три тысячи лет составляет 300–400 лет. С учетом данных о более древних землетрясениях в районе Чуйской и Курайской межгорных впадин [5] период повторяемости сильных землетрясений в голоцене составляет здесь 400–700 лет. Это еще раз подтверждает корректность отнесения Юго-Восточного Алтая к территориям с высоким уровнем сейсмической опасности.

Происходившие в голоцене землетрясения и сейсмоиндуцированные обвалы на северной границе Чаган-Узунского массива послужили причиной возникновения, а затем и спуска обширного озера в Чуйской впадине [6, 7]. Сопоставление его береговой линии с расположением археологических объектов разного возраста позволяет нам говорить о том, что расселение и захоронения пазырыкцев в Чуйской впадине контролировались существованием этого озера, а памятники тюркского времени датируют снижение его уровня и спуска. Весьма вероятно, что причиной катастрофического спуска послужило землетрясение, инициировавшее сход обвалов в долине р. Арыджан – время их формирования совпадает со временем возведения тюркских оградок, расположенных в пределах акватории ранее существовавшего озера.

- [1] Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И. Дендрохронологическое датирование сейсмогенных разрывов в Становом нагорье // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 122–126.
- [2] Мыглан В.С., Ойдунаа О.Ч., Ваганов Е.А. Построение 2367-летней древесно-кольцевой хронологии для Алтае-Саянского региона (горный массив Монгун-Тайга) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2012. № 3. С. 76–83.
- [3] Слюсаренко И.Ю. Дендрохронологическое датирование археологических памятников скифской эпохи Алтая: Автореф. дис. ... канд. ист. наук. Новосибирск: ИАиЭ СО РАН, 2010. 34 с.
- [4] Назаров А.Н., Агатова А.Р. Динамика ледников Северо-Чуйского хребта на Центральном Алтае во второй половине голоцена // Материалы гляциологических исследований. 2008. Вып. 105. С. 73–86.
- [5] Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника. 2007. № 2. С. 3–22.
- [6] Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.
- [7] Русанов Г.Г. Изменения климата Чуйской котловины Горного Алтая в голоцене по фауне остракод // Успехи современного естествознания. 2010. № 10. С. 20–25.

КОМПЛЕКСНОЕ ГЕО- И БИОИНДИКАЦИОННОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗОН ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

А.Р. Агатова*, С.Г. Платонова**, И.Г. Боярских***, Л.Н. Лучшева****,
А.В. Шитов*****, А.И. Бакиянов*****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, agatr@mail.ru

**Барнаул, Институт водных и экологических проблем СО РАН, platonova@iwep.asu.ru

***Новосибирск, Центральный сибирский ботанический сад СО РАН, irina_2302@mail.ru

****Москва, ООО Инфо ГеоПроект, lluch@mail.ru

*****Горно-Алтайск, Горно-Алтайский государственный университет, absh_04@list.ru

Активные глубинные разломы литосферы представляют собой системы, проводящие к поверхности потоки вещества и энергии и способные воздействовать на природную среду, население и технические сооружения [1]. С целью изучения влияния глубинных разломов на биологические объекты (в данном случае – на популяции *Lonicera caerulea* L. (жимолости синей), широко распространенной в горных районах), было проведено комплексное исследование ряда зон разломов в северо-западной и юго-восточной частях Горного Алтая. Началом исследования послужило изучение стрессовой реакции *L. Caerulea* на сейсмический процесс Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. ($M_s=7.3$) [2].

В Юго-Восточном Алтае, характеризующемся максимальными абсолютными высотами хребтов и впадин, объектами исследования послужили:

- Кубадринский долгоживущий глубинный разлом, отделяющий осадочно-вулканогенные породы балхашской и тыдтуярыкской свит нижнекембрийского возраста от пород Курайского метаморфического комплекса [3]. В структуре Курайского хребта разлом отделяет центральный и западный неотектонические блоки, имеющие разную высоту вершинной поверхности. По нему выработана сквозная долина рек Курайка и Кубадру [4]. Исследования проводились в долине Курайки;

- система разломов на границе Северо-Чуйского хребта и Курайской межгорной впадины и узел сочленения этих разломов с разломной границей Чаган-Узунского горста, разделяющего Курайскую и Чуйскую впадины. Исследования проводились в долинах рек Актру и Тюте в местах пересечения их разломами;

- узлы сочленения Джазаторского разлома, в неотектонической структуре Алтая представляющего собой границу Южно-Чуйского хребта и плоскогорья Укок, трассируемую долиной р. Джазатор, с активными в голоцене разломами более низкого иерархического ранга [5]. Магистральный взбросо-надвиг отделяет южно-чуйский полиметаморфический комплекс, слагающий гребневую часть и южный макросклон Южно-Чуйского хребта, от метаморфизованных терригенных толщ горно-алтайской серии среднего кембрия – нижнего ордовика и гранитов калгутинского комплекса, слагающих плоскогорье Укок [3]. Исследования были проведены в районе устьевых участков притоков р. Джазатор – рек Кук-Карагай, Тангыт, Ильдыгем, Узургу, Тюнь, а также в районе слияния рек Ак-Алахи и Аргута.

В Северо-Западном Алтае исследования были проведены в зоне магнитной аномалии у подножия Катунского хребта, приуроченной к гребню Молниебойного хребтика в правобережной части долины реки Окол [6, 7]. Свое название невысокий узкий хребет получил за частое притяжение электрических разрядов во время гроз. В данном случае аномалия обусловлена серией активных разломов, пересекающих отрог Катунского хребта и разделяющих различные по геомагнитным свойствам породы.

Комплекс исследований включал:

геолого-геоморфологический анализ: *морфотектонический анализ* для выявления зон разломов; *палеосейсмогеологический анализ* для установления времени и характеристик сейсмической активности разломов в голоцене, свидетельствами которой являются сопутствующие сейсморазрывы, крупные обвалы и осыпи, «сейсмиды» в рыхлых отложениях, травертины и интенсивное ожелезнение сейсмогенного коллювия в зонах повышенной трещиноватости;

геофизические работы: измерение градиентов геомагнитного поля (гмп) (*магнитометрия*) проводилось при помощи магнитометров ММПОС-1 (абсолютная точность 0.2 нТл) и ММП-303 по стандартной методике в профильном и площадном варианте;

геохимический анализ: *радонометрические работы* проводились при помощи прибора СРС-05; *содержание ртути* измерялось в почвогрунтах, в почвенном и приземном воздухе; для определения подвижной (в ацетатно-аммонийном буферном растворе с pH 4.8) формы *макро- и микроэлементов* в почвах и их общего содержания в растениях отбирались образцы почв и растений (листья и однолетние побеги *L. caerulea*) в профильном и площадном варианте.

Все изученные объекты в пределах Юго-Восточного Алтая были выбраны по геолого-геоморфологическим критериям, Молниебойный хребтик первично привлек внимание геофизиков, изучавших аномалии гмп, при этом на его необычные свойства указали местные жители.

Измерения показали, что разломные зоны и зоны повышенной трещиноватости в узлах сочленения разломов четко выделяются высокоградиентными понижениями или повышениями значений магнитного поля. При этом каждый из исследованных участков характеризуется своими градиентами изменений магнитного поля и его фоновым значением. Максимально высокое фоновое значение и наиболее высокоградиентные перепады гмп были зафиксированы в пределах Молниебойного хребтика. Градиент магнитного поля здесь принимал значения от 53.5 до 72.6 мкТл при фоновых значениях около 58 мкТл.

Эманиационное поле радона и торона также отчетливо отражает расположение разломных зон, проводящих радон из глубинных слоев литосферы. В зонах разломов концентрация радона повышается до 400–600 Бк/м³ при ее фоновом значении около 20 Бк/м³.

Увеличение содержания ртути, которое фиксировалось в ходе мониторинга в разные годы, может указывать на периодическую активизацию конкретных участков разломных зон, связанную с продолжающимся сейсмическим процессом после Чуйского землетрясения 2003 г. В среднем содержание ртути в почве изменяется от 32 нг/г на Молниебойном хребтике до 320 нг/г по долине р. Курайка. В почвенном и приземном воздухе в зависимости от района исследований концентрация ртути изменялась от 2 до 15 нг/м³.

Таким образом, в ходе комплексного исследования было установлено, что в зонах изученных разломов локализованы геофизические и геохимические аномалии, указывающие на интенсивную восходящую миграцию флюидов и эманиацию газов и свидетельствующие об активности данных разломов на современном этапе.

Как показал многолетний мониторинг, геофизические и геохимические аномалии оказывают выраженное влияние на распределение химических элементов в почве, воздухе и растениях, а также на процессы метаболизма в органах *L. caerulea*. В целом в пределах сейсмоактивных зон Горного Алтая наблюдаются увеличение вариабельности морфологических и биохимических признаков, нарушения в репродуктивной сфере и появление тератных форм (уродства) в популяциях *L. caerulea* [8, 9]. При этом разнообразие характеристик среды (значений радиационного и магнитного полей, элементного и изотопного состава почв) влечет за собой и различную биохимическую реакцию, что хорошо иллюстрируется изменением элементного и биофлавоноидного составов, а также вкусовых характеристик плодов *L. caerulea*. Наибольшее усиление процессов метаболизма растений отмечено в узлах сочленения разломов, характеризующихся повышенной трещиноватостью горных пород. Таким образом, отмеченные реакции биоты могут являться одним из поисковых признаков зон глубинных разломов, указывая при этом на их современную активность.

Результаты комплексных работ по гео- и биоиндикации активных глубинных разломов представляют дополнительные данные о проявлении современной сейсмичности гор Алтая. Они могут стать основой для разработки в регионе биологических методов прогноза землетрясений и, по возможности, должны учитываться при рекреационном освоении сейсмоактивных горных территорий и размещении техногенных объектов (станций сотовой связи, радиотехнических и навигационных систем авиации и др.).

[1] *Экология человека в изменяющемся мире*. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 570 с.

[2] Боярских И.Г., Васильев В.Г., Кукушкина Т.А. Изменение метаболизма *Lonicera caerulea* L. в тектонически активной зоне Горного Алтая (Северо-Чуйский хр.) // Растительный мир Азиатской России. 2011. № 2. С. 114–119.

- [3] Карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения (Республика Алтай). Масштаб 1:500000 / Ред. Н.И. Гусев. ФГУП «Горно-Алтайская ПСЭ», 2004.
- [4] Новиков И.С., Агатова А.Р., Дельво Д. Новейшая тектоника Курайского хребта, Горный Алтай // Геология и геофизика. 1998. № 7. С. 965–972.
- [5] Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
- [6] Дмитриев А.Н., Буслов М.М. Электромагнитные признаки активизации глубинных разломов // Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов. Иркутск, 1989. С. 82–83.
- [7] Дмитриев А.Н., Новиков Г.Н., Скавинский В.П. Локальные геолого-геофизические и геохимические исследования тектонофизических зон Горного Алтая. Препринт. Институт геологии и геофизики СО АН СССР; № 20. Новосибирск, 1989. 40 с.
- [8] Боярских И.Г., Кукушкина Т.А., Колотухин С.П., Платонова С.Г., Худяев С.А., Шитов А.В., Чанкина О.В. Изменение биохимических и морфологических характеристик *Lonicera caerulea* в тектонически активной зоне долины р. Джазатор (Горный Алтай) // Геофизические процессы и биосфера. 2011. № 4. С. 44–65.
- [9] Боярских И.Г., Сысо А.И., Худяев С.А., Бакиянов А.И., Колотухин С.П., Васильев В.Г., Чанкина О.В. Особенности элементного и биохимического состава *Lonicera caerulea* в локальной геологически активной зоне Катунского хребта (Горный Алтай) // Геофизические процессы и биосфера. 2012. № 3. С. 5–20.

ТЕКТОНИКА И ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: КОРРЕЛЯЦИЯ КИРГИЗСКОГО И КИТАЙСКОГО СЕКТОРОВ СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Д.В. Алексеев*, Г.С. Бискэ**, Б. Ван***, А.В. Дженчураева****, А. Крёнер*****

*Москва, Геологический институт РАН, dvalexeiev@mail.ru

**Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, gbiskeh@yandex.ru

***Нанкин, Китай, Нанкинский университет bwang@nju.edu.cn

****Бишкек, Кыргызстан, Министерство природных ресурсов djenchuraeva@gmail.com

*****Пекин, Китай, SHRIMP-центр КАГН kroener@uni-mainz.de

Позднепалеозойский ороген Южного Тянь-Шаня (ЮТШ) представляет один из ключевых элементов в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. ЮТШ был сформирован в процессе сближения и коллизии Казахстанского континента с континентами Тарима и Турана и несколькими микроконтинентами, океаническими плато и отмершими дугами, находившимися в пределах Туркестанского палеоокеана [1, 3, 4]. Несмотря на детальные исследования в ЮТШ, проведенные в последние десятилетия, многие проблемы палеозойской эволюции и тектоники пояса остаются слабоизученными. В частности, противоречия сохраняются в вопросах о положении и возрасте древних конвергентных окраин и шовных зон, полярности зон субдукции, возрасте коллизионных событий, а также корреляции структурных элементов и эпизодов деформаций в киргизском и китайском секторах пояса. Проведенные нами исследования в китайском ЮТШ позволяют ответить на некоторые из этих вопросов.

1. Биостратиграфические, геохимические и геохронологические исследования позволяют обозначить в китайском Тянь-Шане два пояса силурийского островодужного магматизма, которые могут представлять либо фрагменты единой дуги [4], либо две независимые островодужные системы [3]. В северном поясе, проходящем вдоль южной границы Центрального Тянь-Шаня, возраст островодужных серий определяется как силурийский (лландоверий-лудлов) по фаунистическим данным и как раннесилурийский (437 ± 3 млн лет) по результатам U-Pb, SHRIMP датирования. С позднего силура до позднего визе эта область представляла поднятие и была затоплена с позднего визе по ранний башкир (~ 335 – 315 млн лет), когда здесь формировалась мелководная карбонатная платформа.

В южном поясе, проходящем в осевой части ЮТШ (дуга Хайду), наиболее древние породы датированы ранним силуром 439 ± 3 млн лет, U-Pb SHRIMP метод. В риолитах также обнаружено зерно циркона с возрастом 2459 ± 5 млн лет, что предполагает присутствие в основании дуги пород неоархейского или палеопротерозойского возраста, близких по возрасту докембрийским толщам гор. Куруктаг Северо-Восточного Тарима. Преобладание в разрезе кислых вулканитов и широкое развитие флювиальных конгломератов также говорят в пользу энсиалического характера островной дуги.

По палеонтологическим данным островодужный магматизм в дуге Хайду прекратился в районе границы силура и девона, после чего дуга была погребена под мощной карбонатной платформой. Карбонаты охватывают возрастной интервал от позднего силура до касимовского века позднего карбона и достигают мощности 3–4 км [2]. Непрерывный характер осадконакопления свидетельствует об отсутствии тектонических перестроек в осевой части Южного Тянь-Шаня на протяжении девона и большей части карбона, хотя в сопредельных районах на севере, в Центральном Тянь-Шане, и на юге, в северном обрамлении Тарима, структурные события фиксируются в позднем девоне и раннем карбоне [4]. Сопоставление карбонатных платформ осевой части китайского Тянь-Шаня с одновозрастными комплексами на западе, в киргизском Тянь-Шане, предполагает аналогию с мелководными платформами Алая и Борколдоя, в фундаменте которых местами также развиты вулканиты силурийского возраста.

2. Силурийская дуга Хайду, по-видимому, отделялась от Тарима задуговым(?) бассейном, фрагменты которого сохраняются в виде разобщенных блоков офиолитов, развитых вдоль юж-

ных склонов хр. Харкешань [4]. Офиолиты представлены позднесилурийскими габбро [3, 4], подушечными базальтами нижнего и среднего девона, позднедевонскими кремнями и турбидитами нижнего и среднего карбона [2]. В западном направлении на территории Киргизии офиолитовый шов не трассируется, возможно, он перекрыт поздними надвигами. Время закрытия бассейна и формирования шва может быть оценено как не ранее чем башкирский век позднего карбона по возрасту наиболее молодых отложений, развитых в его пределах [2].

3. Расположенный южнее домен, протягивающийся вдоль подножия хр. Харкешань, имеет сложную чешуйчатую структуру. По-видимому, здесь присутствуют блоки фундамента Тарима и фрагменты покровов, надвинутых с севера. Характерны метаморфизованные вулканиты кислого и основного состава, гранитоиды и габброиды, метаморфические сланцы предположительно силурийского возраста [4], перекрытые с несогласием недеформированными осадками верхов московского яруса и более молодыми отложениями. Магматические породы, по-видимому, формировались в пределах среднепалеозойской активной окраины Северо-Восточного Тарима, возможно представлявшей на ранних этапах единое целое с дугой Хайду.

4. Проведенные биостратиграфические и структурные исследования позволяют впервые выделить в китайском ЮТШ крупные тектонические покровы южной вергентности, сформировавшиеся в позднем карбоне – ранней перми, идентичные тем, что известны в киргизском секторе складчатого пояса. Крупные аллохтоны ниже- и среднедевонских карбонатов, залегающие на флише и олистостромах касимовского, гжельского и ассельского ярусов, закартированы в осевой части хребта Харкешань и в нескольких районах вдоль южных предгорий. Возраст надвигов, отвечающих основному коллизионному событию в пределах ЮТШ, устанавливается как позднекаменноугольный–раннепермский на основании возраста синкинематических олистостром и раннепермского возраста посткинематических гранитных интрузий (285–275 млн лет), прорывающих структуры надвигового пояса.

Проведенные работы свидетельствуют о принципиальном сходстве структур и основных этапов эволюции киргизского и китайского ЮТШ. Новые данные по китайской части пояса позволяют также обозначить ранее неизвестные тектонические элементы и структурные события, не фиксирующиеся на территории Киргизии. Работы выполнены при поддержке грантов РФФИ 11-05-91332-а, NSFC 40802043 и 41172197, DFG KR590/90-1 и полевых грантов СПбГУ 3.0.93.2010 и 3.37.91.2011, CERCAMS NHM, ГИН РАН.

- [1] Бискэ Ю.С. Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахского палеоконтинентов // Геотектоника. 1995. № 1. С. 31–39.
- [2] Бискэ Ю.С. и др. Структуры позднепалеозойского надвигового пояса китайского Южного Тянь-Шаня // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442, № 1. С. 74–78.
- [3] Ge R.F. et al. The Paleozoic northern margin of the Tarim craton: Passive or active? // Lithos. 2012. V. 142–143. P. 1–15.
- [4] Wang B. et al. Paleozoic tectonics of the southern Chinese Tianshan: Insights from structural, chronological and geochemical studies of the Heiyingshan ophiolitic mélange (NW China) // Tectonophysics. 2011. V. 497. P. 85–104.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЭПР В ИЗУЧЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ФИТОЛИТОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*А.Ю. Анисимов**, *С.М. Сухаржевский***, *С.А. Анисимова****

*Санкт-Петербург, Национальный минерально-сырьевой университет (Горный),
artemanisimov2008@yandex.ru

**Санкт-Петербург, Петродворец, НИИ физики им. В.А. Фока

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

В 1944 г. Е.К. Завойский открыл явление электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), которое заключается в том, что парамагнитные частицы, помещенные в постоянное магнитное поле, поглощают микроволновое электромагнитное излучение определенной (резонансной) частоты. Открытие ЭПР нашло разнообразное применение в физике, химии, биологии, медицине, археологии и геологии. В частности, с помощью спектроскопии можно получить важную информацию о строении кристаллов и энергетическом состоянии составляющих их молекул и атомов, а также выяснить условия образования минералов. К уже традиционным в геологии оптическим (инфракрасным, ультрафиолетовым и видимым) спектрам добавились спектры ЭПР. Современное развитие радиотехники позволяет конструировать спектрометры высокой чувствительности при их небольших размерах и применить приборы непосредственно в полевых условиях. Это дает возможность с большой точностью на месте определять не только породы, но и их состав вплоть до наличия примесей [1].

В последние годы метод ЭПР находит применение и в палеонтологии. С помощью полученных спектров можно определять принадлежность органических остатков к определенным видам и даже получить относительный и абсолютный возраст фоссилий, правда в диапазоне порядка 50000 лет. Здесь следует отметить и возможность определения с помощью ЭПР времени последнего метаморфического изменения некоторых осадочных пород [2].

В проблематике докембрийских микробиальных образований, известных как строматолиты и микрофитолиты (фитолиты), имеет место вопрос их происхождения. В настоящее время считается, что это образования, созданные в процессе жизнедеятельности сообщества цианобактерий и бактерий, а также существует и теория их неорганического происхождения. Обнаружение минерализованных остатков бактерий в фитолитах возможно, но, в большей степени это относится к кремнистым породам. К тому же в кремнистых строматолитах практически не сохраняется органическое вещество. В карбонатных микробиальных образованиях находки бактерий, замещенных минералами, случаются значительно реже. Но повсеместно присутствуют остатки органического вещества растительного или животного происхождения [3]. Метод ЭПР позволяет выделить эти остатки и, более того, выяснить степень участия в образовании строматолитов и микрофитолитов цианобактерий и бактерий.

Органические вещества после отмирания животных и растений начинают разлагаться и теряют свою структуру. В процессе разложения и перестройки органического вещества возникают свободные радикалы, которые в силу своей активности ускоряют выпадение микрочастиц будущих минералов. Собственно, эти минералы и фоссилизуют органические остатки, которые еще не полностью разложились. Эти остатки при нагреве до критических температур проявляют свои парамагнитные свойства. Парамагнитные центры остатков растительного и животного происхождения различаются по своим характеристикам, что позволяет различать в строматолитах и микрофитолитах компоненту растительного или животного свойства.

В ходе исследований нами было отобрано 150 образцов строматолитов и микрофитолитов, которые истирались в порошок и подвергались нагреву в муфельной печи до 350 °С и 600 °С. На данный момент исследовано 10 образцов. С каждого снято два спектра: общий – для получения характеристики породы и ее химических особенностей и в области марганца – для получения характеристик парамагнитного центра, если таковой имеется.

На рис. 1 виден спектр докембрийского строматолитового известняка. В настоящее время

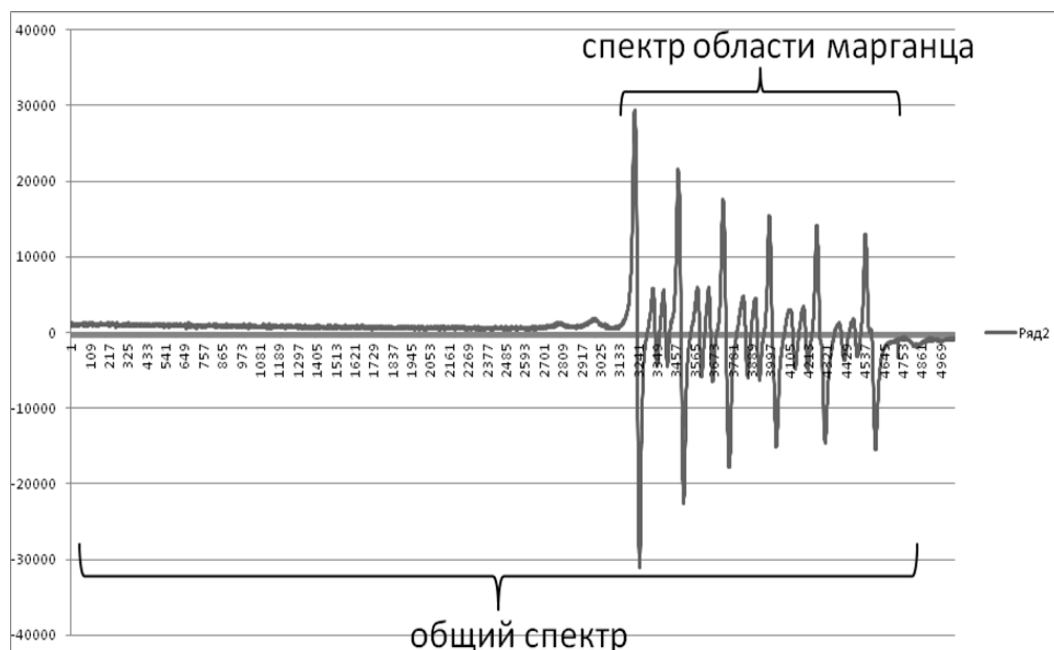


Рис. 1. Спектр исходной пробы.

существует большой банк данных по парамагнитным свойствам кальцита, и по полученному спектру породу можно охарактеризовать как чистый метаморфизованный кальцит без каких-либо примесей.

На рис. 2 наблюдается парамагнитный центр свободного радикала, который означает наличие в данной пробе органических остатков растительного происхождения (цианобактерий), так как в этой же пробе, отожженной до 600 °С, парамагнитный центр растительных или животных остатков не наблюдался (рис. 3.)



Рис. 2. Спектр пробы в области свободных радикалов, отожженной при $t=350$ °С.



Рис. 3. Спектр образца в области свободных радикалов, отожженной до 600 °С.

На данный момент с помощью метода ЭПР применительно к фитолитам можно определять наличие ископаемой захороненной органической компоненты (растительного или животного происхождения), а также наличие в составе карбонатов железа, марганца, углеводов и величину глинистой составляющей. Для выяснения количества органического вещества и его типа (лигнин либо аминокислота) требуются дополнительные исследования.

Полученные спектры ЭПР докембрийских карбонатов позволяют четко отличать кальцит от доломита или мрамора и даже выяснить первичность или вторичность породы и восстановить достоверную последовательность слоев.

- [1] Гончаров Г.Н., Зорина М.Л., Сухаржевский С.М. Спектроскопические методы в геохимии: Учеб. пособие / Под ред. В.Ф. Барабанова. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1982. 292 с.
- [2] Антипов А.И. К вопросу об определении возраста палеонтологических объектов методом электронного парамагнитного резонанса // 6-я Зимняя молодежная школа-конференция «Магнитный резонанс и его приложения». СПб., 2009. С. 61–62.
- [3] Тихонов А.Н. Электронный парамагнитный резонанс в биологии // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 9. С. 91–99.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ПРИБАЙКАЛЯ И АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

С.А. Анисимова*, А.М. Тебеньков**, Н.А. Костева**

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

**Санкт-Петербург, Ломоносов, ПМГРЭ, natnt2001@mail.ru

Распад Родинии, возникшей около 1 млрд лет назад, был инициирован раскрытием неопротерозойского океана. Тимано-Аляскинский сегмент этого океана отделил Арктиду от континентов Балтика и Сибирь, сформировав Свальбардско-Карско-Аляскинскую окраину кратона Арктида. Индикаторами этапов отчленения кратонов Арктида и Сибирь от суперконтинента Родиния служат орогенные пояса по обрамлению этих кратонов, возникшие на месте замкнувшихся океанов. Эти пояса занимают циркумполярную позицию, но до середины палеозоя эти структуры размещались в южных или приэкваториальных широтах. К Свальбардской окраине кратона Арктида относится современный архипелаг Шпицберген [1].

В строении рассматриваемых структур принимают участие различные по возрасту и формационной принадлежности образования, слагающие комплекс основания Сибирского кратона и Арктиды [2, 3].

На архипелаге Шпицберген в рамках программы широкомасштабного изучения недр континентального шельфа проводятся геологоразведочные работы сотрудниками Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ). Для рифейско-вендской толщи Северо-Восточной Земли проведена ее корреляция с разрезами Нью Фрисланда, с другими разрезами Шпицбергена она затруднена из-за сложной дислоцированности отложений этого возрастного интервала в соответствующих районах архипелага. Предыдущими исследователями были найдены и определены фитолиты по разрезам Нью Фрисланда (о. Западный Шпицберген) [4–8].

Окраинные участки Центрально-Азиатского подвижного пояса включают в себя Прибайкалье и северо-западную часть Байкало-Патомской складчатой области, в пределах которых выделяются пассивная окраина Сибирского кратона и террейны позднерифейского и раннепалеозойского орогенных поясов [9].

Рифейские и нижнепалеозойские толщи, входящие в состав складчатого основания каледонского возраста, приурочены к карбонатным и карбонатно-терригенным формациям. Мелководные морские отложения определены в рифейских разрезах серии Роальдтоппен Шпицбергена и дальнетайгинской серии Прибайкалья [10]. Карбонатные мелководные осадки содержат многочисленные строматолиты групп *Gymnosolen*, *Inseria*, *Kussiella*, *Conophyton*, *Tungussia*, а также ряд эндемиков. Микрофитолиты в обоих подразделениях представлены верхнерифейским IV комплексом – пузырчатыми *Vesicularites*, стустковыми *Vermiculites* и концентрически слоистыми *Osagia*.

Вендские отложения серии Готия на Северо-Восточной Земле Шпицбергена представлены терригенной формацией, в которой присутствуют биогермы с двумя группами столбчатых строматолитов плохой сохранности – *Jurusania sp.* и *Boxonia sp.*

Набор микрофитолитов отличается от рифейского: к сетчатым *Volvatella* и стустковым *Nubecularites punctatus Reitl.* добавляется венд-кембрийская форма *Nubecularites catagraphus Reitl.* и появляется типичный кембрийский комплекс известковых водорослей *Renalcis sp.* Такая же палеонтологическая направленность наблюдается и в верхах жуинской серии Прибайкалья. Вендские отложения изучаемых районов переходят в умеренно глубоководные фации, что подтверждается и текстурно-структурными особенностями пород.

Корреляция разрезов позднего докембрия Прибайкалья и архипелага Шпицберген возможна на основе палеонтологических и литолого-фациальных признаков, рифей-вендские комплексы фитолитов этих регионов схожи с Уральским стратотипом рифея России [6]. Межрегиональные корреляции по строматолитам осложнены очень большими диапазонами верти-

кального распространения почти всех межрегиональных форм, составляющих около половины таксонов этого ранга, поэтому межрегиональные сопоставления по строматолитам следует совмещать с использованием ассоциаций микрофитолитов. В стратотипе рифея на Южном Урале применяются определенные ассоциации для обоснования границ общих подразделений докембрия.

При анализе полученных биостратиграфических данных можно скорректировать имеющиеся геодинамические модели и реконструкции для интервала позднего протерозоя Сибири и Арктики.

- [1] Хаин В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428, № 2. С. 220–224.
- [2] Pettersson C.H., Tebenkov A.M., Larionov A.N., Andresen A., Pease V. Timing of migmatization and granite genesis of the Northwestern Terrane, Svalbard // Journal of the Geological Society, London. 2009. V. 166. P. 147–158.
- [3] Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена. Тр. НИИГА. Л., 1973. Т. 172. 120 с.
- [4] Мильштейн В.Е., Голованов Н.П. Верхнедокембрийские микрофитолиты и строматолиты Свальбарда // Тр. НИИГА. Л., 1967. С. 71–77.
- [5] Голованов Н.П. Строматолиты рифея района Мерчисон-фьорда (Северо-Восточная Земля) // Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Тр. НИИГА. Л., 1967. С. 6–20.
- [6] Голованов Н.П., Раабен М.Е. Аналогии верхнего рифея на архипелаге Шпицберген // Доклады Академии наук СССР. 1967. Т. 173, № 5. С. 1141–1144.
- [7] Стратиграфический словарь Шпицбергена / Ред. И.С. Грамберг, А.А. Красильщиков, Д.В. Семевский. Л.: Недра, 1990. 202 с.
- [8] Sandelin S., Tebenkov A., Gee D.G. The stratigraphy of the lower part of the Neoproterozoic Murchisonfjorden Supergroup, Svalbard // GFF. 2001. V. 123. P. 113–127.
- [9] 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.
- [10] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, 2000. 320 с.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Г.А. Бабин^{*·**}, А.Г. Владимиров^{**·***·****}

^{*}Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, babin@sniiggims.ru

^{**}Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vladimir@igm.nsc.ru

^{***}Новосибирск, Новосибирский государственный университет

^{****}Томск, Томский государственный университет

Предпринята попытка реконструкции геологической и тектонической эволюции Алтае-Саянской складчатой области (АССО) с использованием районирования по событийно-возрастным интервалам, обособлением магматических и седиментационных палеоструктур, как сменяющих друг друга во времени, так и синхронных [1]. В анализ включена объектно-ориентированная база данных по стратиграфии, магматизму и метаморфизму АССО; ключевые статьи и монографии приведены в [2–6].

Алтае-Саянская складчатая область каледонид по стилю деформаций, ориентировке структур, вещественному составу фоновых комплексов подразделяется на Салаиро-Алтайскую, Монголо-Алтайскую, Кузнецко-Саянскую, Саяно-Северо-Монгольскую и другие складчатые системы, формирование которых охватывает интервал от позднего венда до кайнозоя и укладывается в девять этапов.

Вендский этап. Нижний венд отвечает перерыву в осадконакоплении после тектонической перестройки и консолидации байкальских комплексов на рубеже байкалия и венда. В позднем венде картируется обширный карбонатный мегакомплекс, для которого реконструируются обстановки карбонатных банок на микроконтинентах (составных террейнах позднерифейского этапа развития) и активных океанических поднятиях.

Венд-среднекембрийский этап. К границе венда и кембрия приурочено заложение системы магматических поясов (МП) с интенсивным вулканизмом, комагматичными интрузиями, мощным вулканогенно-осадочным накоплением. Одни из них объединяют слабодифференцированные базальты, альпинотипные гипербазиты и расслоенные ультрабазит-базитовые интрузии, сопоставляются с зонами активного спрединга окраинных морей, СОХ, комплексами океанических поднятий и островов. Другие представлены островодужными ассоциациями. С запада к магматическим структурам примыкает область синхронного турбидитового (склон и подножье островных дуг), с востока – терригенно-карбонатного (окраинноморский шельф) осадконакопления (седиментационные палеобассейны). В совокупности пояса и палеобассейны соответствуют латеральному ряду палеоструктур активной континентальной окраины тихоокеанского типа.

Кембро-ордовикский этап. На границе кембрия и ордовика фиксируются интенсивные деформации геологических комплексов и палеоструктур, связанные с закрытием окраинноморских бассейнов, амальгамацией и поэтапным причленением островодужных террейнов к Сибирскому палеоконтиненту, формированием аккреционной окраины Сибирского континента. Возникают области двух типов.

Восточные районы – Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Тува – охвачены интенсивными складчатостью, гранитоидным магматизмом, местами с проявлениями высокотемпературного метаморфизма. Следствием явились относительная консолидация земной коры, оформление горноскладчатого сооружения, прекращение к позднему кембрию–ордовика седиментации. Образовавшиеся структуры относят к ранним каледонидам (салаиридам).

Гранитоиды слагают крупные ареал-плутоны послескладчатого характера, представлены диорит-гранодиоритовыми ассоциациями, предваряются лейкобазитовыми интрузиями, располагаются как среди островодужных, так и среди окраинноморских образований, образуют пояс, который почти непрерывно прослеживается из северной части Кузнецкого Алатау через Восточный Саян и Северо-Восточную Туву в ее южные и юго-восточные районы более чем на 1500 км, ограничивая с востока область ордовик-силурийской седиментации. Становление ареал-

плутонов носит многоимпульсный характер, охватывает интервал 505–441 млн лет.

Ордовик-силурийский этап. Западные районы АССО – Салаир, Горный и Монгольский Алтай, Западный Саян – амагматичны, образуют обширную область седиментации в интервале с раннего ордовика, местами позднего кембрия до раннего, на западе АССО до среднего девона. Режим осадконакопления отвечает условиям пассивной континентальной окраины со смешанной рифовых фаций прибрежно-лагунными в направлении с запада на восток. Перерывы в осадконакоплении незначительны, структурные несогласия редки, выражены слабо, наиболее значительное приурочено к основанию девона. Эти структуры традиционно классифицируются как поздние каледониды. Проявления вулканических пород, комагматичных гранитоидных и щелочных интрузий фиксируются в локальных структурах Кузнецкого Алатау, Тувы, Западного и Восточного Саяна, связаны с зонами растяжения, датируются ранним и средним ордовиком.

Ранне-среднедевонский этап. К концу силура – началу девона приурочена тектоническая перестройка вблизи юго-западного обрамления аккреционной окраины Сибирского палеоконтинента, связанная с реорганизацией субдукционных зон в Обь-Джунгарской ветви Палеоазиатского океана. В АССО условия шельфового осадконакопления сменяются режимом активной континентальной окраины, закладываются магматические пояса с иными структурным планом, тектоническими режимами и магматической зональностью, нежели установленными для раннепалеозойских структур. Магматизм начался в лохковский век и завершился в Рудном и Горном Алтае в позднем девоне – раннем карбоне, на остальной части АССО – в конце раннего девона, иногда в среднем.

Рудно-Алтайско-Колывань-Томский МП объединяет существенно риолитоидные островодужные (Рудный Алтай) и контрастно-дифференцированные окраинноморские (Колывань-Томский сегмент) образования.

Алтае-Тувинский и Кузнецко-Минусинский МП сформированы в условиях активной континентальной окраины андского типа. Алтае-Тувинский пояс (дифференцированные серии с преобладанием то базальтоидов, то риолитоидов) отвечает надсубдукционной зоне, Кузнецко-Минусинский (контрастно дифференцированные комплексы повышенной щелочности с широко проявленными нефелиновыми и лейцитовыми породами) – зоне тылового рифтогенеза. В некоторых районах устанавливаются два этапа магматизма – лохковский и эмский, разделенные внедрением гранитоидных интрузий.

Девонско-раннекарбонный этап. На верхний живет – турне в АССО приходится крупная морская трансгрессия эпиконтинентального моря, охватившая западную, северную и центральную части Алтая, Колывань-Томскую зону, Салаир, Кузнецкий, Минусинский, Центрально-Западно-Саянский, Тувинский прогибы, Рыбинскую впадину, и сформировавшая «перекрывающие» осадочные комплексы (D_2^2 - C_1^1). Выделяются средне-, позднедевонский и раннекаменноугольный тектоно-седиментационные циклы с максимальной трансгрессией в позднем живете.

Карбон-пермский этап. К концу раннего карбона приурочены закрытие Обь-Джунгарской ветви Палеоазиатского океана, коллизия Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов, деформации островодужных и окраинноморских комплексов расположенной между ними Обь-Зайсанской складчатой области.

В АССО, на удалении от края палеоконтинента, преобладают вертикальные блоковые перемещения, фиксируются общее воздымание территории, перерыв осадконакопления, установление континентального режима, ограничение области седиментации частными унаследованными с девона наиболее развитыми прогибами (Кузнецкий, Минусинский, Тувинский), их заполнение терригенными угленосными формациями.

Мезозойский и кайнозойский этапы. Характеризуются угнетенным континентальным осадконакоплением, проявлениями позднепалеозойско-раннемезозойской и позднемезозойско-кайнозойской тектономагматической активизации.

Магматические проявления объединены в раннемезозойскую и позднемезозойско-кайнозойскую магматические провинции, характеризуются каркасным типом размещения, контролируются ремобилизованными и вновь образованными разломами восток-северо-восточного и север-северо-западного простирания. Особенности состава и размещения свидетельствуют о внутриплитной природе магматизма, связанной с существованием под Северной Азией в послед-

ние 300 млн лет Азиатского горячего поля мантии и его взаимодействием с литосферой [7].

Раннемезозойские магматические ассоциации разнообразны по составу (от базальтов до щелочных и литий-фтористых лейкогранитов), выделяются уникальной редкометалльной специализацией (REE, Zr, Nb, Li, F, Rb, Ba, Sr).

Кайнозойский магматизм представлен базальтоидами повышенной щелочности и карбонатитами, установлен в Хакасии (мел-палеогеновые трубки взрыва тергешского комплекса) и в Туве (карбонатиты карасугского мелового комплекса и Тувинский ареал кайнозойского вулканизма) [8].

Работа выполнена в рамках НИР лаборатории геологии складчатых областей Сибири ФГУП «СНИИГГиМС», лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), а также при финансовой поддержке Президиума СО РАН (интеграционный проект № 77) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России 2012–2013 гг.» (проект № 2012-1.2.1-12-000-2008-8340).

- [1] Бабин Г.А., Зейферт Л.Л., Щигрев А.Ф. и др. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье издание). Новокузнецк, 2009. 172 с. Фонды ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС.
- [2] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Гл. ред. А.Ф. Морозов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2000. 187 с.
- [3] Постников А.А., Терлеев А.А. Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 3. С. 295–309.
- [4] Елкин Е.А., Сенников Н.В. Палеогеографические и палеоклиматические обстановки в позднем лландовери на территории Алтае-Саянской области и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 8. С. 1151–1154.
- [5] Дубатовов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 3. С. 95–109.
- [6] Дубатовов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 6. С. 34–58.
- [7] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 3–34.
- [8] Malkovets V.G., Travin A.V., Reutsky V.N. et al. Argon-argon dating of basanites from volcanic pipe of the Minusa region SW of the Siberian craton // Journal of Conf. Abs. 10th Ann. Goldschmidt conference. Oxford, 2000. V. 5, № 2. P. 664.

ГЕОХИМИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ КРУТОЙ ГУБЫ, ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА

В.А. Беляев, М.А. Горнова

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, belyaev_vasya@mail.ru

Шарыжалгайский выступ расположен на юго-западе Сибирского кратона. В его составе присутствуют гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые террейны. В Иркутном гранулит-гнейсовом террейне присутствуют ультрабазиты, которые слагают три группы тел в скальных обнажениях между 139.2 и 139.4 км Кругобайкальской железной дороги (КБЖД) на юго-западном побережье оз. Байкал, рядом с устьем р. Крутая Губа. Они представлены будинами размером от 2–3 до 15 м, которые часто разбиты зонами милонитизации, пронизаны жилами пегматитов. Тела ультрабазитов заключены в толщу кристаллических сланцев и гнейсов шарыжалгайского комплекса. Ранее изучена петрография, химический состав ультрабазитов и особенности их вторичных изменений [1, 2]. Rb-Sr изохронным методом определен возраст флогопитизации, который составляет 2.51 ± 0.10 млрд лет [3]. По данным U-Pb датирования цирконов, внедрение магматических протолитов пород шарыжалгайского комплекса происходило 2698 ± 9 млн лет (биотит-гиперстеновые гнейсы дацитового состава, 140.7 км КБЖД [4]), 2662 ± 16 млн лет (пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы основного состава, 132.25 км КБЖД [4]) и 2649 ± 6 млн лет (метагаббро, 138 км КБЖД [5]).

Породообразующие минералы ультрабазитов представлены оливином (Ol), ортопироксеном (Orx), роговой обманкой (Hbl) и флогопитом (Flg). Для пород характерна пойкилитовая структура: Orx и коричневая Hbl образуют крупные ойокристаллы, содержащие хадакристаллы Ol. Наличие пойкилитовой структуры свидетельствует об интрузивном происхождении ультрабазитов. По соотношению Ol, Orx, Hbl породы можно классифицировать как оливиновые роговообманковые ортопироксениты (< 40 об. % Ol при варьирующемся содержании Orx и Hbl). Коричневая Hbl замещается зеленой Hbl. Flg развивался позднее остальных силикатов, наибольшее количество (до 15 об. %) наблюдается на краях крупных будин и в мелких будинах ультрабазитов, а также на контакте с жилами пегматитов. Серпентинизация проявлена незначительно. Акцессорные минералы представлены магнетитом, шпинелью, ильменитом, пирротитом, пентландитом и халькопиритом.

С телами ультрабазитов ассоциируют двупироксеновые (Orx-Crx-Hbl-Pl $\pm$ Bt) и пироксен-амфиболовые (Crx-Hbl-Pl $\pm$ Bt) кристаллические сланцы. Они слагают слои, непосредственно контактирующие с ультрабазитами, или небольшие будины во вмещающих биотит-амфиболовых гнейсах. Кристаллические сланцы характеризуются гранобластовой, лепидогранобластовой структурами, типичными для метаморфических пород.

Ультрабазиты Крутой Губы содержат $\sim 18.5\text{--}33.0$ мас. % MgO. По мере снижения MgO увеличиваются концентрации SiO₂ (42–49 мас. %), TiO₂ (0.4–0.8 мас. %), Al₂O₃ (4–9 мас. %), CaO (3–6 мас. %), P₂O₅ (0.03–0.14 мас. %), в то время как концентрации FeO* уменьшаются (15.5–13.4 мас. %). $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ составляет 0.7–0.8. Концентрации Ni=800–1500 ppm, Cr – 500–2400 ppm. Ультрабазиты из центров крупных будин характеризуются дифференцированным распределением REE, с (La/Sm)_{PM}=1.8–2.4, (La/Yb)_{PM}=4.3–5.7. Отношение (Th/La)_{PM}=1–2. На мультиэлементных диаграммах наблюдаются минимумы Nb, Ti, незначительные минимумы Zr, Hf. Спектры разных проб параллельны друг другу. Концентрации несовместимых элементов обратно пропорциональны MgO.

Высокие значения MgO, Ni, Cr, Mg# указывают на кристаллизацию ультрабазитов из ультраосновной, вероятно коматиитовой, магмы. Отношение Al₂O₃/TiO₂ в ультрабазитах Крутой Губы равно 10, что сближает их с коматиитами Al-деплетированного типа. Типичным коматиитам свойственны низкие концентрации TiO₂ (< 0.5 мас. %). По отношению Al₂O₃/TiO₂ ~ 10 , повышенному содержанию TiO₂ и уровню концентраций HREE ультрабазиты Крутой Губы

близки Ti-обогатенным коматиитам, которые описаны в Лапландии [6]. В изученных ультрабазитах наблюдается положительная корреляция между содержанием SiO₂ и отношениями (La/Sm)_{PM} и (Th/La)_{PM}. Эти признаки, а также Nb и Ti минимумы характерны для коматиитов, контаминированных веществом континентальной коры.

Кристаллические сланцы, ассоциирующие с ультрабазитами, имеют высокие содержания MgO (10.4–15.4 мас. %) и значения Mg# 0.6–0.7. По мере уменьшения MgO содержания TiO₂ снижаются (0.9–0.6 мас. %), а Al₂O₃ увеличиваются (8–12 мас. %). По сравнению с ультрабазитами, кристаллические сланцы имеют большие концентрации SiO₂ (50–54 мас. %), CaO (11.0–12.7 мас. %), и меньшие концентрации FeO* (10–12 мас. %). На диаграммах MgO-оксид тренды кристаллосланцев отличаются от тренда дифференциации ультрабазитов. Кристаллосланцы обладают высокими концентрациями Cr (800–1800 ppm) и Ni (200–650 ppm). Распределение REE дифференцированное: (La/Sm)_{PM}=1.4–2.1, (La/Yb)_{PM}=3.4–4.7. Отношение (Th/La)_{PM}=0.7–0.9. На мультиэлементных диаграммах наблюдаются незначительные минимумы Zr, Hf, Ti и более глубокий минимум Nb. Уровень несовместимых элементов в кристаллосланцах выше, чем в ультрабазитах, что согласуется с уменьшением MgO. Мультиэлементные спектры кристаллосланцев и ультрабазитов повторяют друг друга. Это позволяет сделать вывод о генетической связи ультрабазитов Крутой Губы и ассоциирующих с ними высоко-MgO кристаллосланцев, которые представляют собой продукты интрузивного ультраосновного-основного магматизма в пределах Иркутского террейна.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект 12-05-31242.

- [1] Глазунов О.М., Золотина М.А. Особенности геохимии архейских гипербазитов Южного Прибайкалья // Доклады Академии наук СССР. 1983. Т. 269, № 6. С. 1476–1481.
- [2] Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск: Наука, 1987. 157 с.
- [3] Брандт С.Б., Грудинин М.И., Лепин В.С. и др. Рубидий-стронциевая изохрона для ультрабазитов из Шарыжалгайского комплекса // Геология и геофизика. 1985. № 11. С. 104–107.
- [4] Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgai Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian craton // Gondwana Research. 2012. V. 21. P. 801–817.
- [5] Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 3–19.
- [6] Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S. The Palaeoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 855–876.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

М.М. Буслов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, misha@igm.nsc.ru

Общепринятым является представление, что формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса связано с эволюцией Палеоазиатского океана. В последнее время доказано, что крупноамплитудные позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии [1–12]. Они формируют орогенический коллаж террейнов, образованный в позднем девоне – раннем карбоне при столкновении Казахстанского (Казахстанско-Байкальского) составного континента с Сибирским континентом и в позднем карбоне – перми при столкновении Восточно-Европейского континента, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [6–8, 10, 13].

В основе тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса связано выделяются следующие основные структурные элементы [10, 13]:

1. Казахстанско-Байкальский составной континент, фундамент которого сформирован в венде-кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско-Тувинно-Монгольской островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента. В позднем кембрии – раннем ордовике он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном.

2. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента, состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско- раннекарбонной активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В западной окраине Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает ее формирование на конвергентной границе Палеопацифики.

3. Средне-позднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строении принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты, среднепалеозойские метаморфические породы зон смятий. Вдоль сутурной зоны происходило смещение по сдвиговой составляющей на запад континентальных масс Казахстанско-Байкальского континента вдоль юго-восточной окраины Сибирского континента. В позднем девоне – раннем карбоне континенты амальгамировались и создали Северо-Азиатский континент.

4. Позднепалеозойские сдвиговые зоны, формирующие орогенический коллаж террейнов, образованный в позднем девоне – раннем карбоне при столкновении Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом, и в позднем карбоне – перми и поздней перми – раннем триасе при столкновении Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским континентом. В результате коллизий венд-среднепалеозойские аккреционно-коллизийные окраины Сибирского и полностью Казахстанско-Байкальский составной континент были разделены крупноамплитудными сдвигами, с амплитудой до первых тыс. км, и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов, которые перемешались друг с другом, нарушив первичную геодинамическую, тектоническую и палеогеографическую зональность.

В структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса тектонически совмещены окраинно-континентальные комплексы пород, сформированные при эволюции двух крупнейших

океанических бассейнов. Один из них, Палеоазитский океан, аналог современного Индо-Атлантического сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков в составе океанической коры и формированием океанических бассейнов в результате деструкции крупных континентальных блоков. В результате его эволюции происходили процессы распада суперконтинента Гондвана и повторное объединение блоков. Другой океан, Палеопацифика, аналог современного Тихоокеанского сегмента Земли, характеризуется длительной тектономагматической эволюцией без участия континентальной коры и сложными процессами формирования материковых окраин.

Таким образом, главная асимметрия в структуре Земли [14–16] зародилась в позднем протерозое и представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Энергетической причиной тектонической асимметрии, распада суперконтинентов и эволюции разнотипных океанических бассейнов является плюмовая активность [17, 18].

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ-10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ», гранта научной школы академика Н.Л. Добрецова НШ-7201.2012.5.

- [1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
- [2] Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleasian ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, the Netherlands, 1993. P. 45–62.
- [3] Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
- [4] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
- [5] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–75.
- [6] Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.
- [7] Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И. и др. Проявление позднекарбонно-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428, № 4. С. 1–4.
- [8] Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y. et al. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 655–671.
- [9] Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 5–27.
- [10] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- [11] Windley B.F., Kroner A., Guo J. et al. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // Journal of Geology. 2002. V. 110. P. 719–737.
- [12] Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A. et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // Journal of the Geological Society, London. 2007. V. 164. P. 31–47.
- [13] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
- [14] Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 83 с.
- [15] Пуцаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
- [16] Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
- [17] Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1957–1973.
- [18] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1911–1926.

ТИПИЗАЦИЯ И ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ, ПРОДУЦИРУЮЩИХ КАМЕРНЫЕ ПЕГМАТИТЫ (НА ПРИМЕРЕ ОБЪЕКТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко

Томск, Томский государственный университет, getina@ggf.tsu.ru., konov@ggf.tsu.ru

Гранитные массивы с хрусталеносными пегматитами широко распространены в пределах Центрально-Азиатского пояса на территории Центрального и Восточного Казахстана, Западной и Центральной Монголии, Восточного Забайкалья. Камерные пегматиты региона помимо кварца могут быть специализированы на оптический флюорит, а также содержать дополнительно топаз и берилл, проявляя, таким образом, определенную редкометалльность. Кроме этих крайних вариантов выделилась группа объектов, камерные пегматиты которых занимают промежуточное положение, будучи стерильными в отношении дополнительной минерализации или содержащая ту и другую в полостях. Мы попытались обобщить имеющийся собственный и литературный материал, с тем чтобы выявить черты сходства и признаки отличия вещественного состава гранитоидов, продуцирующих камерные пегматиты с различным типом полостной минерализации. В число анализируемых объектов попали гранитоидные комплексы с флюорит-кварцевым типом минерализации пегматитов (акчатауский комплекс Центрального Казахстана), с топаз-берилловым (кукульбейский комплекс Восточного Забайкалья) и смешанным (акжайлыутаский Восточного Казахстана, ошкинский Западной Монголии, жанчивланский Центральной Монголии) типом.

Все рассматриваемые хрусталеносные гранитоиды относятся к группе орогенных. Геодинамическая обстановка их формирования соответствует процессу коллизии. Однако гранитоиды с флюорит-кварцевым типом минерализации образовались при коллизии континент-дуга на фоне преобладающего тектонического растяжения, что способствует проникновению расплавов на верхнекоровые уровни и их дифференциации в условиях низких литостатических давлений при высокой фугитивности кислорода на фоне невысокой активности фтора. Гранитоиды с топаз-берилловым и промежуточным типом минерализации соответствуют гранитоидам обстановок континентальной коллизии. Их образование происходит в восстановительных условиях при слабо повышающейся к поздним дифференциатам активности фтора. Их кристаллизация протекала в обстановке преобладающего тектонического сжатия с появлением самостоятельной флюидной фазы в поздних дифференциатах. По глиноземистости и щелочности пород, согласно выделенным типам [1], все гранитоиды попадают в калиевую серию. При этом гранитоиды акчатауского комплекса являются умеренно глиноземистыми Γ^1 , акжайлыутаского и жанчивланского – глиноземистыми S^1 ($K_{Al}=1.0-1.1$), а ошкинского и кукульбейского – высокоглинистыми S^2 . Таким образом, материнские для них расплавы могли появляться либо в результате парциального плавления гранитоидов в водонасыщенных условиях (Γ^1), либо за счет селективного плавления слабометаморфизованных пелитовых пород (S^1 , S^2).

Все перечисленные комплексы являются производными ошелоченных магм ($K_{акп}>f$). Их объединяет сложное многофазное и полифациальное строение с приуроченностью пегматитовых тел преимущественно к породам первой фазы. По остальным петрохимическим характеристикам они имеют существенные отличия. Так, гранитные комплексы с флюорит-кварцевой минерализацией полостей камерных пегматитов сложены породами, в ряду которых присутствуют щелочные разности: граносиенит-диориты, граносиениты → калиевые мелано- и лейкограниты → пегматитоносные аляскиты, аляскитовые лейкограниты → щелочные щелочно-полевошпатовые граниты. Они являются недонасыщенными глиноземом по отношению к щелочам и кальцию. Железистость этих пород уменьшается на фоне незначительного роста отношения K/Na от ранних фаз комплекса к поздним. Гранитные комплексы с хрусталеносными пегматитами, несущими топаз-берилловую минерализацию, сложены сериями нормального и субщелочного состава со сменой пород: гранодиориты → биотитовые граниты и лейкограниты

→ субщелочные щелочно-полевошпатовые лейкограниты. По отношению к щелочам и кальцию эти гранитоиды обогащены глиноземом, а их железистость увеличивается на фоне уменьшения отношения K/Na . Гранитные комплексы со смешанным типом минерализации полостей хрусталеносных пегматитов, как и следовало ожидать, могут иметь и тот и другой набор пород. В частности, гранитоиды акжайляутаского, ошкинского и жанчивланского комплексов могут характеризоваться коэффициентом Al' как больше, так и меньше нуля. Железистость их пород и отношение K/Na также могут быть самыми разными. Степень агпаитности у них изменчива (от 0.58 до 0.92) и не отражает полезную минерализацию полостей пегматитов.

Из породообразующих минералов хрусталеносных гранитоидов наиболее чутким и надежным индикатором типа камерной минерализации пегматитов является биотит. Его химический состав (содержание фтора, аннитового и флогопитового миналов, железистость, глиноземистость) специфичен для хрусталеносных гранитов с разным типом полостной минерализации пегматитовых тел. Так, для гранитоидов, продуцирующих камерные пегматиты с топаз-берилловой минерализацией, характерно наличие «сидерофиллитового» тренда, в то время как у гранитоидов с флюорит-кварцевой минерализацией пегматитов обнаруживается рост содержания флогопитового минала с параллельным увеличением концентрации фтора в магнезиально-железистых слюдах от ранних фаз к поздним. Биотит из гранитоидов со смешанным типом минерализации в полостях пегматитовых тел может проявлять ту и другую тенденцию изменения состава в зависимости от степени близости пегматитов к конкретному типу специализации (флюорит-кварцевой либо топаз-берилловой).

[1] Хитрунов А.Т. Петрогенетическое значение глиноземистости и K/Na -отношения в гранитоидах // Доклады Академии наук СССР. 1986. Т. 290, № 3. С. 711–714.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГАРЦБУРГИТОВ, ВЕРЛИТОВ, ВЕБСТЕРИТОВ, ГАББРО И ВУЛКАНИТОВ ПРИСТАНОВОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

И.В. Бучко, А.А. Сорокин

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

Пристановой пояс обычно рассматривается в качестве граничной зоны между Алданским щитом и Джугджуро-Становым супертеррейном [1]. Эта зона сопровождается мощными деформациями, диафторезом амфиболитовой фации и интерпретируется как поверхность крупного надвига, осложненная линейными складками и купольными структурами, в ядрах которых залегают параавтохтонные позднестановые граниты [1, 2]. Кроме этого, показано, что Пристановой пояс может рассматриваться в качестве коллизионного шва (или сутурной зоны), возникшего в результате закрытия в раннем протерозое океанской структуры, разделявшей Алданскую и Джугджуро-Становую континентальные плиты [1, 3].

Авторами в зоне сочленения зверевского комплекса Пристанового пояса и станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна в верхнем течении р. Могот впервые выявлены тектонические пластины, клинья, сложенные метаморфизованными перидотитами и пространственно ассоциирующими с ними пироксенитами (вебстеритами), толеитовыми метагаббро и метабазальтами, которые могут представлять собой фрагменты океанической коры. Вмещающими породами для них являются кварц-мусковит-хлоритовые, эпидот-серицитовые, эпидот-актинолитовые сланцы, которые рассматриваются [4] как диафториты по гранулитам нерасчлененной зверевской серии. Кроме этого, здесь же присутствуют кварциты, гранат-биотитовые (часто с кордиеритом и силлиманитом) гнейсы, биотитовые, роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, в том числе и гранатовые.

Основными петро- и геохимическими особенностями серпентинизированных гарцбургитов являются недосыщенность SiO_2 , высокие содержания MgO (32.33–40.29 %, $\text{Mg\#}=72\text{--}78$) (соответственно, низкие значения модуля MgO/SiO_2 – 0.84–1.01), малые количества TiO_2 (<0.10 %), Al_2O_3 (< 2.50 %), CaO (<0.30 %), Na_2O (<0.10 %), K_2O (0.05 %), что типично для гарцбургитов типичных офиолитовых комплексов [6]. Низкие значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ свидетельствуют о преобладании ортопироксена над клинопироксеном вплоть до полного отсутствия последнего, что может быть обусловлено высокой степенью плавления вещества мантии. По уровню концентраций и характеру распределения редкоземельных элементов среди серпентинизированных гарцбургитов можно выделить две группы. Для ультрамафитов первой группы характерны низкие содержания как легких ($\text{La}=0.21\text{--}0.69$ ppm), так и тяжелых ($\text{Lu}=0.02$ ppm) лантаноидов, U-образный график их распределения при $(\text{La}/\text{Yb})_n=1.4\text{--}5.2$. Другие отличаются определенным обогащением легких лантаноидов ($\text{La}=0.85\text{--}2.55$ ppm) при практически том же уровне тяжелых ($\text{Lu}=0.03$ ppm), что обусловило более высокие значения отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n=2.79\text{--}8.79$. Кроме того, большинству серпентинизированных гарцбургитов свойственны отчетливые отрицательные европиевые аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.18\text{--}0.59$, а в спектрах распределения половины образцов отмечаются положительные Ce-аномалии – $\text{Ce}/\text{Ce}^*=1.20\text{--}2.38$.

Важно отметить, что по особенностям минерального состава серпентинизированные гарцбургиты соответствуют таковым типичных офиолитовых комплексов. Так, содержания CaO в оливине обычно не превышают 0.15, что свойственно оливинам из реститовых ультрабазитов [5]. Хромиты характеризуются минимальными содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , V_2O_5 и высокой хромистостью $\text{Cr\#}=0.97\text{--}0.98$, что типично для хромитов из ультрабазитовых комплексов офиолитовых ассоциаций [5].

Серпентинизированным верлитам свойственна резкая недосыщенность SiO_2 , низкие содержания TiO_2 (0.10 %), Al_2O_3 (1.58 %), Na_2O (0.10 %), K_2O (0.03 %), высокие – MgO (23.68 %, $\text{Mg\#}=72$), что при повышенном значении отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ может свидетельствовать об их

вероятной кумулятивной природе. Породы максимально деплетированы REE, количества которых ниже хондритовых. При этом спектр распределения REE характеризуется пологим U-образным графиком с равными плечами $(La/Yb)_n=1.1$ и негативной Eu-аномалией $Eu/Eu^*=0.50$.

В отличие от метаморфизованных перидотитов, вебстериты характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 (0.43 %), Al_2O_3 (5.88 %), CaO (11.91 %), Na_2O (0.79 %), K_2O (0.40 %), пониженными MgO (16.46 %, $Mg\#=57$). Им свойствен слабодифференцированный спектр лантаноидов $(La/Yb)_n=2.88$, при практически не выраженной Eu-аномалии $Eu/Eu^*=0.88$.

Метагабброидам свойственны еще более высокие концентрации Al_2O_3 (11.09–15.54 %), Na_2O (1.02–2.04 %), K_2O (0.78–0.95 %), Fe_2O_3 (13.18–21.87 %) при таком же уровне CaO (9.85–12.87 %) и пониженном содержании MgO (6.89–12.48, $Mg\#=25–48$), что позволяет относить их к толеитам. По количеству двуокиси титана они разделяются на две группы – умеренно титанистые ($TiO_2=0.84–1.78$ %) и высокотитанистые ($TiO_2=2.66–3.64$ %). Следует отметить, что для последних характерны максимальные содержания FeO^* и, как следствие, низкая магнезиальность ($Mg\#=25.2–27.7$ %). Графики распределения редкоземельных элементов в обеих группах метагабброидов характеризуются близгоризонтальной формой с отношением $(La/Yb)_n=0.60–2.59$ и весьма слабо проявленной отрицательной аномалией европия ($Eu/Eu^*=0.82–0.96$).

Основными особенностями химического состава метавулканитов среднеосновного состава являются умеренные содержания Al_2O_3 (15.19–15.38 %), MgO (3.89–4.58 %), высокие K_2O (3.29–4.44 %), низкие – TiO_2 (0.90–0.91 %), CaO (2.56–4.84 %). Распределение редкоземельных элементов в этих породах носит отчетливо дифференцированный характер $((La/Yb)_n=14.9–15.87)$, подобный таковому в OIB.

Обратившись к спайдердиаграммам, следует отметить, что все петрографические разновидности метабазитов характеризуются относительным обогащением крупноионными литофильными элементами (Ba, Rb, Th, U, LREE) и деплетированием в отношении высокозарядных элементов, и прежде всего Nb и Ta.

В целом, полученные данные свидетельствуют о том, что метаморфизованные гарцбургиты, верлиты, пироксениты, габбро и базальты представляют собой фрагменты океанической коры. Минералого-геохимические исследования серпентинизированных ультрамафитов указывают на то, что по своему составу они близки к таковым реститовых ультрамафитов офиолитовых комплексов, сформированных над зоной субдукции. Определенные отличия, в частности относительное обогащение легкими и средними REE, связываются нами с процессами рефертилизации [7]. Исследованные метабазиты также близки по своему составу к породам габброидных и вулканических комплексов офиолитов, образованных в зоне спрединга над зоной субдукции (SSZ).

Таким образом, полученные данные являются прямым свидетельством наличия фрагментов океанической коры в зоне сочленения зверевского комплекса Пристанового пояса и станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна. Они хорошо согласуются с упомянутой выше моделью [1, 3], по которой Пристановой пояс может рассматриваться в качестве коллизионного шва (или сутурной зоны), возникшего в результате закрытия в раннем протерозое океанской структуры, разделявшей Алданскую и Джугджуро-Становую континентальные плиты.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект 12-I-0-ОНЗ-09), Программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее».

- [1] Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
- [2] Московченко Н.И., Красников Н.Н., Семенов А.П. Эндогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 97–127.
- [3] Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438, № 3. С. 355–359.
- [4] Геологическая карта региона БАМ, масштаба 1:500000. Лист N-51-Б / Под ред. Е.Б. Бельтенева,

И.Н. Тихомирова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

- [5] Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 2003. 381 с.
- [6] Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- [7] Niu Y.L. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath ocean ridges // Journal of Petrology. 2004. V. 45, № 12. P. 2423–2458.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЙ РУБЕЖ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

*А.Г. Владимиров**, *Г.А. Бабин***, *А.А. Постников****,
*А.А. Терлеев*****, *В.Г. Владимиров**, *И.В. Кармышева****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vladimir@igm.nsc.ru

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

***Томск, Томский государственный университет

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

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

В настоящее время можно считать обоснованным полициклическое строение Алтае-Саянской складчатой области (АССО), в ходе геологического развития которой отчетливо выделяются девять тектонических этапов, сопровождавшихся кардинальной перестройкой структуры региона и его рудогенерирующего потенциала [1, 2]. Общей тенденцией является смена структурно-вещественных комплексов с востока на запад (от ранних к поздним), отражающая рост Сибирского палеоконтинента и последовательное закрытие Палеоазиатского океана.

Ключевое значение для понимания истории геологического развития АССО имеет позднекембрийско-ордовикский рубеж, когда была заложена современная структура АССО и ее металлогеническая зональность. При геодинамической интерпретации позднекембрийско-ордовикских структурно-вещественных комплексов АССО наиболее важным признаком является их пространственная разобщенность на собственно орогенное горно-складчатое сооружение (поздний кембрий – ордовик) и осадочный бассейн, эволюция которого охватывала значительно более длительный временной интервал – от среднего–позднего кембрия до девона включительно (рисунок). Анализ субсинхронных событий, происходивших как в морской акватории, так и в пределах континентальной суши, был проведен на примере эталонных стратиграфических разрезов (Восточный Саян) и магматических провинций (Юго-Восточная Тува и Кузнецкий Алатау). **Главная цель доклада** – провести сравнительный анализ геологических событий, протекавших субсинхронно на разноглубинных уровнях земной коры АССО в позднекембрийско-ордовикское время. Основные тезисы сводятся к следующему.

1. В Манском прогибе (Восточный Саян) обособляется несколько наложенных на позднекембрийско-кембрийские комплексы осадочных структур: Баджейско-Нарвская, Тюбильская, Глухарина и др. Позднекембрийско-ордовикский возраст грубообломочных отложений обосновывается их структурным положением, палеонтологическими данными (наличие в гальке среднекембрийских трилобитов и известковых водорослей) и определениями абсолютного возраста кутурчинских гранитоидов (493 ± 8 млн лет, биотит, К-Аг метод), галька которых находится в породах нарвской свиты [3]. Подобная ситуация наблюдается и для юго-восточной части Восточного Саяна, которая характеризуется сложной мозаикой разновозрастных комплексов. Здесь фиксируются докембрийско-кембрийские, палеозойские и мезозойские комплексы, обычно в виде отдельных террейнов, либо, в редких случаях, – наложенных структур [4]. Гранитоиды в районе слияния рек Шишхид – Тэнгисийн-Гол (Северная Монголия) имеют секущее положение по отношению к покровным границам докембрийско-кембрийских комплексов, а их возраст составляет 491 ± 25 млн лет, Rb – Sr изохрона [5].

2. На Западном Сангиле (Юго-Восточная Тува) вскрыт глубинный фрагмент раннекаледонского орогенного горно-складчатого сооружения, сформированный в результате косой коллизии Таннуольской островодужной системы с Тувино-Монгольским микроконтинентом [6, 7]. Установлено, что ведущим механизмом аккреционно-коллизийного тектогенеза являлись вязко- и хрупко-пластичные деформации литосферы, отвечающие синорогеническому коллапсу

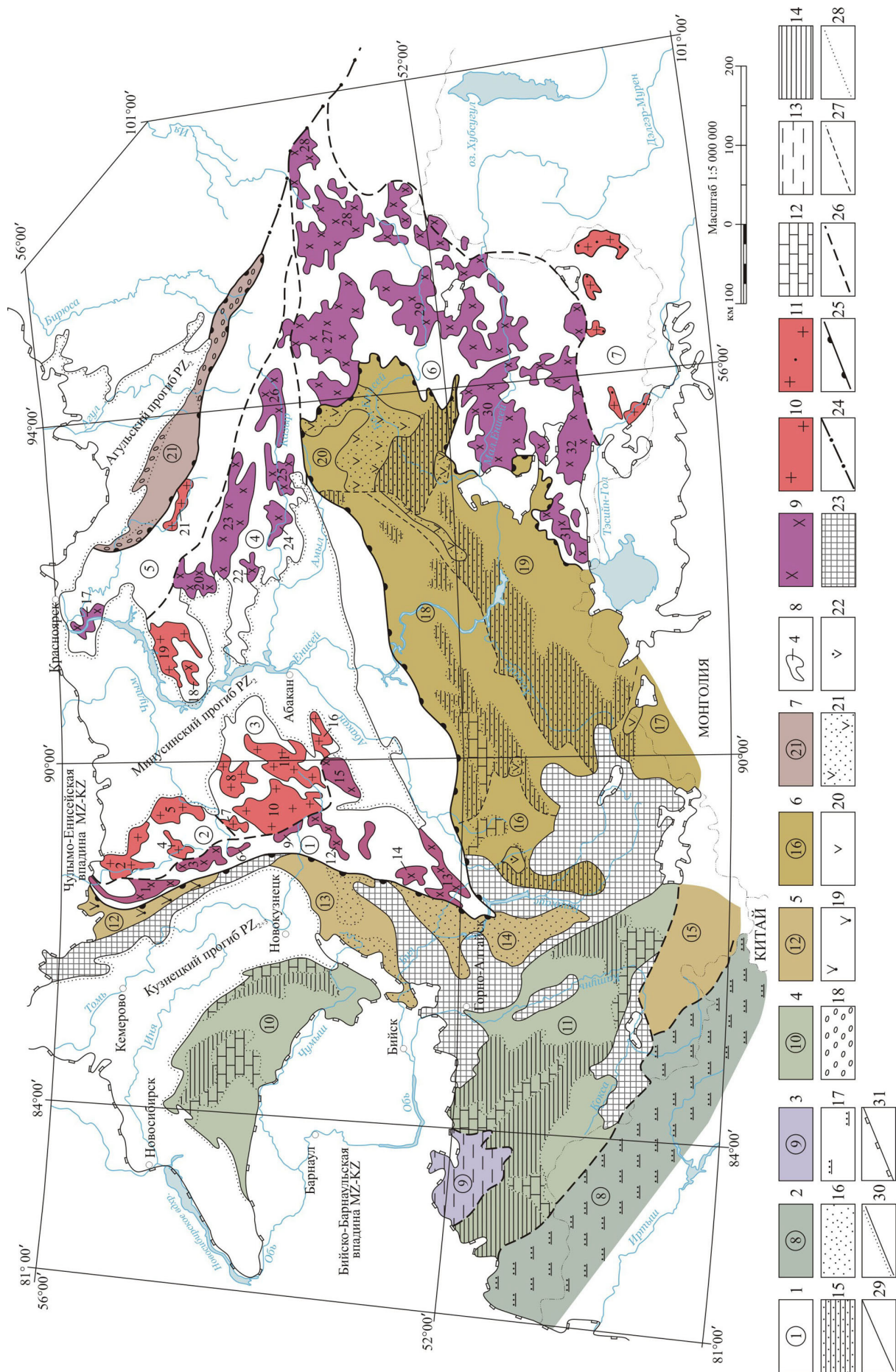


Схема районирования позднекембрийско-ордовикских структурно-вещественных комплексов АССО. Составлена Г.А. Бабиным. **1 – среднекембрийско-ордовикский гранитоидный пояс**, секторы: Мартайгинско-Аскизский (1), Карнаюльско-Саралинский (2), Белоиюско-Уйбатский (3), Кизир-Казырский (4), Манско-Алыгджерский (5), Таннуольско-Хамсаринский (6), Сангиленский (7); **2–7 – позднекембрийско-среднедевонский бассейн**: 2 – зона турбидитовых фаций, 3 – Слюдянско-Маралихинская зона олистостромовых фаций склонов и подножий; 4 – Алтае-Салаирская зона рифовых и межрифовых фаций: Хмелевская и Бачатско-Чумышская (10), Чарышско-Чуйская и Катунская (11) фациальные подзоны; 5 – Алтае-Кузнецкая зона прибрежных фаций: Тайдонская (12), Тельбесская (13), Прителецкая (14) и Тархатинская (15) подзоны; 6 – Тувино-Западно-Саянская зона прибрежно-лагунных фаций: Улаганская и Еринатская (16), Цаган-Шебетинская (17), Центрально-Западно-Саянская (18), Уюкско-Хемчикская (19) и Дерзигско-Систигхемская (20) подзоны; 7 – Восточно-Саянская зона континентальных и лагунных фаций; **8 – ареал-плутоны и их номера**: Центральнинский (1), Карнаюльско-Салангинский (2), Акчелбакско-Воскресенский (3), Безымянский (4), Саралинский (5), Рыбинский (6), Базановский (7), Улень-Туимский (8), Лужбинский (9), Тигертышский (10), Уйбатский (11), Ортонский (12), Садринский (13), Верхнекондомский (14), Аскизский (15), Саксырский (16), Ошаровский (17), Салбинский (18), Беллыкский (19), Верхнесыдинский (20), Кутурчинский (21), Кордовский (22), Шиндинский (23), Табратский (24), Базыбайский (25), Верхнекитатский (26), Хамсаринский (27), Дототский (28), Бийхемский (29), Каахемский (30), Унгешский (31), Восточно-Таннуольский (32); **9–11 – габбро-гранитные серии с преобладанием**: 9 – диорит-гранодиоритовых (средний кембрий – ранний ордовик), 10 – гранитовых (ордовик), 11 – гранитоидных (средний кембрий – ордовик) комплексов; **12–18 – верхнекембрийско-девонские отложения**, существенно: 12 – карбонатные, 13 – глинистые и кремнистые, 14 – глинистые и алевроитовые, 15 – алевроитовые и песчаные, 16 – песчаные, 17 – терригенные флишоидные, 18 – крупно-обломочные; **19–22 – вулканогенно-осадочные комплексы**: 19 – позднекембрийско-раннеордовикский китатско-алзасский, 20 – ранне-среднеордовикский мугураксинский, 21 – ранне-позднеордовикский систигхемский, 22 – раннесилурийский ярышкольский; 23 – предполагаемые области сноса («суша»); **24–31 – границы**: 24 – среднекембрийско-ордовикского гранитоидного пояса, 25 – позднекембрийско-среднедевонского бассейна, 26 – секторов гранитоидного пояса и фациальных зон бассейна, 27 – фациальных подзон, 28 – выходов пород палеобассейна, 29 – ареал-плутонов, ареалов вулканогенно-осадочных комплексов и областей сноса; 30 – прогибов среднепалеозойских Pz_2 и средне-позднепалеозойских PZ_{2+3} , 31 – мезозойско-кайнозойских впадин и Западно-Сибирской плиты.

(490–460 млн лет). Аналогичная геодинамическая обстановка установлена для Ольхонского региона (Западное Прибайкалье), где сдвигово-коллизийные события отчетливо фиксируются на двух возрастных рубежах: 500–490 и 470–460 млн лет (U-Pb, Ar-Ar) [8, 9].

3. В Кузнецком Алатау, Туве и Северо-Западной Монголии широко развиты гранитоидные батолиты мезоабиссальной фации глубинности, ареал-плутоны которых имеют многоимпульсный характер формирования [10]. Статистические пики U-Pb, Rb-Sr и Ar-Ag возраста указывают на три тектономагматических события (495 ± 5 , 475 ± 5 , 450 ± 5 млн лет) [11].

Обсуждение результатов и основные выводы. 1. Представленные материалы по стратотипам и магматическим провинциям свидетельствуют о субсинхронной тектонической активности, затронувшей венд-кембрийскую окраинноморско-островодужную систему Палеоазиатского океана и Сибирский палеоконтинент. Решающие (катастрофические) события произошли на границе кембрия и ордовика (490 ± 10 млн лет назад).

2. На фоне интенсивных сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы, связанных с поворотами Сибирской, Казахстанской и Русской литосферных плит, произошла деформация геологических комплексов с образованием раннекаледонских орогенно-складчатых сооружений, что нашло отражение в мантийно-коровом магматизме и динамике осадконакопления в ордовике (460 ± 10 млн лет назад).

3. Аномальные масштабы гранитообразования и изотопно-геохимические характеристики субсинхронного мантийного магматизма позволяют выделить Алтае-Саянский плюм, осложнивший активную (трансформную?) окраину Сибирского палеоконтинента в позднем кембрии – ордовике [12–14]. Вопрос о роли плейт- и плюмтектонических факторов в формировании АССО является принципиальным, так как позволяет кардинально пересмотреть металлогеническую специализацию структурно-вещественных комплексов на позднекембрийско-ордовикское

время (Fe-Mn, Au, Sn-W-Mo, Li-Rb-Cs-Ta-Nb).

Работа выполнена в рамках НИР лаборатории геологии складчатых областей Сибири ФГУП «СНИИГГиМС», лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН, лаборатории палеонтологии и стратиграфии докембрия и кембрия ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск), а также при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00-953), Президиума СО РАН (ИП № 77, 123) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России 2012–2013 гг.» (проект № 2012-1.2.1-12-000-2008-8340).

- [1] Бабин Г.А., Зейферт Л.Л., Щигрев А.Ф. и др. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье издание). Новокузнецк, 2009. 172 с. Фонды ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС.
- [2] Бабин Г.А., Владимиров А.Г. История геологического развития Алтае-Саянской складчатой области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С. 25–27 (наст. сборник).
- [3] Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гибшер А.С. и др. Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах». Новосибирск: Наука, 1978. 224 с.
- [4] Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
- [5] Скляр Е.В., Постников А.А., Посохов В.Ф. Структурное положение, метаморфизм и петрология хугейнской серии (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 6. С. 69–78.
- [6] Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 370, № 4. С. 489–492.
- [7] Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады Академии наук. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.
- [8] Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V. The Olkhon geodynamic proving ground (Lake Baikal): high resolution satellite data and geological maps of new generation // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1, № 4. P. 331–418.
- [9] Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.
- [10] Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады Академии наук. 1999. Т. 369, № 6. С. 795–798.
- [11] 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 и источники) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.
- [12] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 5–27.
- [13] Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И. и др. Роль плюм-тектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2011. № 1 (38). С. 105–119.
- [14] Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2012 (в печати).

МЕТАМОРФИЗМ ОБРАМЛЕНИЯ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

В.Г. Владимиров, И.В. Кармышева

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vvg@igm.nsc.ru

Баянкольский массив габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного состава представляет собой многофазный интрузив мезоабиссальной фации глубинности, расположенный в пределах Эрзинской тектонической зоны [1–5].

Габброиды и монцодиориты, относящиеся соответственно к первой и второй интрузивным фазам, приурочены к северо-восточной части массива [1]. Коренные выходы гранодиоритов и гранитов преобладают по площади. Они расположены в центральной части массива и простираются вдоль тектонической зоны в юго-западном направлении более чем на 12 км при ширине около 2 км [1, 3, 5].

Происхождение гранитоидов Баянкольского массива связывается с прогревом, мигматизацией и дальнейшим плавлением пород эрзинского и мугурского комплексов в процессе внедрения и становления габбро-монцодиоритовых расплавов [3, 5]. Основанием для этого служат многочисленные геологические признаки: постепенные переходы от гранитоидов к мигматитам; локальное выплавление гранитного материала в зонах растяжения; анатексис; многочисленные теневые структуры вмещающих метаморфических пород в эндоконтактной зоне гранитоидов [1–3]. Расчеты, проведенные в [2], также подтверждают возможность массовой мигматизации и плавления метаосадочных толщ – температура базитовой магмы при внедрении на уровень становления Баянкольского интрузива не опускалась ниже 1200 °C.

Метаморфическое обрамление Баянкольского габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного массива неоднородно по литологическому составу и уровню метаморфизма. С севера через маломощный «буферный» горизонт Bt-Grt-St и Bt-Grt-Sil-Crd сланцев моренского комплекса он контактирует с карбонатно-терригенными отложениями сангиленской серии. С юго-запада и юга от него расположены выходы метаморфических пород эрзинского мигматит-гранитного комплекса, а с северо-востока он окаймляется широкой полосой высокотемпературных роговиков по метапелитам моренского комплекса. Южный фланг интрузивного массива большей частью перекрыт четвертичными отложениями поймы р. Эрзин [1, 3].

В пределах восточного контакта от контакта с габбро-монцодиоритами во вмещающие породы С.А. Каргополовым выделены три зоны: гиперстен-калишпатовая, силлиманит-андалузитовая и ставролитовая (Каргополов, устное сообщение, 2002, [6]). В направлении к габброидам параметры метаморфизма последовательно возрастают от 550 до 700° и более при малых величинах давления, отвечающего контактовому метаморфизму (2–3 кбар) (Каргополов, устное сообщение, 2002).

Северный контакт представлен Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+St+Ky сланцами и Qtz-Pl-Bt-Grt-Crd-Sil роговиками, параметры метаморфизма последних отвечают T=855–870 °C, P=6.7–7.0 кбар [7].

На юго-западном контакте Баянкольского массива (район г. Ялтутей) с юга на север наблюдается закономерная смена пород: биотит-силлиманитовые сланцы с гранатом, кордиеритом и ставролитом → мигматиты → чередование мигматитов и мелкозернистых гранатсодержащих гранитов → средне-, крупнозернистые биотитовые граниты [3]. Предварительные оценки условий метаморфизма в мигматитах на юго-западном контакте гранитоидов Баянкольского массива показали следующие значения: T=790 °C, P=5.4 кбар (ассоциация Qtz+Pl+Bt+Grt+Crd+Sil, xH₂O=1, TWQ) [5]. Позднее авторами дополнены данные (таблица), полученные при анализе Grt-St-Sil и Grt-Crd-Sil сланцев и расчете параметров в ПО Thermocalc v. 321.

В сообщении приводятся результаты и геологические выводы, полученные после анализа и доизучения ситуации.

Сводка результатов, приведенная в таблице, показывает существенный разброс данных,

РТ-параметры метаморфизма пород обрамления Баянкольского габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного массива

T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	Ассоциация	Контакт	
xH ₂ O=1		xH ₂ O=0.5				
<i>Юго-западный контакт</i>						
790	5.4	-	-	Qtz+Pl+Bt+Grt+Crd+Sil	Граниты (>1200 м)	[3, 5]
736±39	4.4±1.0	623±35	2.9±1.0	Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+Sil+Crd	Граниты (>1500 м)	
712±32	3.8±0.9	603±29	2.3±0.7	Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+Sil+Crd	Граниты (>2100 м)	
642±35	8.3±1.4	609±32	8.0±1.4	Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+St+Sil	Граниты (>2200 м)	
<i>Восточный контакт</i>						
604–636	4.3	-	-	Qtz+Pl+Grt+Crd+Sil	Монцодиориты (<400 м)	[3]
<i>Северный контакт</i>						
580–620	4.3	-	-	Qtz+Pl+Bt+Grt+Crd+Sil	Монцодиориты (<400 м)	[3]
855–870	6.7–7.0	-	-	Otz+Pl+Bt+Grt+Crd+Sil	Монцодиориты (<400 м)	[7]

что не удивительно, поскольку Баянкольский массив представляет собой многофазный интрузив, расположенный в пределах тектонической зоны [4]. Становление массива происходило в период тектонической активизации Эрзинской зоны, что обеспечило ее проницаемость для магматических расплавов и флюида. В то же время синтетоническое фрагментирование толщ привело к изоляции отдельных фрагментов толщ (Grt-St-Ку сланцев) от наложенных контактовых процессов. Признаки этих процессов мы можем видеть как на северном, так и на юго-западном контакте массива (давление – 7–9 кбар, температура – 610–680 °С, таблица).

Особо следует обратить внимание на положение Баянкольского массива – его становление происходило непосредственно на границе «холодного» карбонатно-терригенного чехла, который обеспечил не только механический контроль (ограничение) перемещения расплава, но, скорее всего, и состав флюида. С учетом этого часть материалов было пересчитана для состава флюида xH₂O, xCO₂=0.5 (таблица). Как можно видеть из таблицы, дальнейшее увеличение доли CO₂ во флюиде маловероятно, поскольку в этом случае мигматизация, анатексис и плавление пород сомнительны.

Таким образом, минимальные оценки параметров ороговикования во внешней зоне обрамлении Баянкольского массива отвечают температуре 575–630 °С и давлению 2–3 кбар (при xH₂O, xCO₂=0.5). Верхние температурные оценки на контакте с базитами могут превышать 850 °С градусов и ограничиваются лишь температурой магматического расплава и геологической ситуацией.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований СО РАН (проект № ОНЗ-10.3), ПФИ СО РАН – ДВО РАН – УрО РАН (проект 77), проекта РФФИ № 12-05-31470-мол_а.

- [1] Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006. 16 с.
- [2] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембрийского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф. Новосибирск, 2001. С. 68–72.
- [3] Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (ЮВ Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012. 16 с.
- [4] Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибиер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Доклады Академии наук. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.
- [5] Кармышева И.В., Волкова Н.И., Владимиров В.Г., Руднев С.Н., Владимиров А.Г. Динамика формирования Баянкольского габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного массива (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного

- пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 96–98.
- [6] *Каргополов С.А.* Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1997. 17 с.
- [7] *Селятицкий А.Ю.* Неравновесные гранулиты Эрзинской сдвиговой зоны З. Сангилена // Тезисы докладов Четвертой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 1–3 декабря 2008 г.). Новосибирск, 2008. С. 239–241.

НЕЛЬСОНИТЫ (АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫЕ ПОРОДЫ) КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН МОНГОЛИИ И ЦЕНТРАЛЬНОГО ИРАНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ)

Н.В. Владыкин

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

Апатит-магнетитовые породы в Монголии известны в карбонатитовом комплексе Мушугай-Худук, расположенном в Южной Гоби. Вулканическое поле Мушугай-Худук расположено в 70 км к северо-западу от г. Даланзадгад. Возраст вулканических полей, интрузивных штоков, небольших массивов щелочных пород – юрский (120–150 млн лет). Выделяется несколько полей вулканических потоков и жерловых вулканических построек различного состава. Наиболее ранний вулкан К-На щелочно-ультраосновного состава, сложенный переслаивающимися туфолавами, туфобрекчиями и лавовыми потоками мелалейцитит-меланефелинитового состава. Лавы прорывают дайку слюдистых шонкинитов и мелкие жилы и дайки кальцитовых и кальцит-флюоритовых карбонатитов. Наиболее крупное вулканическое поле трахитового состава расположено в западной части участка. Оно сложено лавовыми и туфолавовыми потоками и их пересекают дайки (не менее 500 шт.) вулканогенных мелко- до микрозернистых карбонатитов кальцитового и кальцит-флюоритового состава. В этом же поле имеются штоки апатит-магнетитовых пород (нельсонитов) и апатит-флюорит-магнетит-целестиновых пород. В поле трахитовых лав встречены три небольших штока нефелиновых и щелочных сиенитов, которые также прорываются дайками карбонатитов. Заканчивается восточная окраина поля более молодыми щитовыми вулканами щелочно-базальтового состава.

Среди апатитовых пород можно выделить несколько разновидностей.

1. Два крупных штокообразных или вулканоподобных образования округлой формы, размером 30×70 м (тело Апатитовое-Верблюд и магнетитовое кольцо). Первое от контакта к центру сложено мелкозернистым трахитоидным апатитолитом, состоящим на 95 % из удлиненных кристаллов апатита. В центре тела размером 2×3 м залегает магнетитолит, состоящий из агрегатов кристаллов магнетита и слюды (5 %). Апатитолиты содержат от 7 до 15 мас. % TR. От контакта с вмещающими породами к центру апатитовые породы становятся более мелкозернистыми, притом концентрации TR в них закономерно возрастают до наивысших значений – 15 мас. %.

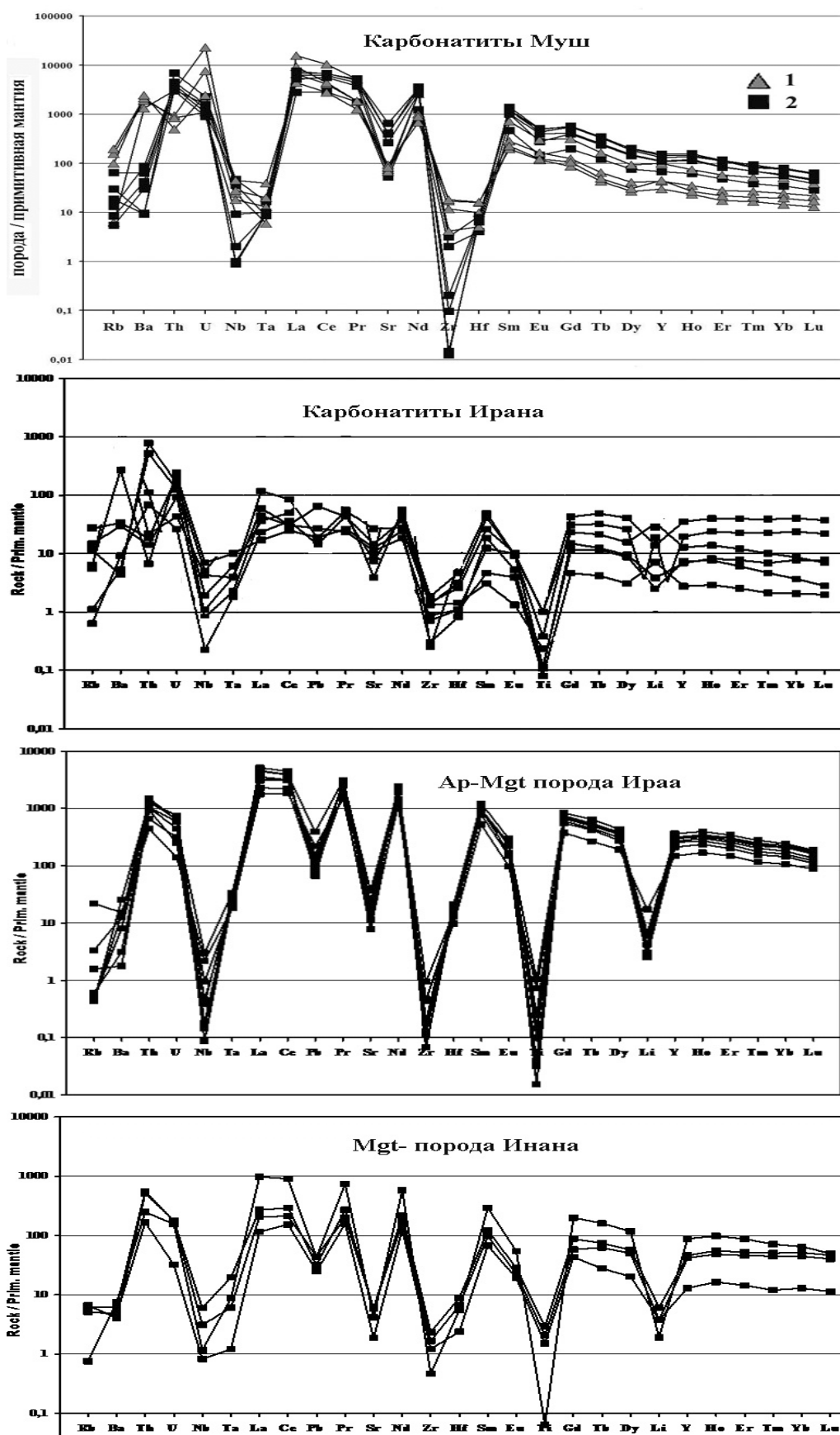
Второе тело сложено также апатитолитами со слюдой и магнетитом. Магнетит образует кольцо диаметром 10 м при ширине 1.0–1.5 м. Этот магнетитолит состоит из агрегата крупных дендритовидных удлиненных по одному из углов октаэдра кристаллов магнетита. Размер октаэдров 5–10 см. Такие текстурные особенности апатита и магнетита свидетельствуют об их быстрой кристаллизации из расплава.

2. Несколько даек апатит-магнетитовых пород мощностью от 0.2 до 3.0 м и протяженностью до десятков метров. Они сложены апатитом с магнетитовыми эндоконтактовыми оторочками. В центральной части крупных тел этих пород встречаются обособления агрегатов целестина и барита до 0.3 м.

3. Жильное тело мелкозернистых флюорит-магнетит-apatитовых пород с целестином. Ширина тела 5–20 м и протяженность с юга на север до 500 м. Эти породы содержат до 2–4 мас. % TR, 5–10 мас. % фтора, 10–20 мас. % SrO и 10–20 мас. % P₂O₅.

В Центральном Иране имеются несколько крупных тел апатит-магнетитовых пород, образующих целый ряд железорудных месторождений, которые разрабатываются. Возраст этих месторождений трактуется как среднепалеозойский. Для них были предложены целый ряд гипотез происхождения, от осадочно-метаморфогенных (типа месторождений Криворожья) до магматогенных (типа Кирунавары в Швеции).

При исследовании этих пород мы обнаружили во многих этих образцах карбонат и парагенные с апатитовыми породами дайки карбонатитов, поэтому наиболее вероятно, эти апатит-



Спайдердиаграммы для карбонатитов и нельсонитов Монголии и Ирана (на диаграмме монгольских пород отсутствуют данные по Pb, Ti, Li).

магнетитовые породы Ирана являются нельсонитами карбонатитового комплекса, аналогичными монгольским нельсонитам. Для монгольских карбонатитов и апатит-магнетитовых пород доказана их генетическая связь с одновозрастными К-щелочными вулканитами. Из-за отсутствия в Иране в данном районе силикатных щелочных пород вопрос формационной принадлежности апатит-магнетитовых пород остается пока открытым. Как видно из спайдердиаграмм редких элементов, конфигурации кривых аналогичны и отличаются в основном разными уровнями содержаний элементов (рисунок). В апатитовых породах Ирана концентрации TR не превышают 3 %. Более низкие содержания редких элементов и в иранских карбонатитах, по сравнению с монгольскими. Это, вероятно, связано с разновозрастными этапами щелочного магматизма в этих орогенных зонах.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛАХ ЭКЛОГИТОВ АТБАШИНСКОГО ХРЕБТА, ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Н.И. Волкова, С.В. Ковязин*, С.И. Ступаков*, В.А. Симонов*, К.С. Сакиев***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, nvolkova@igm.nsc.ru

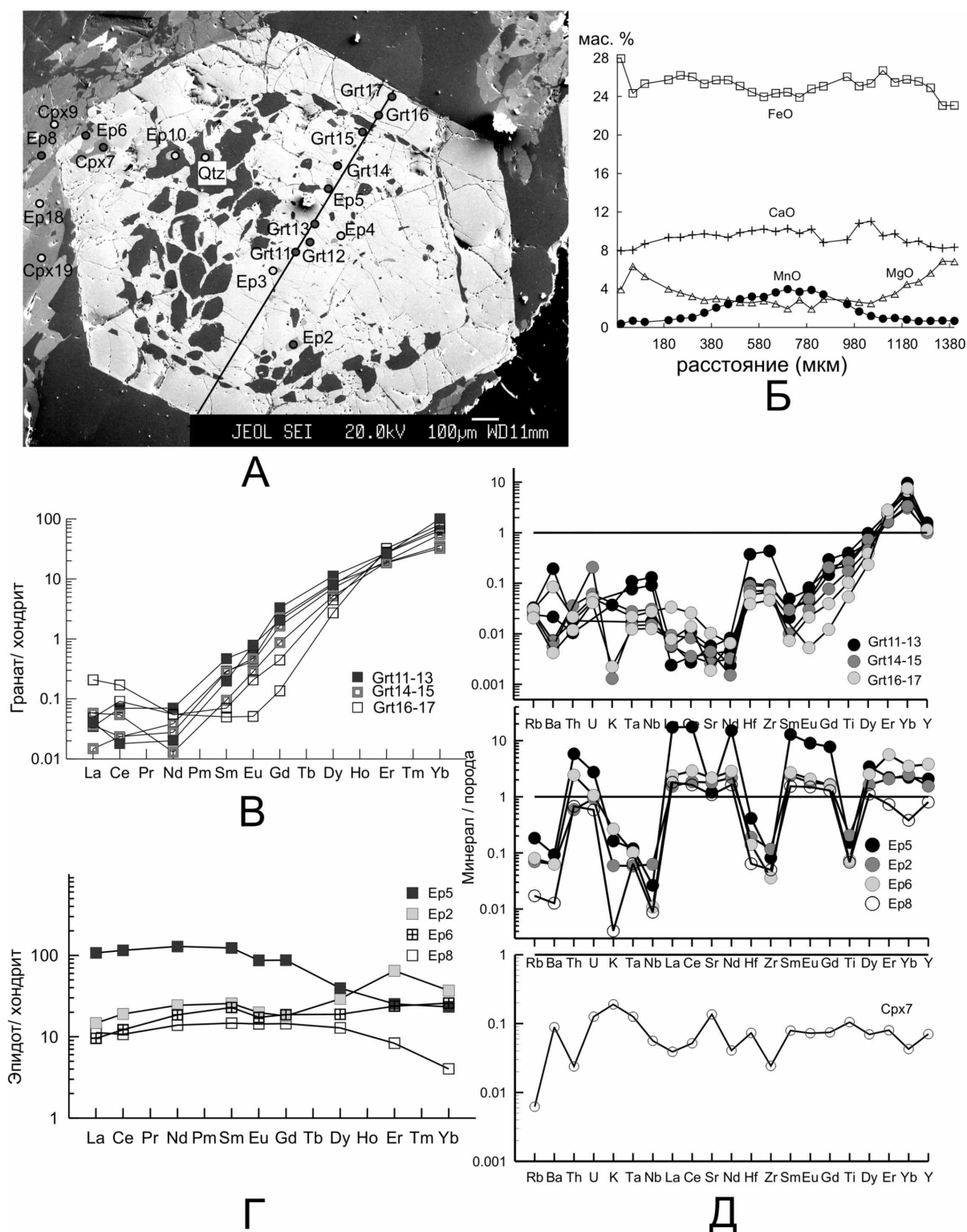
**Бишкек, Киргизская Республика, Институт геологии НАН КР

На основании результатов ионно-зондового анализа минералов из эклогитов Атбашинского хребта были выявлены геохимические особенности распределения редких (Rb, Sr, Ba, Cr, V, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th, Y) и редкоземельных (РЗЭ) элементов в зональных гранатах и содержащихся в них минеральных включениях. Гранаты изученных образцов демонстрируют прогрессивную зональность с увеличением содержаний Mg и уменьшением содержаний Ca, Fe и Mn от центра к краю эвгедральных кристаллов. Один из таких гранатов показан на рисунке. Спектры РЗЭ в гранатах характеризуются положительным наклоном с резким преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими ($\text{La}_n/\text{Yb}_n < 10^{-3}$). Включения эпидота в гранатах в целом характеризуются высокими содержаниями редких земель, плоскими спектрами распределения РЗЭ, иногда с небольшим обогащением легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми РЗЭ ($\text{Ce}_n/\text{Yb}_n = 1.5\text{--}5.7$). Включения омфацита в центральных участках зерен граната (из другого образца) демонстрируют спектры распределения РЗЭ, имеющие крутой положительный наклон и напоминающие таковые для минерала-хозяина. Спектры РЗЭ омфацитов из краевых участков граната и основной массы закономерно выполаживаются за счет снижения содержаний средних и тяжелых редких земель.

Установлено, что гранаты из эклогитов Атбашинского хребта являются концентраторами тяжелых редкоземельных элементов, эпидоты концентрируют РЗЭ, Y, Sr, Th и U, а омфациты деплетированы практически всеми редкими элементами по сравнению с их валовыми содержаниями в породе (рисунок).

Характерной особенностью кристаллов граната, включений эпидота и омфацита является закономерное снижение концентраций ряда редких элементов от центра к краю кристаллов граната, связанное с истощением матрикса породы этими элементами во время кристаллизации. Отклонения от этой закономерности, выраженные в обогащении тяжелыми РЗЭ каевок гранатов по сравнению с центральными частями зерен или в резких перепадах содержаний редких элементов в гранатах и минеральных включениях, объясняются протеканием метаморфических реакций, связанных с разрушением РЗЭ-содержащих минералов.

Одной из удивительных особенностей минералов группы эпидота является их способность аккумулировать значительные количества редких земель, Sr и Y [1], а также радиоактивных элементов (U и Th), как показали полученные результаты. Эпидот является ключевым минералом в процессах перераспределения редких элементов, вследствие его широкой области устойчивости (начиная от зеленосланцевого изменения океанических базальтов вплоть до эклогитовой фации), поэтому эпидот контролирует большую часть бюджета РЗЭ и Y (вместе с гранатом), Sr, U и Th эклогитов на прогрессивном и регрессивном этапах метаморфизма. Важную роль в определении бюджета крупноионных литофильных элементов (LILE) также играет фенгит, поскольку он устойчив и при высоких P–T параметрах [2]. В ряде работ [2–4] было показано, что подвижность редких элементов при реакциях дегидратации в условиях эклогитовой фации существенным образом контролируется устойчивостью определенных фаз. В частности, значительные количества несовместимых элементов консервируются в породах вследствие широкой области устойчивости фенгита и эпидота. Как следствие, метаморфизм пород базитовой океанической коры на уровне глаукофансланцевой и низов эклогитовой фации в результате субдукции на глубину 25–65 км не сопровождается высвобождением значительных количеств легких РЗЭ в перекрывающий мантийный клин. Благодаря стабильности эпидота в этих условиях, субдукция базитовых пород является эффективным механизмом для привноса этих элементов на мантийные глубины.



А – изображения в обратных электронах кристалла граната из эклогита хр. Атбаши (обр. G-23). Темные кружки – точки, проанализированные на микрозонде и ионном зонде; светлые кружки – только на микрозонде. Grt – гранат, Ep – эпидот, Cpx – клинопироксен, Qtz – кварц. Диаметральная линия показывает положение геохимического профиля. **Б** – геохимический профиль граната на порообразующие оксиды. **В** – распределение РЗЭ в гранате. **Г** – распределение РЗЭ во включениях эпидота в гранате и матриксе. **Д** – коэффициенты концентрации $C_i^{\text{мин}}/C_i^{\text{rock}}$.

Несмотря на то, что вряд ли возможно с большой точностью определить состав дометаморфических протолитов эклогитов Атбашинского хребта, сходство спектров распределения редких и редкоземельных элементов изученных пород с N-MORB указывает на то, что содержания редких несовместимых элементов в них были законсервированы при прогрессивном метаморфизме. Проведенные нами расчеты условий формирования исследованных эклогитов методами минералогической термобарометрии дали интервал температур в 550–580 °С при давлении 23–25 кбар [5]. Таким образом, P–T параметры метаморфизма эклогитов были недостаточно высоки, чтобы вызвать разрушение эпидота и фенгита, что привело бы к высвобождению значительных количеств легких РЗЭ и LILE-элементов. В связи с этим большая часть редких элементов остается в породе при субдукционном метаморфизме и рециклирует в различных метаморфических ассоциациях при изменении P–T условий, а низкотемпературные эклогиты сохраняют геохимические характеристики своих магматических протолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00204, № 12-05-00021) и СО РАН (интеграционный проект ОНЗ-10.3).

- [1] *Frei D., Liebscher A., Franz G., Dulski P.* Trace element geochemistry of epidote minerals // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2004. V. 56. P. 553–605.
- [2] *El Korh A., Schmidt S.Th., Ulianov A., Potel S.* Trace element partitioning in HP–LT metamorphic assemblages during subduction-related metamorphism, Ile de Groix, France: a detailed LA-ICPMS study // *Journal of Petrology*. 2009. V. 50. P. 1107–1148.
- [3] *Spandler C., Hermann J., Arculus R., Mavrogenes J.* Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2003. V. 146. P. 205–222.
- [4] *Usui T., Kobayashi K., Nakamura E., Helmstaedt H.* Trace element fractionation in deep subduction zones inferred from a lawsonite-eclogite xenoliths from the Colorado Plateau // *Chemical Geology*. 2007. V. 239. P. 336–351.
- [5] *Симонов В.А., Сакиев К.С., Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В.* Условия формирования эклогитов Атбашинского хребта (Южный Тянь-Шань) // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. С. 1067–1083.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОРДОВИКСКИХ И ДЕВОНСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

А.А. Воронцов, О.Ю. Перфилова**, Н.А. Герасимов**

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

**Красноярск, Сибирский Федеральный университет, perfil57@mail.ru

Исследования последних двух десятилетий показали, что структура Алтае-Саянской складчатой области была сформирована в раннем палеозое в результате закрытия Палеоазиатского океана и наращивания континентальной литосферы с востока на запад при аккреции микроконтинентов, островных дуг, задуговых бассейнов и океанических островов по юго-западному обрамлению Сибирского кратона.

Одним из регионов, испытавших длительную эндогенную активность, является северная часть Алтае-Саянской складчатой области, включающая в себя Минусинский и Агульский прогибы и прилегающие к ним территории. В постаккреционный период, начавшийся примерно 480 млн лет назад, в ее пределах протекала интенсивная магматическая деятельность. В результате здесь получили широкое развитие ордовикские и девонские магматические комплексы, формирование которых обычно связывают с режимом активной континентальной окраины. Однако эти комплексы имеют различное геологическое положение. Среди них наиболее четкую структурную позицию занимают девонские вулканические толщи, которые связаны с наложенным Минусинским прогибом. Его можно рассматривать как один из элементов среднепалеозойской Алтае-Саянской рифтовой системы [1]. В то же время по сравнению с другими ареалами девонского магматизма этой системы Минусинский прогиб обладает рядом характерных особенностей. Он отличается от других прогибов сложной субизометричной формой, напоминающей структуру «песочных часов», и площадным распределением продуктов вулканизма в основании своего осадочно-вулканогенного заполнения. Для прогиба можно отметить двухэтапное развитие. Первый этап характеризовался активной вулканической деятельностью. Прогиб заполнялся преимущественно умеренно-щелочными бимодальными вулканическими комплексами с участием базальтов и трахириолитов, а также пространственно связанными с ними долеритовыми силлами и дайками. В Минусинском прогибе долеритовые силлы сосредоточены в матараской и шунетской свитах и их аналогах [2]. Дайки локализованы, как правило, среди вулканитов. Такие ассоциации залегают с резко выраженным структурным несогласием на додевонском складчатом фундаменте. На втором этапе магматическая активность была подавлена и прогиб заполнялся преимущественно терригенными осадочными толщами. Особенностью формирования вулканитов является множество пространственно разобщенных по площади прогиба магмоподводящих каналов. Об этом свидетельствуют резкая фациальная изменчивость магматических комплексов по латерали и отсутствие маркирующих вулканических горизонтов в пределах всего прогиба, локальное распространение щелочных вулканитов, ареалы развития которых удалены друг от друга на расстояние порядка 100 км. Еще одной важной особенностью магматизма является чередование в разрезах умеренно-щелочных и щелочных вулканитов, что, вероятно, указывает на разные магматические камеры, из которых они формировались.

Выходы более древних комплексов наблюдаются только в горстовых выступах по обрамлению прогибов. Магматические образования ордовикского этапа формируют вулканоплутонические ассоциации, которые участвуют в строении различных типов структур в зависимости от уровня эрозионного среза. К наименее эродированному типу вулканических структур принадлежат морфологически четко выраженные центральные и линейные (трещинные) палеовулканоструктуры, а также вулканотектонические депрессии, в которых наиболее полно представлены эффузивные члены ассоциаций. Образования покровной фации включают базальты, трахибазальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты, трахириодациты, трахириолиты

и их туфы. К жерловой и субвулканической фациям относятся трахириодациты и трахиты, эксплозивные брекчии, а также дайки и силлы долеритов, диоритов, микросиенитов и сиенит-порфиров. Субвулканическая часть наиболее глубоко эродированных вулканических построек представлена интрузиями сиенит-граносиенитового состава. Типичными примерами проявления ордовикского магматизма являются вулканоплутонические ассоциации Катюшкинского, Кошкулакского, Ефремкинського палеовулканов, Юлинская, Большесырская палеовулканоструктуры и Качинско-Шумихинская вулканотектоническая депрессия [3].

С учетом разной геологической позиции ордовикских и девонских вулканоплутонических ассоциаций возникает вопрос о преемственности в развитии постаппакреционного магматизма. Геологические данные неоспоримо свидетельствуют о приуроченности девонских вулканитов к основанию Минусинского прогиба. Тем не менее остается неясным, является ли этот наложенный прогиб структурой автономного типа, связанной с внутриконтинентальным рифтогенезом, или же он завершает ряд эволюционных преобразований активной континентальной окраины, начавшихся после кембрия. Кроме того, очевиден явный дефицит информации о геологических взаимоотношениях между магматическими породами разных этапов, что не позволяет оценить объемы и закономерности пространственного распределения ордовикских вулканоплутонических ассоциаций, а также геодинамические условия их проявления. Можно предполагать как существование двух разных самостоятельных стадий рифтогенеза в тыловой части активной континентальной окраины, так и формирование ордовикских ассоциаций в обстановке островных дуг или фронтальных частей активной окраины. Для доказательства или опровержения этих моделей необходимы комплексные геологические и изотопно-геохимические исследования пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00055).

- [1] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 45–58.
- [2] Fedoseev G.S. The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa basin, Western Siberia, Russia // Bulletin of Geosciences. 2008. V. 83, № 4. P. 473–480.
- [3] Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.

ИСТОЧНИКИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ (ПО Nd–Sr-ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)

В.В. Врублевский, А.Д. Котельников, И.Ф. Гертнер, В.И. Крупчатников

Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru

Проявления раннепалеозойского интрузивного магматизма в Кузнецком Алатау имеют разную формационную принадлежность. Его продукты представлены преимущественно гранитоидными, габбро-сиенитовыми и щелочно-базитовыми породными ассоциациями. По U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr изотопно-геохронологическим данным становление магматических комплексов происходило в сравнительно узком временном диапазоне ~510–490 млн лет назад [1–4]. Наряду с гранитными батолитами, щелочными базальтоидами и некоторыми ультрабазит-базитовыми массивами в сопредельных регионах это позволяет объединять их в составе крупной изверженной провинции (Large Igneous Province, LIP) раннепалеозойского (510–470 млн лет) возраста, выделяемой в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [5]. По существующим представлениям его Кузнецко-Алатаусский геоблок можно рассматривать как каледонский террейн, структурно-вещественные комплексы которого сформировались преимущественно в островодужной геодинамической обстановке [6]. Развитие магматизма в условиях активной континентальной окраины обычно предполагает мультикомпонентные источники расплавов, а также вовлечение в процессы магомгенерации субстратов, сопоставимых по возрасту со временем образования океанической литосферы. На примере четырех почти синхронных интрузивных комплексов разного состава в Кузнецком Алатау мы попытались оценить масштабы мантийно-корового взаимодействия на раннепалеозойском этапе эволюции Палеоазиатского океана и зарождения ЦАСП.

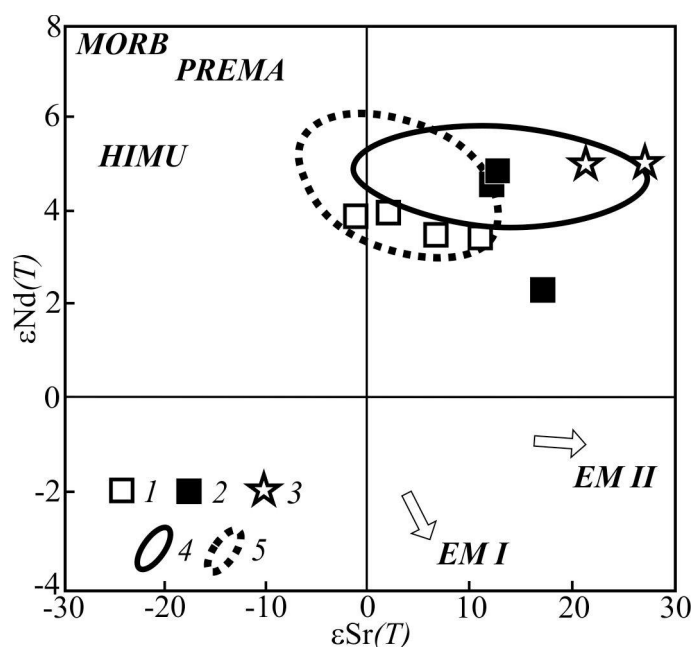
Наиболее древними (~510 млн лет) следует считать интрузивы мартайгинского габбро-диорит-гранодиоритового и верхнепетропавловского щелочно-базитового (тералит–основной фойдолит–карбонатит) комплексов среднего кембрия. Несмотря на петрографические и формационные отличия, их представительные породные разновидности обладают сходным изотопным составом неодима ($\epsilon\text{Nd}_T +4.83...+5.04$; таблица), характерным для магматических производных умеренно деплетированной мантии либо для продуктов смешения более истощенного вещества DMM или PREMA резервуаров с материалом литосферной мантии EM–типа и континентальной коры. Об участии последней в магомгенезе свидетельствуют повышенные отношения изотопов стронция и кислорода в породах [2]. Внедрившиеся немного позднее (~500–485 млн л.н.) интрузивы тигертышского гранитоидного и когтахского габбро-сиенитового комплексов в своем большинстве по изотопному составу неодима ($\epsilon\text{Nd}_T \sim +3.5...+4.6$; таблица, рисунок) отличаются незначительно, что предполагает родственную природу источников материнских магм на кембрийском этапе развития Кузнецкого Алатау. Косвенно на это также может указывать сравнительно узкий диапазон модельного возраста ($T(\text{Nd})_{\text{DM}} \sim 0.8\text{--}0.9$ млрд лет) магомгенерирующего субстрата. По-видимому, близкий по времени образования ($T(\text{Nd})_{\text{DM}} \sim 0.7\text{--}1.0$ млрд лет) и составу ($\epsilon\text{Nd}_T \sim +3.1...+5.5$; рисунок) протолит был вовлечен в процессы выплавления родоначальных магм для более молодых ранне- и среднедевонских (~390–400 млн лет) субщелочных и щелочно-базитовых комплексов эффузивного и плутонического происхождения в северной части региона и в прилегающем с востока Минусинском прогибе, для которых по геохимическим данным предполагается обстановка взаимодействия плюма и активной континентальной окраины с мультикомпонентным источником PREMA (OIB)+EM [7, 8].

По разным оценкам [9, 10], начало распада суперконтинента Родиния и последовавшее за этим раскрытие Палеоазиатского океана определяются временным интервалом ~970–800 млн л.н. В Кузнецком Алатау одним из его вероятных литосферных фрагментов могут являться мафит-ультрамафитовые массивы офиолитовой ассоциации в районе Бархатная и Северная–Зеленая. По нашим предварительным данным, Sm–Nd-изотопный возраст ультрабазитов и габброидов ее расслоенной серии и реститовых образований варьируется от ~955 до 890 млн

Nd–Sr-изотопный состав пород раннепалеозойских интрузивов Кузнецкого Алатау

Массив	Порода	Возраст, млн лет	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_T$	ϵNd_T	$T(\text{Nd})_{\text{DM}}$, млн лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$	ϵSr_T
Мартайгинский комплекс							
Ортонский	Кварцевый диорит	510 ± 7	0.512226	+4.83	795	0.70478	+12.5
Верхнепетропавловский комплекс							
Верхнепетропавловский	Основной фойдолит	509 ± 10	0.512239	+5.00	820	0.70537	+20.9
	Са-карбонатит	" "	0.512241	+5.04	840	0.70584	+27.5
Тигертышский комплекс							
Каразасский	Щелочной гранит	493 ± 8	0.512240	+4.59	778	0.70478	+12.4
Тигертышский	Гранит порфир-ный	494 ± 5	0.512121	+2.26	936	0.70514	+17.2
Когтахский комплекс							
Бискалжинский	Тералит	489 ± 10	0.512208	+3.96	844	0.70403	+1.5
М-в г. Когтаг	Монцодиорит	500 ± 4	0.512185	+3.52	870	0.70440	+6.7
Кашпарский	Габбро	487 ± 4	0.512181	+3.43	913	0.70471	+11.2
Уйбатский	Сиенит	483 ± 4	0.512202	+3.85	817	0.70387	-0.8

лет ($\epsilon\text{Nd}_T + 8 \dots + 9$) соответственно. По существу, полученные даты не только отражают начальные стадии эволюции Палеоазиатского океана, но и сопоставимы с модельным возрастом изученных ранне- и среднепалеозойских гранитоидных и базитовых магматических комплексов Кузнецкого Алатау и Минусинского прогиба. Это предполагает участие однотипного материала океанической литосферы в генерации их родоначальных магм. Судя по выявленным особенностям Nd–Sr-изотопного состава пород (рисунок), развитие магматизма могло происходить в условиях смешения разнородного вещества типа MORB+PREMA+EM, что нередко реализуется в обстановке активной континентальной окраины и пространственного совмещения источников плюмовой и надсубдукционной природы.



Nd–Sr-изотопный состав палеозойских магматических пород Кузнецкого Алатау и Минусинского прогиба. 1 – габброиды, монцодиориты, сиениты когтахского комплекса; 2 – гранитоиды мартайгинского и тигертышского комплексов; 3 – фойдолит и карбонатит верхнепетропавловского комплекса; 4 – поле составов пород щелочно-мафитовых интрузий (400 млн лет) северной части Кузнецкого Алатау; 5 – поле составов базитов (390 млн лет) Минусинского прогиба [8]. Резервуары MORB, PREMA, HIMU, EM I, EM II приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами (по Zindler and Hart, 1986).

Таким образом, согласно проведенным исследованиям, предполагается, что 1) раннепалеозойские разноформационные интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау могут иметь родственные магматические источники, представляющие комбинацию резервуаров деплетированной (MORB и PREMA) и обогащенной мантии; 2) близкий с ними по времени и составу магмообразующий субстрат с вероятным участием компонентов океанической литосферы девонских субщелочных и щелочно-базитовых комплексов региона свидетельствует о сходстве геодинамического режима развития гранитоидного и мафитового магматизма в условиях активной континентальной окраины в кембрии и девоне; 3) зарождение Палеоазиатского океана действительно могло происходить на рубеже мезо- и неопротерозоя, что значительно древнее, чем иногда считается.

Исследования поддержаны ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» Министерства образования и науки РФ.

- [1] Владимиров А.Г., Гибиер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады Академии наук. 1999. Т. 369, № 6. С. 795–798.
- [2] Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm–Nd–изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Доклады Академии наук. 2003. Т. 391, № 3. С. 378–382.
- [3] Kotelnikov A.D., Vrublevskii V.V. New geochronological U–Pb isotopic data of granitoids from the Kuznetsk Alatau Ridge, SW Siberia // Mineralogical Magazine. 2011. V. 75, № 3. P. 1227.
- [4] Котельников А.Д., Врублевский В.В. Раннеордовикский магматизм Кузнецкого Алатау: результаты U–Pb (SHRIMP II)–датирования интрузивных фаз когтахского комплекса // Материалы конференции «Современное состояние наук о Земле». М.: МГУ, 2011. С. 986–987.
- [5] Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar – ^{39}Ar –геохронологическое свидетельство комплекса эдельвейс // Доклады Академии наук. 2009. Т. 427, № 1. С. 96–100.
- [6] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.
- [7] Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Изох А.Э. Химическая геодинамика раннепалеозойского щелочного магматизма западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 139–143.
- [8] Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В., Пахольченко Ю.А. Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr–Nd–характеристикам базитов) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 441, № 4. С. 514–520.
- [9] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Research. 2003. V. 6, № 2. P. 143–159.
- [10] Li X.Z., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ОФИОЛИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА ЛИТОСФЕРЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

*И.Ф. Гертнер**, *Т.С. Краснова**, *Т.Б. Баянова***, *Н.А. Дугарова**,
*В.В. Врублевский**, *П.А. Тишин**

*Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru

**Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, tamara@geoksc.apatity

Ультрабазит-базитовые комплексы толеитовой и известково-щелочной специализации, слагающие сутурные швы между субконтинентальными и континентальными террейнами в складчатых ансамблях Центральной Азии, традиционно рассматриваются в качестве обдущенных литосферных фрагментов Палеоазиатского океана. Одними из наиболее важных и дискуссионных аспектов его геотектонической реконструкции являются возраст и источники вещества ювенильной земной коры. Как правило, время распада суперконтинента Родиния и зарождения Палеоазиатского океана обосновывается данными изотопного датирования различных магматических комплексов, отражающих внутриплитную активность в диапазоне от 1100 до 630 млн лет назад [1–4]. На основании результатов палеомагнитных и геохронологических исследований известные офиолитовые ассоциации Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Западной Монголии принято объединять в составе Кузнецко-Алтайско-Куртушибинского островодужного сегмента венд-раннекембрийской коры Палеоазиатского океана, оценивая их изотопный возраст исключительно по метабазитам (Sm–Nd, минералы и валовые составы), плагиоориолитам и плагиогранитам (U–Pb, циркон) в интервале ~700–540 млн лет [5, 6]. Нами принята первая попытка Sm–Nd-изотопного анализа породообразующих минералов и валовых составов собственно ультрамафитов и мафитов в одном из эталонных фрагментов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецко-Алатаусского хребта в районе гор Зеленой, Северной, Заячьей и Бархатной. Проявленная здесь дунит-гарцбургитовая серия считается своеобразным петротипом реститовых гипербазитов в регионе.

По геохимическим признакам офиолитовые парагенезы Кузнецкого Алатау разделены на два генетических типа. Метабазиты одного из них (конжинский комплекс) обладают характеристиками N–MORB и E–MORB, а базальтоиды другого (терсинская свита, Среднетерсинский ультрамафит-мафитовый массив) соответствуют параметрам OIB+E–MORB+BABB геодинамической обстановки современных окраинных морей западной периферии Тихого океана [7]. Изученный офиолитовый комплекс гор Зеленой, Северной, Заячьей и Бархатной имеет полукольцевое зональное строение, обусловленное многостадийными процессами эксгумации фрагментов океанической коры и тектоническими движениями надвигового, взбросового и сдвигового стилей. Его краевые ветви представлены меридиональными линейными телами ультрабазитов, претерпевших пластические деформации и рекристаллизацию. Локализованный в южной фронтальной части массив горы Заячьей сложен серпентинитовым меланжем в ассоциации с породами пестрой дифференцированной «серии» магматических ультрамафитов, габбро, диоритов, гранитов и их субвулканических аналогов, метаморфизованных в различной степени. В зонах контакта с альпинотипными гипербазитами габброиды рассланцованы и преобразованы до уровня эпидот-амфиболитовой фации. По геохимическим особенностям среди магматических производных офиолитового комплекса устанавливаются продукты как океанических толеитовых (N–MORB или E–MORB), так и островодужных (типа BABB) серий.

Результаты проведенного Sm–Nd-изотопного анализа позволяют предполагать более древний, чем считалось ранее, возраст офиолитов севера Кузнецкого Алатау. Наклон изохроны, полученной по валовым составам пяти образцов магматических ультрабазитов (плагиопериодитов, плагиоверлитов) и пространственно сближенных метагабброидов (7 опр.), соответствует 955 ± 52 млн лет ($CKBO=1.21$; $\epsilon Nd_7=+8.0$; $T(Nd)_{DM}=955.1$ млн лет). Ультрамафиты гор Бархатной и Северной образуют изохрону с близким возрастом 947 ± 51 млн лет ($CKBO=1.18$; $\epsilon Nd_7=+9.5$;

$T(\text{Nd})_{\text{DM}}=893$ млн лет). Их регрессионная зависимость, рассчитанная совместно с габбро-амфиболитом как возможной порцией комагматичного расплава среди реститовых гипербазитов горы Бархатной, показывает возраст 890 ± 49 млн лет ($\text{СКВО}=1.45$; $\epsilon\text{Nd}_T=+9.0$; $T(\text{Nd})_{\text{DM}}=857$ млн лет). По-видимому, наиболее поздними являются метаморфические преобразования базитов офиолитовой ассоциации. Sm–Nd-изохрона, построенная по плагиоклазу, амфиболу и валовому составу габбро-амфиболита реститовой серии, допускает значительную временную погрешность в пределах 759 ± 140 млн лет ($\text{СКВО}=1.43$; $\epsilon\text{Nd}_T=+8.3$; $T(\text{Nd})_{\text{DM}}=762$ млн лет). Изотопный состав неодима в изученных породах соответствует параметрам деплетированной мантии либо в астеносферном источнике ($\epsilon\text{Nd}_T=+7.5 \dots +8.0$ для магматических производных), либо в более истощенном субстрате SSZ-типа ($\epsilon\text{Nd}_T=+8.7 \dots +9.8$ для реститовых ультрамафитов). Предварительный изотопный анализ свинца в хромитоносном гипербазите Бархатного массива подтверждает его реститовую природу и источник в деплетированной мантии.

Важное значение для оценки времени формирования офиолитовой ассоциации в северной части Кузнецкого Алатау имеет рассчитанный модельный возраст $T(\text{Nd})_{\text{DM}}$, который может быть близок к ее истинному хронологическому рубежу. Среди известных в настоящее время определений Sm–Nd-изотопного состава горных пород и минералов, считающихся ее продуктами (43 значения $T(\text{Nd})_{\text{DM}} \sim 500\text{--}4200$ млн лет), около 65 % объема выборки отвечают интервалу 600–1200 млн лет. При этом отчетливо проявлены два главных пика с возрастом 945–1000 (~18 %) и 740–795 (~14 %) млн лет. Первый характерен для толеитовых базитов и магматических ультрамафитов, второй – для реститовых гипербазитов и возможных продуктов их частичного плавления. Для производных магматизма предположительно островодужной природы (плагиовестеритов, роговообманковых габбро-перидотитов, габбро-диоритов и др.) реальные изохронные зависимости пока получить не удастся. Тем не менее источником вещества этих пород мог послужить мантийный субстрат, заметно загрязненный компонентами земной коры. При расчете на возраст ~900 млн лет величина ϵNd_T в массиве горы Медвежьей варьируется от +6.1 до –4.2 при $T(\text{Nd})_{\text{DM}}=0.96\text{--}1.24$ млрд лет. Для отдельных тел плагиовестеритов и габбро-диоритов в центральной части изученного офиолитового комплекса она достигает –5.3...–10.2 при значениях $T(\text{Nd})_{\text{DM}}=2.3\text{--}4.2$ млрд лет.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие основные выводы. Во-первых, офиолитовые комплексы Кузнецкого Алатау могли формироваться в диапазоне ~800–960 млн лет назад и представляют собой фрагменты океанической коры MOR- и SSZ-типа, соответствующие ранним этапам раскрытия Палеоазиатского океана, что позволяет уточнить время распада суперконтинента Родиния. Во-вторых, фрагменты океанической коры, входящие в состав современной сутурной зоны, по-видимому, имеют существенную гетерогенность как в возрастном отношении, так и по источникам вещества.

Исследования поддержаны ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» Министерства образования и науки РФ.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
- [2] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean: implication to the break-up of Rodinia // Gondwana Research. 2003. V. 6, № 2. P. 143–159.
- [3] Li X.Z., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.
- [4] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейские щелочные граниты Дзобханского микроконтинента: к оценке времени формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2008. Т. 420, № 3. С. 375–381.
- [5] Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu. Siberia – from Rodinia to Eurasia // Tectonics / Ed. D. Closson. Rijeka, Croatia: InTech, 2011. P. 103–136.
- [6] Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А. и др. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U–Pb, Sm–Nd и Ar–Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 28–42.
- [7] Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Симонов В.А. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Доклады Академии наук. 2000. Т. 372, № 1. С. 80–85.

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВОЗРАСТНОЙ ПОЗИЦИИ И ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА

Д.П. Гладкоhub, А.М. Станевич*, А.М. Мазукабзов*, Т.В. Донская*,
Ж. Шихонг**, С.А. Писаревский*·***, З.Л. Мотова**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkochub@mail.ru

**Перт, Австралия, Университет Западной Австралии

***Пекин, Китай, Университет наук о Земле

Вопрос о времени и особенностях накопления осадочных толщ позднего докембрия на территории Южного Прибайкалья является предметом многолетних дискуссий. Ключевыми стратоподразделениями в контексте данной проблемы являются байкальская серия и ушаковская свита Южного Прибайкалья, а также карагасская и оселковская серии Бирюсинского Присаянья. Большинство исследователей разделяют гипотезу о том, что накопление этих осадочных толщ происходило в пределах Палеоазиатского океана, омывавшего южную окраину Сибирского кратона в позднем докембрии – раннем палеозое. Однако до настоящего времени не существует консенсуса в вопросе о возрасте и источниках кластогенного материала рассматриваемых осадочных образований (см. обзор в [1]). С целью приблизиться к решению этих вопросов было проведено опробование песчаников из опорных разрезов обозначенных выше осадочных толщ позднего докембрия. В Южном Прибайкалье пробы для изучения возраста детритовых цирконов были отобраны из голоустенской, улунтуйской, качергатской свит байкальской серии и ушаковской свиты. В Бирюсинском Присаянье были опробованы песчаники из разрезов шангулежской и тагульской свит карагасской серии, а также удинской свиты оселковой серии. Из каждой пробы было проанализировано не менее 87 цирконов, что статистически позволяет выявить даже слабо представленные возрастные группы [2].

Возраст цирконов из пород байкальской серии и ушаковской свиты определялся в Институте минералогии Университета г. Мюнстер (Германия). Цирконы из пород карагасской серии и удинской свиты оселковой серии были проанализированы в Университете наук о Земле (Пекин, КНР). В обоих случаях измерения проводились методом LA-ICP-MS на приборах Thermo-Finnigan Element II ICP-MS с приставкой New Wave UP193HE и эксимерным лазером. Предварительные результаты исследований представлены в материалах двух международных совещаний (1st International workshop on geodynamic evolution of the Central Asian orogenic belt, St-Petersburg, Russia, April 2012, и «Supercontinent Symposium», Helsinki, Finland, September, 2012) [3, 4]. Расширенные данные о возрасте изученных цирконов приведены в таблице.

Полученные результаты позволяют сделать следующие основные выводы:

1. В позднедокембрийских осадочных толщах южного фланга Сибирского кратона вклад «несибирских» источников увеличивается от древних толщ к молодым, отражая возрастающую роль привноса обломочного материала с микроконтинентов и островных дуг, располагавшихся в прилегающих к кратону областях Палеоазиатского океана.

2. Возрастные спектры, полученные по цирконам из нижних слоев байкальской и карагасской серий (голоустенская и шангулежская свиты соответственно), надежно указывают на Сибирский кратон как единственный источник обломочного материала в бассейнах их седиментации. Данная особенность кардинально отличает эти наиболее древние образования от вышележающих осадков.

3. Принимая во внимание возраст габброидов из дайки, прорывающей песчаники шангулежской свиты (1641 ± 8 млн лет) [5], можно поставить вопрос об объединении в составе этой свиты разновозрастных (в том числе раннедокембрийских) толщ, имеющих близкий литологический состав.

4. Изотопное датирование детритовых цирконов показывает, что время накопления позд-

Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов из позднедокембрийских осадочных толщ южного фланга Сибирского кратона

№ обр.	Название свиты / серии	Максимальный возраст, млн лет	Минимальный возраст, млн лет	Возраст основных пиков, млн лет (кол-во цирконов)
8197	голоустенская / байкальская	3466±19	1833±56	2560 (5); 1865 (61)
8200	улунтуйская / байкальская	2814±38	631±20	2590 (7); 1875 (34); 1120 (3); 652 (2)
8202	качергатская / байкальская	3298±29	630±22 (545±18)*	2780 (5); 1885 (18); 1088 (4); 933 (3)
0979	ушаковская	3121±27	554±12 (пик) (532±14)*	3680 (3); 1878 (13); 1508 (4); 1085 (3); 699 (12); 554 (7)
01110	шангулежская / карагасская	3448±11	1740±14	2770 (7); 2717 (5); 2502 (2); 2105 (12); 1876 (3); 1741 (2)
01140	шангулежская / карагасская	3778±14	1773±20	3167 (7); 2708 (4); 2552 (4); 2202 (4); 1840 (42); 1776 (8)
0115	тагульская / карагасская	3276±14	1730±16 606±9**	3205 (3); 2676 (5); 2464 (8); 2120 (4); 1900 (31); 1750 (2)
01142	удинская / оселковская	3182±13	613±6	2570 (13); 2305 (2); 2005 (8); 1935 (9); 1847 (8); 1732 (2); 938 (3); 779 (10); 655 (6)

Примечание. * – противоречит геологической ситуации; ** – единичное зерно, требуются дополнительные исследования.

недокембрийских осадочных толщ Южного Прибайкалья (байкальская серия и ухаковская свита) и Бирюсинского Присянья (карагасская серия и удинская свита оселковой серии) может быть ограничено поздним эдиакарием. Единичные позднеэдиакарские и раннекембрийские значения возраста, полученные по цирконам из песчаников качергатской и ухаковской свит байкальской серии, противоречат геологической ситуации, а именно перекрытию этих толщ заведомо эдиакарскими и кембрийскими образованиями (куртунская, аянканская, усатовская свиты) [6]. Данный вопрос требует дальнейшего изучения.

5. Отсутствие в большей части проанализированных проб детритовых цирконов мезопротерозойского возраста подтверждает гипотезу о существовании глобального по своей продолжительности перерыва в эндогенной активности, проявившегося в пределах южного фланга Сибирского кратона в мезопротерозое [7].

6. Присутствие мезопротерозойских цирконов в песчаниках улунтуйской свиты байкальской серии, резко контрастирующее с возрастными спектрами, полученными для подстилающих (голоустенская) и перекрывающих (качергатская) толщ, может быть интерпретировано как вклад источников вещества, располагавшихся в пределах Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов, мигрировавших вблизи южного фланга Сибирского кратона во время накопления осадочных толщ улунтуйской свиты.

7. Обилие неопротерозойских цирконов в песчаниках ухаковской и удинской свит может быть объяснено сокращением площади океанического бассейна в результате сближения кратона с микроконтинентами и островными дугами, существовавшими в пределах Палеоазиатского океана. В последующем процесс закрытия этого палеоокеана в рассматриваемом сегменте завершился формированием раннепалеозойского Прибайкальского коллизийного пояса [8].

Исследования выполнены при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проект 10.3) и гранта РФФИ 12-05-98018.

[1] Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 60–79.

[2] Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study? // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 224, № 3–4. P. 441–541.

- [3] Gladkochub D., Nicoll G., Stanevich A., Pisarevskiy S., Mazukabzov A., Donskaya T., Tait J. Motova Z. On age and sources of the Baikal formation of Southern Siberia: U-Pb LA-ICP-MS data of detrital zircons // 1st International workshop on geodynamic evolution of the Central Asian orogenic belt. St-Petersburg: IGGP RAS, 2012. P. 22–23.
- [4] Gladkochub D., Nicoll G., Zhang S., Stanevich A., Pisarevskiy S., Mazukabzov A., Donskaya T. LA-ICP-MS U-Pb dating of detrital zircons from sediments of the southern part of the Siberian craton: constraints for Precambrian supercontinents // Supercontinent Symposium. Helsinki: GSF, 2012.
- [5] Metelkin D., Ernst R.E., Hamilton M.A. Preliminary evidence for a ca. 1640 Ma mafic magmatic event in Southern Siberia, and links with Northern Laurentia // Large Igneous Provinces of Asia: Mantle plumes and metallogeny. Irkutsk: Petrographica, 2011. P. 166–169.
- [6] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.
- [7] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the Southern Siberian craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Sciences. 2010. V. 310. P. 812–825.
- [8] Донская Т.В., Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Доклады Академии наук. 2000. Т. 374, № 7. С. 1075–1079.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МАГМАТИЗМУ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

И.В. Гордиенко, А.Ю. Антонов*, А.Я. Медведев**, Д.А. Орсоев*, Л.И. Ветлужских*,
Р.А. Бадмацыренова*, В.С. Климук*, А.Л. Елбаев*, Д.В. Гороховский**

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

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

Территория Центрального Забайкалья занимает значительную площадь (около 1000 км²) на юго-западе Читинской области (ныне Забайкальского края), вблизи границы с Монголией. Несмотря на то, что эта территория находится недалеко от крупных административных центров (Улан-Удэ, Петровск-Забайкальский, Чита), она в геологическом отношении остается слабо изученной. Это обусловлено тем, что в этой горно-таежной местности с высокими протяженными хребтами (Яблоновский, Малханский, Даурский, Чикоконский, Черского и др.) и заболоченными долинами рек практически отсутствует дорожная сеть, что затрудняет использование автотранспорта при полевых исследованиях. В течение 2007–2012 гг. нами проводились комплексные научные исследования, которыми в основном была охвачена территория Центрального и смежных районов Восточного Забайкалья и Северной Монголии. Были получены новые геологические, петролого-геохимические и геохронологические данные, краткое содержание которых приводится в настоящем сообщении.

Названная территория входит в область сближенного развития Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов. В этой области развит весьма разнообразный и разновозрастный комплекс магматических, метаморфических и осадочных формаций, характеризующих собой мантийные, коровые и смешанные (океанические, островодужные, коллизионные и постколлизионные) структурно-вещественные комплексы.

В фундаменте этой области распространены рифей-раннепалеозойские осадочно-метаморфические и магматические формации, слагающие отдельные тектонические блоки в складчатой структуре региона. Это, прежде всего, малханский комплекс парапород и гнейсогранитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. В составе парапород этого комплекса выделяются амфиболит-гнейсово-сланцевые (иногда с карбонатами и кварцитами) толщи (коротковская, шильниковская, грехневская и др.), возрастное положение которых до сих пор остается недостаточно определенным. Попытка авторов определить U-Pb изотопный возраст цирконов из ортоамфиболитов шильниковской свиты показала большой разброс значений на изохроне в пределах рифея (от 800 до 1800 млн лет и более), возраст цирконов из метабазальтов грехневской свиты составляет 1010 ± 5 млн лет, что в целом подтверждает докембрийский возраст этих образований.

Следует отметить, что на всех изученных нами участках развития указанных толщ везде выше по разрезу залегают метапороды куналейской турбидитово-флишоидной свиты, слагающие одноименный прогиб в Зачикойском синклинии. Данный прогиб протягивается на расстояние свыше 300 км при ширине 100–120 км от Западного Хэнтэ Северной Монголии до Даурской зоны Центрального Забайкалья. Возраст куналейской свиты ранее был установлен геологами-съемщиками по палинологическим данным как венд-раннекембрийский. Определенный в 80-е годы Rb-Sr возраст кристаллических сланцев куналейской свиты дал две изохроны: 646 ± 30 и 176 ± 23 млн лет [1]. В последующем нами было установлено, что наиболее глубоководная часть Куналейского прогиба вскрывается в Западном Хэнтэ, где среди мощных разрезов терригенно-кремнистых гемипелагических отложений обнаружены крупные поля пиллоу-лав океанических базальтов BAB и E-MORB типа с U-Pb изотопным возрастом цирконов из даек габбро-долеритов 450 ± 5 млн лет (наши неопубликованные данные). На территории Центрального Забайкалья нами также определен U-Pb возраст цирконов из ортоамфиболитов (метабазальтов) куналейской свиты – 484 ± 2 и 482 ± 2 млн лет. В стратотипе куналейской свиты по р. Куналей Зачикойского синклиория в низах флишоидного разреза закартирована улелей-

ская толща метаплагиогнейсов, ранее геологами-съемщиками датированная нижним протерозоем. Определенный нами U-Pb возраст по цирконам из амфиболовых плагиогнейсов в устье р. Куналей показал 490 ± 4 млн лет, что позволяет отнести улелейскую толщу в основание Куналейского прогиба океанического типа и параллелизовать ее с Харагольским океаническим террейном Западного Хэнтэя [2]. Океанические базальты прогиба хорошо сопоставляются с аналогичными породами Онон-Кулиндинского океанического бассейна Восточного Забайкалья, U-Pb изотопный возраст которых составляет 476 ± 5 млн лет [3]. Формирование Куналейского и Онон-Кулиндинского океанических бассейнов завершилось к концу ордовика образованием аккреционно-коллизийной структуры региона, что подтверждается внедрением в это время крупных массивов гранитоидов в Даурском ареал-плутоне с U-Pb возрастом 456–458 млн лет (неопубликованные данные). Необходимо заметить, что ранее близкий возраст был получен для метаморфогенных гранитоидов малханского комплекса рубидий-стронциевым методом – 427 ± 3 млн лет [1].

Следующий этап геологического развития Центрального Забайкалья начался в раннем девоне и был связан с формированием Монголо-Охотского складчатого пояса, образованного на месте одноименного океанического бассейна. Силуро-девонская океаническая кора и островные дуги этого возраста выявлены в Агинской зоне Восточного Забайкалья и в Восточном Хэнтэе Монголии. В Центральном Забайкалье фиксируются только отголоски этих процессов, где во фронтальной зоне активной континентальной окраины (АКО) Сибирского континента в начале девона произошло массовое (более 30 массивов) внедрение базитовых и ультрабазит-базитовых интрузий с U-Pb возрастом по цирконам из габбро и габбро-диоритов 403 ± 5.7 и 395 ± 4.5 млн лет (Котыйский массив Центрального Забайкалья) и 388.7 ± 5.6 – 372 ± 5.5 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) Бальджгольского массива Западного Хэнтэя Монголии, а также девонских гранитоидов с островодужными характеристиками. Однако последние пока известны только в Дзун-Модской структуре Западного Хэнтэя, но до сих пор достоверно не выявлены в Центральном Забайкалье.

В тылу АКО в раннем карбоне в рифтогенных прогибах в условиях прибрежно-морского осадконакопления и вулканизма образовалась гутайская свита с фауной брахиопод и мшанок. В последующем, в среднем–позднем карбоне и перми, эти рифтогенные процессы проявились на большой территории и были связаны с формированием Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса на АКО Сибирского континента [4]. Нами впервые детально были изучены вулканотектонические структуры (ВТС) этого пояса в пределах Малханского и Яблонового хребтов на территории Центрального Забайкалья, где они сложены ортинкской осадочно-вулканогенной толщей с найденной нами кордаитовой флорой пермо-карбона. Палеонтологические данные в последующем были подтверждены нами абсолютным возрастом. Так, U-Pb возраст цирконов из андезитов ортинкской свиты в бассейне р. Верхний Шергольдзин составляет 276 ± 4 млн лет, а в бассейне р. Шимбилик – 280 ± 4 млн лет. Начальные этапы формирования ВТС (средний–поздний карбон, ранняя пермь) сопровождалась площадными излияниями трахибазальтов (унгуркуйская вулканогенная толща) и последующим формированием в поздней перми и раннем триасе бимодальных вулканических серий и разнообразных, в том числе расслоенных, габброидов и гранитоидов внутриплитного типа (шарагольский, бичурский, малокуналейский комплексы).

Мезозойский этап развития Центрального Забайкалья начался со среднего – позднего триаса и охватывал юрский период, когда вновь на больших площадях активизировались рифтогенные процессы, формировались крупные грабен-синклинальные структуры (впадины) с бимодальным вулканизмом (чернояровская, катаевская, тугнуйская и другие свиты). С этим этапом связан интенсивный метаморфизм рифей-палеозойских отложений ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, возраст плато: шильниковская толща – 252 ± 2.9 , грехневская – 253 ± 3 , куналейская – 198.4 ± 2.4 , ортинкская – 118.9 ± 1.7 млн лет) и формирование раннемезозойских интрузий габброидов и гранитоидов.

Особо следует отметить раннемеловой этап развития исследованной территории. С этим этапом связано формирование сводово-глыбовой структуры региона с метаморфическими ядрами, проявление интенсивного базальтового вулканизма во впадинах и на сводовых поднятиях, внедрение мафитовых даек и небольших интрузий лейкократовых гранитов с редкометалльными пегматитами [5, 6]. Подобные интрузии гранитоидов с раннемеловым абсолютным

возрастом ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) зафиксированы нами в Яблоновом и Малханском хребтах (Улётовский – 125.5 ± 1.2 , Могзон-Чикойский – 123.9 ± 1.3 , Центрально-Яблоновый – 123.7 ± 1.2 млн лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ и СО РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект 10.1), РФФИ (проекты 08-05-00290, 12-05-00223).

- [1] Плюснин Г.С., Посохов В.Ф., Загорский В.Е., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Макрыгина В.А., Смирнов В.Н. К-Ar и Rb-Sr датирование процессов метаморфизма, гранито- и пегматитообразования в Куналейском прогибе (Центральное Забайкалье) // Известия АН СССР, сер. геол. 1986. № 2. С. 130–134.
- [2] Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Горнова М.А., Томуртогов О., Гонегер Т.А. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 3. С. 365–379.
- [3] Булгатов А.Н., Климук В.С., Шивохин Е.А. Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс) // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 54–60.
- [4] Гордиенко И.В. Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс рифтогенного типа на верхнепалеозойской активной окраине Сибирского континента и его мезо- кайнозойские аналоги // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы Всероссийского научного симпозиума с международным участием, посвященного памяти академика РАН Н.А. Логачева. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 104–107.
- [5] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во РИНЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 192 с.
- [6] Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования Малханской гранитно-пегматитовой системы: геодинамические следствия // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430, № 5. С. 658–661.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЯ, О. ОЛЬХОН, И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ИСПАНИИ (БАТОЛИТ АВИЛА)

Н.В. Горлачева, В.С. Антипин, В.А. Макрыгина

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

В Западном Прибайкалье широко распространены разновозрастные гранитоидные комплексы. Объектом исследований являются раннепалеозойские гранитоиды шаранурского комплекса о. Ольхон, формирование которых связывается с купольным и сдвиговым тектогенезом в условиях метаморфизма амфиболитовой фации на поздних стадиях эволюции коллизионной системы [4]. Геологические структуры Ольхонского региона располагаются в северо-восточной части коллизионного пояса в зоне сочленения Сибирского кратона и Баргузинского террейна. Позднеорогенная стадия развития региона (475–465 млн лет) характеризуется ростом гранитоидных куполов и последующим массовым плавлением континентальной коры, что привело к формированию массивов и жильных тел шаранурских гранитоидов [2]. Проявления магматизма в пределах региона представлены гранитоидными, мигматитами, автохтонными гранитами, массивами и жилами гранитов и гранит-пегматитов. Особенность развития комплекса – проявление щелочных пород: граносиенитов и кварцевых сиенитов в виде небольших массивов преимущественно в юго-западной части острова. Их выходы протягиваются от мыса Уншуй на юге до пади Тошкиней на севере. Это массивные или слабонейсовидные породы с малым количеством кварца, остатками пироксена, замещаемого гаустингситом, содержащим до 1.5–2.0 мас. % Na_2O и 1.0–1.4 мас. % K_2O и достигающим до натриевого глаукофана с высокой железистостью (77 %), железистого биотита. Полевые шпаты в них представлены андезином (№ 25) и калишпатом с 5–10 % альбитового минала. Породы характеризуются суммой щелочей до 9–10 мас. % и повышенной глиноземистостью. В отличие от них граниты шаранурского комплекса, особенно перемещенные согласные и секущие жилы, содержат альбит-олигоклаз, K-Na полевой шпат и являются высококремнистыми и более калиевыми породами. Вероятно, для щелочных пород источником являлись амфиболиты, которые служат для них вмещающими и встречаются в виде ксенолитов в сиенитах. Возраст типичных K-Na гранитоидов шаранурского комплекса составляет 475.9 ± 4.4 млн лет [1]. В петрографическом отношении среди этих пород преобладают биотитовые, а также гранат-биотитовые граниты, в которых в качестве акцессорных минералов чаще всего присутствуют апатит, циркон, сфен и ортит. Граносиениты могут быть пироксен-амфиболовыми или амфибол-биотитовыми, а в качестве акцессорных минералов в них встречаются сфен, циркон, апатит, ортит, магнетит.

Гранитоиды шаранурского комплекса Прибайкалья (о. Ольхон) имеют как сходство, так и некоторые геохимические различия с гранитоидами другой коллизионной системы – в пределах Центральной Испании. Плутон Педробернардо (Авила батолит, Центральная Испания) простирается на 45 км^2 и является субгоризонтальным гранитным телом мощностью 900 м с отчетливым вертикальным зонированием от биотитовых ($\pm$ мусковитовых) гранитов до аплитовых лейкогранитов с мусковитом, которые сформировались при кристаллизации *in situ*. Rb-Sr возраст гранитоидных пород составляет 295 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7123$ [5]. По мнению зарубежных исследователей, граниты Авилы батолита имеют сходство с гранитами современных коллизионных обстановок – с гранитами Манаслу (Гималаи) [6].

В гранитоидах шаранурского комплекса ($\text{K}_2\text{O}=2.94\text{--}8.05$; $\text{Na}_2\text{O}=2.08\text{--}4.64$) содержание K_2O обычно выше, чем Na_2O (иногда породы имеют близкие содержания K_2O и Na_2O), как и в гранитоидах Педробернардо ($\text{K}_2\text{O}=3.60\text{--}5.71$; $\text{Na}_2\text{O}=3.10\text{--}4.22$). Мигматиты и плагиограниты о. Ольхон по составу являются существенно натриевыми породами. На диаграмме (рис. 1) K-Na граниты, граносиениты и кварцевые сиениты, а также граниты батолита Авилы образуют единое поле, в которое также попадают граниты современной зоны коллизии (Манаслу, Центральные Гималаи). Большая часть гранитоидов Прибайкалья, как и гранитоиды плутона Педробернардо

нард (Центральная Испания), относятся к субщелочной серии магматических пород.

K-Na гранитоиды шаранурского комплекса, вероятно, формировались при анатектическом плавлении древнего гнейсово-сланцевого субстрата Ольхонского террейна [1, 3], поэтому гранитоиды заметно обогащены K, Rb (от 85 до 140), Ba (от 280 до 3000) и Pb (от 16 до 50).

Что касается редкоземельного состава гранитоидных пород Педробернардо (Центральная Испания) [6], то в них наблюдаются более высокие концентрации Cs, Rb, K, Li, Sn, Ga, но заметно пониженные – Ba, Sr, Sc, V, U, Th, Y, Zr, F и B по сравнению с континентальной корой Китая.

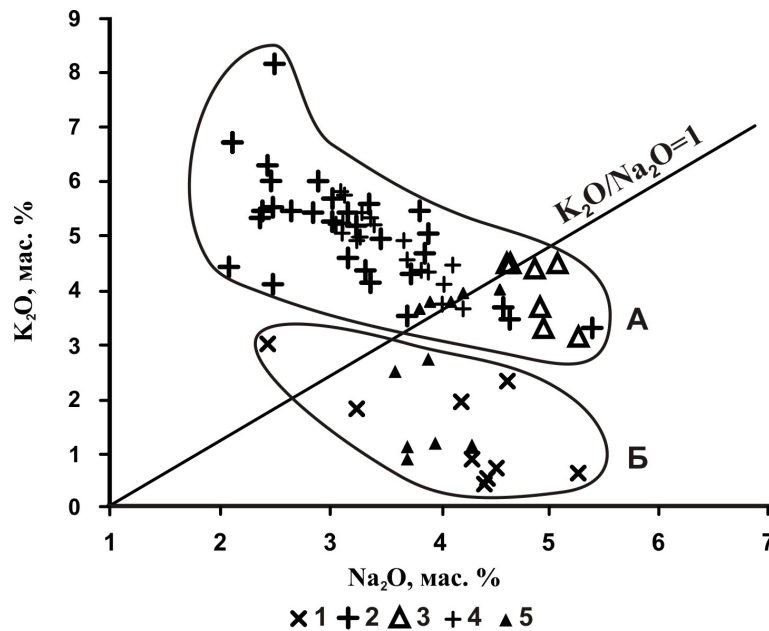


Рис. 1. Соотношение $K_2O - Na_2O$ в интрузивных породах о. Ольхон (на диаграмме оконтурены поля: коллизионных гранитоидов о. Ольхон и Испании (А), плагиогранитов и плагиомигматитов о. Ольхон (Б). 1 – плагиограниты, плагиомигматиты; 2 – K-Na известково-щелочные и субщелочные гранитоиды; 3 – граносиениты, кварцевые сиениты; 4 – гранитоиды Центральной Испании (Авила батолит, плутон Педробернардо); 5 – гнейсы о. Ольхон.

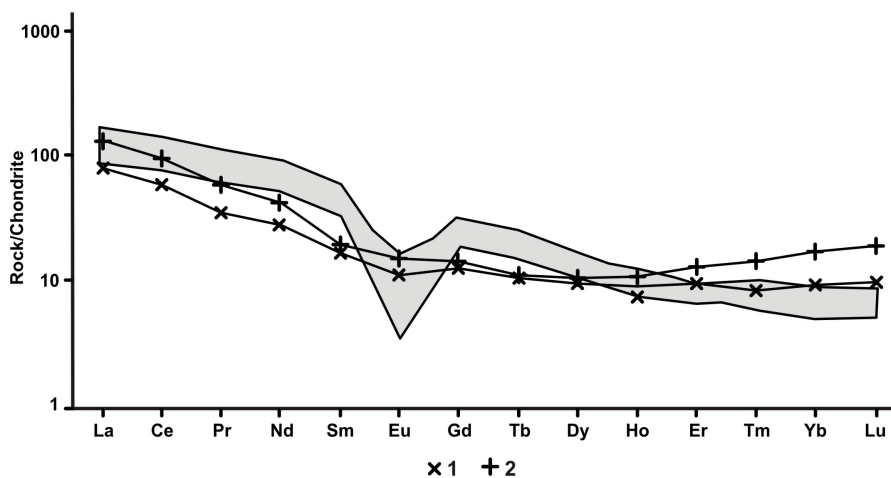


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах о. Ольхон (шаранурский комплекс) и Испании (Плутон Педробернардо). На диаграмме нанесено поле гранитоидов Испании. О. Ольхон: 1 – плагиограниты, плагиомигматиты; 2 – K-Na гранитоиды.

Установлены заметные различия в распределении редкоземельных элементов (рис. 2). Породы плутона Педробернардо (Испания) являются наиболее дифференцированными образованиями и характеризуются отчетливым Eu-минимумом в отличие от гранитоидов о. Ольхон, которые имеют значительно более высокие концентрации тяжелых лантаноидов и слабовыраженный Eu-минимум.

Таким образом, для раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса (о. Ольхон) выявлены сходство и различия с гранитоидами других коллизионных систем (позднепалеозойский плутон Педробернардо). Важно подчеркнуть, что породы Прибайкалья и Испании объединяют следующие геохимические особенности: гранитоиды являются пералюминиевыми ($ASI > 1.1$), существенно калиевыми по составу, в них отмечаются повышенные содержания таких элементов, как Rb, Pb, но пониженные концентрации тяжелых редкоземельных и летучих (F, B) элементов. На основании проведенных геохимических исследований показано, что источником расплавов раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса, вероятно, служил коровый субстрат, что также является критерием геодинамических условий их образования в коллизионной обстановке.

Исследования выполняются при поддержке гранта РФФИ 11-05-00515-а, ИП №17 и Ведущей научной школы НШ -6153.2012.5.

- [1] Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А., Куц Л.В. Состав и геохимическая типизация гранитоидов острова Ольхон (шаранурский комплекс) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 2. С. 174–178.
- [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] Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1996. № 7. С. 637–649.
- [4] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Труды ГИН РАН. Вып. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- [5] Bea F., Pereira M.D., Corretge L.G., Fershtater G.B. Differentiation of strongly peraluminous, perphosphorus granites: The Pedrobernardo pluton, Central Spain // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58, № 12. P. 2609–2627.
- [6] Bea F. Crystallization dynamics of granite magma chambers in the absence of regional stress: multiphysics modeling with natural examples // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51, № 7. P. 1541–1569.

ЛЕРЦОЛИТОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ТУМУСУН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

М.А. Горнова, С.И. Дриль*, А.Б. Перепелов*, Ванг Го Лунг***

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

**Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле Академии Синика

Изучены микроструктуры, состав породообразующих минералов (Superprobe JXA-8200), содержание редких элементов в клинопироксенах (SIMS) лерцолитовых включений из щелочных базальтов вулкана Тумусун (Хамар-Дабан). Лерцолиты представляют собой субконтинентальную мантию вблизи оси Байкальского рифта.

Все ксенолиты являются шпинелевыми лерцолитами. Для них характерны тонкозернистые сланцеватые и среднезернистые протогранулярные микроструктуры. В оливинах в местах непосредственного контакта зерен с базальтом в полосе шириной 50–100 мкм наблюдается уменьшение магнезиальности (Mg#) и содержания NiO, по-видимому, за счет диффузии. Присутствующие в базальтах самостоятельные зерна оливина перидотитовых ксенолитов зональны с тем же диапазоном изменения состава. Внутри ксенолитов изменение Mg# оливинов не наблюдается. Зерна ортопироксена, непосредственно контактирующие с базальтом, полностью преобразованы в мелкозернистый агрегат оливина, клинопироксена и фельдшпатоида. Недалеко от контакта ортопироксены сохраняют участки с первичным составом, остальная часть зерна разбита тонкими ветвистыми выделениями фельдшпатоида на мелкие блоки ортопироксена, который характеризуется более низкими содержаниями Al_2O_3 , Na_2O , FeO и более высокой Mg#. Кроме того, появляются новообразованные мелкие зерна оливина и клинопироксена. Новообразованный оливин, по сравнению с первичным, характеризуется аналогичной Mg# и более низким содержанием NiO. Фельдшпатоид представлен твердым раствором альбита-ортотлаза варьирующегося состава. Зерна клинопироксена неоднородны, они имеют оторочки, состав которых характеризуется более низкими содержаниями Al_2O_3 , Na_2O , FeO и более высокими – CaO. В них находятся тонкие ветвистые выделения фельдшпатоида и мелкие зерна оливина. Фельдшпатоид имеет варьирующийся состав и представлен твердым раствором анортита-альбита-ортотлаза. Mg# новообразованного оливина такая же, как в первичных зернах, содержание NiO ниже, присутствует CaO до 0.3 вес. %. В участках преобразования пироксенов присутствуют мелкие округлые зерна шпинели. По сравнению с первичной крупной ксеноморфной шпинелью они характеризуются более высокой хромистостью и повышенным содержанием TiO_2 . По направлению к центру ксенолита ширина оторочек с новообразованными минералами вокруг пироксенов уменьшается.

Образование реакционных зон вокруг минералов в перидотитовых ксенолитах может быть обусловлено метасоматическими процессами, происходившими в мантии [1, 2], а также при транспортировке [3]. В лерцолитах вулкана Тумусун степень преобразования минералов максимальна вблизи контакта ксенолит-базальт, что определенно свидетельствует о взаимодействии перидотитов с вмещающими магмами, причем в период нахождения в коровой магматической камере до извержения, так как при быстром подъеме к поверхности первичные минералы ксенолитов остаются неизменными. Петрографические наблюдения и составы минералов позволяют предположить, что образование новых минералов происходит за счет пироксенов без привноса петрогенных элементов, за исключением K_2O и, возможно, Na_2O . Формирование фельдшпатоида с высокими концентрациями SiO_2 и Al_2O_3 компенсируется образованием оливина. Фельдшпатоид, формирующийся за счет Crx, имеет анортитовую составляющую, а в фельдшпатоиде рядом с Орх ее нет. Это обусловлено разным содержанием CaO в преобразуемом субстрате. Заимствование Al_2O_3 в фельдшпатоид из пироксенов подтверждается составом клинопироксеновых оторочек и мелких зерен ортопироксена. В фельдшпатоиде систематически присутствует FeO, что объясняет более высокую Mg# клинопироксеновых оторочек. Структурно-вещественные модификации ксенолитов, по-видимому, обусловлены плавлением

пироксенов, индуцированным поступающими из базальтов флюидами.

В пределах образца центры первичных зерен клинопироксена, их оторочки и новообразованные Сrx мелкозернистых агрегатов имеют одинаковые по форме кривые распределения REE. По сравнению с центром в оторочках уровень содержаний REE слегка выше, в новообразованных Сrx – на порядок ниже. Последние наследуют его от ортопироксена, за счет которого образуются. Эти особенности согласуются со сделанным выше предположением о реакционном взаимодействии перидотитов с флюидом, а не расплавом, так как REE слабоподвижны во флюиде. В клинопироксенах встречается два типа распределения REE, в пределах образца – только один из типов независимо от положения Сrx относительно контакта с базальтом. Форма первого с легким обеднением LREE (нормальное распределение) характерна для реститовых Сrx абиссальных перидотитов, но уровень концентраций редких земель выше. Кроме того, клинопироксены Тумусуна имеют и более высокие концентрации Sr, Ba, Zr, Ti. Этот тип распределения редких элементов присутствует в ксенолитах разного размера, в том числе мелких, с полностью преобразованными ортопироксенами. Для второго типа характерно обогащение LREE, что свидетельствует о метасоматическом изменении пород. Эти клинопироксены имеют также более высокие концентрации Sr, Ba и более низкие – Ti, Zr, по сравнению с Сrx с нормальным спектром REE. Корреляция между типом распределения и размером ксенолита или положением Сrx относительно контакта отсутствует, следовательно, взаимодействие с вмещающими базальтами не меняло распределение REE, которое, очевидно, обусловлено более ранним взаимодействием с расплавом в условиях мантии.

Перидотиты, клинопироксены которых обогащены LREE, имеют согласованный состав минералов, соответствующий модели фракционного плавления в шпинелевой фации: соотношения хромистость шпинели – Mg# оливина и хромистость шпинели – содержание Yb в клинопироксене отвечают одной и той же степени плавления ~5 %. Лерцолиты с нормальным распределением REE в клинопироксенах по сравнению с наименее деплетированными абиссальными перидотитами имеют более низкие хромистость шпинелей, магнизиальность оливинов и пироксенов, более высокие концентрации в Сrx Al_2O_3 , Cr_2O_3 , REE, Ti, Zr, Sr, Ba. Все это свидетельствует об обогащенном составе субконтинентальной мантии под вулканом Томусун по сравнению с океанической.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 11.

- [1] *Carpenter R.L., Edgar A.D., Thibault Y.* Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian depression, Germany // *Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 74. P. 149–162.
- [2] *Bonadiman C., Beccaluva L., Coltorti M., Siena F.* Kimberlitelike metasomatism and 'Garnet Signature' in spinel-peridotite xenoliths from Sal, Cape Verde archipelago: relics of a subcontinental Mantle domain within the Atlantic oceanic lithosphere // *Journal of Petrology*. V. 46, № 12. P. 2465–2493.
- [3] *Shaw C.S.J., Heidelberg F., Dingwell D.B.* The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for «metasomatism» by the host lava // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. P. 681–697.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ШОШОНИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.И. Гусев

Бийск, Алтайский край, Алтайская государственная академия образования
им. В.М. Шукшина, anzerg@mail.ru

Шошонитовые гранитоиды широко распространены в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [1].

Шошонитовые гранитоиды обнаруживают сложные мантийно-коровые взаимодействия при очень активных процессах в астеносфере, что приводит к сильной флюидизации такого магматизма, а это обуславливает и значительную потенциальную рудоносность магматизма шошонитовой серии. С гранитоидами шошонитовой серии пространственно и парагенетически связаны эпитермальные месторождения – золоторудные, золото-серебряные теллуридные жильные плиоценового возраста на Фиджи, сложные золото-серебряно-медные брекчиевые, скарновые и жильные мезотермальные золото-сульфидно-кварцевые олигоценного возраста в Нью-Мексико в США, жильные медные и медно-золоторудные в Британской Колумбии США, известное золото-медное месторождение Россленд на юго-востоке Британской Колумбии, медно-молибден-порфировые месторождения палеогенового возраста (Кляймекс, Гендерсон и другие в штате Колорадо, США), молибден-порфировое месторождение Шахтаминское в Забайкалье, медно-молибден-золото-порфировое месторождение Бингэм, а также Cu-Ag – порфировые объекты дуги Маккуори в Австралии, вольфрам-молибденовые месторождения позднепалеозойского возраста в Центральном Казахстане (Агадырский рудный район) [2]. По последним данным, гигантское комплексное Au-W-Te-Pt-Pd месторождение Мурунтау (Узбекистан) формировалось в сложной постколлизийной обстановке, инициированной плюмтектоникой, а в его дайковой фации просматривается близость к шошонитовой серии с образованием сиенитовой ветви магматизма [3]. Имеются сведения о связи жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения Янгзу с шошонитовыми гранитоидами (монцограниты плутонов Ниангиншань и Венуи) в Китае [7].

Многообразные типы месторождений и проявлений железа, молибдена, вольфрама, висмута, олова, меди, золота, тантала, ниобия, бериллия скарнового, грейзенового, жильного, пегматитового и других геолого-промышленных типов оруденения обнаруживают связь с шошонитовыми гранитоидами Горного, Рудного Алтая, Горной Шории и Салаира [1–3]. В настоящем сообщении акцентируем внимание на возможное обнаружение весьма перспективного золото-черносланцевого типа оруденения в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в пространственной связи с проявлениями шошонитового магматизма в интрузивной и дайковой фациях, где они обнаруживаются в пределах черносланцевых металлотектов. Специфика внедрения шошонитовых комплексов в черносланцевые образования заключается в создании восстановительной обстановки магмо- и рудогенерации, обусловленных контаминацией углеродсодержащего материала вмещающих юнитов [6]. Восстановительная обстановка рудогенерации весьма благоприятна для отделения золота из глубинных магматических очагов, для переноса золота в составе комплексных металлоорганических соединений и их отложения в рудо-локализирующем пространстве. К числу таких объектов в регионе можно отнести недоизученные месторождения золото-черносланцевого типа: Лог № 26 (Топольнинское рудное поле), Чойское, Баранчинское (одноименных рудных полей) Горного Алтая, Сунгайское (Салаир), Мунжинское, Кубанское (Горная Шория).

В пределах указанных золото-черносланцевых объектов распространены интрузии шошонитовых гранитоидов и дайки лампрофиров, относящихся к шошонитовой лампрофировой серии. По этим признакам они обнаруживают сходство с Мурунтаусским золоторудным полем Узбекистана [4]. Флюидный режим шошонитовых гранитоидов и даек лампрофиров региона имеет аномальные параметры, с повышенными значениями парциального давления углекисло-

ты. Определенное сходство с Мурунтау также наблюдается и в литологическом составе вмещающих пород [5]. Химизм вмещающих пород золото-черносланцевых объектов венд-кембрийского уровня Горного Алтая, Салаира и Горной Шории наиболее близок к золоторудным объектам мирового класса с натровой специализацией (терригенно-углеродистой и кремнисто-углеродистой формаций). Они и являются более перспективными.

Важную роль в накоплении золота играли также первичные сульфиды (в особенности осадочный пирит фрамбоидальной микроструктуры). Изучение тяжелого изотопа серы в сульфидах золото-черносланцевых месторождений различных регионов Мира, как и западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, показало, что вариации изотопов серы близки к сульфатной кривой морской воды древних бассейнов на протяжении от докембрия до палеогена [5].

Таким образом, с шошонитовыми гранитоидами и сопровождающими их дайковыми поясами шошонитовых лампрофиров в пределах западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса пространственно и парагенетически связан широкий комплекс месторождений полезных ископаемых и весьма перспективный золото-черносланцевый тип оруденения.

- [1] Гусев А.И., Гусев А.А. Шошонитовые гранитиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. М.: Изд-во РАЕ, 2011. 128 с.
- [2] Гусев А.И. Постколлизийные гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. Gamburg: Palmarium Academic Publishing, 2012. 217 с.
- [3] Гусев А.И. Петрология золотогенерирующего магматизма. М.: Изд-во РАЕ, 2012. 160 с.
- [4] Гусев А.И., Гусев Н.И. Флюидный режим и петрология шошонитовых гранитоидов супергигантского золоторудного месторождения Мурунтау // Фундаментальные исследования. 2012. № 6 (часть 1). С. 13–18.
- [5] Гусев А.И. Литологические факторы контроля золото-черносланцевого оруденения // Фундаментальные исследования. 2012. № 7 (часть 2). С. 23–28.
- [6] Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Красова А.С. Восстановленные интрузивно-связанные золоторудные системы // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1. С. 16–22.
- [7] Li J.-W., Li Z.-K., Zhou M.-F., Chen L., Bi S.-J., Deng Z.-D. et al. The Early Cretaceous Yangzhaiyu Lode gold deposit, North China craton: a link between craton reactivation and gold veining // Economic Geology. 2012. V. 107. P. 43–79.

ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА СИНЮХИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Н.И. Гусев, А.И. Гусев

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru, anzerg@mail.ru

Золотогенерирующие рудно-магматические системы в западной части Алтае-Саянского орогена размещаются в пределах Алтае-Минусинского ранне-среднедевонского вулканоплутонического пояса. В этом поясе крупное по запасам Синюхинское месторождение содержит золотое оруденение трех морфогенетических типов: золото-медно-скарновое, жильное золото-сульфидно-кварцевое и кварцево-штокверковое золото-малосульфидное. В составе Синюхинского массива выделяется четыре фазы внедрения – от габбро до гранитов в гомодромной последовательности [1] с преобладанием кварцевых диоритов. Скарны залегают в контактах карбонатных и вулканогенных образований усть-семинской свиты (E_2) на удалении от гранитоидов. Скарновые и рудные залежи пространственно связаны с разломами и роями даек, варьирующихся по составу от долеритов до гранит-порфиров, насыщенность которых местами достигает 60 % [2]. Возраст Синюхинского массива точно не определен. U-Pb методом по циркону из кварцевых диоритов получено значение возраста 400 ± 28 млн лет (данные А.Г. Владимирова и др., 2002 г.). В северо-западной части Синюхинского рудного поля нами проведено изучение гранитоидов II и III фаз Синюхинского (югагинский комплекс) и Цыганского (кызылташский комплекс) массивов, а также золотоносных скарнов и прорывающих их даек в карьере Западного рудного участка месторождения.

Кварцевые монцодиориты (II фаза Синюхинского массива) характеризуются минеральным составом (в %): Pl_{40} 50, Amp 15, Q 13, Or 12, хлорит 7, эпидот 3, единичные зерна апатита и магнетита. Гранодиориты (III фаза) имеют состав: Pl_{33} 45, Q 20, Or 20, Amp 12, хлоритизированный Bt 3. Сферолитовые лейкогранит-порфиры Цыганского массива сложены на 80 % радиально-лучистыми сферолоидами полевошпатового состава размером 1–3 мм, включенными в мелкозернистую аплитовую кварц-полевошпатовую массу. Их состав: Q 38, Ab_5 32, Or 28, редко встречаются мусковит, магнетит и карбонат.

Гранитоиды Синюхинского массива по классификации [4] являются магнезиальными (Fe_{Number} 0.52–0.60), кальциево-щелочными (индекс MAL от –0.84 до –3.15) и метаглиноземистыми (ASI 0.78–0.91). Они принадлежат к высокоокисленной магнетитовой серии (Fe_2O_3/FeO 0.88 – 1.25) с Na-типом щелочности (Na_2O/K_2O 1.05 – 1.60). Графики распределения микроэлементов, нормированные к первоначальной мантии, в гранодиоритах и кварцевых монцодиоритах ведут себя конформно: положительные аномалии дают Rb , K , Zr , отрицательные – Ba , Ta , Nb , Ti , P . В кварцевых монцодиоритах по сравнению с гранодиоритами отмечаются положительные аномалии Th и U , ниже $\Sigma P3Э$ (105 и 112 мкг/г соответственно), более проявлен Eu -минимум (Eu/Eu^* 0.72 против 0.85) и больше отношение La_N/Yb_N (6.07 и 5.39). Лейкогранит-порфиры Цыганского массива являются железистыми (Fe_{Number} 0.98), кальциево-щелочными (MAL 7.93) и плюмазитовыми (ASI 1.12), что свойственно плутонам А-типа [4]. В лейкогранит-порфирах положительные аномалии дают Rb , Th , U , K , отрицательные – Ba , Sr , P и Ti , выше, чем в синюхинских гранитоидах, $\Sigma P3Э$ – 147 мкг/г, резко выражен отрицательный Eu -минимум (Eu/Eu^* 0.29) и положительная аномалия Se .

В составе дайковой серии выделяются: 1) трахидолериты, 2) трахиандезитобазальт- и трахиандезит-порфириты, 3) микродолериты. В сложных дайках (структура «дайка в дайке»), где трахидолериты прорваны трахиандезит-порфиритами, фиксируются резкие различия в степени гидротермально-метасоматических изменений. В трахидолеритах сильно проявлены зеленокаменные преобразования: плагиоклаз замещен соссюритом и альбитизирован, миароловые пустоты выполнены кальцитом, в основной массе интерстиции заполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом и обильной вкрапленностью сульфидов. На диаграмме TAS они размещаются в поле

трахибазальтов, а в координатах R_1 – R_2 [3] – в поле щелочных базальтов и гавайтов. Нормативный оливин в них составляет 9–15 %, нормативный нефелин – до 5 %. Прорывающие их трахиандезит-порфиры отличаются хорошей сохранностью порфировых выделений плагиоклаза (An_{38-43}), в матриксе стекловатых разновидностей отмечается слабое развитие вторичных минералов и отсутствие сульфидной минерализации. На диаграмме [3] определяется их принадлежность к латитовой серии. Микродолериты даек имеют минеральный состав: Pl_{45} 45, Avg 45, Mgt 5, Il 3, Pu 2. Они представляют «поздние дайки», по Б.Н. Лузгину [2], к которым им также относятся дайки сферолитовых гранит-порфиров, идентичные охарактеризованным выше сферолитовым лейкогранит-порфирам Цыганского массива.

Все дайки основного и среднего состава являются метаглиноземистыми (A/CNK 0.63–0.83). Трахиолериты характеризуются положительными аномалиями Cs, K, Sr и отрицательными Th, U, Ta, Nb, Ti, Hf, низкой $\Sigma P3Э$ – 71–83 мкг/г, Eu/Eu^* 1.02–1.04. Трахиандезит-порфиры отличаются от трахиолеритов положительной аномалией Ba и менее выраженными отрицательными аномалиями Th, U, Ta, Nb, $\Sigma P3Э$ ~113 мкг/г, Eu/Eu^* 0.81–0.92. Графики распределения $P3Э$, нормированных к хондриту, в этих дайках параллельны и группируются в два обособленных одно над другим поля: внизу – трахиолериты,верху – трахиандезит-порфиры. Дайки авгитовых микродолеритов характеризуются положительными аномалиями Ta, Nb, Ti, P, Zr и отрицательной аномалией Sr, низкой $\Sigma P3Э$ – 77.8 мкг/г, отсутствием отрицательной Eu-аномалии (Eu/Eu^* 1.07) и отличным от предыдущих даек выпуклым профилем средних $P3Э$.

В кварцевых монцодиоритах циркон представлен однотипными субидiomорфными короткопризматическими и столбчатыми зернами, в КЛ темными почти черными с грубой концентрической зональностью. В цирконе содержания: U 605–1946 мкг/г, Th 236–933 мкг/г, Th/U 0.47. Конкордантное значение возраста 398.6 ± 2 млн лет, полученное по 10 измерениям (SHRIMP II), имеет небольшую величину СКВО* – 0.075, ВК – 0.78 и рассматривается как возраст кристаллизации кварцевых монцодиоритов.

Циркон из гранодиоритов имеет грубую концентрическую зональность в средней и краевой части кристаллов, центральные части черные с зоной метасоматической перекристаллизации. Содержание U 450–1566 мкг/г, Th 51–1102 мкг/г, Th/U 0.04–0.84. По петрографическим данным и характеру циркона гранодиориты претерпели гидротермально-метасоматические изменения. Значения возраста колеблются от 441 до 386 млн лет. Конкордантный возраст по восьми измерениям составляет 406 ± 4 млн лет, но характеризуется относительно большим СКВО – 1.3 и низкой ВК – 0.28.

Циркон из лейкогранит-порфиров представлен короткопризматическими кристаллами с грубой концентрической и секториальной зональностью. Содержание U 417–1758 мкг/г, Th 198–1465 мкг/г, Th/U 0.45–0.98. Конкордантное значение возраста по десяти измерениям 381 ± 2 млн лет (СКВО – 0.90, ВК 0.34) интерпретируется как время кристаллизации лейкогранит-порфиров Цыганского массива кызылташского комплекса.

Циркон из даек трахиолеритов представлен обломками крупных зерен с грубой концентрической и секториальной зональностью. По 11 измерениям получен конкордантный возраст 397 ± 2 млн лет (СКВО – 0.64, ВК – 0.42).

Циркон в дайках авгитовых микродолеритов подобен циркону в трахиолеритах. По восьми измерениям получен конкордантный возраст 268 ± 2 млн лет (СКВО – 3.1; ВК – 0.076).

Для всех девонских магматических образований отмечается позднерифейский модельный возраст протолита ($T(Nd)_{DM}$ 0.72–0.75 млрд лет). Можно предполагать, что гранитоиды Синюхинского массива и базитовые дайки формировались с участием мантийного магматического источника типа PREMA (рисунок), обогащенного радиогенным Sr. В образовании лейкогранит-порфиров кызылташского комплекса возможно участие обогащенного ураном мантийного компонента типа HIMU, что подтверждается высокими содержаниями U и Th в цирконе, но не исключен вынос из пород радиогенного Sr. Раннепермские дайки авгитовых долеритов, по возрасту соответствующие активизации Таримского плюма, имеют $T(Nd)_{DM}$ существенно древнее (1.9 млрд лет), а изотопный состав Nd и Sr ближе к параметрам BSE (рисунок).

По прямым и косвенным данным предполагается продолжительный (около 40 млн лет) период магматической деятельности в Синюхинском рудном поле. В скарнах Западного рудного участка

* СКВО – среднееквадратичное отклонение, ВК – вероятность конкордантности.

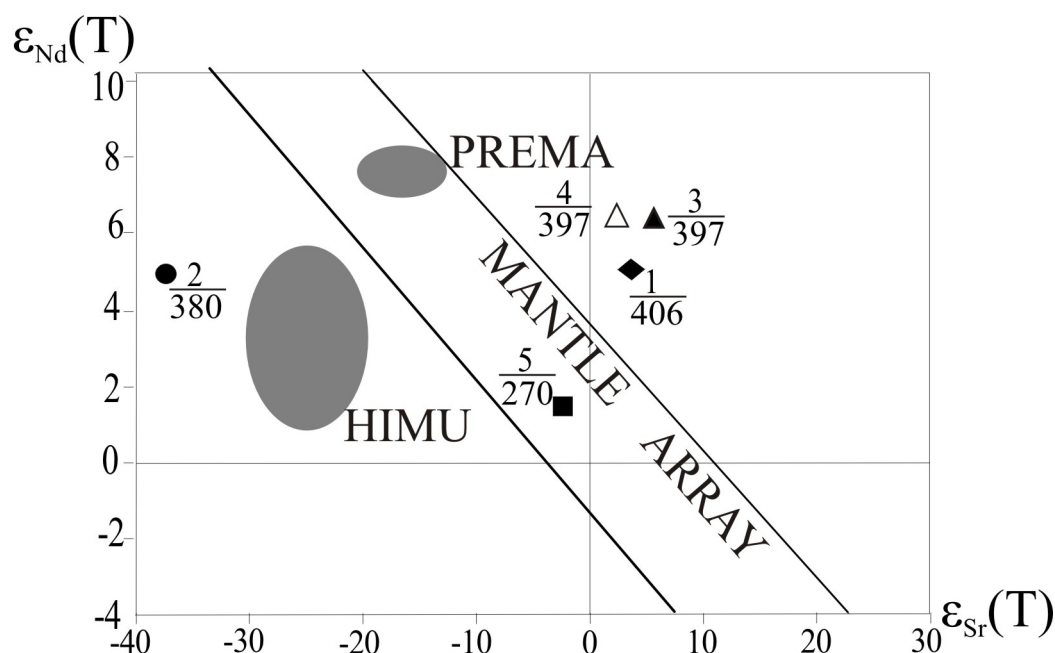


Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – $\epsilon_{Sr}(T)$ для интрузивных образований Синюхинского рудного поля. Числитель – порядковый номер, знаменатель – U-Pb возраст в млн лет (SHRIMP II). 1 – гранодиориты Синюхинского массива; 2 – лейкогранит-порфиры Кызылташского массива; дайки: 3 – трахидолеритов, 4 – трахиандезит-порфиров, 5 – авгитовых микродолеритов.

установлены цирконы магматического типа с конкордантным возрастом 421 ± 5 млн лет, источником которых не могут быть отложения усть-семиной свиты (ϵ_2). Эти скарны, видимо, образовались по магматитам начальных стадий формирования Синюхинского массива. С учетом возраста лейкогранит-порфиров Цыганского массива 381 ± 2 млн лет, присутствующих в виде даек в Синюхинском рудном поле, продолжительность магматизма могла занимать временной интервал 420–380 млн лет. Более древний возраст гранодиоритов относительно кварцевых монцодиоритов может объясняться не только большой погрешностью измерений изотопов в цирконах из гранодиоритов, но антидромным эпизодом в становлении Синюхинского массива, связанным с поступлением в магматический очаг порции базитовой магмы, повлекшим за собой формирование рудной минерализации. В пользу этого свидетельствует возраст 397 ± 2 млн лет, полученный для трахидолеритов, прорывающих скарны, – почти такой же, как у монцодиоритов: 398.6 ± 2 млн лет. Резкие различия в степени вторичных изменений и содержании сульфидной минерализации дают основания интерпретировать дайки сульфидизированных зеленокаменно-измененных трахидолеритов в качестве «внутрирудных», а дайки слабо измененных трахиандезит-порфиров – пострудных.

- [1] Гусев А.И. Эталон синюхинского габбро-гранитоидного комплекса (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГТиМС, 2007. 208 с.
- [2] Лузгин Б.Н. Поздние дайки Синюхинского рудного поля (Горный Алтай) // Известия ВУЗов, геология и разведка. 1993. № 5. С. 92–99.
- [3] De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature // Chemical Geology. 1980. V. 29, № 1–4. P. 183–210.
- [4] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 11. P. 2033–2048.

БЕННЕТТИНСКИЙ «ТЕРРЕЙН» В КЕМБРИИ: ПРОДОЛЖЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев*, И.В. Коровников***

*Москва, Геологический институт РАН, tyani_tolkai@mail.ru

**Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Остров Беннетта расположен в северной части архипелага Новосибирские о-ва и принадлежит группе островов Де Лонга. В его строении участвуют слабодислоцированные морские отложения кембрия – среднего ордовика (около 1600 м), маломощные аптские континентальные угленосные породы (20 м) и внутриплитные базальты апт(?)–альбского возраста (360 м). Первые сведения о геологическом строении о. Беннетта получены экспедицией Де Лонга, открывшей остров в 1881 г. Первая геологическая коллекция собрана Э.В. Толлем в 1902 г. (вывезена с острова в 1913 г.); все документы исчезли вместе с его экспедицией. После этого кратковременные исследования на острове проводились в 1937 г. М.М. Ермолаевым и П.А. Шумским. Единственное систематическое изучение геологии острова проводилось в 1956 г. Д.А. Вольновым и Д.С. Сороковым (НИИГА) в рамках ГГС 1:1000000 масштаба [2]. С тех пор систематические работы на острове не проводились. Недостаток фактического материала вызывает споры о тектоническом положении участка шельфа, включающего о. Беннетта. Поскольку геологическое строение острова отличается от строения областей, расположенных южнее, большинство геологов выделяют здесь самостоятельный террейн: Гиперборейскую континентальную плиту [1], каледонский Беннеттинский террейн [3], Гиперборейский эпибайкальский кратон [4], фрагмент эпигренвилевского кратона Арктида [5]. Однако еще Э.В. Толлем было высказано предположение, что кембрийские отложения о. Беннетта аналогичны таковым Сибирской платформы и являются их продолжением. Комплекс среднекембрийских трилобитов из коллекции Толля содержит преимущественно сибирские формы; полностью отсутствуют американские виды.

В мае–сентябре 2011 г. нами было проведено комплексное изучение геологического строения острова Беннетта, позволившее получить новые фактические данные и «пролить свет» на некоторые нерешенные вопросы региона, обозначенные выше. В докладе речь пойдет о кембрийских отложениях.

Присутствие на о. Беннетта пород кембрийской системы установлено Э.В. Толлем, который, однако, объединял под этим названием все нижнепалеозойские отложения острова. Им собрана коллекция трилобитов, из которой позднее Г. Холмом и Х. Вестергардом было определено 11 видов, и брахиопод, принадлежащих трем родам [6]. Вся фауна отвечает верхней части среднего кембрия (на Сибирской платформе характерна для майского яруса). Д.А. Вольновым и Д.С. Сороковым в 1956 г. дополнительно выявлены отложения с фауной амгинского возраста. Этими геологами кембрийские отложения описаны как зеленовато-серые аргиллиты с редкими прослоями окварцованных известняков и алевролитов.

Нами выявлено гораздо более сложное строение кембрийского разреза. Снизу вверх в нем выделены четыре толщи. 1. Песчано-сланцевая толща (145 м) содержит линзовидные прослои песчаников мощностью до 1.5 м, встречены единичные прослои кварц-фосфатных гравелитов и внутриформационных конгломератов. Разрез интенсивно биотурбирован. Присутствуют пачки со штормовой косой слоистостью. Осадконакопление происходило при активном влиянии подводных течений. 2. Глинистая толща (160 м): листоватые аргиллиты с прослоями плитчатых алевролитов, редко – песчаников. Встречаются маломощные прослои известняков, состоящих из панцирей трилобитов, карбонатные конкреции и конкрециевидные пласты. Предполагается шельфовая обстановка ниже уровня волновых осцилляций. 3. Цветная глинисто-карбонатная толща (180 м): переслаивание светлых зеленоватых аргиллитов-алевролитов и розовых известняков, формировавшихся, вероятно, в лагунной обстановке. Известняки микритовые комковатые, по-видимому, образовались в результате диагенетического перераспределения

вещества. По всему разрезу встречаются фрагменты панцирей трилобитов. В верхней части пестроцветность исчезает. 4. Черноталовая толща (150 м): листоватые или рыхловатые углеродистые (в разной степени) сланцы. Встречаются конкреции пирита и крупные карбонатные конкреции. На некоторых уровнях – прослои известковистого алевролита, часто с кривой слоистостью. В сланцах иногда обильные панцири мелких трилобитов в прижизненном захоронении. Накопление илистого материала происходило в аноксидных условиях. Общая мощность разреза кембрия оценена в 635 м.

Во всех четырех толщах на разных уровнях найдены трилобиты. Фаунистически обосновано присутствие на о. Беннетта практически полного разреза кембрия (найжены трилобиты аттабанского, тойонского, амгинского, майского, сакского и аксайского ярусов, много зональных видов). Комплексы трилобитов, встреченные в разрезе кембрия, очень близки к сибирским. Четыре свиты кембрия, выделенные в нижнем течении р. Лены (түсэрская, сэктэнская, маяктахская и огоньорская; Хараулахские горы), несмотря на различия в литологическом составе, по возрасту хорошо коррелируются с четырьмя толщами о. Беннетта. Полученные геологические данные не согласуются с распространенными представлениями о том, что о. Беннетта принадлежит обособленному террейну. По-видимому, отложения кембрия низовьев р. Лены и о. Беннетта накапливались в едином бассейне. Обилие сланцев в составе последних, скорее всего, указывает на то, что на этой территории находился несколько более глубоководный участок бассейна. Тектоническая зона шельфа, в пределах которой расположен остров, вероятно, отвечала краевой погруженной части Сибирской платформы в кембрийское время.

- [1] Богданов Н.А. Тектоника Арктического архипелага // Геотектоника. 2004. № 3. С. 11–30.
- [2] Вольнов Д.А., Сороков Д.С. Геологическое строение о. Беннетта // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Вып. 16 (Труды НИИГА, Т. 123). Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 5–18.
- [3] Косько М.К. Террейны Восточно-Арктического сектора России // Доклады Академии наук. 2007. Т. 413, № 1. С. 71–74.
- [4] Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3–29.
- [5] Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 227 с.
- [6] Holm G., Westergaard A.H. A middle cambrian fauna from Bennett Island // Записки Академии наук СССР. 1930. VIII сер. Т. XXI, № 8. 25 с.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СИАЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ КАЗАХСТАНА И ТЯНЬ-ШАНЯ: ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ

К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков*, А.Б. Котов**, К.Н. Шатагин****

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

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

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

Большую роль в строении палеозоид западной части Казахстана и Тянь-Шаня играют массивы с докембрийской сиалической корой: Кокчетавский, Ишкеольмесский, Ерементау-Ниязский, Актау-Джунгарский Улутауский, Чуйско-Кендыктасский, Северо-Тяньшаньский, Таласско-Каратауский, Срединно-Тяньшаньский и более мелкие блоки. В современной структуре массивы разделены палеозойскими островодужными вулканическими сериями, флишевыми и аккреционными комплексами. На многих массивах выделяется фундамент, сложенный различными протерозойскими комплексами, который перекрывается терригенно-карбонатным или кремнисто-терригенно-карбонатным эдиакарско-нижнепалеозойским чехлом.

В результате исследований последних 10 лет были получены новые данные о строении, составе и возрасте (ID-TIMS) комплексов фундамента различных массивов, позволяющие наметить основные этапы формирования их континентальной коры.

Основным результатом проведенных работ явилось установление позднедокембрийского времени завершения корообразующих процессов в пределах сиалических массивов Казахстана и Тянь-Шаня. Комплексы-показатели проявления этих процессов, представленные гранитоидами и вулканогенными толщами кислого состава, обнаружены на всех сиалических массивах, где являются наиболее молодыми магматическими образованиями в разрезе фундамента.

Формирование позднедокембрийской континентальной коры на разных сиалических массивах завершилось в различное время. На основании полученных геохронологических данных можно выделить три этапа завершения докембрийского корообразования сиалических массивов Казахстана и Тянь-Шаня: среднерифейский (стенный), середины позднего рифея (тонийско-криогенийский) и конца позднего рифея (криогенийский).

Комплексы-показатели стенийского этапа широко распространены на Кокчетавском (гранитоиды с возрастом 1156 ± 4 млн лет и эффузивы кислого состава с возрастом 1136 ± 4 млн лет) и Северо-Тяньшаньском (гранитоиды с возрастом 1131 ± 4 млн лет) массивах [3–5].

После завершения стенийского этапа в пределах Кокчетавского, Ишкеольмесского, Ерементау-Ниязского и Актау-Джунгарского массивов в течение примерно 100 млн лет происходило накопление мощных кварцито-сланцевых толщ. Особенности строения кварцито-сланцевых разрезов и состав обломочного материала свидетельствуют об их формировании на значительных площадях, имевших континентальное основание в тектонически стабильных условиях. В течение этого времени отсутствовал расчлененный рельеф, породы, слагавшие источник сноса, испытали длительное интенсивное выветривание, а продукты их разрушения – длительный перенос и сортировку [1]. Широкое распространение кварцито-сланцевых толщ может свидетельствовать о проявлении стенийского этапа в пределах Ишкеольмесского, Ерементау-Ниязского и Актау-Джунгарского массивов.

Присутствие в составе фундамента Кокчетавского, Северо-Тяньшаньского, Ишкеольмесского, Ерементау-Ниязского и Актау-Джунгарского массивов стенийских магматических комплексов позволяет связывать их образование с гренвильской орогенцией, а сами массивы относить к фрагментам суперконтинента Родиния. При этом кварцито-сланцевые толщи среднего-позднего рифея могут интерпретироваться как комплексы чехла этого суперконтинента.

Комплексы тонийско-криогенийского этапа представлены риолит-гранитными вулканоплутоническими ассоциациями Актау-Джунгарского массива с возрастом около 920 млн лет и

Улутауского массива с возрастом около 790 млн лет [2, 6], а также гнейсогранитами Чуйско-Кендыктасского массива с возрастом 778 ± 6 и 844 ± 9 млн лет на [8, 9].

Образования наиболее позднего криогенийского этапа установлены на Улутауском массиве, где представлены щелочными сиенитами карсакпайского комплекса с возрастом 673 ± 2 млн лет [7].

Риолит-гранитные и гнейсогранитные комплексы с возрастом около 800 млн лет широко распространены в пределах Улутауского, Чуйско-Кендыктасского и Срединно-Тяньшаньского массивов, где гренвилльские образования не обнаружены. Эти массивы либо не входили в состав суперконтинента Родиния, либо их комплексы участвовали в строении активных окраин этого суперконтинента.

Несмотря на значительный прогресс в изучении докембрийских комплексов Казахстана и Тянь-Шаня, достигнутый в последние годы, остается еще целый вопрос, поиск ответов на которые требует продолжения исследований.

В результате проведенных работ установлено, что основная часть комплексов фундамента сиалических массивов сложена позднедокембрийскими образованиями, которые представлены в основном магматическими породами кислого состава. Изучение изотопного состава Nd некоторых средне- и позднерифейских вулканитов и гранитов показало, что их источниками являлись раннедокембрийские комплексы. Выявление этих комплексов, установление площадей их распространения и типизация являются предметом дальнейших исследований.

Подавляющая часть докембрийских магматических и осадочных комплексов, входящих в состав фундамента сиалических массивов, метаморфизована в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации. Реже докембрийские комплексы подвергнуты высокобарическому метаморфизму раннепалеозойского возраста (Кокчетавский, Чуйско-Кендыктасский массивы). При этом значительная часть этих образований занимает верхние структурные уровни в разрезе фундамента и перекрывается неметаморфизованным венд-раннепалеозойским чехлом. В настоящее время остаются неясными время метаморфических преобразований и обстановки их проявления.

Подавляющая часть как средне-, так и позднерифейских магматических комплексов представлена породами кислого состава нормальной или повышенной щелочности, что предполагает близкие геодинамические обстановки их формирования в результате рифтогенных процессов. Магматические комплексы, для которых достоверно были бы установлены отличные от рифтогенных обстановки формирования, в настоящее время не выявлены, поэтому не представляется возможным провести реконструкции латеральных рядов докембрийских структур.

На многих сиалических массивах комплексы фундамента перекрываются венд-нижнепалеозойскими образованиями чехла. Эти образования, как правило, разделяет значительный временной перерыв, достигающий 200 млн лет. Достоверных данных в событиях, происходивших в течение этого времени, в геологической летописи не выявлено. Важным является установление природы этого перерыва и его значения в эволюции сиалических массивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 011-05-00924, 12-05-31108, 12-05-33069), гранта Президента РФ (МК-187.2011.5).

- [1] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Платформенный этап развития в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 159–166.
- [2] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А. Позднедокембрийская вулcano-плутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, особенности состава // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. С. 515–519.
- [3] Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Александров П.А., Анисимова И.В. Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): структурное положение, строение и обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2011. Т. 441, № 2. С. 219–223.
- [4] Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан):

- структурное положение и обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438, № 5. С. 644–648.
- [5] Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Среднерифейские гнейсо-граниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440, № 4. С. 511–515.
- [6] Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Позднедокембрийский магматизм Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 213–215.
- [7] Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Позднерифейский возраст Карсакпайского массива щелочных сиенитов Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442, № 2. С. 1–4.
- [8] Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, Southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 805–820.
- [9] Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the Northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2012. V. 21, № 4. P. 901–927.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА

Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов*, Н.С. Карманов**,
С.В. Палесский**, В.Ф. Посохов****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

***Улан-Удэ, Институт геологии БНЦ СО РАН

Ксеногенные включения в базальтах несут информацию о потенциальных источниках магматического расплава, его эволюции, т.е. о глубинных процессах, происходящих в мантии и коре. Включения полевых шпатов – наиболее часто встречаемые мегакристаллы в вулканических породах разных геологических обстановок. Вулканические породы кайнозоя Байкальской рифтовой системы не являются исключением. Лавовые потоки, несущие мегакристовые включения полевых шпатов и плагиоклазов, встречены на всех вулканических полях Байкальского рифта [1]. Условия кристаллизации мегакристов и связь с выносящими их расплавами до сих пор вызывают споры. В нашей работе мы исследуем состав и изотопные характеристики мегакристов полевых шпатов из лавовых потоков Витимского, Ия-Удинского и Хамар-Дабанского вулканических полей.

Состав мегакристаллов полевых шпатов изучен на электронно-зондовом микроанализаторе САМЕВАХ Micro (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик О.С. Хмельникова). Микроэлементные данные получены методом лазерной абляции с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Element (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Отношения изотопов стронция измерены на масс-спектрометре Finnigan MAT262 (ИЗК СО РАН, г. Иркутск). Изотопные данные по кислороду получены на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт–образец) (ИГ БНЦ СО РАН, г. Улан-Удэ).

Мегакристовые включения щелочных полевых шпатов широко распространены в лавовых горизонтах, расположенных в верховьях р. Тумусун и р. Усун (Хамар-Дабанское вулканическое поле). Размер включений от 0.5 до нескольких сантиметров. В шлаковом горизонте вулкана Тумусун включения достигают 10 см. Полевой шпат представлен анортоклазом с компонентным составом $Ab_{64-75}Or_{17-28}An_{2-11}$. Включения полевых шпатов из шлаков вулкана Кандидушка (Витимское вулканическое поле) достигают 3 см. Они попадают в поле анортоклазов $Ab_{54-75}Or_{21-41}An_{5-6}$, в нашей коллекции обнаружен один санидин $Ab_{22}Or_{78}$. В нижней части лавовой постройки, расположенной между реками Хадома и Хоропка (правые притоки р. Уда, Ия-Удинское вулканическое поле), встречены мегакристы плагиоклазов. На классификационной диаграмме они ложатся в поле олигоклазов и андезинов $Ab_{64-72}Or_{4-10}An_{21-33}$.

По микроэлементным данным плагиоклазы отличаются от К-На полевых шпатов более обогащенным составом. Общими характеристиками для мегакристов являются наличие на диаграммах нормированных составов к хондриту и примитивной мантии пиков по Eu, Ba, Pb, Sr и провалами по Nb и Th. Самыми низкими концентрациями редкоземельных элементов характеризуется санидин влк. Кандидушка. Он же имеет самые высокие концентрации Rb, Ta и Pb.

Изотопные отношения стронция и кислорода в полевых шпатах верховья р. Тумусун варьируются в небольшом диапазоне значений – $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70383–0.70417 и попадают в диапазон значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в выносящих их лавовых потоках (0.70387–0.70440). Диапазон значений по кислороду для данных мегакристов 6.94–7.58. Изотопные отношения в мегакристах полевых шпатов Уды $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70521–0.70529 и $\delta^{18}O$ 8.57–8.79. Значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лавовом потоке, выносящем данные полевые шпаты, – 0.70501. В анортоклазах влк. Кандидушка $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70400–0.70423 и $\delta^{18}O$ 6.8–7.5. В санидине влк. Кандидушка обнаружены самые высокие $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.71161 и $\delta^{18}O$ 9.7. Изотопное отношение стронция для лавового потока в основании шлакового конуса составляет 0.70423 [2].

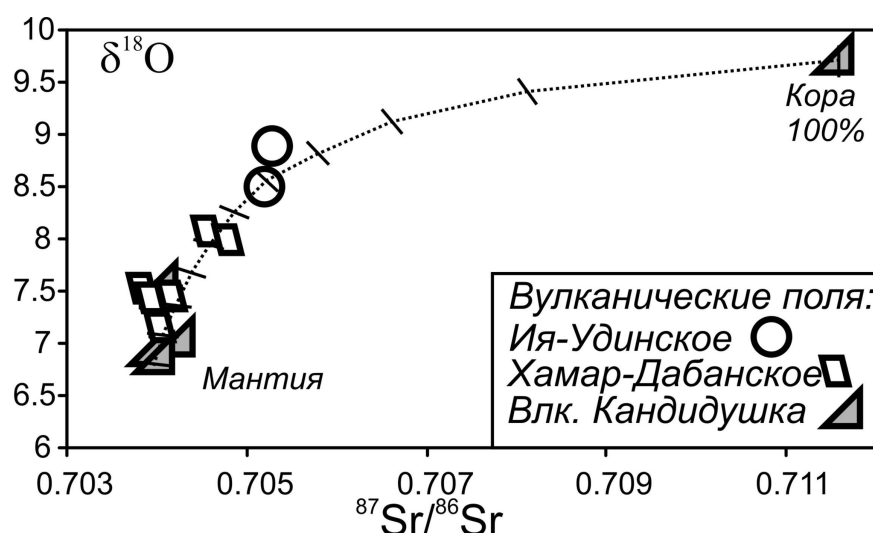


Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для мегакристов полевого шпата из базальтовых лав и шлаков Витимского, Хамар-Дабанского и Ия-Удинского вулканических полей Байкальской рифтовой системы. Кривая смешения рассчитана исходя из соотношения концентраций стронция в мантийном и коровом компонентах 7.5 к 1. Использована модель двухкомпонентного смешения [5].

При сопоставлении изотопных отношений стронция и кислорода с микроэлементными данными для мегакристов видно следующее. Первое – связь концентрации микроэлементов с изотопными отношениями не наблюдается. Мегакристы могут иметь сходные изотопные отношения при различных концентрациях элементов. Возможно, это связано с вариациями концентраций элементов по зональности кристаллов [3, 4], которую мы в данной работе учесть не можем. Второе – изотопные отношения Sr и кислорода для мегакристов полевых шпатов близки или подобны изотопным отношениям Sr и кислорода в несущих их базальтах. Исключение составляет санидин влк. Кандидушка с явно верхними коровыми характеристиками. Третье – на диаграмме изотопных отношений стронция и кислорода все мегакристы образуют отчетливый тренд вдоль кривой смешения между мантийными и коровыми компонентами (рисунок).

Исходя из данных Sr-O изотопии, полученных по мегакристам полевых шпатов и несущим их лавам из трех вулканических полей Байкальского рифта, мы предполагаем, что полевые шпаты кристаллизуются при взаимодействии мантийных магм с коровым веществом. При этом доля ассимиляции корового компонента для базальтовых магм Ия-Удинского поля, характеризующегося наиболее высокими изотопными отношениями стронция и кислорода, может достигать 60–70 %, если изотопный состав корового компонента подобен санидину влк. Кандидушка.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 11-05-00425, частично поддержана по программе ОНЗ 10.3 и проекту СО РАН-ННС (Тайвань) № 11.

- [1] *Ащепков И.В.* Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 158 с.
- [2] *Litasov K.D., Taniguchi H.* Mantle evolution beneath Baikal rift. Sendai, Japan: Center for Northeast Asian Studies. Tohoku University. CNEAS Monograph Series. 2002. V. 5. 221 p.
- [3] *Tepley F.J. III, Davidson J.P., Tilling R.I., Arth J.G.* Magma mixing, recharge, and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon Volcano, Mexico // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. P. 1397–1411.
- [4] *Davidson J.P., Tepley F.J. III.* Recharge in volcanic systems: evidence from isotopic profiles of phenocrysts // *Science*. 1997. V. 275. P. 826–829.
- [5] *Фоп Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ СЕВЕРО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ ПОЯС): НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ, ВОЗРАСТУ И УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ

Н.В. Дмитриева, Е.Ф. Летникова, А.И. Прошенкин

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, dmnv@igm.nsc.ru

Байкало-Муйский пояс входит в состав структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, протягиваясь от северного побережья Байкала до бассейна среднего течения р. Витим. Основные объекты исследования – неопротерозойские метатерригенные породы Усть-Келянского участка (междуречье руч. Адян-Келянский – р. Муя). Первичные соотношения серий и свит Усть-Келянского участка по причине слабой обнаженности и преимущественно тектонических контактов между структурно-вещественными комплексами в большинстве случаев оказываются скрытыми. В этой ситуации петрогеохимические исследования пород в сочетании с изотопно-геохронологическими данными могут помочь в решении проблемы расчленения докембрийских толщ.

Большая часть территории Усть-Келянского участка образована островодужными комплексами рифея, состоящими из крупных габбро-диорит-плагиогранит-гранитных интрузий, включающих блоки и ксенолиты основных и кислых метавулканитов усть-келянского вулканического комплекса и вулканогенно-осадочных пород одноименной толщи, сложенной песчаниками, алевролитами, кварцево-серицитовыми сланцами, туффитами [1, 2 и др.]. Выше с резким угловым и метаморфическим несогласием залегают осадочные и вулканогенно-осадочные образования тулуинской толщи [3], состоящей из трех подтолщ, последовательно сменяющих друг друга [4]. Нижняя (вулканогенная) подтолща включает в себя контрастные базальт-дацит-риолитовые вулканы, выделенные из состава келянской толщи. Средняя (вулканогенно-терригенная) подтолща отвечает тулуинской (водораздел рек Ане и Киндикан) или коррелирующей с ней мухтунной (левый берег р. Муи, выше устья р. Келяны) свите [5], характеризующейся чрезвычайно пестрым составом и фациальной изменчивостью (туфы основного и кислого состава, туфопесчаники, кварц-полевошпатовые, кварцевые песчаники, алевролиты, горизонты и линзы известняков и конгломератов). Верхняя (терригенная) подтолща приблизительно соответствует мамаканской свите. Степень преобразования пород тулуинской толщи не превышает начальной ступени зеленосланцевого метаморфизма.

Нижний возрастной предел образования пород тулуинской толщи примерно соответствует верхнему пределу формирования метавулканитов келянской толщи, с которыми предполагается структурное и метаморфическое несогласие. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов и риолитов келянской толщи – 812 ± 19 и 824 ± 2.1 млн лет [1]. Докембрийские образования перекрыты терригенно-карбонатными породами мамаканской серии, которые по фаунистическим остаткам датированы вендом–кембрием [3]. В настоящей работе приведены первые результаты U-Pb-LA-ICP/MS-датирования обломочных цирконов из отложений мухтунной свиты и сравнительная петрогеохимическая характеристика терригенных пород усть-келянской толщи и мухтунной свиты.

Низкие $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3.2–5.6), соответствующие магматическим породам, высокая величина натриевого модуля ($\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.2$) [6], отражающего степень выноса натрия в процессе химического выветривания, так же как и значения индекса химического изменения ($\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$) [7] (50–59), характерные для всех рассматриваемых осадков, свидетельствуют о невысокой степени выветривания размывавшихся пород. Местоположение точек составов рассматриваемых осадков на дискриминантной диаграмме, построенной в координатах F3-F4 [8] по главным элементам, свидетельствует о том, что среди рассматриваемых отложений присутствуют как зрелые, так и менее зрелые осадки, приближающиеся к составу материнских пород, которые, скорее всего, были представлены породами основного и

среднего (усть-келянская толща) и среднего и кислого (мухтунная свита) состава..

Распределение и уровни концентраций немобильных элементов, таких как P3Э, Th, Sc, Hf, Zr и др., также дают важную информацию о составе пород в области сноса. Песчаники усть-келянской толщи характеризуются умеренно фракционированными спектрами распределения P3Э, с невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ((La/Yb)_n=4–6) и слабо выраженной европиевой аномалией (Eu/Eu*=0.8–0.9). Такой тип распределения весьма сходен с ассоциирующими островодужными метавулканиками среднего и основного состава усть-келянского участка [2]. Песчаники усть-келянской толщи также характеризуются низким уровнем содержания (в среднем, г/т) Th (4), Rb (25), Y (25), Zr (154), Hf (5), LREE (La – 24; Ce – 47; Pr – 6; Nd – 25; Sm – 4.9) и повышенным Co (22), Ni (80), Sc (15), V (139), Cr (173), TiO₂ (1 %), Fe₂O₃* (7 %), относительно других рассматриваемых пород.

Спектры распределения P3Э для изученных образцов мухтунной свиты характеризуются в той или иной степени выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu*=0.70–0.88) и соотношением легких и тяжелых P3Э ((La/Yb)_n) 7–9. Наряду с повышенными содержаниями (в среднем, г/т) Th (7), Rb (55), Zr (180), Hf (6), LREE (La – 30; Ce – 61; Pr – 8; Nd – 30; Sm – 5.4) это может свидетельствовать о наличии кислых пород в области сноса.

Для анализа геодинамических обстановок питающих провинций рассматриваемых пород были использованы диаграммы SiO₂-(K₂O/Na₂O) [9] и F1-F2 [10]. На этих диаграммах практически все точки составов песчаников усть-келянской толщи соответствуют островодужным породам, а точки составов пород мухтунной свиты локализованы в области значений, характерных как для островодужных осадочных образований, так и для активной континентальной окраины. По редкоэлементному составу рассматриваемые осадки также схожи с граувакками островных дуг [11]. Весьма низкий уровень содержания в песчаниках усть-келянской толщи Th, Rb, Zr, Hf, LREE и повышенный – Co, Ni, Sc, V, Cr, Fe₂O₃* указывает на их принадлежность к отложениям незрелых океанических дуг. Напротив, заметная обогащенность пород мухтунной свиты Zr, LREE, Th, Rb, Nb свидетельствует об их образовании в условиях развитых островных дуг или активной континентальной окраины.

Для исследования U-Pb-изотопного возраста LA-ICP/MS методом присутствующих в породах мухтунной свиты обломочных цирконов отобран представительный образец туфопесчаника (обр. Д-10-10, правобережье р. Келяны, среднее течение, 56°26.410' с.ш., 114°48.410' в.д.). На гистограмме U-Pb-изотопного возраста, вычисленной по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U, для кристаллов этой пробы наблюдается один отчетливо выраженный пик, отвечающий 612–683 млн лет и ряд менее ярких пиков (834–893, 707–773 и 577–587 млн лет), указывающих на неопротерозойский источник сноса. Кроме того, наличие обломочного циркона с U-Pb-изотопным возрастом 2066 млн лет показывает, что в формировании неопротерозойских образований мухтунной свиты небольшая роль принадлежала продуктам размытия раннепротерозойских комплексов.

Таким образом, можно сделать вывод о тектоническом совмещении осадочно-вулканогенных комплексов мухтунной свиты и усть-келянской толщи в пределах Северо-Муйской глыбы. Накопление первых происходило в обстановках активной континентальной окраины при существенном поступлении обломочного и вулканомиктового материала кислого и среднего состава. Для усть-келянской толщи основными источниками сноса являлись породы базитового состава, образовавшиеся в обстановках островных дуг.

Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта СО, УрО, ДВО РАН «Субдукционные и орогенные бассейны Северной Евразии: литологические и изотопно-геохимические индикаторные характеристики, минерагения» № 68 и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.
- [2] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
- [3] Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2. М.: Недра, 1964, 1967. 516 с., 700 с.
- [4] Божко Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б., Ключко А.А., Парфенов О.В., Королек Т.Л. Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Келяно-Иракин-

- динской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 1999. № 4. С. 14–25.
- [5] *Геологическая карта СССР* масштаба 1:200000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XXXI. Объяснительная записка. М., 1960.
- [6] Юдович Я.Э., Кемпус М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- [7] Nesbitt H.W., Yong G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- [8] Roser B.D., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chemical Geology*. 1988. V. 67. P. 119–139.
- [9] Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *Journal of Geology*. 1986. V. 94. P. 635–650.
- [10] Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // *Journal of Geology*. 1983. V. 91. P. 611–627.
- [11] Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986. V. 92, № 2. P. 181–193.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ БИРЮСИНСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов

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

Палеопротерозойские постколлизийные гранитоиды, сформированные на завершающих стадиях становления структуры Сибирского кратона, пользуются широким распространением в пределах его южной части. А.М. Ларин с соавторами [1] объединили их в единый Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс. Среди гранитоидов, обнаруженных в пределах всех выступов фундамента юга кратона, наиболее широко представлены биотит-амфиболовые граниты с геохимическими характеристиками гранитов А-типа [2–6]. Традиционно считается, что формирование гранитоидов этого типа является типичным для обстановок постколлизийного растяжения [7]. В то же время в пределах Бирюсинского выступа фундамента в течение того же самого интервала времени были внедрены граниты с различными геохимическими характеристиками. Все эти гранитоиды имеют возраст 1.86–1.88 млрд лет [4, 6, 8, 9] и являются посттектоническими по отношению к вмещающим их породным комплексам.

Двуслюдяные граниты слагают Бирюсинский массив в среднем течении р. Бирюсы. Граниты массива представляют собой перглиноземистые образования и по своим петрогеохимическим характеристикам обнаруживают сходство с гранитами S-типа [8]. Специфическими особенностями данных гранитов являются низкие значения индикаторного отношения Al_2O_3/TiO_2 (58–120) [8], свидетельствующие о достаточно высокой температуре образования гранитных расплавов [10].

О.М. Туркина с соавторами [6, 9, 11] в пределах Бирюсинского выступа изучили тоналиты Подпорогского массива и кварцевые диориты и монцодиориты Удинского массива. Гранитоиды обоих массивов обнаруживают геохимические характеристики гранитов I-типа. Авторы показали, что формирование гранитов происходило при умеренно высоких температурах, достигавших 770 °С, в окислительных условиях.

Биотит-амфиболовые граниты с характеристиками гранитов А-типа были описаны В.И. Левицким с соавторами [4] в пределах Барбитайского массива. Эти гранитоиды, согласно классификации Р. Делл'Аньол и Д.К. Оливейра [12], следует рассматривать как окисленные граниты А-типа, так как данные породы обнаруживают умеренную железистость при достаточно высоком для гранитов А-типа содержании глинозема. Граниты этого типа по своему химическому составу отличаются от классических «сухих» гранитов А-типа, которые формируются в анорогенной геодинамической обстановке [13].

Анализ химических составов и условий образования гранитоидов разных типов в пределах Бирюсинского выступа фундамента Сибирского кратона позволил сделать следующие выводы: 1) одновременно в пределах одной тектонической структуры могут формироваться граниты с разными геохимическими характеристиками только в том случае, если условия их формирования в определенной степени будут приближаться друг к другу, т.е. это могут быть достаточно высокотемпературные граниты S- и I-типа и так называемые окисленные граниты А-типа, имеющие температуры кристаллизации ниже, чем классические «сухие» граниты А-типа; 2) формирование гранитов разных геохимических типов возможно только в пределах утолщенной континентальной коры, так как только в этой обстановке возможно близкоодновременное формирование как высокоглиноземистых тоналитов I-типа при высоком давлении, так и щелочных гранитов А-типа при относительно высокой температуре.

Особо отметим то, что если в пределах Бирюсинского выступа палеопротерозойские постколлизийные гранитоиды представлены гранитами различного состава, то в близлежащем к нему Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирского кратона встречаются только граниты с геохимическими характеристиками гранитов А-типа. При этом Бирюсинский выступ, входящий в структуру Ангарского орогенного пояса, представляет собой фрагмент неоархейской

коры, а Шарыжалгайский выступ, являющийся частью крупного Тунгусского супертеррейна, считается фрагментом палеомезоархейской коры [14, 15]. Мы полагаем, что на стадии становления структуры Сибирского кратона произошло столкновение относительно «молодого» Бирюсинского блока и крупного и, по-видимому, более зрелого Тунгусского супертеррейна по модели коллизии «континент» – «континент». В результате данной коллизии в пределах Бирюсинского блока произошло формирование гранитоидов, относящихся к различным геохимическим типам, что характерно для коллизионной геодинамической обстановки, связанной с утолщением континентальной коры. В то же время в пределах более зрелого Тунгусского супертеррейна возникали условия для реализации процессов растяжения в древней коре, способствовавшие выплавлению только гранитов А-типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00749).

- [1] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Доклады Академии наук. 2003. Т. 392, № 4. С. 506–511.
- [2] Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских пост-коллизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.
- [3] Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашиков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.
- [4] Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Киринова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717–731.
- [5] Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа: U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 9. С. 879–889.
- [6] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 282–303.
- [7] Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // Journal of Geology. 1989. V. 97. P. 261–208.
- [8] Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива Присяянского краевого выступа Сибирского кратона // Происхождение магматических пород: Материалы Международного (X всероссийского) петрографического совещания. Т. 2. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. С. 73–74.
- [9] Туркина О.М., Бибикова Е.В., Ножкин А.Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2003. Т. 388, № 6. С. 779–783.
- [10] Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45. P. 29–44.
- [11] Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология. 2005. Т. 13, № 1. С. 41–55.
- [12] Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93. P. 215–233.
- [13] Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.
- [14] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Доклады Академии наук. 2007. Т. 413, № 6. С. 810–815.
- [15] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. Palaeoproterozoic to Eoarchean crustal growth in Southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 127–143.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЙ – РАННЕТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб*, А.М. Мазукабзов*, Е.Н. Лепехина**, Т. Ванг****

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

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

***Пекин, Китай, Институт геологии Китайской академии геологических наук

На территории Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса для позднего палеозоя – раннего мезозоя традиционно выделяются два этапа магматической активности [1–4]. Первый, верхнекарбонный – раннепермский, этап соответствует временному интервалу ~310–270 млн лет и характеризуется формированием гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и пород Западно-Забайкальского вулканоплутонического пояса [1–6]. Второй, позднепермский, этап фиксируется субщелочными породами Катаевской вулканоплутонической ассоциации [7] и щелочными вулканитами и гранитоидами Монгольского-Забайкальского вулканоплутонического пояса [1, 3, 4]. Такая дискретность в проявлении магматических событий позволяла ряду исследователей делать выводы о том, что позднепалеозойский – раннемезозойский магматизм на территории Западного Забайкалья связан с постколлизийными событиями и/или внутриконтинентальным рифтогенезом в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса [2–5]. При этом в данных работах не рассматривалась какая-либо связь магматизма и развития Монголо-Охотского океана, который играл ключевую роль в эволюции Северо-Монгольского и Забайкальского сегментов Центральной Азии, начиная со среднего палеозоя и до раннего мела включительно.

Магматические образования позднепермского – раннетриасового возраста хорошо известны в пределах Западной и Северной Монголии, где они формируют крупный Хангайский батолит [8, 9] и магматический центр с Си-Мо-порфировым месторождением Эрдэнэтуин-Обо [10, 11]. В то же время на территории Западного Забайкалья только для одной пробы гнейсовидных гранитов была получена позднепермская оценка возраста (261 ± 5 млн лет) [12]. Эта датировка позволила нам допустить, что и другие породы позднепермского – раннетриасового возраста могут быть обнаружены в Западном Забайкалье. В качестве возможных кандидатов на эту роль были рассмотрены гранитоиды, относимые к заганскому комплексу. Долгое время гранитоиды этого комплекса рассматривались как палеопротерозойские образования [13]. Однако после того как в пределах Забайкалья были выделены такие структуры, как комплексы метаморфических ядер [14, 15], оказалось, что большая часть гранитоидов, относимых к заганскому комплексу, приурочена к нижним пластам КМЯ [14]. Е.В. Складчиков с соавторами отмечали, что докембрийский возраст пород, сейчас рассматриваемых в структуре нижних пластин КМЯ, допускался на основании их более высокой метаморфической и тектонической переработки по сравнению с окружающими породами, в то время как реальный возраст этих пород мог быть существенно моложе [14]. Эти же авторы определили возраст разгнейсованных гранитов и гранодиоритов нижней пластины Заганского КМЯ Rb-Sr методом по валу породы как 289 ± 23 млн лет, а возраст слабозгнейсованных гранитов и граносиенитов, интрузирующих породы в пределах ядра Заганского комплекса, как 151 и 160 млн лет [14]. Таким образом, имелись определенные предпосылки к тому, что породы нижних пластин КМЯ могут иметь позднепалеозойский – мезозойский, а часть из них даже и позднепермский – раннетриасовый возраст.

В качестве основных объектов исследования нами были выбраны гранитоиды нижней пластины Заганского КМЯ, относимые к заганскому комплексу. Гранитоиды представляют собой массивные и разгнейсованные разности. По своему составу они соответствуют монцонитам, граносиенитам, гранитам, лейкогранитам. Содержание SiO_2 варьируется в них от 56.1 до 75.5 мас. %. Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [16], гранитоиды относятся как

к железистым, так и к магнезиальным разностям ($\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})=0.74\text{--}0.96$). Высокие содержания щелочей позволяют рассматривать их как щелочно-известковые и щелочные образования [16]. Специфическими особенностями гранитоидов являются умеренные содержания Zr (68–265 г/т), Nb (8–11 г/т), повышенные содержания Sr (до 886 г/т) и Ba (до 1968 г/т).

Все проанализированные породы обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=6\text{--}33$). Сумма редкоземельных элементов в монцонитах, граносиенитах и гранитах составляет 135–244 г/т, в лейкогранитах она существенно ниже – 23–36 г/т. Гранитоиды (за исключением лейкогранитов) обнаруживают слабовыраженные положительную или отрицательную европиевые аномалии на спектрах распределения РЗЭ ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.76\text{--}1.39$). Что касается лейкогранитов, то для одного образца отношение Eu/Eu^* оказалось равным 0.32, для другого – 2.57.

Несмотря на повышенные содержания щелочей в исследованных гранитоидах, по содержаниям редких и редкоземельных элементов их следует сопоставлять с гранитами I-типа [17]. На диаграммах Дж. Пирса с соавторами [18] точки составов гранитоидов попадают в поле гранитов островных дуг и активных континентальных окраин.

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона было проведено для лейкогранита и монцонита, отобранных в пределах нижней пластины Заганского КМЯ. Цирконы из пробы лейкогранита были проанализированы на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург), а цирконы из пробы монцонита были исследованы на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500a совместно с эксимерным лазером UP-193 методом лазерной абляции (LA ICP-MS) в Центре лабораторных геологических исследований Китайской академии геологических наук (г. Пекин). В пределах ошибок определения, значения возраста, полученные для лейкогранита и монцонита, совпали и составили 249 ± 2 и 247.1 ± 1.9 млн лет, соответственно.

Полученные оценки возраста по гранитоидам заганского комплекса нижней пластины Заганского КМЯ, совместно с датировкой, опубликованной Д.А. Лыхиним с соавторами [12] по разгнейсованным гранитам, коррелируемым с этим же комплексом, позволяют нам зафиксировать временной интервал формирования гранитоидов заганского комплекса как 247–261 млн лет (поздняя пермь – ранний триас). Кроме того, следует признать, что даже если часть гранитоидов, которые на существующих геологических схемах обозначаются заганским комплексом, были сформированы в течение этого возрастного интервала, то объем позднепермского – раннетриасового магматизма в Забайкалье является существенным. Также отметим, что полученные значения возраста полностью совпадают с возрастом гранитоидов Хангайского батолита и магматическими породами Эрдэнэтуин-Обо магматического центра [8–11]. Таким образом, можно выделить позднепермскую–раннетриасовую магматическую провинцию, прослеживающуюся из Западной Монголии в Забайкалье. При этом все магматические комплексы располагаются субпараллельно Монголо-Охотской сuture, которая представляет собой шовную зону, сформированную после закрытия Монголо-Охотского океана. В связи с этим, мы полагаем, что позднепермский – раннетриасовый магматизм данного региона был обусловлен надсубдукционными процессами, развивающимися в пределах активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана. Еще один вывод, следующий из полученных данных, состоит в том, что для Западного Забайкалья может допускаться определенная непрерывность магматических событий в течение длительного интервала времени, что хорошо согласуется с формированием магматических пород региона в геодинамической обстановке активной континентальной окраины.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 (проект 10.3) и гранта РФФИ (№ 12-05-98018).

- [1] Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Джань Б.-М., Занвильевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9, № 4. С. 351–380.
- [2] Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

- [3] Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian–Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry // *Chemical Geology*. 2010. V. 273. P. 120–135.
- [4] Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zangvilovich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos*. 2009. V. 113. P. 521–539.
- [5] 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.
- [6] Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеев А.М., Плотнова Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований // *Доклады Академии наук*. 2012. Т. 444, № 2. С. 184–189.
- [7] Донская Т.В., Гладкохуб Д.П., Мазукабзов А.М., де Ваэе Б., Пресняков С.Л. Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья – фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53, № 1. С. 30–49.
- [8] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.М., Лебедев В.И., Энжун Г., Фугзан М.М. Возраст Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // *Доклады Академии наук*. 2008. Т. 423, № 1. С. 92–98.
- [9] Jahn B.-M., Capdevila R., Liu D., Vernov A., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor–Ulan Baator, Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications of Phanerozoic crustal growth // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. P. 629–653.
- [10] Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П. Си-Мо-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, факторы крупномасштабного рудообразования // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46, № 6. С. 633–644.
- [11] Берзина А.П., Гимон В.О., Николаева И.В., Палесский С.В., Травин А.В. Базиты полихронного магматического центра с Си-Мо-порфировым месторождением Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): петрохимия, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, геодинамическая позиция, связь с рудообразованием // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50, № 10. С. 1077–1094.
- [12] Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Рунн Г.С. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // *Геология рудных месторождений*. 2001. Т. 43, № 1. С. 52–70.
- [13] *Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР*. Масштаб 1:1500000. М.: Мингео СССР, 1983.
- [14] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- [15] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M., Hegner E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // *Journal of the Geological Society, London*. 2008. V. 165. P. 405–421.
- [16] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- [17] Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 1992. V. 83. P. 1–26.
- [18] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.

ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ РИФЕЙ-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩИ: ЛИТОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ СНОСА

Н.А. Доронина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru

Цель исследования – реконструкция протолита и определение потенциальных источников обломочного материала для метатерригенных сланцев ципиканской толщи.

Ципиканская карбонатно-терригенная толща, закартированная в бассейне р. Ципа, входит в состав гаргинской серии [1, 2] Верхневитимского турбидитового бассейна Саяно-Байкальской складчатой области [3]. Ее рифей-раннепалеозойский возраст ограничивается возрастом самых молодых цирконов в протолите и временем раннего метаморфизма, в результате которого сформировалась собственно ципиканская толща. В протолите терригенных сланцев наиболее многочисленны цирконы с датировками в диапазоне 847–781 млн лет; их конкордантный возраст 814–812 млн лет ($n=21$ СКВО=0.37–0.30) [4]. Формирование протолита происходило не ранее 756 млн лет (756 млн лет – самые молодые *ксеногенные* цирконы из амфиболитовых силлов, прорывающих ципиканскую толщу). В ордовике (478 млн лет) [5] осадки претерпели зональный метаморфизм.

Петрография. В среднем течении р. Ципикан толща залегает субмоноклинально с северо-восточным падением, прорвана силлами амфиболитов (324 млн лет). В составе толщи преобладают биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы с прослоями кальцитовых мраморов, скарнов; резко подчиненно присутствуют узловатые сланцы и слюдистые кварциты. *Биотит-полевошпат-кварцевые сланцы* участками сохранили облик метапесчаника, металевролита. Основа породы кварц-полевошпатовая мелко-тонкозернистая с мозаичным строением. По основе формируются ориентированные чешуи чистого биотита, реже равновесного с биотитом мусковита, редко биотита в сростании с эпидотом. Наблюдается регенерация обломочного турмалина, присутствуют зародышевые зерна гранатов, *иногда кордиерит*. В нижней части пачки 4 тонкие прослои (2–4 см) содержат катаклазированные пойкилобласты ставролита, насыщенные параллельными пластинками андалузита, ильменита, мусковита, реже биотита, турмалина; края зерен ставролита свободны от включений. Иногда наблюдаются взаимные прорастания ставролита, андалузита и силлиманита. Структура пород реликтовая псаммитовая, цемента – лепидогранобластовая, порфиرو- и пойкилобластовая; текстура сланцеватая, неровнополосчатая, бластомилонитовая. Парагенезис $St \pm Gr \pm And \pm Sill - Bt - Pl - Q$ соответствует силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации В.А. Глебовицкого [6].

В бассейне р. Ушма ципиканскую толщу слагают сланцы, исходная природа которых очевидна: метапесчаники, алевроитистые аргиллиты, порфиоровые апориодациты. Аргиллитовые прослои редки, маломощны (менее 10 см), не выдержаны по простиранию. Количество очень мелких аутигенных зерен альбита, хлорита, фенгита, карбонатов (в сумме <50 об. %), по О.В. Япаскурту [7], соответствует уровню преобразования, промежуточному между катагенезом и хлорит-серицитовой субфацией зеленосланцевой фации. Породы окварцованы и неравномерно ороговикованы. На обоих участках в обломочной фракции сланцев наблюдаются окатанные обломки кварца и плагиоклаза (№ 50.7–47.3) размером до 2 мм, калиевые полевые шпаты отсутствуют.

Петрографические признаки позволяют предполагать метасоматическое обогащение пород бором, калием, кремнеземом: встречаются прослои, переполненные турмалином; в зонах милонитизации по биотит-плагиоклаз-кварцевым сланцам формировались хлоритсодержащие фенгит-плагиоклаз-кварцевые бластомилониты; происходил интенсивный привнос кремнезема, образующего кварцевые мономинеральные параллельные пластинки и подобные мирмекитам скопления.

Литохимическая реконструкция выполнена на основе 32 анализов пород.

Валовой химический состав терригенных сланцев отвечает дацитам – риолитам с низкой,

нормальной и повышенной общей щелочностью ($\text{SiO}_2=61.99\text{--}81.71$ и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=2.8\text{--}8.3$ мас. % в пересчете на сухой остаток) натриевого, реже калинатриевого типа, калиево-щелочность варьируется от низкой до высокой [8]. Несомненно метасоматическое обогащение пород калием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ варьируется 0.2–9.3), барием (Ba 187–5350 г/т), сульфидами железа, перераспределение кремнезема, поэтому для реконструкции первичного состава не использовались диаграммы с участием щелочей.

На диаграмме Н.А. Неёлова [9] по значениям глиноземистого модуля $a=\text{Al}/\text{Si}$ (ат. кол.) (0.08–0.54) терригенные породы ципиканской толщи образуют серию от псаммитолитов до субсиаллитов (песчаники олигомиктовые, полимиктовые песчаники и алевролиты, аргиллиты алевропелитовые и пелитовые (монтмориллонитовые), субсиаллиты пироксилитовые). Меланократовость $b=(\text{Fe}_2+\text{Fe}_3+\text{Mn}+\text{Mg}+\text{Ca})$ (ат. кол.) варьируется в пределах 0.05–0.26; большинство пород относится к силикатным, два образца – к смешанным: граувакковым песчаникам и алевролитам, хотя один из них, псевдогипосиаллит, может оказаться туффитом [10]. Коэффициент фракционирования $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (мас. %) также зависит от дальности переноса, в большинстве анализов отвечает интервалу 3.2–6.5, что, по Б.П. Розеру [11], соответствует его значениям в магматических породах (в базитах ≈ 3 , в кислых ≈ 5 ; добавим: в калиевых трахириолитах до 8.0) и свидетельствует о незначительной сортировке материала.

Степень выветривания вещества оценивалась с помощью индекса химического выветривания $\text{CIA}=[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]*100$ (мол. кол.) Несбитта, Янга [12], значения CIA в сланцах толщи и в рифейских гранитах и кислых вулканитах Южно-Муйского хребта совпадают. При сравнении среднего состава силитов и сиаллитов с постархейским глинистым сланцем Австралии, принимаемым за средний состав верхней континентальной коры, обнаружены повышенные относительно PAAS содержания CaO и Na_2O – тоже свидетельство низкой степени выветривания обломочного материала и недалекой его транспортировки от источника сноса [13].

Пробы участков Ушма и Ципикан на диаграммах не образуют обособлений, это подтверждает их принадлежность к единой совокупности. Результаты литохимической реконструкции позволяют считать биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы ципиканской толщи терригенными породами со слабой степенью механической и химической дифференциации.

Содержания REE в исследованных породах на уровне 66–199 хондритовых норм [14]. Нормированное к хондриту распределение REE изображается наклонными трендами с четким Eu-минимумом: $(\text{La}/\text{Yb})_N=13.5\text{--}15.0$ ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.61\text{--}0.76$), отношения $(\text{La}/\text{Sm})_N\approx(\text{Sm}/\text{Yb})_N=3.5\text{--}4.0$. В целом тренды субпараллельны PAAS, отличаются большим наклоном на отрезке HREE. Содержания легких редкоземельных элементов в ципиканской толще превышают их уровень в граувакках зон субдукции (OIA) и соответствуют интервалу PAAS – граувакки континентальных островных дуг [15, 16], исключение составляет проба 8027 с более высоким суммарным содержанием REE и более крутым наклоном.

Реконструкция тектонических режимов областей сноса. На основании рассмотренных выше REE, диаграмм $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})\text{--TiO}_2$ и $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ М.Р. Бхатия [15, 16] можно полагать, что протолит ципиканской толщи формировался за счет разрушения магматических пород континентальных островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 1).

Состав пород источников сноса. Поскольку терригенная составляющая изученных пород не претерпела существенных химических изменений, можно ожидать, что состав осадков был близок химизму пород питающей провинции. Преобладание в ципиканской толще терригенных пород с высоким SiO_2 ($\geq 62\%$) и низким $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ ($=3.7\text{--}9.0\%$) позволяет предполагать ведущую роль гранитоидов среди источников обломочного материала, что подтверждается с помощью диаграмм Бхатия [15] и Тейлора – Мак-Леннона [14] (рис. 2) (с учетом, что содержания K_2O могут быть завышены).

Возможные источники обломочного материала. Областью сноса на момент осадконакопления (760 млн лет) можно предполагать Муйский континентальный блок с уже причленившимися образованиями более ранних стадий развития Байкало-Муйской островной дуги (келянская серия и ее возрастные аналоги). Учитывая натриевый тип щелочности пород ципиканской толщи, наиболее подходящими кандидатами на роль поставщиков обломочного материала можно предположить кислые вулканиты бимодальной базит-риолитовой олинской свиты и бимодальные гранитоиды бамбукойского комплекса, включаемые в рифейскую остро-

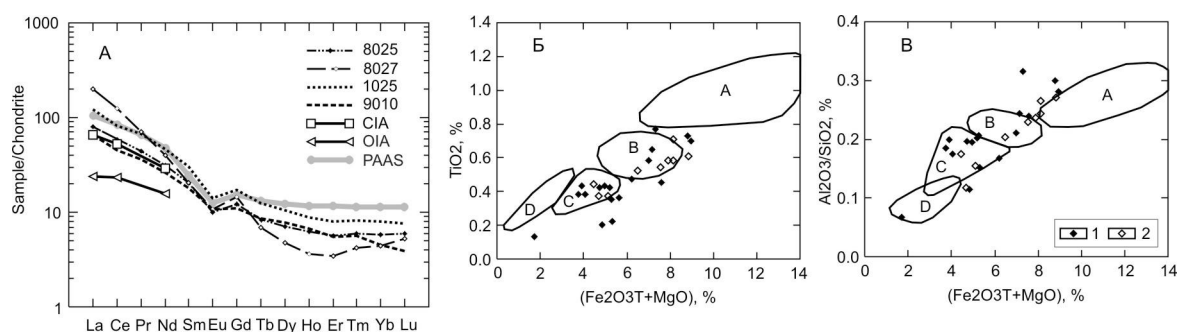


Рис. 1. А – распределение REE в терригенных отложениях ципиканской свиты, нормированное к хондриту [14] в сопоставлении с ПААС [14], ОИА – граувакками океанических островных дуг и CIA – граувакками континентальных островных дуг [15, 16]; Б, В – реконструкция тектонических режимов для источников псаммитового материала на диаграммах М.Р. Бхатия [15]. А – океанические островные дуги; В – континентальные островные дуги; С – активная континентальная окраина; D – пассивная континентальная окраина. Терригенные породы: 1 – р. Ципикан; 2 – р. Ушма.

дужную ассоциацию Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса [17]. Базиты в этих комплексах (свиты) слагают субвулканические тела; возможно поэтому основные породы не встречены в обломочной фракции ципиканской толщи и палеозойских отложений Уakitского прогиба и Багдаринского синклиория. В ципиканской толще единственным признаком присутствия вещества основных пород в терригенных и карбонатных сланцах служит примесь хрома, достигающая 900 г/т при фоновых содержаниях 140 г/т. Кислые породы олнинской свиты и бамбукойского комплекса характеризуются примерно равным суммарным содержанием и субпараллельными трендами распределения REE, которые в целом близки к описанным в ципиканской толще. Олнинская свита и бамбукойский комплекс расположены примерно в 100 км от бассейна Ципикана и Ушмы, ближе других возможных источников обломочного материала (муйского гранитоидного комплекса и келянской вулканогенной свиты).

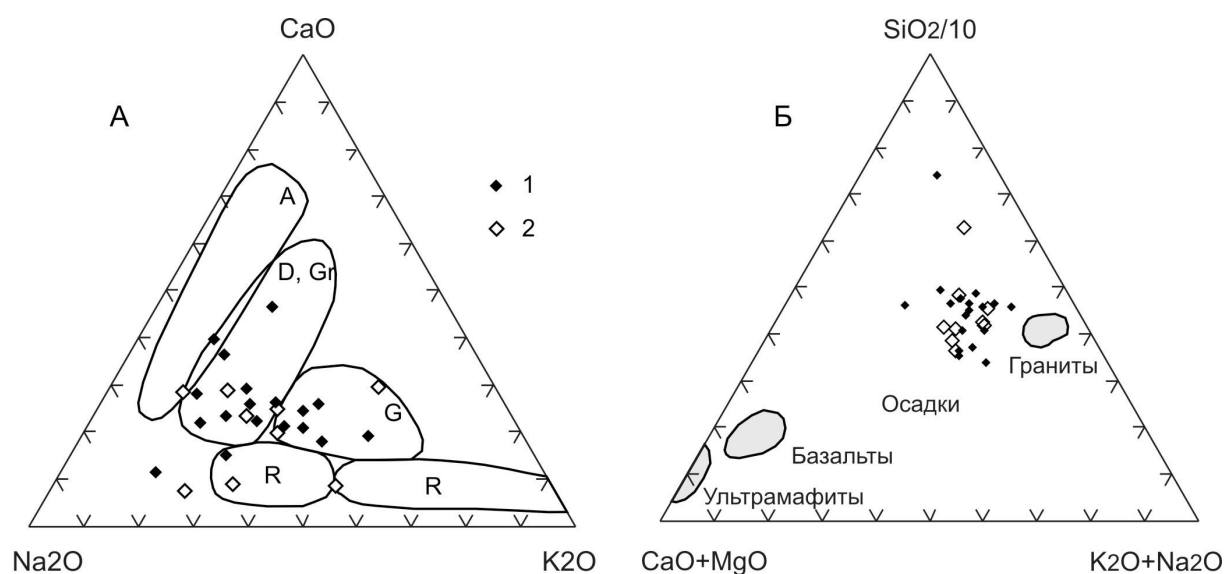


Рис. 2. Источники обломочного материала для терригенных пород ципиканской толщи на основании диаграмм: А – М.Р. Бхатия [15] и Б – Тейлора – Мак-Леннана [14]. А – андезиты; D – дациты; G – граниты; Gr – гранодиориты; R – рециклированные осадки; серые поля – средние составы пород по [14]. Условные обозначения на рис. 1.

Выводы. 1. В протолите рифей-раннепалеозойской ципиканской толщи преобладали тонкозернистые песчаники и алевролиты с примесью грубозернистого плагиоклаз-кварцевого материала и прослойками алевролитистых аргиллитов.

2. Терригенные породы формировались в обстановке активной континентальной окраины и/или континентальной островной дуги за счет разрушения магматических пород этих же тектонических структур. Осадконакопление происходило при слабом выветривании и незначительном переносе.

3. Можно предполагать, что источниками обломочного материала служили лейкократовые граниты бамбукойского комплекса и кислые вулканиты олнинской свиты (824–812 млн лет) либо их возрастные и вещественные аналоги, а областью сноса – Муйский континентальный блок.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00324).

- [1] Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Л. Краткая объяснительная записка к Геологической карте Бурятской АССР масштаба 1:500000. Улан-Удэ: БТГУ, 1981.
- [2] Фишев Н.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Лист N-IV (Чита). Объяснительная записка. СПб., 2006.
- [3] Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий масштаба 1:2000000. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2004.
- [4] Доронина Н.А., Рыцк Е.Ю., Падерин И.П. и др. Рифейский возраст ципиканской толщи (первые данные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопного датирования) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 1. С. 92–94.
- [5] Посохов В.Ф., Доронина Н.А., Лыхин Д.А., Шелгачев К.М. Результаты датирования Ципиканской метаморфической толщи Rb-Sr методом (Западное Забайкалье) // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: Материалы Всероссийской научной конференции. Якутск, 2011. Т. 1. С. 193–198.
- [6] Глебовицкий В.А. Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. 207 с.
- [7] Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 142 с.
- [8] Петрографический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- [9] Нейлов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [10] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- [11] Roser B.P., Cooper R.A., Nathan S., Tulloch A.J. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 1996. V. 39. P. 1–16.
- [12] Nesbitt H.W., Yong G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- [13] Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 156–179.
- [14] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- [15] Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // Journal of Geology. 1983. V. 91. P. 611–627.
- [16] Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92, № 2. P. 181–193.
- [17] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

Sr-Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ РИФТОГЕННЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

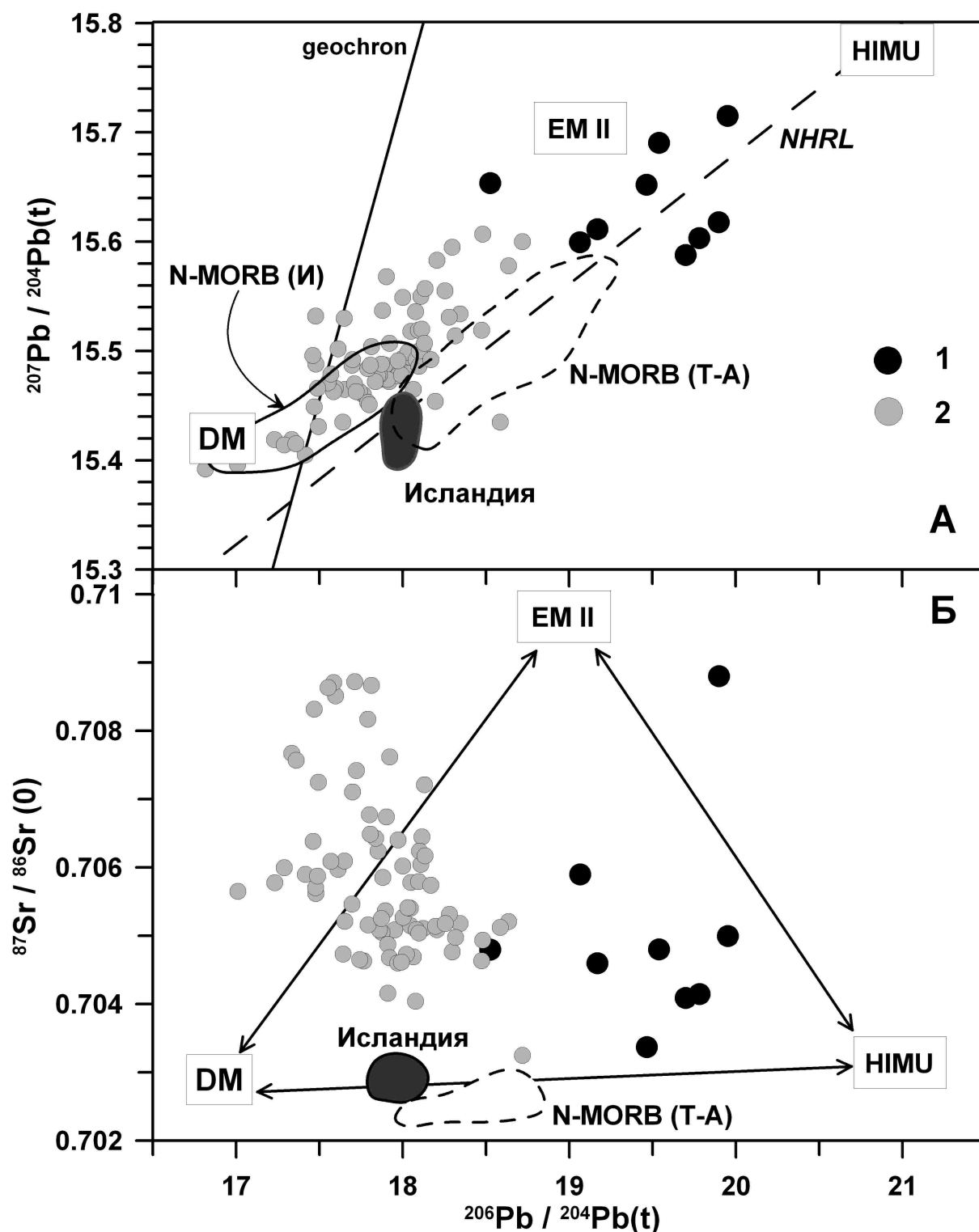
С.И. Дриль, А.Я. Медведев, М.И. Кузьмин, Н.С. Герасимов, Т.А. Владимирова

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

Триасовый (точнее – эпохи границы пермь – триас) период формирования палеорифтовой системы Западной Сибири вызывает особый интерес, так как именно к этому времени приурочен массовый вулканизм на Сибирской платформе и широкое площадное развитие вулканогенно-осадочных пород в Западной Сибири [1]. Изотопный возраст ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты составляет 249–250 млн лет [2]. Исследованные образцы базальтоидов представлены двумя разновидностями. Большую часть исследованных пород составляют базальты, относящиеся в равной мере к оливин- и кварц-нормативным разновидностям, соответствующим субщелочной и толеитовой сериям. Другой подчиненной группой пород являются базальтоиды шошонитовой и фонолитовой серий. Синхронность проявления рифтогенного вулканизма в пределах Западно-Сибирской плиты и траппового магматизма Сибирской платформы, а также геохимические особенности обсуждаемых вулканитов указывают на их непосредственную связь с процессами магомгенерации, обусловленными развитием Центрально-Азиатского суперплюма. Трапповый магматизм проявляется в истории Земли примерно с рубежа в 2 млрд лет. К этому времени уже была сформирована астеносфера и в мантии обособились два геохимических резервуара – неистощенный (нижняя мантия и часть верхней мантии) и деплетированный (преимущественно верхняя мантия, и в первую очередь – астеносфера). Вариации изотопного состава Pb и Sr во внутриплитных пермо-триасовых вулканитах Западной и Восточной Сибири указывают на участие обоих этих источников в генезисе магматических образований (рисунок, А, Б).

Диаграмма зависимости изотопных составов свинца в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рисунок, А) свидетельствует о том, что точки составов пермо-триасовых вулканитов Западной Сибири группируются вдоль линии NHRL, будучи сдвинуты в область более радиогенных составов свинца по сравнению с базальтоидами N-MORB Тихого, Атлантического и Индийского океанов, траппами Восточной Сибири, а также базальтами Исландии [3]. По существу, намечается линия смешения между продуктами плавления истощенного источника DM и мантийного источника с высоким отношением U/Pb – HIMU. Таким образом, проявленные синхронно в пределах крупной магматической провинции базальтоиды Восточной и Западной Сибири существенно различаются по соотношению DM/HIMU в их источнике. По вариациям изотопного состава свинца намечается и сдвиг многих составов пород от линии NHRL к источнику EM II. Особенно хорошо это видно на диаграмме соотношений изотопного состава Sr и Pb (рисунок, Б). Это не противоречит сделанным ранее выводам [4], основанным на анализе Sr-Nd изотопной систематики пород. Однако следует подчеркнуть, что сдвиг изотопных составов Sr и отчасти Pb в сторону обогащения коровым компонентом в некоторой степени может быть обусловлен влиянием на породы вторичных гидротермальных изменений, существование которых повсеместно фиксируется петрографическими наблюдениями.

Предполагается, что после распада Родинии Северо-Азиатский кратон должен был попасть в зону влияния Африканского горячего поля мантии Земли. Для фанерозойского времени были выполнены палеорекострукции положения Сибири [5], в соответствии с которыми время формирования траппов Восточной Сибири и рифтогенных магматитов Западной Сибири совпадает со временем нахождения Северо-Азиатского кратона над Исландским плюмом, возможно, являвшимся в пермо-триасовую эпоху частью системы Центрально-Азиатского суперплюма. Анализ данных о распределении объемов внутриплитных магматических пород и вулканического пепла, а также их изотопных возрастов позволил сделать вывод о существовании нерегулярной пульсации (через 20–30 млн лет) активности Исландского плюма во времени [6]. Предположительно его история начинается в пермо-триасе с излияний траппов Восточной Сибири и



Диаграммы зависимости изотопного состава: А – свинца ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$); Б – стронция и свинца ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). 1–2 – фигуративные точки составов пермо-триасовых вулканитов Западной Сибири (1) и Восточной Сибири (2); N-MORB (И) – поле составов базальтов MORB Индийского океана по литературным данным; N-MORB (Т-А) – поле составов базальтов MORB Тихого и Атлантического океанов по литературным данным; поле составов базальтов Исландии по [3]. Изотопный состав стронция измерялся на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Finnigan MAT 262, а свинца – на многоколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой NEPTUNE с использованием метода двойного изотопного разбавления.

формирования Западно-Сибирской рифтовой системы. По мере движения ансамбля литосферных плит над плюмом в мезозойско-кайнозойское время внутриплитный магматизм проявлялся на островах Земли Франца Иосифа, архипелаге Свальбард, Шпицбергене, Гренландии, Британских островах. С неогена вплоть до современности проекция плюма совпадает с Исландией.

Анализ накопленных литературных данных по изотопному составу Sr, Nd, Pb в разновозрастных продуктах магматической деятельности Исландского плюма, включая полученные оригинальные результаты, позволяет заключить, что на начальном этапе развития магматического процесса система мантийных источников была гетерогенной и включала в себя DM, HIMU и EM II в разных пропорциях. В настоящее время доминирующим мантийным источником под Исландией является источник DM.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Интеграционных проектов СО РАН № 87, 11, грантов РФФИ 11-05-00925, РФФИ 12-05-00850.

- [1] Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Пространственно-временные соотношения рифтогенных и покровных базальтов Сибирской платформы // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: НИЦ ОИГГИ СО РАН, 1996. С. 104–108.
- [2] Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейгов М. и др. Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Геология и геофизика. 2003. № 6. С. 588–591.
- [3] Mertz D.F., Devey C.W., Todt W. et al. Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 107. P. 243–255.
- [4] Дриль С.И., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. и др. Sr-Nd изотопная систематика пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. Т. 1. С. 126–129.
- [5] Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29–59.
- [6] Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т. 8, № 2. С. 115–130.

ТРАНСМАНТИЙНЫЕ (ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ) ФЛЮИДЫ И ГЕОДИНАМИКА

Н.С. Жатнуев, Г.Д. Санжиев, В.И. Васильев, Е.В. Васильева

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, zhat@gin.bscnet.ru

До сих пор остается недостаточно ясным происхождение нижнемантийных флюидов. Предполагается что трансмантийные (интрателлурические) водородно-углеводородные флюиды исходят из ядра и по мере подъема происходит их окисление [1, 2]. Недостаточно разработаны механизм подъема флюидов из глубин Земли и взаимодействие с веществом мантии и коры.

В докладе рассмотрены представления авторов по рассредоточению источников флюида в мантии, механизму подъема флюида [3] и его взаимодействию с материалом литосферы. Взаимодействие флюидов с литосферой приводит к разупрочнению и утонению последней, выплавлению магм, возникновению трансмагматических растворов, сейсмическим процессам.

- [1] *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
- [2] *Добрецов Н.Л.* Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 587– 604.
- [3] *Жатнуев Н.С.* Трансмантийные флюидные потоки и происхождение плюмов // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444, № 1. С. 50–55.

БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ШАРЫЖАЛГАЙСКОМ БЛОКЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА С ВОЗРАСТОМ ОДИН МИЛЛИАРД ЛЕТ

А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова*, В.А. Лебедев***

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

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

Изучение магматических пород зачастую является одним из наиболее важных способов установления геодинамического режима континентов в далеком прошлом. Однако многие регионы мира могут быть амагматичными на достаточно долгих промежутках времени, что затрудняет палеогеодинамические реконструкции. Так, например, было высказано предположение, что в южной части (в современных координатах) Сибирского кратона существовал перерыв в магматической активности длительностью в 1 млрд лет, начиная с 1.8 млрд лет назад до 800 млн лет назад [1]. В этом докладе будет показано, что, несмотря на то, что на этой территории до сих пор не известны обширные комплексы магматических пород с датировками в этом интервале возрастов, процессы магматизма, возможно, полностью не прекращались, а перерывы обусловлены недостаточной изученностью территории.

Во время полевых работ 2007 г. на вершинной поверхности между реками Урик и Большая Белая обнаружено магматическое тело, которое можно интерпретировать как подводящий канал, далее называемый в тексте «дайка». Контакты с вмещающими породами задернованы, но, исходя из общей геологической ситуации, можно предположить, что дайка прорывает метаморфизованные толщи Шарыжалгайского блока. Породы, слагающие дайку, являются крупнозернистыми безоливиновыми долеритами со свежими кристаллами пироксена и плагиоклаза с первично магматической слюдой. По своему петрографическому облику породы напоминают низкомагнезиальные долериты Сибирских траппов позднепермского – раннетриасового возраста. По химсоставу, на диаграмме нормирования к примитивной мантии, они показывают явное сходство с Усольским силлом, относящимся к южной части Сибирских траппов.

Для определения возраста дайки выделена монофракция плагиоклаза, которая датирована К-Аг методом в ИГЕМ РАН. Рассчитанный возраст с конвенциональными константами распада калия-40 [2] составил 1018 ± 35 млн лет. Данная датировка указывает, что дайка не относится к позднепермским – раннетриасовым Сибирским траппам, а является докембрийским образованием. С учетом возможных потерь радиогенного аргона для таких древних образцов, для проверки достоверности датировки две аликвоты этой же монофракции облучены в ядерном реакторе (г. Томск) и датированы в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. Для датирования использовался многоколлекторный масс-спектрометр ARGUS VI с системой ступенчатого нагрева образца в высоковакуумной печи. Несмотря на отсутствие видимых изменений в шлифах, обе аликвоты плагиоклаза перед облучением обрабатывались плавиковой кислотой для удаления потенциально измененных зон. Расчет возраста осуществлялся с конвенциональными константами распада калия-40 [2], для коррекции на К-генный ^{40}Ar использовались параметры, полученные при облучении K_2SO_4 , применяемые рутинно в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Коррекция на Са-генный ^{39}Ar и ^{36}Ar не осуществлялась из-за длительного (более года) промежутка времени между облучением и измерением.

На рисунке приведены спектры ступенчатого нагрева обеих аликвот плагиоклаза. Обе аликвоты показывают сходные спектры со снижением кажущихся возрастов от 730 до 1020 °C и последующим ростом кажущихся возрастов до температуры плавления. Отчетливого плато не выделяется. Такая форма спектра может быть обусловлена эффектом отдачи ядер ^{39}Ar при облучении образца [3]. Нельзя исключить, что такая форма спектра возникла из-за отсутствия коррекции на Са-генный ^{39}Ar и ^{36}Ar . В любом случае, несмотря на сложную форму спектра, большинство ступеней показывают значения возраста в интервале аналитической ошибки К-Аг датировки, подтверждая ее правильность.

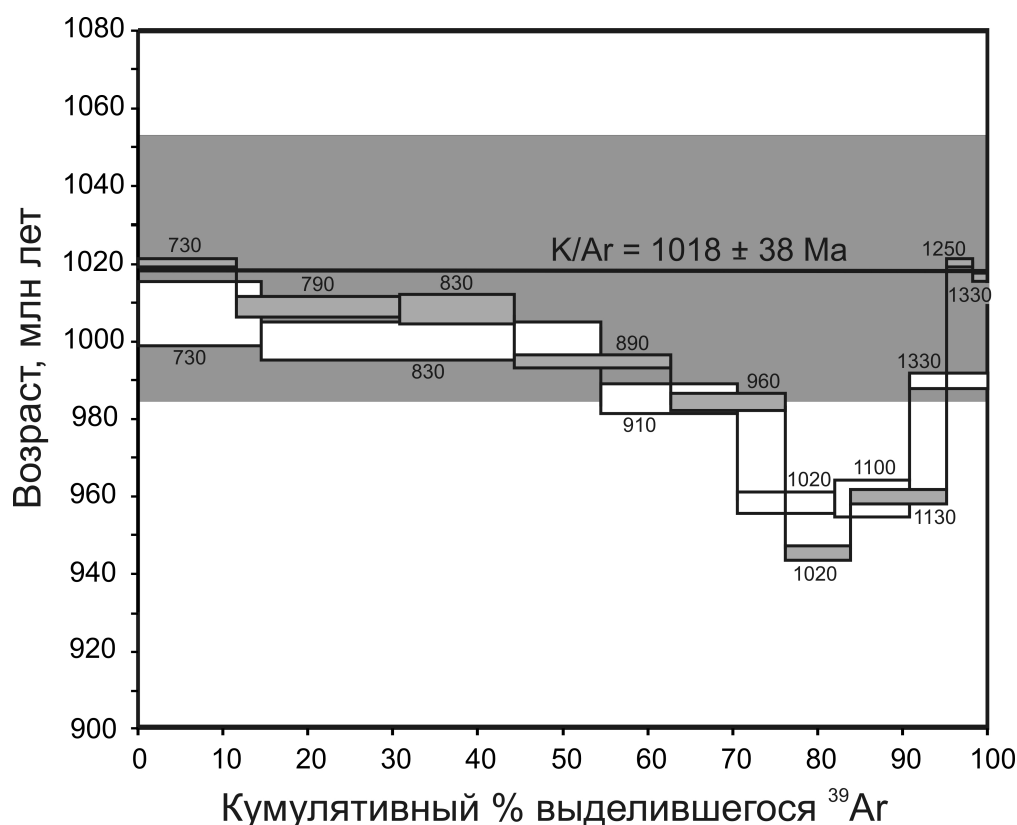


Диаграмма ступенчатого нагрева для двух аликвот плагиоклаза из дайки, обнаруженной в Шары-жалгайском блоке Сибирского кратона (междуречье Урика и Большой Белой). Цифрами рядом со ступенями показаны температуры нагрева (°C). Серым полем заштрихован диапазон значений К-Аг возраста.

На реконструкции Родинии на ~1 млрд лет юго-западная часть Сибирского кратона (в современных координатах) находилась в далекой задуговой области [4]. По своему химсоставу дайка близка к Сибирским траппам, которые также в момент своего формирования, как и многие другие трапповые провинции, находились в далекой задуговой области (>500–1000 км от реконструируемых зон субдукции). Таким образом, весьма привлекательной является задача поиска дополнительных свидетельств магматизма на уровне 1 млрд лет в юго-западной и других частях Сибирского кратона для понимания геодинамических условий в этот период времени.

Работа выполнена по интеграционным проектам СО РАН № 6 и 79.

- [1] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M. A one-billion year gap in the Precambrian history of the Southern Siberian craton and the problem of the transProterozoic supercontinent // *American Journal of Science*. 2010. V. 310. P. 812–825.
- [2] Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 36. P. 359–362.
- [3] Brandt S.B., Rasskazov S.V., Brandt I.S., Ivanov A.V., Kunk M.J. The inverse problem of argon diffusion from minerals: determination of kinetic parameters from stepwise-heating experiments // *Isotopes in Environmental and Health Studies*. 1997. V. 33. P. 399–409.
- [4] Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 179–210.

СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ ВОЗРАСТ ЛАМПРОИТОВ НОРИЛЬСКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

*А.В. Иванов**, *Х. Хё***, *В.В. Рябов****, *А.Я. Шевко****, *С.В. Палесский****

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

**Пекин, Китай, Институт геологии и геофизики КАН, huaiyuhe@yahoo.com

***Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, trapps@igm.nsc.ru

Известно, что помимо собственно базальтовых лав в пределах провинции Сибирских траппов встречаются магматические породы экзотического состава. Наиболее известными являются меймечиты, получившие название по р. Меймеча и слагающие мощные лавовые толщи на северо-востоке трапповой провинции [1]. Меймечиты по своему составу имеют отчетливое сходство с кимберлитами [2]. Другим типом экзотических пород являются лампроиты, которые, как и кимберлиты, бывают алмазоносными. Среди траппов лампроиты встречаются в виде даек непосредственно в Норильском районе. Дайки лампроитов описаны ранее как дайки лампрофиров [3], однако по своему химическому составу они соответствуют именно лампроитам: $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.8$, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, $\text{FeO} < 10$ wt. %, $\text{CaO} < 10$ wt. %, TiO_2 1–7 wt. %, $\text{Ba} > 5000$ ppm, $\text{Zr} > 500$ ppm, $\text{Sr} > 1000$ and $\text{La} > 200$ [4]. По спектру распределения несовместимых элементов они близки к флогопитовым лампроитам вулканической области Лейцит Хилз в США (рис. 1). В Норильском районе лампроиты прорывают нижнюю лавовую толщу (ивакинская, туклонская и надеждинская свиты), однако нигде не перекрываются более поздними образованиями. Таким образом, ограничения на верхнюю границу возможного внедрения лампроитов отсутствуют.

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования отобран образец лампроита ЗП10, из которого отобрана монофракция флогопита. Одна аликвота этой монофракции обработана плавиковой кислотой для

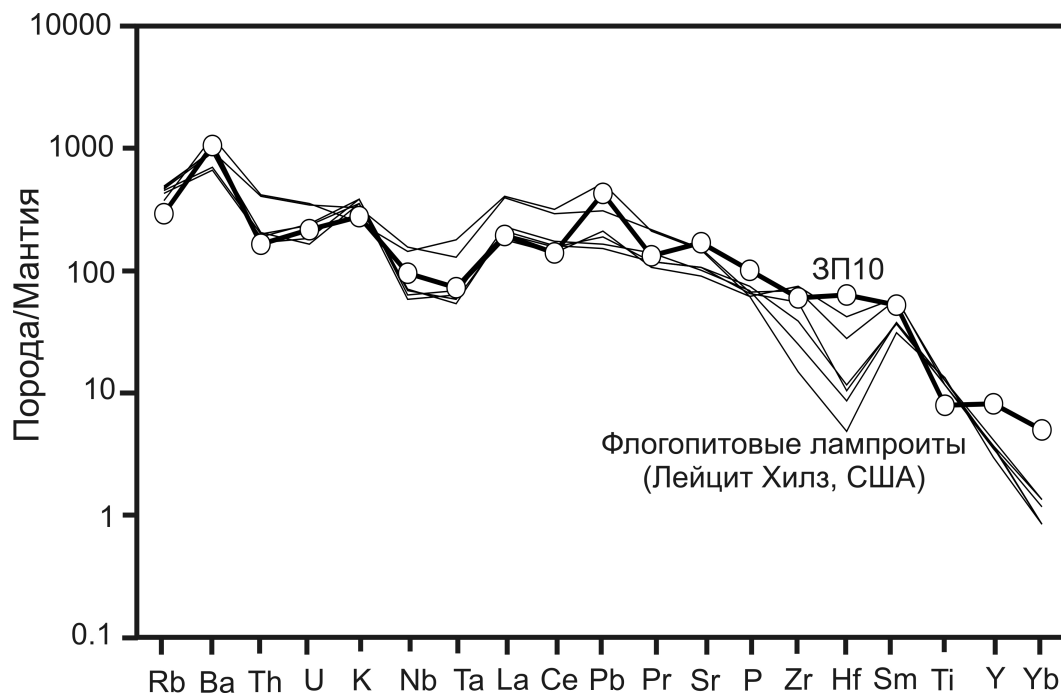


Рис. 1. Диаграмма нормирования к примитивной мантии [6] для лампроитов Норильского района в сопоставлении с флогопитовыми лампроитами Лейцит Хилз [7].

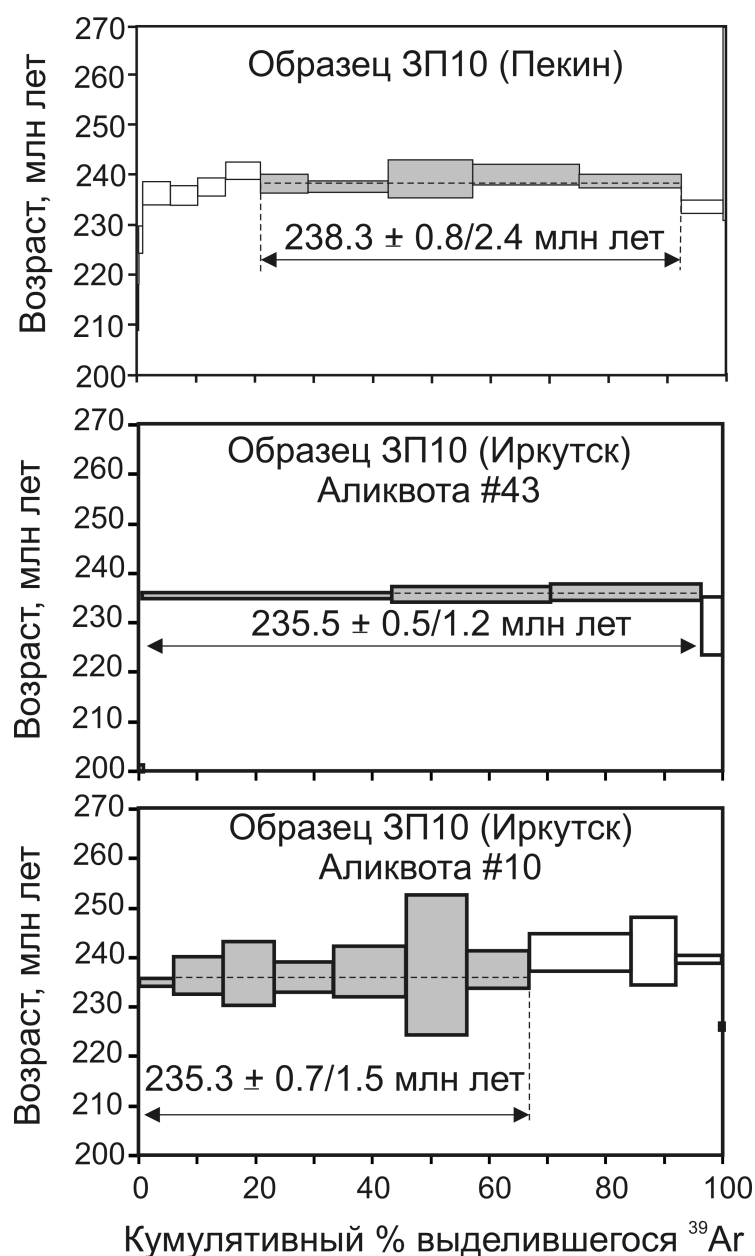


Рис. 2. Возрастные спектры ступенчатого нагрева для трех аликвот, датированных в двух различных лабораториях с предварительным травлением HF (г. Пекин) и без него (г. Иркутск).

удаления потенциально измененных зон и облучена в реакторе 49-2 (г. Пекин, Китай) совместно с монитором возраста Bern 4M (18.700 ± 0.096 млн лет). После облучения этот образец был измерен в Институте геологии и геофизики КАН (г. Пекин, Китай) на масс-спектрометре MM5400 с использованием методики ступенчатого нагрева. Две других аликвоты не обрабатывались кислотами, были облучены в ядерном реакторе ИРТ-Т (г. Томск, Россия) с тем же монитором возраста и измерены в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск, Россия) на масс-спектрометре Argus VI также с использованием методики ступенчатого нагрева. Спектры ступенчатого нагрева приведены на рис. 2. По ним видно, что независимо от того, обрабатывалась ли аликвота флогопита кислотой или нет, она показывает возраст «плато». Возраст плато для аликвоты, датированной в Пекине, соответствует $238.3 \pm 0.8/2.4$ млн лет (где ошибка приведена как $\pm x/y$, где x – аналитическая ошибка, а y – внешняя, т.е. с без учета и с учетом всех погрешностей для монитора возраста), а возраст плато для аликвот, датированных в Иркутске, –

235.5±0.5/1.2 млн лет и 235.3±0.8/1.5 млн лет. Несмотря на наличие заметного (на уровне 1 % от возраста образца) межлабораторного рассогласования, и в том и другом случае возраст соответствует анизийскому веку среднего триаса. Датировка по аликвоте, обработанной плавиковой кислотой, показывает более древний возраст, что может быть связано с удалением кислотой зон кристаллов, которые претерпели частичные потери радиогенного аргона.

По экспериментальным данным лампроиты образуются при плавлении мантии при давлении выше 4–5 ГПа, т.е. на глубине более 130–150 км [5]. Таким образом, полученная датировка указывает на то, что толщина литосферы в среднем триасе была не меньше этого значения, что ставит под сомнение модели, подразумевающие значительное утонение (до 60 км) литосферы, для образования пермо-триасовых Сибирских траппов [5].

Работа поддержана Интеграционным проектом СО РАН № 6.

- [1] Fedorenko V.A., Czamanske G.K. Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia // *International Geology Review*. 1997. V. 39. P. 479–531.
- [2] Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I. A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: Implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2006. V. 7. Q11014.
- [3] Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Издание 2-е, дополненное. Новосибирск: Изд-во «Нонпарель», 2001. 407 с.
- [4] Wooley A.R., Bergman S.C., Edgar A.D., Le Bas M.J., Mitchell R.H., Rock N.M.S., Smith B.H.S. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the calcilitic, melilitic, and leucitic rocks // *The Canadian Mineralogist*. 1996. V. 34 P. 175–186.
- [5] Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsкая N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Y.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*. 2011. V. 477. P. 312–316.
- [6] McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- [7] Mirnejad H., Bell K. Origin and source evolution of the Leucite Hills lamproites: evidence from Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. P. 2463–2489.

НАДСУБДУКЦИОННЫЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ (НУММ) УРАЛО-МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ

А.Э. Изох, Е.В. Скляр***, Д.П. Гладкочуб**, А.А. Сорокин****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, izokh@igm.nsc.ru

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

***Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН director@igm.ru

Урало-Монголо-Охотский подвижный пояс является ключевой структурой Северной Евразии для изучения мафит-ультрамафитовых образований, имеющих надсубдукционные геохимические характеристики. К этому типу относятся низкотитанистые высокоглиноземистые перидотит-анортозит-габбровые интрузивы, для которых характерны очаговый характер размещения массивов, тесная пространственная и временная сопряженность с островодужными вулканическими сериями и высокоглиноземистыми плагиогранитами. Геохимические особенности габброидов согласуются с их образованием в результате кристаллизационной дифференциации высокоглиноземистых высокомагнезиальных базальтовых расплавов в малоглубинных промежуточных камерах. Для габброидов этих ассоциаций характерны высокие содержания глинозема и магния при низких концентрациях некогерентных элементов Ti, K, Zr и R3Э. В распределении R3Э наблюдается слабая обогащенность легкими R3Э, положительная европиевая аномалия, проявленная даже в ультраосновных дифференциатах. Устанавливается резкий минимум по Ta, Nb, Zr и Hf, а также максимум по Sr. Изотопные характеристики также близки к высокоглиноземистым базальтам современных островных дуг ($\epsilon_{Nd} +4 \dots 6$), при низких первичных Sr^{86}/Sr^{87} отношениях (<0.7004).

Традиционно подобный магматизм, обладающий такими геохимическими метками, рассматривается как индикатор островодужных геодинамических обстановок или обстановок активных континентальных окраин [1–4]. Для Центрально-Азиатского сектора этого пояса установлены следующие возрастные рубежи такого магматизма: 1100 млн лет – Восточный Саян (Аргыджекский, Талажинский массивы); 825 млн лет – Байкало-Муйский пояс (Маринкинский интрузив); 650 млн лет – Байкало-Муйский пояс (Заоблачный, Якутский); 545–530 млн лет – Кузнецко-Алатауский, Западно-Саянский и Тувино-Монгольский пояса (Аталыкский, Тарлашкинский, Харачулу); 330 млн лет – Заалтайское Гоби (Дзахой, Ярын Хад); 285 млн лет – Монголо-Охотский пояс (Лукиндинский массив).

В некоторых районах по пространственному расположению разновозрастных низкотитанистых и высокотитанистых НУММ удается реконструировать не только положение палеосубдукционных зон, но и направление их погружения. К таким примерам можно отнести Хиргиснурский ареал раннепалеозойского островодужного магматизма в Озерной зоне Западной Монголии [5] и Аталыкский ареал в Горной Шории.

В то же время геохронологические исследования ряда НУММ массивов Алтае-Саянской области, Западной Монголии и Приольхонья показали, что аналогичные островодужным по строению и составу ассоциации появляются не только в геодинамических обстановках зрелых островных дуг или активных континентальных окраин, но и в аккреционно-коллизонных обстановках, где невозможно привлекать модели магмогенерации с участием зоны субдукции [1, 2, 6, 7]. Сходство петролого-геохимических характеристик пород расслоенных перидотит-габбровых массивов островодужного и коллизонного этапов обусловлено образованием их родоначальных расплавов путем частичного плавления однотипного надсубдукционного мантийного источника.

Работа выполнена в рамках проекта партнерских фундаментальных исследований СО РАН – УрО РАН – ДВО РАН № 6.

- [1] *Изох А.Э., Богнибов В.И., Поляков Г.В., Мельгунов М.С.* Геохимические особенности и геодинамические условия образования высокотитанистых габброидов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360, № 5. С. 660–662.
- [2] *Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.* Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.
- [3] *Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.Э., Яковлева С.З.* Триасовый этап мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 11. С. 1489–1500.
- [4] *Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А.* Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 10–31.
- [5] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б.* Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17, № 5. С. 470–508.
- [6] *Владимиров А.Г., Гибишер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.* Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады Академии наук. 1999. Т. 369, № 6. С. 795–798.
- [7] *Бородина Е.В., Изох А.Э., Монгуш А.А.* Булкийский перидотит-габбровый массив (Западный Саян) – синколлизийный тип расслоенных интрузивов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 393–408.

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ И ДЕВОНСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

*А.И. Киселев**, *В.В. Ярмолюк***, *И.И. Колодезников****,
*К.К. Стручков****, *К.Н. Егоров**

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

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

*** Якутск, Якутский государственный университет, alfatwo@yandex.ru

В истории Сибирского кратона после его стабилизации особо ярко выделяются неопротерозойская и среднепалеозойская эпохи рифтогенеза, в ходе которых кратон приобрел контуры, близкие к современным. Так, неопротерозойский рифтогенез привел к отделению Сибирского кратона от лаврентийской части Родинии в конце неопротерозоя [1] и к образованию его южной (в современных координатах) границы. Результатом девонского рифтогенеза стало образование восточной границы Сибирского кратона. Раскол континента был сопряжен с образованием тройной системы рифтов, наиболее известная ветвь которой представлена внутриконтинентальным Вилуйским рифтом, слепо выклинивающимся в теле кратона. Две другие ветви определили границу раскола континента и отделение от него восточных территорий. Этим ветвям отвечают Верхоянский и Сетте-Дабанский рифты, фрагменты которых в настоящее время отмечаются в пределах Оленекской (Хараулахский сегмент) и Южно-Верхоянской краевых зон мезозойского Верхоянского складчато-надвигового пояса соответственно (ВСНП) [2].

Есть основания полагать, что восточной границе кратона и в додевонское время отвечала крупная структурная граница, определявшая в этой части континента характер геологических процессов, в которые вовлекалась литосфера Сибирского палеоконтинента. Так, с сетте-дабанской ее частью сопряжены выходы позднерифейских базитов, образование которых по времени коррелируется с начальными стадиями распада Родинии [3]. Имеются свидетельства, что Хараулахский (северо-восточный) сегмент этой границы также участвовал в процессах додевонской тектономагматической активизации. Индикаторы этих процессов – проявления нижнекембрийского базитового магматизма на Оленекском поднятии в северо-восточной части кратона и бимодального магматизма собственно в Хараулахской зоне.

В основу работы положены результаты изучения раннепалеозойского и девонского магматизма Хараулахского сегмента границы кратона. Вендско-кембрийские осадочные породы экспонированы на поверхность. В низовьях Лены в пределах Чекуровской антиклинали вендские известняки и доломиты с несогласием перекрыты базальными горизонтами кембрия, представленными мелководными песчаниками и сланцами, а также флювиальными конгломератами, состав которых почти исключительно определяет галька кварц-полевошпатовых порфириров вулканического и/или гипабиссального происхождения. Порфиры относятся к семейству калиевых риолитов. Однородность обломочного материала указывает на местный для них коренной источник. На конгломератах залегают два потока базальтов (10 и 28 м). Возраст калиевых риолитов, галька которых подстилает базальты, определен U-Pb методом по циркону и составляет 534.6 ± 0.5 млн лет. К нему близок возраст эксплозивных базитовых брекчий (543.9 ± 0.24 млн лет) в венд-кембрийском Хорбусуонском разрезе на Оленекском поднятии [3]. Наблюдаемое сонахождение обломков риолитов с покровом базальтов в венд-кембрийском разрезе Чекуровской антиклинали, а также обломков риолитов и базальтов в конгломератах в аналогичном по возрасту разрезе Булкурской антиклинали обеспечивает седиментологическое доказательство проявления нижнекембрийского бимодального вулканизма в Хараулахском поднятии [4, 5]. Кроме базальтов к нижнекембрийской группе пород относятся силлы долеритов, внедрившиеся в отложения рифея и венда.

На диаграмме $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ раннепалеозойские базальты группируются в поле щелочных составов вблизи границы с субщелочными базальтами. По содержанию элементов-приме-

сей они выделяются наличием положительной Ta-Nb аномалии, повышенными содержаниями Zr и Ti, а также относительно пониженными Sr. На графиках парных отношений $Zr/Nb - Nb/Th$, $Th/Ta - La/Yb$, $Nb/Y - Zr/Y$ данные базальты большей частью располагаются в полях составов базальтов океанических плато и океанических островов.

Девонские вулканогенно-осадочные образования Верхоянского рифта распространены на территории дельты р. Лены. Базальтовые потоки здесь чередуются с девонскими известняками. По находкам брахиопод в карбонатных породах, подстилающих лавовую толщу, возраст базальтов соответствует низам франского яруса верхнего девона [6]. Базальты являются высокотитанистыми толеитами, сильно варьирующимися по суммарному содержанию щелочей, что обусловлено «пятнистым» проявленным калиевым метасоматозом пород. В то же время присутствие в составе некоторых образцов наряду с санидином магматического биотита и керсунита (обр. 8-10) может отражать вещественную неоднородность излившихся расплавов.

Девонские базальты отличаются от нижнекембрийских базальтов более высокими содержаниями кремния. По составу девонские базальты близки базальтам Вилуйского рифта. По суммарному содержанию натрия и калия составы этих базальтов соответствуют породам толеитовой и умереннощелочной серий. На диаграмме $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ они, как и нижнекембрийские базальты, располагаются в пограничной области между щелочными и субщелочными составами. При рассмотрении геохимических особенностей пород с помощью мультиэлементных диаграмм отмечается, прежде всего, их сходство с кембрийскими базальтами. В то же время они отличаются относительно более низкими содержаниями Sr, Ba, Hf, P и Ti. На графиках парных отношений $Zr/Nb - Nb/Th$, $Th/Ta - La/Yb$, $Nb/Y - Zr/Y$ девонские базальты, так же как и кембрийские, располагаются в полях составов базальтов океанических плато и океанических островов, характеризующих плюмовые источники мантийного магматизма.

Таким образом, в пределах северо-восточного края Сибирской платформы выявлено две вспышки внутриплитного магматизма. Одна пришлась на начало кембрия, другая – на ранний девон. Вторая вспышка была связана с образованием северной ветви (в современной структуре) тройной системы грабенов, вызвавшей раскол палеоконтинента и формирование восточной границы Сибирской платформы. Раннекембрийский импульс магматизма был относительно маломощным, но, несомненно, его проявления структурно тяготели к тем участкам платформы, вдоль которых в девоне произошел раскол континентальной плиты. Магматизм протекал на фоне растяжения, которое, как предполагается в [5, 7], началось не позднее 543 млн лет и продолжалось до 530 млн лет. Считается, что сохранившиеся фрагменты вулканогенно-осадочных ассоциаций представляют южную наиболее удаленную часть плеча рифта, который развивался (в современных координатах) по северному краю Сибирского кратона. Геохимическая специфика нижнекембрийских базитов и их мантийных источников, проявления бимодального риолит-базальтового магматизма в совокупности с историей венд-кембрийского осадконакопления [5] – достаточное основание, позволяющее рассматривать нижнекембрийский рифтогенез и сопряженный с ним магматизм как следствие плюм-литосферного взаимодействия на северо-востоке Сибирского кратона.

Здесь следует напомнить, что в пределах сетте-дабанской (южной) части восточной границы платформы так же неоднократно протекали процессы рифтогенеза. В связи с этим мы полагаем, что приуроченность разновозрастных зон растяжения к восточному краю кратона является показателем существования вдоль него древнего структурного шва. В основании литосферы такие швы нередко проявляются как астеносферные ловушки. Можно предположить, что подобное строение восточной границы кратона стало причиной ее развития в режиме рифтогенеза в те периоды геологической истории, когда литосфера палеоконтинента попадала в область воздействия мантийных плюмов.

Ранее нами был сделан вывод [8], что после распада Родинии Сибирский континент дрейфовал над Африканским горячим полем мантии. Полученные здесь данные позволяют сделать вывод, что взаимодействие континента с мантийными плюмами этого горячего поля началось, по крайней мере, с раннего кембрия. Учитывая большое геохимическое сходство кембрийских и девонских базитов, можно предположить, что в это время источником для них служила относительно однородная по составу мантия типа PREMA.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 11-05-00444).

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.
- [2] Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК, Наука / Интерпериодика, 2001. 572 с.
- [3] Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty Sh.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293–1298.
- [4] Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.
- [5] Pelechaty Sh.M., Grotzinger J.P., Kashirtsev V.A., Zhernovsky V.P. Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on Vendian-Cambrian basin dynamics, Northern Siberian craton // Journal of Geology. 1996. V. 104. P. 543–563.
- [6] Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на северо-востоке СССР (литология и вулканизм). М.: Наука, 1990. 250 с.
- [7] Худoley А.К., Серкина Г.Г. Раннепалеозойский рифтогенез восточной окраины Сибирской платформы: сравнение геологических данных и кривых тектонического погружения дна бассейна // Тектоника и геофизика литосферы: Материалы XXXV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. Т. 2. С. 288–291.
- [8] Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.F. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Review. 2010. V. 102. P. 491–504.

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ: БИФУРКАЦИИ ПРИ ГИСТЕРЕЗИСЕ НЕЛИНЕЙНОГО РЕЗОНАНСА

А.В. Ключевский, Р.Г. Хлебопрос**·****

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

**Красноярск, Сибирский федеральный университет

***Красноярск, Институт биофизики СО РАН

В работах [1–3] литосфера Земли рассматривается как самоорганизующаяся система блоков, энергия которой минимизируется в каждый момент времени на фоне изменяющейся ситуации. Поскольку в системе блоков литосферы сброс энергии и напряжений при землетрясениях является одним из способов минимизации этих параметров [4], использование данной концепции в исследованиях процессов сеймотектонического разрушения литосферы различных регионов на базе представления о ней как о нелинейной диссипативной динамической системе привело к значительным успехам [5]. Применительно к земным условиям общую теорию динамики диссипативных систем еще предстоит создавать с учетом блокового строения среды, гетерогенности и неоднородности литосферы по прочности, напряженному состоянию и реологическим свойствам, разномасштабности и иерархичности протекающих в ней процессов, а также влияния многочисленных флуктуаций внешнего и внутреннего происхождения. В дальнейшем развитии теории геодинамики литосферы большую роль будут играть лабораторные и натурные сейсмологические эксперименты, наиболее значимыми из которых являются опыты по прогнозу сильных землетрясений, верифицирующие концепцию и характеризующие приближение свойств и особенностей региональной сейсмичности к общей теории.

Современные знания о сейсмическом процессе и сильных землетрясениях позволяют считать, что они являются свойством одной из разновидностей широкого класса нелинейных диссипативных систем, проявляющих противоположные тенденции стремления к порядку и к хаосу [6]. В таких системах переходы от состояния равновесия к неустойчивому равновесию и локальной динамической неустойчивости, порождающие сильное землетрясение, возникают при условии притока энергии, а обратные переходы – при условии диссипации энергии. Одними из признаков состояния неустойчивого равновесия выступают такие явления, как генерация колебаний внутри системы или их проявление вследствие фазовой синхронизации с колебаниями во внешних системах. Помимо этих прогностических признаков с приближением к переходу в новое качественное состояние (бифуркация – катастрофа) возникает фликкер-шум, появляются «взрывные» импульсы шума и другие нестационарные эффекты – предвестники сильного землетрясения. Сценарий реализации землетрясения достаточно сложно зависит от сочетания ряда факторов, что и определяет трудности прогноза места, времени и силы землетрясения.

В сейсмологии разработаны подходы к прогнозу сильных землетрясений, базирующиеся преимущественно на мониторинге изменений геолого-геофизических свойств литосферы в области очага и статистике сейсмичности [7–9]. Показано, что упрочнения в зонах разломов действуют как барьеры, что приводит к сильным землетрясениям [10]. По алгоритмам распознавания образов выполнены среднесрочные прогнозы сильных землетрясений мира [11]. Большинство предвестников сильных землетрясений находят объяснение в рамках моделей трещинообразования и разрушения иерархически организованной среды [7, 12]. Наш подход к механизму генерации сильных землетрясений базируется на этой концепции с учетом особенностей нелинейной геодинамики литосферы Байкальской рифтовой системы [13].

В работе развивается представление о том, что механизм генерации сильных землетрясений Байкальского региона связан с бифуркациями при гистерезисе нелинейного резонанса системы из трех осцилляторов – структур-аттракторов рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы [14, 15]. Эту попытку изучения литосферных процессов внутриконтинентальной рифтовой системы в рамках модели нелинейного осциллятора с диссипацией следует рассмат-

ривать как предварительную гипотезу, ориентированную на понимание современной геодинамики и региональной сейсмичности. Модель верифицируется в пространственно-временном и магнитудном распределении пар сильных землетрясений региона: все произошедшие за период инструментальных наблюдений пары пространственно разнесенных, но близких во времени сильных землетрясений с магнитудой $M_{LH} > 5.5$ удовлетворяют основным теоретическим выводам. Для дальнейшего развития модели и прогноза сильных землетрясений региона необходимо углубленное изучение основных нелинейных процессов современной геодинамики и тектонофизики литосферы Центральной Азии.

- [1] Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.
- [2] Keilis-Borok V.I. The lithosphere of the Earth as a non-linear system with implications for earthquake prediction // *Reviews of Geophysics*. 1990. V. 28. P. 19–34.
- [3] Sornette D., Davy P., Sornette A. Structuration of lithosphere in plate tectonics as a self-organized critical phenomenon // *Journal of Geophysical Research*. 1990. V. 95. P. 17353–17361.
- [4] Bak P., Tang C. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon // *Journal of Geophysical Research*. 1989. V. 94. P. 15635–15637.
- [5] *Физические основы прогнозирования разрушения горных пород*. М.: ИФЗ РАН, 2010. 100 с.
- [6] Соболев Г.А. Динамика сейсмического процесса и предсказуемость землетрясений // *Физические основы прогнозирования разрушения горных пород*. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 81.
- [7] Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
- [8] Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.
- [9] Kanamori H. Earthquake Prediction: An Overview // *International handbook of earthquake and engineering seismology*. 2002. Part B. P. 1205–1316.
- [10] Das S., Aki K. Fault planes with barriers: a versatile earthquakes model // *Journal of Geophysical Research*. 1977. V. 82. P. 5664–5670.
- [11] Keilis-Borok V.I., Kossobokov V.G. Premonitory activation of earthquake flow. Algorithm M8 // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1990. V. 61. P. 73–83.
- [12] Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. Физические основы прогнозирования механического разрушения // *Доклады Академии наук СССР*. 1981. Т. 259, № 6. С. 1350–1353.
- [13] Klyuchevskii A.V. Nonlinear geodynamics of the Baikal Rift System: an evolution scenario with triple equilibrium bifurcation // *Journal of Geodynamics*. 2010. V. 49, № 1. P. 19–23.
- [14] Ключевский А.В. Структуры-аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы // *Доклады Академии наук*. 2011. Т. 437, № 2. С. 249–253.
- [15] Ключевский А.В. Аттракторы рифтогенеза как атрибут кайнозойского этапа эволюции литосферы Байкальской рифтовой системы // *Доклады Академии наук*. 2011. Т. 440, № 6. С. 811–814.

К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ БАРГУЗИНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: Sr-Nd-Hf-Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО ГРАНИТОИДАМ

*В.П. Ковач**, *Е.Ю. Рыцк**, *А.Б. Котов**, *К.-Л. Ван***, *В.В. Ярмолук****,
*Б.-М. Джан*****, *Г.В. Овчинникова**, *С.-Л. Чан*****, *Н.Ю. Загорная**, *Н.А. Сергеева**,
*Б.М. Гороховский**, *Х.-Я. Ли *****

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com

**Тайпей, Тайвань, Институт наук о земле Академии Синика

***Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

****Тайпей, Тайвань, Национальный университет Тайваня

Геологическая структура Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием микроконтинентов и мобильных поясов различного возраста. Эти образования сшиваются многочисленными гранитоидами и вулканоплутоническими комплексами палеозойского и мезозойского возраста. Вместе с тем выделение микроконтинентов в структуре ЦАСП носит дискуссионный характер, что в особенности касается выделения Баргузинского микроконтинента [1].

Баргузинский микроконтинент был выделен Л.П. Зоненшайном с соавторами [2] на месте его структурного предшественника – «Баргузино-Витимского срединного массива» [3] и включал Олоkitский прогиб, Байкало-Муйский пояс (БМП) и Баргузинскую зону. Впоследствии В.Г. Беличенко и др. [4] включили в состав микроконтинента Икатский террейн, однако позднее пришли к выводу, что особенности строения Баргузинского и Икатского террейнов не позволяют отождествлять их с эталонным типом микроконтинентов с классическим двухчленным строением (фундамент – чехол) [1]. Вместе с тем обобщение Sr-Nd изотопных данных для пород в целом, Pb-Pb данных по полевым шпатам и Hf изотопных данных по цирконам из палеозойских гранитоидов региона, сшивающих на рубежах 470–440 и около 290 млн лет его террейновую структуру, позволяет вновь вернуться к проблеме выделения Баргузинского микроконтинента в структуре ЦАСП.

Согласно [5], Баргузино-Витимский супертеррейн (БВС) включает «турбидитовые» Хамардабанский, Итанца-Туркинский, Витимкан-Ципинский и карбонатно-терригенный Баргузинский террейны, Амалатский метаморфический террейн, Удино-Витимский террейн раннего палеозоя и метаморфические Хилок-Витимский, Кондинский и Западно-Становой террейны. Большая часть площади БВС сложена гранитоидами Ангара-Витимского батолита с возрастом 290 ± 10 млн лет. В Катерской зоне Байкало-Муйского пояса (БМП), Баргузинском, Витимкан-Ципинском и Амалатском террейнах БВС выделены раннепалеозойские гранитоиды с возрастом 470 и 440 млн лет, а также более древние раннебайкальские гранитоиды с возрастом 800 и 790 млн лет. Стратифицированные неравномерно метаморфизованные образования в ксенолитах и провесах кровли батолита относятся к раннебайкальскому (1.00–0.78 млрд лет), позднебайкальскому (0.72–0.60 млрд лет) и венд-раннепалеозойскому комплексам.

Имеющиеся геологические и геохронологические данные позволяют предполагать, что поздневендская эпоха развития БМП и БВС является единой в геодинамическом плане и отвечает обстановке континентального рифтогенеза на рубеже около 590 млн лет, за которой последовала стабилизация и формирование карбонатного шельфа. Поздневендскому континентальному рифтогенезу предшествовали аккреционные события, в результате которых на рубеже около 600 млн лет БВС в целом или по крайней мере его северные зоны представляли новообразованный позднебайкальский континентальный массив.

Nd изотопные особенности палеозойских гранитоидов БВС могут быть суммированы следующим образом. Раннепалеозойские гранитоиды Баргузинского террейна ($\epsilon_{Nd}(t) = -8.1 \dots -17.0$, $t_{Nd}(C) = 1.10-0.84$ млрд лет) формировались за счет переработки преимущественно раннебайкальских источников, которые, по-видимому, впоследствии были совмещены с

раннедокембрийской корой, послужившей одним из источников гранитоидов Ангаро-Витимского батолита в восточной части террейна ($\epsilon_{Nd}(t)=+1.6 \dots +4.6$, $t_{Nd}(C)=2.5-1.8$ млрд лет). В процессы формирования гранитоидов Витимкан-Ципинского ($\epsilon_{Nd}(t)=-18.4 \dots -1.3$, $t_{Nd}(C)=2.7-1.4$ млрд лет), Итанца-Туркинского ($\epsilon_{Nd}(t)=-16.1 \dots +0.6$, $t_{Nd}(C)=2.4-1.0$ млрд лет) и Амалатского ($\epsilon_{Nd}(t)=-14.7 \dots -2.3$, $t_{Nd}(C)=2.3-1.3$ млрд лет) террейнов были вовлечены как неопротерозойские, так и раннедокембрийские источники в различных пропорциях. Позднепалеозойские гранитоиды Удино-Витимского террейна отличаются более «ювенильными» Nd изотопными характеристиками ($\epsilon_{Nd}(t)=-5.0 \dots -0.5$, $t_{Nd}(C)=1.5-1.1$ млрд лет) и формировались за счет смешанных источников с раннедокембрийским и неопротерозойским Nd модельным возрастом при преобладании последних. Эти данные согласуются с представлениями С.В. Руженцева с соавторами [6] о формировании олдындинской серии на байкальском гетерогенном фундаменте. Исходные расплавы гранитоидов Хилок-Витимского и Кондинского террейнов ($\epsilon_{Nd}(t)=-1.2 \dots +3.4$, $t_{Nd}(C)=1.20-0.82$ млрд лет), вероятно, были образованы при плавлении смешанных источников, в которых преобладал неопротерозойский или более молодой ювенильный компонент.

Вне зависимости от тектонических моделей формирования известково-щелочных и субщелочных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, Nd изотопные данные для позднепалеозойских гранитоидов Баргузинского, Витимкан-Ципинского, Итанца-Туркинского и Амалатского террейнов отражают участие в их строении как раннедокембрийских, так и неопротерозойских коровых источников. Смещение таких источников в процессе осадконакопления или тектонического совмещения и их последующая переработка привели к появлению гранитоидов с широкими вариациями величин $\epsilon_{Nd}(t)$ и Nd модельного возраста.

Hf изотопные данные для цирконов исследованных гранитоидов в целом согласуются с Nd изотопными данными по породам в целом. В отдельных случаях установлены значительные вариации величин $\epsilon_{Hf}(t)$ и модельного возраста $t_{Hf}(C)$, превышающие аналитические погрешности (напр., $\epsilon_{Hf}(t)=-12.4 \dots -3.3$, $t_{Hf}(C)=1.7-1.3$ млрд лет), что свидетельствует о процессах смешения магм, образованных при плавлении источников различного возраста.

Этот вывод также подтверждается результатами исследований изотопного состава Sr гранитоидов. На диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i - \epsilon_{Nd}(t)$ большинство составов исследованных гранитоидов образует тренд от нижней части поля мантийной эволюции в сторону нижней коры, характеризующийся снижением величин $\epsilon_{Nd}(T)$ от -3.8 до -13.8 и вариациями величин $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ от 0.705689 до 0.707830 . Другая группа составов отклоняется в сторону более высоких значений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.71029-0.71368$ при сходных величинах $\epsilon_{Nd}(T)=-3.6 \dots -8.6$. Полученные данные позволяют предполагать, что источниками расплавов гранитоидов могли являться породы древней нижней коры, верхней коры и источники неопротерозойского возраста.

Pb изотопные особенности калиевых полевых шпатов из гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и их корреляция с Nd изотопным составом пород в целом могут быть интерпретированы в рамках модели трехкомпонентного смешения: палеопротерозойской нижней коры, древней верхней коры среднего состава и неопротерозойской нижней коры.

И, наконец, Re-Os изотопные данные по сульфидам из мантийных ксенолитов Витимских платобазальтов свидетельствуют о том, что часть субконтинентальной литосферной мантии региона является протерозойской, а главные тектонотермальные эпизоды ее эволюции имели место около 2.0 , 1.4 , 1.2 , 0.9 и 0.5 млрд лет назад [7].

При анализе особенностей структуры изотопных провинций БВС и прилегающей территории обращает на себя внимание следующее. Анамакит-Муйская зона БМП отделена от Сибирского кратона зоной палеотроговых структур БМП с неопротерозойскими значениями Nd модельного возраста, а сама вместе с Витимкан-Ципинским и большей частью Баргузинского и Амалатского террейнов принадлежит области (мезо)-палеопротерозойской, преимущественно древнекоревой изотопной провинции. Южная часть БВС образована мезопротерозойской (Удино-Витимский террейн) и (палео)-мезопротерозойской (Итанца-Туркинский и часть Амалатского террейнов) изотопными провинциями, которые ограничены поясом (мезо)-неопротерозойских значений Nd модельного возраста (Хилок-Витимский и Кондинский террейны).

Таким образом, можно предполагать, что Баргузинский, Витимкан-Ципинский, Итанца-Туркинский и Амалатский террейны БВС, а также Анамакит-Муйская зона БМП в конце позд-

него неопротерозоя могли быть объединены в составе Баргузинского микроконтинента. Фундамент последнего был существенно переработан в ходе ранне- и позднепалеозойского этапов тектогенеза, а осадочный чехол отражает существенное влияние неопротерозойских вулканогенных комплексов, представленных в палеотроговых прогибах Байкало-Муйского пояса.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 10-05-00713, 11-05-92003, 12-05-00616), NSC Тайваня (NSC 101-2923-M-002-0096, NSC 101-2923-M-001-001-MY3) и Фонда развития отечественной геологии.

- [1] Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 1049–1059.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
- [3] Алтухов Е.Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М.: Недра, 1980. 223 с.
- [4] Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 29–40.
- [5] 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.
- [6] Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Ларионов А.Н., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434. С. 361–364.
- [7] Wang K.-L., O'Reilly S.Y., Kovach V., Yarmolyuk V., Kuzmin M., Prikhodko V., Griffin W.L., Pearson N.J. Ancient continents among the accretionary complexes of the Central Asia orogenic belt: in situ Re-Os evidence // 1st International Workshop on geodynamic evolution of the Central Asian orogenic belt, May 25–27, 2012. St. Petersburg, 2012. Abstract-CD.

ЭТАПЫ ДО- И ПОСТАККРЕЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ГЕРЦИНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк*, А.В. Травин**, Е.Б. Сальникова***,
И.В. Анисимова***, Ю.В. Плоткина****

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

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

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

Аккреционные структуры герцинид Центрально-Азиатского складчатого пояса были сформированы в среднем палеозое в результате сближения Сибирского и Таримского палеоконтинентов. Это встречное движение вело к постепенному закрытию разделяющей их ветви Палеоазиатского океана [1] и сопровождалось процессами конвергенции на ее границах, в том числе с образованием аккреционных террейнов, островных дуг и активных окраин вдоль границ континентальных блоков. Крупнейшим проявлением этих процессов стала аккреция блоков ювенильной коры к краю Сибирского континента. Ее результатом стало образование складчатой области герцинид, которая в современной структуре прослеживается из Восточного Казахстана через Северо-Западный Китай в Южную и Юго-Восточную Монголию [2].

После завершения формирования складчатой области ее структуры были вовлечены в длительный период переработки в режиме постаккреционного магматизма, растянувшийся с начала карбона до ранней перми включительно. В истории этого магматизма выделяется два этапа. Ранний был связан с формированием активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента и традиционно рассматривался как орогенный. Его продукты имеют типичные надсубдукционные характеристики и распределены практически по всей площади герцинид, образуя вулканический плащ краевого пояса и многочисленные массивы гранитоидов.

С поздним этапом, оторванным во времени от формирования краевого пояса, связано образование цепочек грабенов, выполненных вулканическими породами бимодальной ассоциации повышенной щелочности, и сопряженных с ними дайковых поясов и массивов субщелочных и щелочных гранитоидов. Их расположение контролируется субширотными (в современных координатах) системами разломов. Магматизм этого этапа, протекавший после завершения орогенных процессов, может быть классифицирован как анорогенный. Таким образом, в герцинидах Центральной Азии наблюдается последовательная смена надсубдукционных магматических ассоциаций внутриплитными, при этом выделяется три главных этапа магматизма: доаккреционный островодужный, постаккреционный окраинно-континентальный и анорогенный. Нами были проведены новые геохронологические исследования и систематизированы имеющиеся данные о времени проявления магматизма этих этапов для восточного сегмента герцинид Центральной Азии.

Доаккреционный островодужный этап. К сожалению, геохронологических данных для ранних этапов формирования континентальной коры до сих пор очень мало. Это связано с тем, что наиболее распространенный минерал-геохронометр циркон начинает кристаллизоваться из расплавов зрелой стадии развития островных дуг. Герциниды Центральной Азии не являются исключением. Для их монгольского сегмента наиболее древние геохронологические данные известны для метабазальтов хр. Дзойлен – 421–417 млн лет [3], что согласуется с находками силурийской фауны в метаосадочных толщах. Более зрелый этап развития островных дуг Южной Монголии зафиксирован в гранитоидных магматических комплексах порфировых месторождений Ою-Тологой и Цаган-Сувурга, где он датируется интервалом 374–363 млн лет [4]. Однако порфировые рудные системы формировались и раньше. На приграничной с Западной Монголией территории Китая время магматизма в рудном узле Менгси оценивается в 423–409 млн лет. В целом, для герцинид Синьзяня устанавливается несколько более широкий возрастной интервал формирования островодужных комплексов – ~430–358 млн лет.

Постаккреционный окраинно-континентальный этап. Островодужные вулканогенно-осадочные комплексы на территории Южной Монголии повсеместно со структурным несогласием перекрываются слабдеформированными базальт-андезит-риолитовыми известково-щелочными вулканическими сериями и прорываются гранитоидами нормальной щелочности. Наиболее полный вулканический разрез этого этапа магматизма геохронологически охарактеризован на месторождении Ою-Тологой, где для него установлен возрастной интервал 354–321 млн лет [4]. Многочисленные гранитоидные массивы, распространенные по всей протяженности герцинид Южной Монголии, формировались в интервале 348–323 млн лет: Адж-Богд (348 ± 1 млн лет), Эдрэнгийн-Нуру (329 ± 1 млн лет), Севрей (330 ± 4 млн лет), Аршаан (333 ± 3 млн лет), Северо-Ханбогдинский (325 ± 3 млн лет), массивы Мандахского региона (339–323 млн лет) [5]. В Синьзяне начало постаккреционного магматизма на ювенильном фундаменте зафиксировано в Западной Джунгарии, где для базальтоидов установлен возраст 358 ± 5 млн лет. Наиболее поздние события, отвечающие этому этапу, датируются около 307 млн лет.

Надо отметить, что проявления надсубдукционного магматизма также фиксируются и в блоках с более древней континентальной корой, вмонтированных в складчатые структуры герцинид. Этот магматизм продолжался на всем временном интервале формирования островных дуг и развития активных континентальных окраин (~462–306 млн лет). Таким образом, процессы конвергенции в среднем–позднем палеозое протекали как в океанической области Палеоазиатского океана, формируя островные дуги, так и на границах континентальных блоков, впоследствии заключенных в складчатые структуры герцинид между блоками ювенильной коры.

Анорогенный этап. Наиболее ранние проявления анорогенного магматизма связаны с центральной частью Южной Монголии (грабен хр. Ноен и Тост (318 ± 1 млн лет) и Хара-Обинский массив щелочных гранитов (319 ± 4 млн лет)). Следующая вспышка анорогенного магматизма произошла спустя ~20 млн лет и охватила практически всю область Южно-Монгольских герцинид, включая вмонтированные в них блоки Южно-Гобийского микроконтинента с более древней континентальной корой. Временной интервал, отвечающий этому эпизоду, составляет 300–289 млн лет назад. В это время были сформированы массивы щелочных и субщелочных гранитоидов и бимодальные вулканические ассоциации Хан-Богд (290–292 млн лет), Мандах (292 ± 1 млн лет), Цаган-Богд (292 ± 1 млн лет), Бум (294 ± 4 млн лет), Улугей-Хид (297 ± 3 млн лет), Хар-Хад (289 ± 3 млн лет), Атас-Богд (299–302 млн лет) и др. Однако пик магматизма пришелся на время около 290 млн лет назад. Наиболее поздним эпизодом в развитии анорогенного магматизма в Южной Монголии стало формирование бимодальной вулканической ассоциации Номгонского грабена – 281 ± 3 млн лет [6].

Формирование бимодальных вулканических ассоциаций, гранитоидов А-типа, в том числе щелочных, происходило на анорогенной стадии развития герцинид практически по всей площади их распространения от Восточного Казахстана на западе до Внутренней Монголии на востоке. Однако ранний эпизод магматизма, зафиксированный нами в Южной Монголии, на смежной территории Китая практически не известен. Главный временной интервал анорогенной магматической активности в герцинидах Центральной Азии может быть оценен в 308–270 млн лет назад.

Вопрос о природе анорогенного магматизма в герцинидах Центрально-Азиатского складчатого пояса обычно рассматривается с позиций его связи либо с механизмом slab-window, либо с воздействием Таримского плюма. Выделение в развитии анорогенного магматизма эпизода, существенно предшествующего формированию траппов Тарима, в наибольшей мере соответствует модели отрыва слэба. Так, формирование ассоциаций хр. Ноен и Тост и Хара-Обинского массива произошло после прекращения магматизма окраинно-континентального этапа. Причиной, возможно, стало запираание зоны субдукции отдельными фрагментами Южно-Гобийского микроконтинента, ограничившими область герцинид с юга. Это могло породить отрыв слэба и подъем горячей мантии в образовавшийся разрыв субдуцируемой плиты, инициировав, таким образом, анорогенный магматизм. Аналогичный механизм мог реализовываться и позже, причем неоднократно, при аккреции островодужных террейнов и микроконтинентов Бейшаня, Джунгарии и Тянь-Шаня и инициировать главную вспышку анорогенного магматизма, вероятно связанную с несколькими сближенными во времени аккреционными событиями. В то же время возрастная близость этого магматизма с образованием траппов Таримской платформы не исключает возможность его плюмовой природы.

Таким образом, установлены временные рамки трех этапов образования и преобразования ювенильной континентальной коры герцинид Центральной Азии: доаккреционный островодужный – 430–358 млн лет, постааккреционный окраинно-континентальный – 358–307 млн лет и анорогенный – 319–270 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 10-05-00578, 12-05-33096), грантов Президента РФ (МК-1476.2012.5, НШ-2899.2012.5) и Программ ОНЗ РАН № 9 и 10.

- [1] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- [2] Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 46–62.
- [3] Helo C., Hegner E., Kroner A. et al. Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian orogenic belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth // Chemical Geology. 2006. V. 227. P. 236–257.
- [4] Wainwright A.J., Tosdal R.M., Forster C.N. et al. Devonian and Carboniferous arcs of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au district, South Gobi region, Mongolia // GSA Bulletin. 2011. V. 123. P. 306–328.
- [5] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 59–80.
- [6] Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Травин А.В. и др. Этапы и закономерности проявления позднепалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной Монголии // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 3. С. 308–314.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АКВАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ВЕРХНЕАНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В.Л. Коломиец

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bscnet.ru

Верхнеангарская впадина является отрицательной морфоструктурой 4-го порядка в зоне разворота структур Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с субмеридионального простирания на северо-восточное. Днище впадины представляет собой озерно-аллювиальную равнину и делится на две составляющие. Пониженный, равнинный юго-западный фрагмент занят поймой рек Верхняя Ангара и Котера. Возвышенно-увалистая северо-восточная часть террасирована (семь аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных уровней) и сложена песчаными толщами плейстоценового возраста.

Для толщ высокого террасового комплекса (VII–IV уровни) характерны однообразные внешние признаки со сходной цветовой гаммой, литологическим составом и текстурными качествами. По гранулометрическим характеристикам преобладают песчаные разности, где доминируют мелко- (средний размер частиц, $x=0.2$) и среднезернистые ($x=0.30–0.35$) пески.

Факт господства песчаных осадков, как в плане, так и по разрезу, свидетельствует о длительном существовании в этот временной отрезок примерно одинаковых динамических условий, способа транспортировки осадков и характера транспортирующей среды, которая по набору текстурных и структурных признаков (горизонтальная и косая слоистость, промытость, смесь из различных пропорций песчаных фракций с добавлением алевритовых зерен и, как следствие, хорошая и средняя отсортированность, небольшая асимметрия распределения в сторону крупных частиц с положительным ее коэффициентом в пределах первых единиц), безусловно, подтверждает аквальное происхождение таких отложений в режиме мелководных проточных озер со слабым волнением и придонным течением, а также блуждающих речных потоков с замедленными и средними скоростями движения воды.

Динамика палеопотоков, согласно среднему размеру зерен, имела в основном переходный тип между турбулентным и ламинарным режимом осаждения. Диапазон зерен и высокий суммарный процент песков (85–90 %) указывают на отложение данных осадков в прибрежной полосе акватории озерных водоемов с преобладанием береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации. По палеопотамологическим данным глубины таких палеобассейнов не превышали 7–10 м. По числу Фруда водотоки имели равнинный (<0.1) и полугорный (0.1–0.3), редко – горный грядовый (0.3–0.5) типы постоянных, хорошо разработанных русел в благоприятных условиях состояния ложа. Таким образом, осадки по фациально-генетической природе относятся к аллювиальным русловым грядовым и пойменным пескам речной макрофации.

Что же послужило основой столь длительного аквального образования осадков в Верхнеангарской впадине во временном диапазоне от эоплейстоцена до конца среднего неоплейстоцена? В первую очередь обращают на себя внимание процессы тектогенеза. Работами [1–3] установлено, что в четвертичное время территория БРЗ испытала четыре фазы тектонической активизации.

Первая фаза проявилась не только на территории БРЗ, но и во всей Центральной Азии около 1.2 млн лет назад [2]. Она сопровождалась быстрым подъемом западного борта Байкальской впадины, прекращением ленского стока Байкала через р. Пра-Манзурку и, как следствие, – ингрессионным повышением уровня его вод и формированием осадочных толщ на восточном побережье [1]. Эта фаза (приморская по [1]) рассматривается нами как раннеприморская. По результатам спорово-пыльцевых анализов и радиотермолюминесцентного датирования из других отрицательных морфоструктур, в частности Налимовской впадины (1 ± 0.09 млн лет), самый высокий, VII, террасовый уровень близок по времени образования периоду первой тектонической фазы. Лимнические и комплексные лимно-аллювиальные обстановки седиментогенеза при

накоплении отложений VII уровня соответствуют первой ингрессии вод Байкала в межгорные впадины байкальского направления стока.

Тектоническое и вулканическое оживление территории второй фазы произошло 800–600 тыс. лет назад. Фаза (названная позднеприморской) выражена интенсивным воздыманием западного плеча Байкальского рифта [1] и Еловского отрога в Тункинской рифтовой долине [2]. Она способствовала новому подъему уровня оз. Байкал, последующей второй ингрессии и аккумуляции «теплых» досамаровских песчаных горизонтов Забайкалья и Прибайкалья [4]. Свидетельства ее, по нашим исследованиям, представлены VI террасовым уровнем.

Тектоническая активизация 600–400 тыс. лет назад (третья фаза, названная хубсугульской) обозначила структурную перестройку территории, сопровождавшуюся прекращением вулканизма в центральной части БРЗ (на Витимском плоскогорье и в бассейне р. Джиды) и выражена стратиграфическим несогласием в осадочной толще впадины оз. Хубсугул [2, 3]. Очевидно, что столь значимое тектоническое событие не могло не отразиться на характере развития других впадин рифта и привело к третьей ингрессии байкальских вод, высота которой достигала 100 м выше современного уровня [5]. В рельефе днища Верхнеангарской впадины она привела к образованию V террасового уровня комплексного озерно-речного генезиса.

Последняя, четвертая (тыйская [1]), фаза тектонической активизации имела место 150–100 тыс. лет назад и ознаменовала переход к ангарскому стоку вод оз. Байкал. Эта фаза обусловила четвертое внедрение байкальских вод во впадины, открытые к Байкалу, возникновение и удержание в них неглубоких озеровидных бассейнов, в которых и был сформирован IV террасовый уровень.

Происхождение низкого террасового комплекса (III–I террасы) впадины установлено как аллювиальное. Оно характеризовалось преобладанием речных условий седиментации – в разрезах преобладают русловые и перекрывающие их пойменные фации перстративной фазы аккумуляции, примерно равные нормальным мощностям аллювия. Но в строении надпойменных террас присутствуют толщи озерного генезиса. Одной из возможных причин их появления могли быть кратковременные поднятия уровня вод Байкала с последующей ингрессией, не исключено и внешнего климатического характера.

- [1] Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
- [2] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 2000. 288 с.
- [3] Федотов А.П. Структура и вещественный состав осадочного чехла Хубсугульской впадины как летопись тектоно-климатической эволюции Северной Монголии в позднем кайнозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Казань, 2007. 42 с.
- [4] Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
- [5] Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИУСТЬЕВОВОГО ПЕСЧАНОГО МАССИВА Р. ЧИКОЙ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bscnet.ru

На правобережье р. Чикой (левый крупный приток р. Селенги – главной водной артерии Западного Забайкалья) в 7 км выше устья распространен большой песчаный массив, представляющий собой 35-метровую надпойменную террасу. В береговом уступе до глубины 30 м изучен ее разрез, который по структурно-текстурным особенностям подразделяется на 11 литологических горизонтов.

Первый горизонт (интервал 1.1–2.8 м) состоит из мелкозернистых песков. Стандартное отклонение ($\sigma=0.15–0.16$) характеризует данные осадки как очень хорошо сортированные. Статистический коэффициент асимметрии $\alpha=1.53–2.86$ оценивает энергетические уровни сил среды седиментации как небольшие. Эксцесс τ положителен и свидетельствует о стабильной динамике вещества на протяжении всего периода осадконакопления. Значения коэффициента вариации $v=0.53–0.59$ устанавливают аквальный генезис осадков и принадлежат полю совмещения лимнического и аллювиального происхождения. Пески накапливались в неглубоком (до 1.5–1.8 м) озеровидном проточном водоеме. Палеопоток, транспортировавший в этот водоем рыхлые наносы, характеризовался равнинным типом естественных русел (число Фруда $Fr<0.1$). Размерность частиц и высокий (80–90) процент псаммитов определяет их формирование в прибрежной зоне озеровидных бассейнов.

Средне-мелкозернистые пески формируют 2-й горизонт (инт. 1.80–8.45 м). По стандартному отклонению ($\sigma=0.17–0.26$) осадки очень хорошо и хорошо сортированы, асимметричны ($\alpha=2.52–6.70$) со смещением моды в сторону крупных частиц (относительно высокая динамика среды аккумуляции), эксцесс положителен ($\tau=11.96–76.71$; стабильные тектонические условия осадконакопления). Коэффициент вариации песков ($v=0.59–0.79$) свидетельствует об аквальном характере бассейна седиментации. По палеопотамологическим данным глубины таких палеобассейнов не превышали 1.9–2.3 м. По числу Фруда водоток характеризовался равнинным ($Fr=0.06–0.08$) типом постоянных, хорошо разработанных русел со свободным течением воды. В фациальном отношении осадки с субгоризонтальной слоистостью отлагались в прибрежной полосе акватории мелководных проточных озеровидных водоемов, а пачки со средне-мелкозернистыми песками наклонной и крутонаклонной текстуры – блуждающими речными потоками с замедленными скоростями движения воды.

Третий горизонт (инт. 8.45–10.5 м) выполнен слабонаклонными и линзовидными средне-мелкозернистыми песками с примесью (до 5 %) гравийно-мелкогалечных частиц. Песчаные разности имеют умеренную и умеренно-плохую сортировку ($\sigma=0.68–2.01$). Наблюдается асимметрия распределений, эксцесс положителен ($\tau=34.32–72.78$). Значения коэффициента вариации ($0.8<v<2.0$) устанавливают аллювиальное происхождение данного горизонта. Водоток р. Пра-Чикой имел полугорный тип ($Fr=0.10–0.18$) русла. Осадки этого слоя по фациально-генетической природе относятся к аллювиальным русловым грядовым пескам речной макрофации.

Осадкам 4-го горизонта (инт. 10.5–11.8 м) свойствен более пестрый литологический состав – от алевритисто-мелкозернистых до средне-мелкозернистых песков. Отложения характеризуются хорошей и умеренной сортировкой ($\sigma=0.18–0.57$). Динамика седиментации при их накоплении была невысокой, тектонические условия осадконакопления – стабильными ($\tau>>0$). Коэффициент вариации определяет генезис данных осадков ($v=0.90–1.58$) как флювиальный. В палеогидрологическом режиме не наблюдается каких-либо резких отличий от сходных ситуаций осадконакопления, свойственных вышезалегающим горизонтам.

Пятый горизонт (инт. 11.8–19.0 м) представлен псаммитовыми отложениями. Коэффициент сортировки песков σ находится в пределах 0.10–0.22 и определяет осадки как хорошо и умеренно сортированные. Коэффициент асимметрии ($\alpha > 1$) со сдвинутой модой в сторону крупных частиц характеризует динамику седиментации как невысокую. Показатели коэффициента вариации v по всей толще относятся к диапазону от 0.47 до 0.72 и указывают на аквальное происхождение осадков (поле смешанного аллювиально-озерного генезиса). Палеопотамологические параметры определяют накопление осадков в условиях слабопроточных неглубоких (до 2 м) озеровидных водоемов с умеренным гидрологическим режимом водотоков. Палеореки характеризуются равнинным ($Fr < 0.1$) типом естественных блуждающих русел. По фациальной природе осадки имеют двойственный характер: субгоризонтально-слоистые алевритово-мелкозернистые пески накапливались в прибрежной зоне акватории неглубоких стационарных проточных лимнических водоемов. Мелко-среднезернистые разновидности с наклонной слоистостью аккумуляровались меандрирующими водотоками с замедленным однонаправленным поступлением воды.

Средне-мелкозернистые пески с включениями (1–3 %) гравийно-мелкогалечных обломков участвуют в строении 6-го (инт. 19.0–23.0) и 8-го (инт. 26.0–26.3 м) литологических слоев. Им свойственна хорошая и умеренная сортировка ($\sigma = 0.3–0.7$), мода смещена в сторону крупных частиц ($\alpha = 6.77–15.50$). Осадки имеют плюсовой эксцесс и значения коэффициента вариации ($v = 1.10–1.34$), определяющие аллювиальный генезис. Палеопотоки принадлежат равнинному ($Fr < 0.1$), реже полугорному с развитыми аккумулятивными формами типу ($Fr > 0.1$) постоянных русел.

Седьмой горизонт (инт. 23.0–26.0 м) образован алевритисто-мелкозернистыми песками. Отсортированность материала хорошая ($\sigma = 0.14–0.16$), модальность распределений сдвинута в сторону крупных частиц ($\alpha > 1$), эксцесс положителен ($\tau > 0$). Величины коэффициента вариации находятся в поле от 0.60 до 0.66, что сопоставимо с областью смешанного лимно-аллювиального происхождения ($v < 0.8$). Накопление осадков происходило в режиме стационарного проточного озеровидного водоема с блуждающими притоками равнинного типа ($Fr = 0.04–0.05$).

Девятый горизонт (инт. 26.30–29.55 м), состоящий из алевритисто-мелкозернистых и мелкозернистых песков, имеет цикличное происхождение, проявившееся в смене лимнических обстановок седиментации ($v = 0.35–0.38$; слои 1, 3) комплексными озерно-речными ($v = 0.42–0.79$; слои 2 и 4). Средой образования смешанных горизонтов являлся неглубокий озеровидный водоем (1.1–1.5 м) с естественным притоком равнинного ($Fr = 0.03–0.05$) типа.

Мелко-среднезернисто-алевритовые пески слагают 10-й горизонт на инт. 29.55–29.85 м. Сортировка хорошая ($\sigma = 0.22–0.26$), асимметрия положительна ($\alpha > 1$), эксцесс плюсовой ($\tau = 4.15–5.71$), коэффициент вариации находится в рамках от 0.80 до 0.92. Аккумуляция осуществлялась постоянными слабомобильными извилистыми потоками равнинного типа.

Подстилающий разрез 11-й горизонт (инт. 29.85–30.0 м) состоит из мелко-среднезернистого песка озерно-речного генезиса ($v = 0.66$).

Таким образом, по своему происхождению пески, слагающие 35-метровую террасу р. Чикой, имеют аквальный генезис и накапливались как в речных обстановках седиментации (нестречневые русловые фации), так и в комплексных озерно-речных условиях, ввиду развития тектонических подпоров в antecedentных сужениях долины р. Селенги ниже устья р. Чикой.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ: СТРУКТУРА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВ СИБИРИ

*К.М. Константинов**, *М.Л. Баженов***, *А.М. Фетисова***

Мирный, АК «Алроса», konstantinovkm@alrosa.ru

Москва, Геологический институт РАН, mibazh@mail.ru

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
anna-fetis@yandex.ru

Были изучены коллекции из примерно 50 обнажений (сайтов) пермо-триасовых трапповых интрузий, распределенных на расстоянии 70–100 км в двух районах Центральной Якутии: вдоль дороги Ленск–Удачный и вдоль реки Ыгыата. С помощью ступенчатой температурной чистки в подавляющем числе изученных образцов была выделена высокотемпературная, скорее всего первичная, компонента естественной остаточной намагниченности, направления которой тесно сгруппированы в каждом сайте. Средние направления по отдельным сайтам также оказались сгруппированными гораздо теснее, чем это можно ожидать, исходя из моделей геомагнитного поля, а общие средние по каждому району статистически значимо различаются. Анализ ранее полученных палеомагнитных данных по разновозрастным интрузиям из других частей Сибирской трапповой провинции выявил еще два сходных случая очень тесного группирования палеомагнитных направлений, с кучностью в каждой группе более 100 (реки Мойеро и Моркока). Все четыре случая сверхгруппирования палеомагнитных направлений нельзя объяснить тем, что в каждом случае была изучена одна и та же интрузия. В нашем докладе будет сделана попытка объяснить полученные результаты и увязать их с формированием Сибирской трапповой провинции.

К ДИСКУССИИ О ТРАППАХ МЕЖДУРЕЧЬЯ ИЛИМПИИ И ВИЛЮЯ

Н.Н. Копылова

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского,
n_kopylova@mail.ru

При анализе геологических карт масштаба 1:200 000 Р-48-VI, -XI, -XII, -XVII, -XVIII, -XXIV; Р-49-I, -II, -VII, -VIII, -XIII, -XIV, -XIX, -XX и Q-49-XXXI автором предложен вариант разбраковки разломов, изображенных на вышеуказанных геологических картах, и составлена обобщенная схема разрывных нарушений, имеющих признаки блоковых перемещений. При обобщении материалов карт масштаба 1:200000 и выделении границ структурообразующих блоков учитывались построения исследователей под руководством Е.К. Ковригиной [1] и в той или иной мере удалось найти им соответствия. Не подтвердилось местоположение глубинного Байкало-Таймырского разлома. Автором выделена Вилую-Тунгусская зона разломов северо-восточного направления.

При построении геолого-геофизических разрезов автором учитывались как локальные дизъюнктивы без названий, так и разрывные нарушения определенных зон с разными названиями, главной чертой которых является следующее: все они вовлечены в зону, вдоль которой в пределах площади междуречья происходила домезозойская структурная перестройка по типу «клавишной». Эта зона в пределах междуречья имеет субмеридиональное направление. На основании анализа мощностей в субширотном направлении по скважинам Холокитская 1 (забой – 3328 м) – Харбылагасская 3180 (забой – 2232 м), Хошонская 256 (забой – 3901 м) – Северо-Джекиндинская 2510 (забой – 2515 м) и интерпретации материалов сейсмопрофилирования автор приходит к выводу о существовании в пределах рассматриваемой территории домезозойской палеофлексурной зоны. Это может быть обусловлено строением фундамента, что не противоречит тектонической карте структурно-формационных мегакомплексов кристаллического фундамента Сибирской платформы под редакцией В.С. Суркова и М.П. Гришина масштаба 1:2500000 (1989).

Автором построены геологические профили (рисунок) с учетом структурного расчленения по кровле или подошве тутончанской свиты по материалам А.П. Зинкова и И.Я. Мухина [2–6]. В районе Вилую-Тунгусской зоны разломов выделяется осевая зона палеорифта. И вероятно, главные фазы траппового магматизма Н.С. Подгорной и Е.К. Ковригиной [1] связаны с заложением и развитием в западном направлении (в современной системе координат) Вилую-Тунгусской рифтообразной структуры. Данные выводы не противоречат систематике формаций натриевых базальтов [8], на основании которой исследователи характеризовали развитие базальтового вулканизма в континентальных условиях взаимосвязанно с полиосевым рифтогенезом. При этом автором предлагается рядом с раннетриасовым возрастным индексом ставить знак вопроса, так как проблема возраста активизации (по представлениям автора – пермемезозойской) остается актуальной, а к раннетриасовой эпохе трапповый магматизм исторически относится с определенной долей условности. И даже в наиболее изученных разрезах бассейна р. Нижняя Тунгуска геологи до сих пор [7] не могут прийти к единому мнению о строении, объемах и взаимоотношениях выделяемых свит. Меры по преодолению невалидности стратиграфических подразделений, предложенные в 2000 г. В.Н. Егоровым и А.Г. Рублевым, остаются все так же актуальными. Геохимические, изотопные и палеомагнитные исследования [10] указывают на растянутую во времени магматическую деятельность в пределах 35–40 млн лет, начиная с внедрения в поздней перми в осадочные породы нижнего и верхнего палеозоя многоступенчатых трапповых силлов. И в то же время В.Г. Рыбаковым с соавторами [4] в 1989 г. отмечались раннеюрские траппы. Впрочем, еще в 1979 г. Г.Н. Черкасовым [11] подробно описаны, в т.ч. и на территории междуречья, со ссылкой на исследования В.И. Сафьянникова и А.М. Змихновского (ЯТГУ), ниже-среднеюрские отложения с присутствующими горизонтами эффузивов, туфов, туффитов, пеплов. Подтверждение получено и самими современ-



Геологический разрез вдоль профиля I-I' примерно по широте 62°40' с.ш.

ными работами А.Н. Тимашкова с соавторами [9] «о поздне меловом возрасте магматических пород, которые традиционно включались в состав катангского и ангарского комплексов раннего триаса».

Таким образом, анализируя карты дизъюнктивов, которые охарактеризованы признаками блоковых перемещений, и геолого-геофизические профили, автор приходит к выводу, что под фиолетовой раскраской сибирских траппов скрываются многие проблемы:

- исследуемая площадь имеет не просто блоковый характер – велика вероятность надвигов, что увеличивает эндодренажное значение зон глубинных разломов на территории междуречья Илимпеи и Вилюя;

- в связи с длительным развитием Вилюй-Тунгусского палеорифта, связанным с полиосевым рифтогенезом, рядом с раннетриасовым возрастным индексом вулканитов трапповой формации на геологических картах логично ставить знак вопроса, так как проблема возраста активизации (по представлениям автора – пермо-мезозойская) остается актуальной и важной при решении как научных, так и поисково-разведочных задач.

- [1] Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Р-48, 49 – Ванавара. Объясн. зап. / Отв. ред. Е. К. Ковригина. Л., 1990. 139 с.
- [2] Гос. геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Верхневилуйская. Лист Р-49-I. Объясн. зап. / Ред. М.Ф. Кузнецов. М., 1977. 69 с.
- [3] Гос. геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Верхневилуйская. Лист Р-49-VII. Объясн. зап. / Ред. М.Ф. Кузнецов. М., 1984. 76 с.
- [4] Гос. геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Верхневилуйская. Листы: Р-49-XIX, Р-

- 49-XX, Р-49-XXV, Р-49-XXVI. Объясн. зап. / Ред. Ю.Г. Старицкий. М., 1989. 168 с.
- [5] *Гос. геологическая карта СССР* масштаба 1:200000. Серия Тунгусская (Ингарига). Лист Р-48- XII. Объясн. зап. / Ред. М.Ф. Кузнецов. М., 1977. 73 с.
- [6] *Гос. геологическая карта СССР* масштаба 1:200000 Серия Тунгусская. Лист Р-48-VI. Объясн. зап. / Ред. М.Ф. Кузнецов. М., 1976. 78 с.
- [7] *Егоров В.Н., Рублев А.Г.* Проблемы возраста пермо-триасовой вулканогенной толщи Средней Сибири и пути их решения // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 46–56.
- [8] *Румянцева Н.А. и др.* Вулканические формации фанерозоя Северо-Восточной Евразии // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 34–45.
- [9] *Тимашиков А.Н. и др.* Геохронологические исследования интрузивных образований южной части Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 23–36.
- [10] *Томишин М.Д. и др.* Пермо-триасовый трапповый магматизм восточного борта Тунгусской синеклизы // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докл. XI Всерос. петрогр. сов. Екатеринбург, 2010. С. 282–283.
- [11] *Черкасов Г.Н.* Следы послетриасового вулканизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика. 1979. № 4. С. 154–159.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КАЛАРСКОГО И ГЕРАНСКОГО АУТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВЫХ МАССИВОВ

А.В. Косынкин, А.Н. Диденко, А.Ю. Песков

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, artem-ogr-31@mail.ru

Анортозитовые массивы, связанные с формированием раннедокембрийских подвижных зон земной коры, широко развиты в восточной части Азии вдоль южной окраины Северо-Азиатского докембрийского кратона. Изучением автономных анортозитовых массивов ученые различных научных направлений начали заниматься еще в середине прошлого столетия. Благодаря этому собрано большое количество геологических, геохронологических и геохимических данных по автономным анортозитам Алдано-Станового щита, в пределах которого можно выделить несколько основных анортозитовых комплексов: позднеархейский каларский (от 2.65 до 2.60 млрд лет); раннепротерозойский древнеджугджурский (1.73 млрд лет), а также незначительные проявления анортозитового магматизма – Верхнеундытканский (1.9 млрд лет) и Кенгурак-Сергачинский (1.86 млрд лет) массивы (рис. 1).

Целью работы было комплексное палеомагнитное, петромагнитное и геолого-геофизическое исследование крупнейших массивов Восточно-Азиатского анортозитового пояса – Геранского и Каларского массивов. В 2009–2010 гг. проведены экспедиционные работы и отобраны коллекции ориентированных образцов анортозитов и габбро-анортозитов Геранского массива и куранахской части Каларского массива для петро-, палеомагнитных, геохимических и геохронологических исследований.

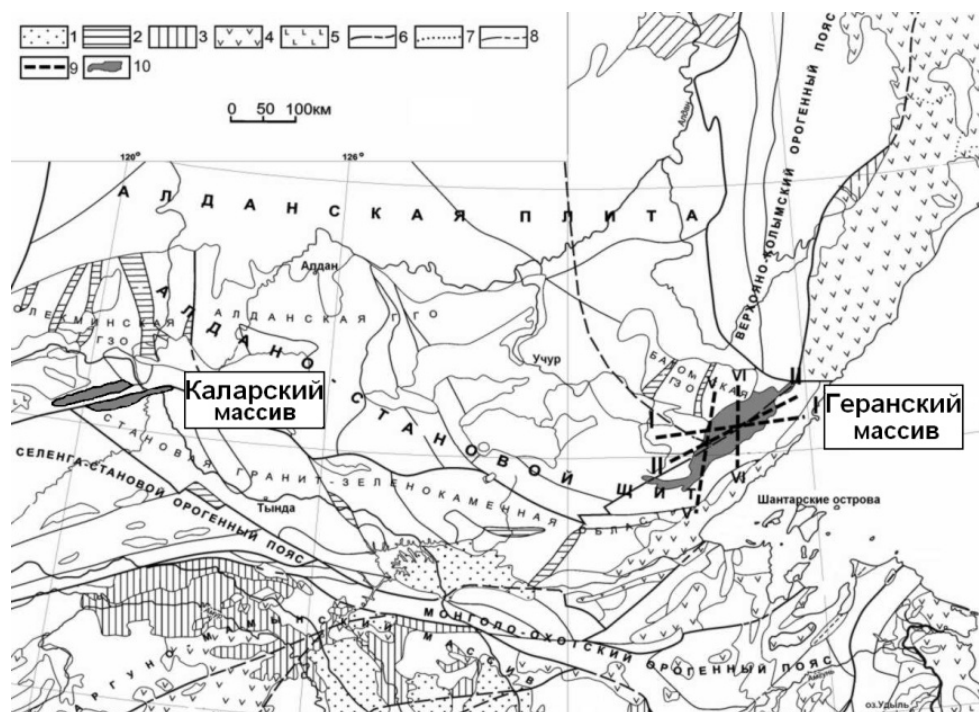


Рис. 1. Карта тектонического районирования области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. 1 – молодые платформы; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – краевые прогибы; 4–5 – вулканические пояса, зоны, впадины: 4 – кислого и среднего состава, 5 – основного состава; 6–8 – границы: 6 – главных тектонических элементов, 7 – прочих, 8 – второстепенных; 9 – профили, 10 – Геранский массив.

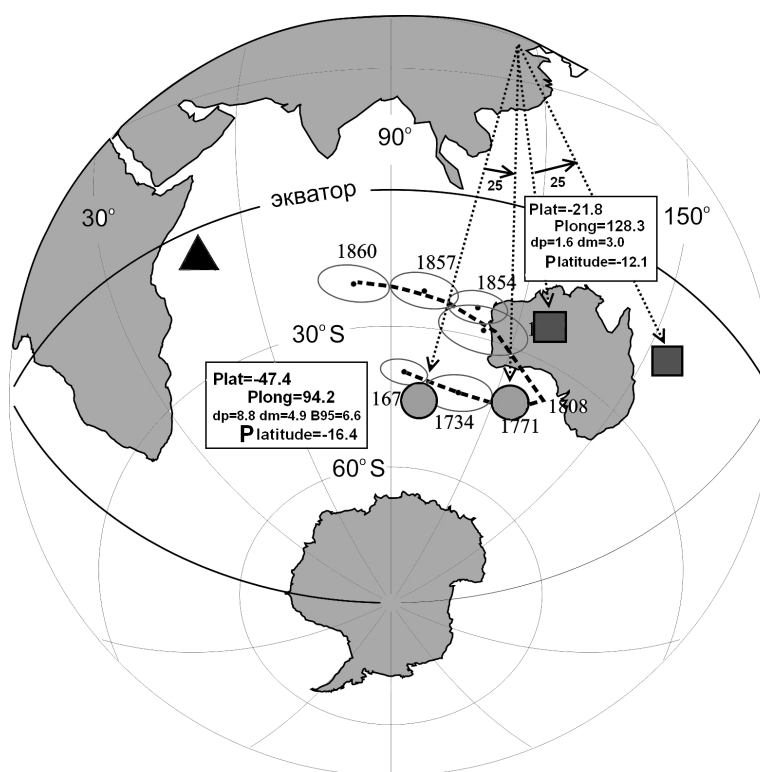


Рис. 2. Сравнение полученных палеополусов с кривой кажущейся миграции полюса Сибири на конец палеопротерозоя (круг – полюс, полученный нами по Каларским анортозитам, квадрат – полюс, полученный по Геранским анортозитам, треугольник – полюс, полученный по Геранским анортозитам Н.П. Михайловой).

Проведено детальное петромагнитное изучение образцов отобранных коллекций. По данным терромагнитного анализа основным носителем магнетизма в изучаемых породах является катион-дефицитный магнетит. Коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости анортозитов находится в пределах от 0 до 25 %, большая часть образцов коллекции в интервале 0–7 %, тип анизотропии анортозитов невыраженный.

После предварительной обработки и терромагнитной чистки коллекции по стандартной методике рассчитаны положения палеомагнитных полюсов для анортозитов Геранского (Plat=–21.8°, Plong=128.3°, dp=1.6°, dm=3.0°, B95=2.2°, paleolatitude=–12.1°) и Каларского (Plat=–47.4°, Plong=94.2°, dp=8.8°, dm=4.9°, B95=6.6°, paleolatitude=–16.4°) массивов на время образования высокотемпературной компоненты. Полученные палеомагнитные полюса (рис. 2) для анортозитов сопоставлены с кривой кажущейся миграции полюса Сибирского кратона на вторую половину палеопротерозоя [2], а также с полюсом, полученным по Геранским анортозитам Н.П. Михайловой с соавторами [1].

При сравнении полученного палеомагнитного полюса по Геранским анортозитам с ККМП Сибирского кратона на вторую половину палеопротерозоя видно, что они не совпадают. Вероятно, массив на время образования высокотемпературной компоненты NRM не был тектонически когерентен Сибирскому кратону. В ходе работы на основе интерпретации геофизической, геологической и петрофизической информации построена геолого-геофизическая модель изучаемой территории, согласно которой Геранский массив представляет пластину мощностью 6–8 км, не имеющую корней, и относится к массивам аллохтонного типа [3, 4].

Сравнение полученного палеомагнитного полюса по Каларским анортозитам показывает, что полученный полюс совпадает с кривой на время приблизительно 1780 млн лет. Возраст формирования пород Каларского массива оценивается в интервале 2.65–2.60 млрд лет, что не согласуется с полученным нами палеомагнитным полюсом. Это может означать, что время приобретения высокотемпературной компоненты естественной остаточной намагниченности

анортозитов Каларского массива не соответствует времени образования самих пород, т.е. породы массива претерпели существенные изменения, прежде всего термальные, после своего образования. Это вторичное воздействие на породы могло произойти в интервале 1790–1770 млн лет. Дальнейшие петро- и палеомагнитные, петрологические и геохимические исследования данной коллекции образцов позволят определить природу высокотемпературной намагниченности каларских анортозитов и сделать окончательный вывод.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 12-I-0-08-004) и РФФИ (проекты № 12-05-00088а, 12-05-91158-ГФЕНа).

- [1] Михайлова Н.П., Кравченко С.Н. Палеомагнитная характеристика анортозитовых массивов Дальнего Востока // Геодинамика. 1986. № 5. С. 50–55.
- [2] Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 1. С. 72–78.
- [3] Андреев Б.А., Клушин И.Т. Геологическая интерпретация гравитационных аномалий. М.: Недра, 1965. 495 с.
- [4] Косынкин А.В. Глубинное строение и палеомагнетизм анортозитов Геранского массива // Вестник ДВО РАН. 2011. № 3. С. 117–121.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРОСТИРАНИЯ В КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

П.Д. Котлер · ***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, pkotler@yandex.ru

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет, pashkova@lab.nsu.ru

Калба-Нарымская зона является крайней северо-восточной частью Обь-Зайсанской складчатой системы. Она представляет собой среднепалеозойский глубоководный прогиб, vyplненный мощными осадочными толщами девона – раннего карбона и прорванный многочисленными интрузиями гранитоидов [1–3].

Гранитоидный магматизм Калба-Нарымской зоны представлен следующими комплексами (от ранних к поздним): кунушским плагиогранитным, калгутинским гранодиорит-гранитным, калбинским гранодиорит-гранитным, монастырским лейкогранитным, каиндинским гранитным и миролюбовским дайковым [4].

Дайковые пояса Калба-Нарымской зоны северо-западного и субмеридионального простирания, сложенные гранодиорит-гранит-порфирами, согласно известным схемам магматизма [2–4], следует рассматривать в составе калгутинского гранодиорит-гранитного комплекса. Эти дайковые тела имеют крутое падение (75–90°), мощность 1–3 м, в раздувах до 10–15 м, простирание поясов, субсогласное с основными направлениями пликативных и дезъюктивных структур. В краевых частях даек наблюдается зона закалки в виде фельзитоподобной породы серого, черного цвета, мощность до 0.5 м.

В качестве объекта исследования была выбрана так называемая «Великая» дайка в центральной части Калба-Нарымского полигона. Дайка расположена между Каиндинским и Прииртышским массивами, к востоку от Белогорского массива. Она имеет северо-западное простирание (320–335°), при протяженности 3–5 км с разрывами. Падение дайки субвертикальное. Мощность дайки в изученных обнажениях порядка 15 м. Вмещающие породы – аспидные сланцы бурбайской свиты, контакты с которыми – интрузивные с зоной закалки порядка 0.5 м. Породы дайки частично катаклазированы.

Гранит-порфиры, слагающие дайку, макроскопически представляют собой породы серого, желто-серого цвета, с порфировой структурой. Порфировые выделения составляют до 40 % породы, ориентированы беспорядочно. Породы характеризуются бластоцементной структурой, обусловленной одновременно наличием слабонарушенных участков – крупных трещиноватых индивидов плагиоклаза и калишпата, расположенных внутри раздробленного материала породы. Основная масса представлена мелкозернистым агрегатом кварца, плагиоклаза, микроклина и биотита, с неправильными формами зерен и волнистым угасанием. Участки дробленого материала, испытавшего перекристаллизацию, образуют цемент и связывают участки ненарушенной породы. По трещинам вкрапленников плагиоклаза также развит бластез с образованием мелкого кварцевого агрегата.

Для гранитоидов, слагающих «Великую дайку», характерны содержания $\text{SiO}_2=69.5$ мас. %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.27$, сумма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.94$ мас. % при значениях $\text{CaO}=1.77$ мас. %. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту, асимметричные с отрицательным наклоном и Eu-минимумом. Суммарное содержание РЗЭ для центра – 157 ppm; $\text{La}/\text{Yb}_n=10.6$. Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии, характеризуются прогрессирующим обеднением более когерентных элементов, минимумами по Ba, Ta, Nb, Sr и максимумами по Rb и U. По вещественному составу рассматриваемые породы представляют собой высококалиевые, пералюминиевые граниты S-типа.

По цирконам, выделенным из гранит-порфиров «Великой дайки» (обр. № КТ-34/1), был получен U-Pb изотопный возраст. Всего из пробы было выделено три типа цирконов, полученные по ним значения изохронного возраста представлены на рисунке.

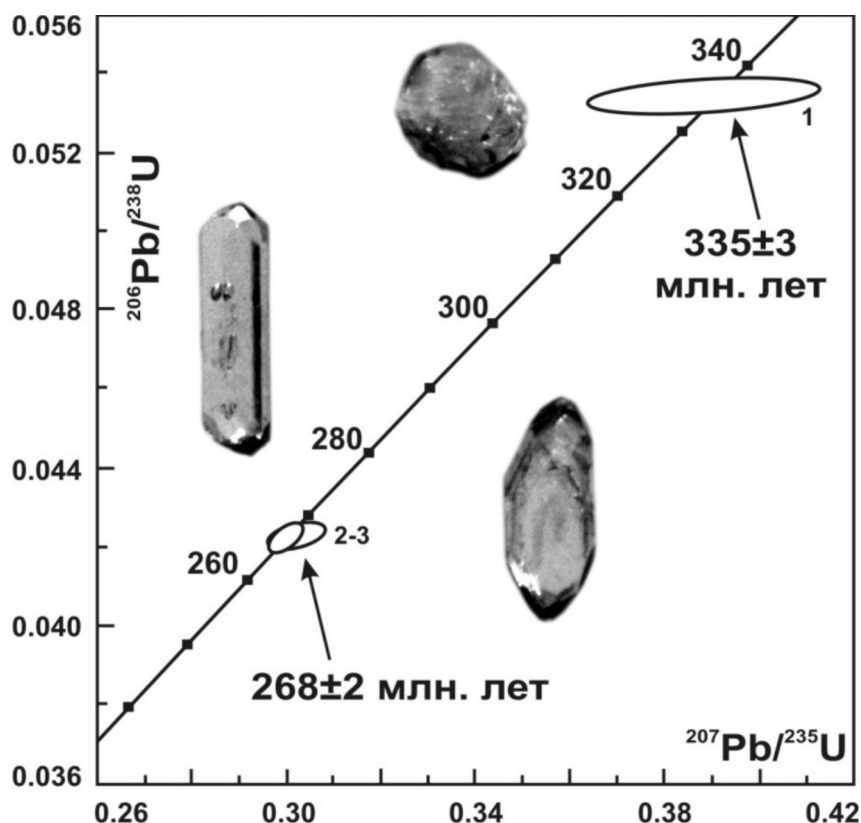


Диаграмма с конкордией для единичных зерен цирконов, отобранных из гранит-порфира (обр. КТ-34/1). Авторы пробы: П.Д. Котлер, А.Г. Владимиров (ИГМ СО РАН). Определение U-Pb изотопного возраста выполнено Т.Б. Баяновой (Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты).

Возраст 335 ± 3 млн лет получен по цирконам, носящим ксеногенный характер, что согласуется с морфологией кристаллов и геологическими данными. По двум другим группам цирконов получен возраст 268 ± 2 млн лет, что, предположительно, отвечает реальному магматическому событию – времени формирования дайкового пояса.

Исходя из полученных данных, можно сделать следующие выводы: согласно уже имеющимся изотопно-геохронологическим данным по Калба-Нарымскому батолиту [5], время формирования рассматриваемого дайкового пояса – «посткалбинское», т.е. постбатолитовое.

Согласно неоднократно подтвержденным геологическим данным [3, 4], формирование калгутинского гранодиорит-гранитного комплекса происходило до внедрения гранитоидов калбинского комплекса, составляющих основную часть батолита. На основании этого следует коррелировать исследуемый дайковый пояс с более молодым магматическим комплексом, скорее всего с мирлобовским постбатолитовым дайковым комплексом.

Приведенные выше выводы говорят о необходимости более детального изучения дайковых поясов Калба-Нарымской зоны.

Автор благодарит О.В. Навозова (ТОО «ТОПАЗ», г. Усть-Каменогорск), А.Г. Владимирова (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за предоставленные геокартографические материалы и участие в совместных полевых работах, а также Т.Б. Баянову и других исследователей ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты), выполнивших U-Pb изотопное датирование цирконов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (интеграционные проекты № 17, 77, 79, 123, ОНЗ-10.3), Совета по грантам Президента РФ (проект МК-1753.2012.5) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России 2012–2013 гг.» (проект № 2012-1.2.1-12-000-2008-8340).

[1] Лопатников В.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.

- [2] Дьячков Б.А. и др. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса. Алматы: Гылым, 1994. 208 с.
- [3] Шулыгин В.С., Навозов О.В. Магматические комплексы Калба-Нарымской зоны // Известия АН КазССР, сер. геол. 1986. № 5. С. 36–45.
- [4] Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. 2011. № 2. С. 32–40.
- [5] Kotler P.D. New data about age of granitoids of Kalba-Narympolychronal batholith // The 6th International Siberian Early Career GeoScientist Conference: Proceedings of the Conference (9–23 June, 2012, Novosibirsk, Russia). Novosibirsk: IGM, IPPG SB RAS & NSU, 2012. P. 66–67.

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ (U-Pb, Ar-Ar) И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

*П.Д. Котлер***, О.В. Навозов***, А.В. Травин*,
А.Г. Владимиров***, С.В. Хромых****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, pkotler@yandex.ru

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет, pashkova@lab.nsu.ru

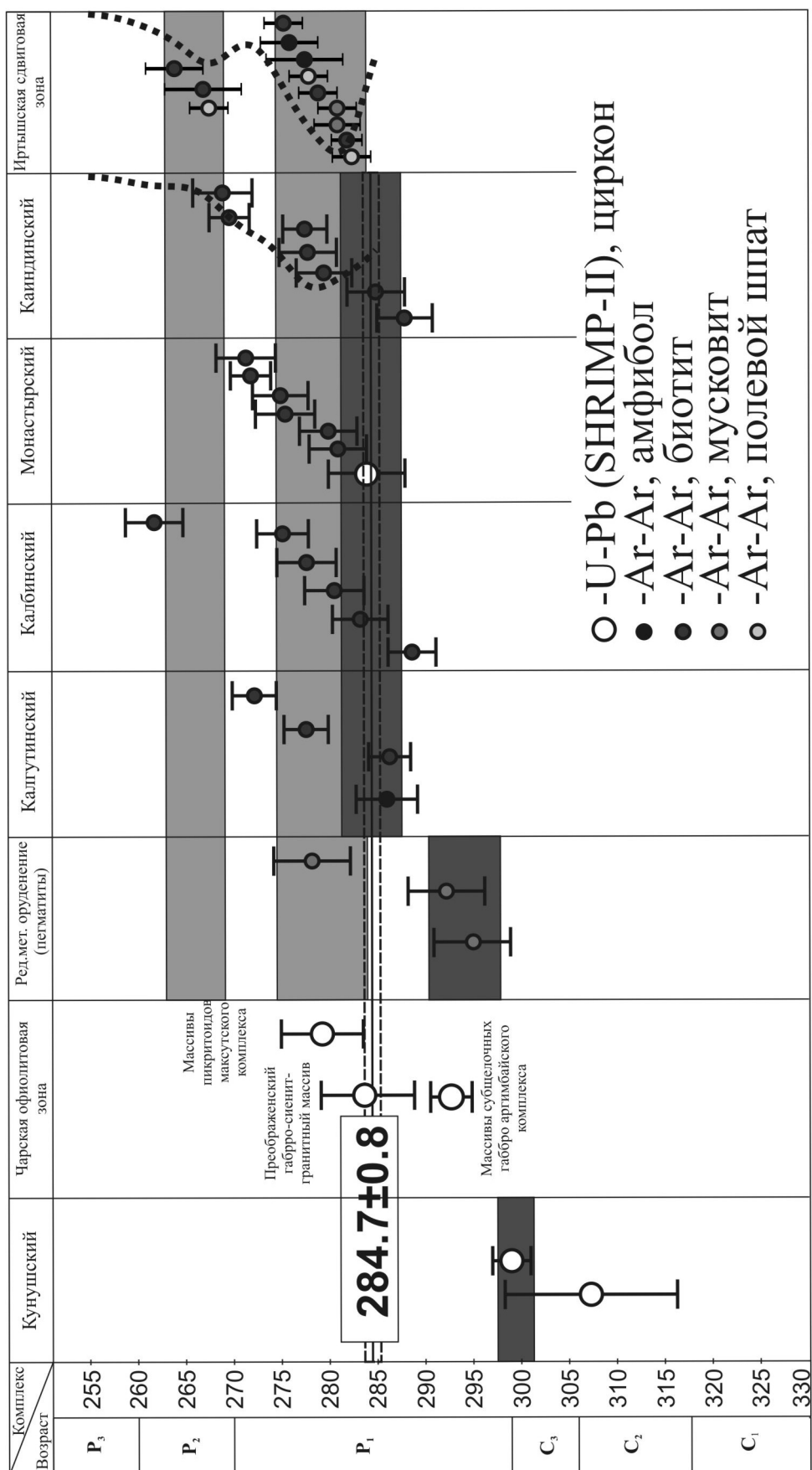
***Усть-Каменогорск, ТОО «Геологоразведочная компания «Топаз», topaz@ukg.kz

****Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru

Калба-Нарымский гранитоидный батолит, расположенный на территории Восточного Казахстана, является одним из крупнейших в Центральной Азии. Батолит имеет полихронное строение и сложен породами нескольких интрузивных комплексов, различающихся по составу и времени формирования. В ходе изучения Калба-Нарымского батолита было создано несколько схем корреляций магматизма [1–4]. Возраст магматических комплексов определялся на основе прямых геологических наблюдений, корреляции минералогического и петрохимического составов, а также первых результатов U-Pb изотопного датирования. В последние годы был получен ряд новых результатов изотопного датирования гранитоидов центральной части Калба-Нарымского батолита [5]. В настоящей работе представлено обобщение изотопных датировок для Калба-Нарымского батолита, Иртышской сдвиговой зоны и Чарской офиолитовой зоны.

При анализе сводной диаграммы результатов изотопно-геохронологического датирования, представленной на рисунке, можно предположить, что формирование подавляющей части магматических пород Калбинского батолита произошло в интервале от позднего карбона до ранней перми. Длительность батолитообразования оценивается в 15–30 млн лет. Согласно работам предыдущих исследователей, продолжительность магматизма изучаемого района оценивалась в 60–100 млн лет [1–3]. С современных геодинамических позиций в позднем палеозое – раннем мезозое вещественно-структурные комплексы Калба-Нарымского террейна развивались в составе единой геологической мегаструктуры – Алтайской аккреционно-коллизийной системы [5, 6]. Эволюция этой системы началась в конце раннего карбона с закрытия Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна при сближении Сибирского и Казахстанского континентов. Формирование коллизийного орогена происходило в среднем карбоне в интервале 320–300 млн лет, что фиксируется появлением континентальных моласс в Жарма-Саурской и Чарской зонах (даубайская свита C₂) и в Калба-Нарымской зоне (буконьская свита C₂), а индикатором утолщения коры и плавления коровых субстратов могут являться плагиограниты бугазского и гилевского комплексов, возраст которых составляет 320±5 млн лет. На поздних стадиях эволюции Алтайской аккреционно-коллизийной системы в позднем карбоне – ранней перми (300 – 275 млн лет назад) на территории Восточного Казахстана, Северо-Западного Китая и Западной Монголии фиксируется появление значительного объема разнообразных по составу магматических комплексов – субщелочных пикритов с Cu-Ni и субщелочных габброидов с Ti оруденением, золотоносных высокоглиноземистых плагиогранитов, субщелочных габбро-гранитных и андезит-дацит-риолитовых вулканоплутонических ассоциаций, а также, как показывают полученные в ходе настоящей работы данные, – гранодиорит-гранит-лейкогранитных комплексов Калбинского батолитового пояса с Li-Ta-Nb и Sn-W оруденением. Эти комплексы, вероятнее всего, являются индикаторами формирования крупной магматической провинции в результате прогрева литосферы под воздействием Таримского плюма [7].

Прогрев литосферы совпал с постколлизийными процессами коллапса орогенного сооружения. Сочетание тектонического и плюмового факторов способствовало масштабному плавлению коровых субстратов, благодаря чему в сравнительно небольшом временном интервале сформировались гранитоидные комплексы Калбинского батолита с разнообразным оруденением. Следует отметить, что пики гистограммы распределения Ar-Ar изотопных датировок



Распределение абсолютных возрастов пород центральной части Калба-Нарынского батолита и Иртышской сдвиговой зоны. Темно-серым фоном показаны временные интервалы формирования комплексов в соответствии с полученными датировками. Светло-серым фоном показаны импульсы активности Иртышской сдвиговой зоны в соответствии с [8]. Пунктирными линиями справа показаны гистограммы распределения Ar-Ar датировок для Иртышской сдвиговой зоны и Калба-Нарынского батолита.

пород Калбинского батолита совпадают с пиками гистограммы, построенной по Ar-Ar датировкам пород Иртышской сдвиговой зоны. Согласно [8], эти датировки отвечают этапам тектонической активности вдоль Иртышской сдвиговой зоны – 285 ± 5 млн лет и 268 ± 2 млн лет. Это позволяет предположить, что широкий интервал Ar-Ar датировок по слюдам пород Калба-Нарымского батолита является результатом затянутого в различной степени подъема к поверхности пород, отвечающих разноглубинным уровням батолита, синхронного с дискретными проявлениями тектонической активности в пределах Иртышской сдвиговой зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (интеграционные проекты № 17, 77, 79, 123, ОНЗ-10.3), Совета по грантам Президента РФ (проект МК-1753.2012.5) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России 2012–2013 гг.» (проект № 2012-1.2.1-12-000-2008-8340).

- [1] Лопатников В.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.
- [2] Дьячков Б.А. и др. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса. Алматы: Гылым, 1994. 208 с.
- [3] Шулыгин В.С., Навозов О.В. Магматические комплексы Калба-Нарымской зоны // Известия АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 36–45.
- [4] Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
- [5] Kotler P.D. New data about age of granitoids of Kalba-Narym polychronal batholith // The 6th International Siberian Early Career GeoScientist Conference: Proceedings of the Conference (9–23 June, 2012, Novosibirsk, Russia), IGM, IPPG SB RAS & NSU: Novosibirsk, 2012. P. 66–67.
- [6] 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.
- [7] Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
- [8] Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1351.

ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД УРИЛЬСКОЙ СВИТЫ АМУРСКОЙ СЕРИИ (БУРЕЯ-ЦЗЯМУСИНСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

*А.Б. Котов**, *В.П. Ковач**, *Е.Б. Сальникова**, *С.Д. Великославинский**, *Б.-М. Джан***,
*Е.В. Толмачева**, *А.А. Сорокин****, *А.П. Сорокин****, *К.-Л. Ван***,
*С.-Л. Чан*****, *Х.-Я. Ли*****

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

**Тайпей, Институт наук о Земле, Академия Синика, jahn@earth.sinica.edu.tw

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

****Тайпей, Национальный университет Тайваня, hychiu@ntu.edu.tw

До недавнего времени метаморфические породы амурской серии рассматривались как раннедокембрийский фундамент Амурского микроконтинента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Однако в результате выполненных за последние годы Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород дичунской свиты амурской серии и U-Pb геохронологических исследований прорывающих их габброидов амурского комплекса было установлено, что возраст этой свиты находится в интервале 1.4–1.2–0.5 млрд лет [1, 2]. Для уточнения нижней возрастной границы формирования протолитов метаморфических пород амурской серии были выполнены U-Pb геохронологические исследования (LA-ICPMS) детритовых цирконов из метаосадочных пород урильской свиты, которая, согласно существующим представлениям, завершает ее разрез.

Акцессорные цирконы, выделенные из гранат-биотит-мусковитового (метааргиллит) и мусковитового (метаалевролит) сланцев урильской свиты, представлены главным образом субидiomорфными призматическими и изометричными кристаллами и их обломками. Грани кристаллов интенсивно «корродированны». В некоторых случаях «корродированные» кристаллы циркона окружены очень тонкими оболочками с гладкой внешней поверхностью. Результаты изучения включений минералообразующих сред показывают, что среди изученных цирконов преобладают (70 %) цирконы вулканического происхождения, в которых присутствуют первичные расплавные включения с силикатным стеклом. В меньшем количестве (30 %) встречаются цирконы из интрузивных пород, для которых характерны первичные полностью раскристаллизованные расплавные включения. В оболочках обнаружены единичные однофазовые первичные флюидные включения, образование которых связано с проявлением процессов метаморфизма.

Для детритовых цирконов, источником которых послужили вулканические породы, получены оценки возраста в интервалах: 960–880 млн лет (среднее – 913 ± 11 млн лет), 530–470 млн лет (среднее – 501 ± 3 млн лет) и 270–240 млн лет (среднее – 256 ± 2 млн лет). Возраст детритовых цирконов, поступление которых в бассейн осадконакопления было связано с разрушением интрузивных пород, находится в интервале 540–480 млн лет. И, наконец, метаморфические оболочки детритовых цирконов имеют возраст 220–210 млн лет.

Таким образом, минимальный возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород урильской свиты амурской серии составляет примерно 240 млн лет, что в первом приближении соответствует нижней возрастной границе формирования их протолитов. Верхняя возрастная граница накопления осадочных пород этой свиты определяется возрастом наложенных структурно-метаморфических преобразований – 220–210 млн лет. Другими словами, возраст протолитов метаосадочных пород урильской свиты находится в интервале 240–210 млн лет. С учетом ранее полученных данных о возрасте дичунской свиты амурской серии это свидетельствует о том, что в ее разрезе тектонически «совмещены» осадочные и вулканические породы разного возраста.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 11-05-00936), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и «Изотопные системы в геохимии и космохи-

мии: методические и теоретические аспекты, применение для реконструкции условий и хронологии геологических процессов, в том числе в ранней Земле», Президиума ДВО РАН и Государственного контракта № 14.740.11.0187.

- [1] Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 424. С. 644–647.
- [2] Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Буреинско-Цзямусинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.

ПОЗНЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ РУДНОГО АЛТАЯ

Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида*, Н.И. Гусев***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, maxkub@igm.nsc.ru

**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Nikolay_Gusev@vsegei.ru

Обстановки, связанные со скольжением литосферных плит на границе «континент–океан» (трансформные окраины континентов), имеют важное значение в истории Земли и в то же время до сих пор относятся к числу наименее изученных геодинамических режимов. Специфика проявленных в этих условиях магматических ассоциаций не дает возможности объяснить их формирование в рамках моделей магомгенеза, используемых для континентальных окраин с субдукцией, или диагностировать их с использованием комплекса «стандартных» диаграмм. В этих условиях особое значение приобретает детальное исследование магматизма трансформных обстановок, определение спектра проявленных в этих условиях магматических ассоциаций, их взаимоотношения в пространстве и времени.

Одним из примеров трансформных режимов является позднедевонский эпизод эволюции Алтайской окраины Сибирского континента. В раннем-среднем девоне эта структура развивалась в режиме АКО Андского типа [1–3 и др.]. Затем на границе среднего и позднего девона произошло резкое изменение характера распределения и состава магматических ассоциаций, сопровождавшееся синхронным изменением характера осадконакопления вблизи границы «континент–океан», интенсивными сдвиговыми деформациями и метаморфизмом НТ/LP-типа в зонах крупных долгоживущих разломов [3, 4 и др.]. В Горном Алтае этот этап сопровождался формированием локальных вулканических ареалов с базальтами ОІВ-типа, мелких габбро-гранитных интрузий повышенной щелочности и крупных батолитов, сложенных низкотемпературными гранитоидами І- и S- типов [3, 5, 6].

В Рудном Алтае, непосредственно вблизи границы «континент–океан», эволюция магматизма носила более сложный характер. Интенсивный бимодальный вулканизм с резким преобладанием риолитов, образовавший систему линейных вулканических ареалов на всей территории Рудного Алтая, сменился в позднем девоне формированием цепочки вулканотектонических структур, приуроченных непосредственно к краю континента и сложенных породами дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии (пихтовская свита, возраст – поздний фран – ранний фамен). Вулканы характеризуются повышенной железистостью (до 14 мас. % Fe_2O_3), умеренной титанистостью (1.8–2.0 мас. % TiO_2), высокими концентрациями фосфора (до 0.9 мас. % P_2O_5), слабо повышенной щелочностью с преобладанием натрия над калием. Для базальтов характерны обогащение Sr (до 550 г/т), Ba (до 650 г/т), аномально высокие для этого геохимического типа содержания Y (до 50 г/т), Zr (до 33 г/т), P3Э (суммарно – до 230 г/т). В то же время для них характерно избирательное обеднение Nb и Ta, выраженное существенно слабее, чем в предшествующих «надсубдукционных» базальтах ($(\text{Th}/\text{Ta})_N=4.1–4.6$, $(\text{La}/\text{Nb})_N=2.0–2.1$). Таким образом, позднедевонские базальты Рудного Алтая сочетают характеристики пород надсубдукционного и внутриплитного генезиса. По мере роста кремнекислотности в породах наблюдается понижение концентраций большинства несовместимых элементов, включая не только Sr, Zr и Hf, но и Ba, Ta, Nb, P3Э.

Позднедевонский интрузивный магматизм Рудного Алтая представлен тремя ассоциациями: габбро-плагиогранитной (змеиногорский комплекс), гранит-лейкогранитной (устьянский комплекс) и габбро-тоналит-гранодиорит-гранитной. U-Pb изотопные датировки, полученные по цирконам из всех перечисленных разновидностей гранитоидов, укладываются в интервал 378–371 млн лет [7, 8].

Гранитоиды характеризуются широкими вариациями петрохимического и редкоэлементного состава. Так, в составе габбро-плагиогранитной ассоциации (змеиногорский комплекс) преобладают плагиограниты и лейкоплагиограниты при подчиненном объеме более основных

разностей. Габброиды представлены низкощелочными магнезиальными разностями толеитового типа с низкими содержаниями несовместимых элементов. Гранитоиды по составу соответствуют низкоглиноземистым плагиогранитоидам андезитового ряда, характеризуются пониженной общей щелочностью, умеренными содержаниями LILE (Rb – 12–83 и 54–97 г/т, Sr – 195–320 и 40–65 г/т Ba 160–480 и 200–500 г/т в плагиогранитах и лейкоплагиогранитах соответственно), нижекларковыми (95–125 г/т) содержаниями РЗЭ и пологими спектрами их распределения с $(La/Yb)_N = 1.6–3.2$ и европиевым минимумом в наиболее лейкократовых породах. Преобладающий объем гранит-лейкогранитной ассоциации (устьянский комплекс) сложен флюорит-содержащими лейкогранитами с нормальной или слабо повышенной (до 8.5 мас. % суммарно) общей щелочностью и незначительным преобладанием калия над натрием ($K_2O/Na_2O = 0.9–1.25$). Породы насыщены глиноземом (индекс Шенда = 0.92–0.95, в отдельных пробах до 1.1), имеют слабо выраженный субщелочной уклон (индекс щелочности в отдельных пробах достигает 0.94 при среднем значении – 0.82). Редкоэлементный состав характеризуется повышенными содержаниями Rb (76–155 г/т) и Ba (220–500 г/т) при низких концентрациях Sr (40–95 г/т). Содержания РЗЭ находятся на близкларковом уровне (120–165 г/т), спектры их распределения слабо асимметричны с $(La/Yb)_N$ от 3.7 до 5.0 и европиевым минимумом. В составе габбро-тоналит-гранодиорит-гранитной ассоциации преобладают диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. По химическому составу гранитоиды относятся к нормальному ряду щелочности с преобладанием натрия над калием и отвечают породам известково-щелочного типа. Данные единичных геохимических анализов указывают на более высокие, в сравнении с близкими по кремнекислотности породами змеиногорского комплекса, содержания несовместимых редких элементов. В то же время изотопный состав Nd в гранитоидах всех трех ассоциаций близок: $\epsilon_{Nd}(T)$ для пород перечисленных ассоциаций составляет, соответственно, +1.7, +3.8 и +3.0, а модельный возраст $T_{(Nd)DM-2}$ – 0.98, 0.82 и 0.88 млрд лет.

Таким образом, позднедевонский этап на территории Рудного Алтая характеризовался практически синхронным проявлением нескольких (не менее трех) различных геохимических типов базитового магматизма и формированием широкой гаммы кремнекислых магм.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (интеграционный проект № 79) и РФФИ (проект № 12-05-00188).

- [1] Ротараш И.Л. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
- [2] Берзин Н.А. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
- [3] Шокальский С.П. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал "Гео", 2000. 187 с.
- [4] Владимиров А.Г. и др. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
- [5] Крук Н.Н., Сенников Н.В. Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446, № 5 (в печати).
- [6] Kruk N.N. et al. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42, № 5. P. 928–948.
- [7] Владимиров А.Г. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
- [8] Куйбида М.Л. и др. Плагиогранитный магматизм Рудного Алтая // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I международной геологической конференции. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 2110–211.

ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КУРАТИНСКОГО ПРОГИБА, ГОРНЫЙ АЛТАЙ

В.И. Крупчатников, О.М. Попова*, А.Л. Пономарев*,
В.А. Кривчиков*, В.В. Врублевский***

*Бийск, ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», gapse@mail.biysk.ru

**Томск, Томский государственный университет, vasvr@yandex.ru

В центральной части Горного Алтая проявлены позднедевонские вулканы бичиктубомского комплекса и щелочные граниты шибеликского комплекса, которые совместно с другими девонскими магматическими и осадочными образованиями выполняют Куратинский наложенный прогиб. Его возникновение рассматривается как результат рифтогенеза в тыловой зоне девонской активной континентальной окраины [1, 2]. Производные обоих комплексов пространственно совмещены в осевой зоне прогиба и по геологическим данным отнесены к франскому веку позднего девона.

Вулканическая ассоциация бичиктубомского комплекса развита в покровной и субвулканической фациях и представлена серией из незакономерно чередующихся в разрезах базальтов, долеритов, андезибазальтов, андезитов, дациандезитов, дацитов, риодацитов, риолитов и гранит-порфиров. Резко подчиненная роль разновидностей среднего (SiO_2 52–60 мас. %) состава придает ассоциации бимодальный характер. Наши предварительные данные показывают, что базальты и долериты сильно дифференцированы ($\text{mg\#}$ 21–36 при SiO_2 43–51 мас. %), обладают умеренной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 4.2–8.1 мас. %; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 0.18–0.76), повышенными содержаниями TiO_2 (2.6–3.2 мас. %) и P_2O_5 (1.1–1.6 мас. %), обогащены LILE и особенно HFSE (Zr 618–991, Nb 46–65, REE+Y 492–654 г/т). По концентрациям и характеру распределения редких элементов бичиктубомские базиты сопоставимы с производными OIB-типа, отличаясь от них более высокими содержаниями Zr, Hf, P, REE и Cs (рис. 1, а). Кремнекислые (SiO_2 61–78 мас. %) разновидности от дациандезитов до риолитов и лейкогранит-порфиров имеют нормальную калиево-натриевую щелочность ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 3.9–8.9 мас. %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 0.3–7.6), метаперглиноземистый (A/CNK 0.9–1.9) и умеренно-высокожелезистый (FeO^*/MgO 2.2–17.3) состав. Им свойственны низкие содержания P_2O_5 (0.50–0.04 мас. %), повышенная апгаитность (K_a 0.61–0.88) и обогащение HFSE (Zr 300–2800, Hf 8–55, REE+Y 200–1300 г/т). Спектр несовместимых элементов с резко выраженными Ba, Sr, P, Ti-минимумами и отсутствием Ta-Nb отрицательной аномалии сходен с распределением редких элементов в кислых апгаитовых магмах внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек (рис. 1, б). В целом кислые производные бичиктубомского комплекса по химическому составу идентичны гранитоидам А-типа внутриплитных обстановок и подобны пантеллеритам и комендитам, отличаясь от них повышенной калиево-натриевой щелочностью и отсутствием щелочных темноцветных минералов.

Щелочные рибекитовые граниты шибеликского комплекса в виде трех небольших интрузивов (площадь выхода наиболее крупного – 2 км²) прорывают девонские вулканогенные образования, в том числе бичиктубомского комплекса. По кремнекислотности (SiO_2 71–76 мас. %) они варьируются от нормальных до лейкократовых разновидностей, характеризуются низкой глиноземистостью (Al_2O_3 9–11 мас. %, A/CNK <1), высокой железистостью (FeO^*/MgO 8–66), умеренной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 7.5–8.3 мас. %; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 0.9–1.2), высокой апгаитностью (K_a 0.9–1.1) и повышенными содержаниями HFSE (Zr 1040–1740, Hf 25–43, Nb 93–160, REE+Y 410–750 г/т). По геохимическим признакам изученные щелочные граниты сопоставимы как с типовыми внутриплитными А-гранитоидами, так и с кислыми вулканидами бичиктубомского комплекса (рис. 1, б). Наряду с пространственной сопряженностью комплексов в пределах Куратинского прогиба это может свидетельствовать о когенетичности производных кислого состава.

Особенности геологической позиции и вещественного состава пород позволяют связывать становление бичиктубомского и шибеликского комплексов с плюмовой активностью. Как

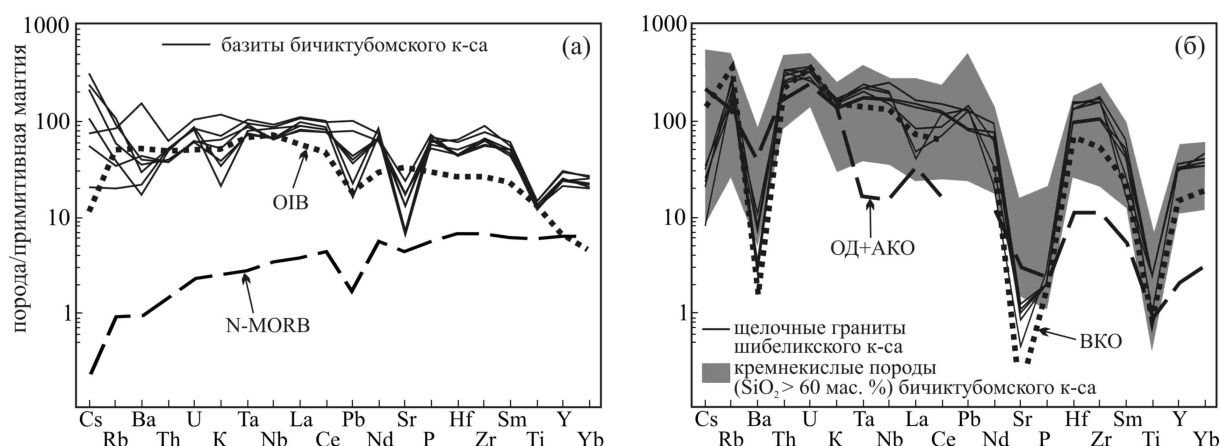


Рис. 1. Распределение несовместимых элементов в породах бичиктубомского и шибеликского комплексов: *а* – средние составы примитивной мантии, OIB и N-MORB – по [3]; *б* – средние составы кислых агапитовых магм островных дуг и активных континентальных окраин (ОД+АКО) и внутриплитных континентальных областей (ВКО) – по [4].

показывают отношения редких элементов (рис. 2) и радиогенных изотопов ($\epsilon\text{Nd}_{380}=+7.5$; $\epsilon\text{Sr}_{380}=+9.8$), источником базитов мог послужить компонент типа OIB/FOZO с небольшой примесью материала N-MORB. Обогащенность радиогенным стронцием, по-видимому, отражает влияние корового вещества, соответствующего по составу морским карбонатам. Судя по различиям в поведении редких элементов в породах, андезиты и кислые вулканиты, а также щелочные граниты не являются продуктами дифференциации базитового расплава, материнского для бичиктубомского комплекса. Их более вероятным источником представляется нижнекоровый субстрат (рис. 2).

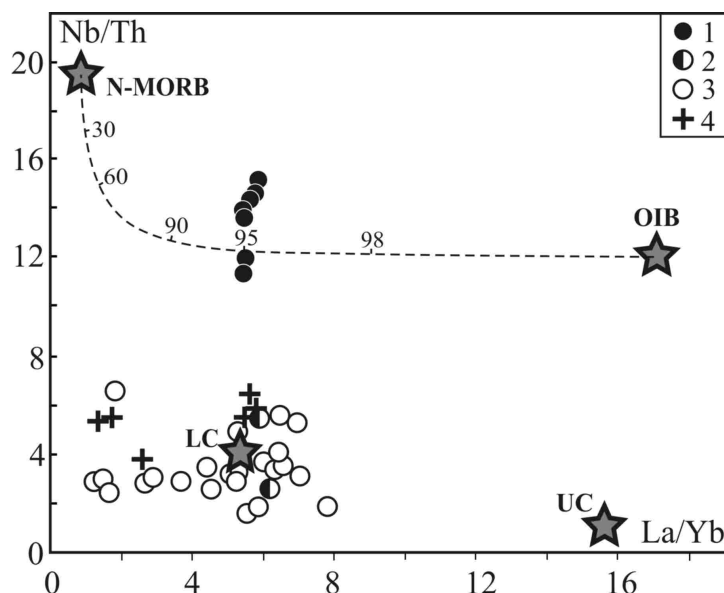


Рис. 2. Отношения редких элементов в породах бичиктубомского и шибеликского комплексов: 1–3 – базиты (1), андезиты (2), кремнекислые породы (3) бичиктубомского комплекса; 4 – щелочные граниты шибеликского комплекса. Звездочками показаны составы источников: N-MORB, OIB [3], нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры [5]. Штриховая линия – кривая смешения N-MORB и OIB, отметки и числа – процентная доля компонента OIB в источнике.

Обращает на себя внимание обогащенность вулканитов и щелочных гранитов редкими металлами, в частности цирконием и редкими землями. Во многих пробах их концентрации достигают промышленных (ZrO_2 – до 0.26 %; TR_2O_3 – до 0.25 %), а в минералогическом составе отмечаются циркон, ксенотим, монацит, ортит, синхизит, иттропаризит, флюорит. Наряду с выявленными шлиховыми и геохимическими аномалиями, разнообразными сопутствующими метасоматитами, это позволяет предполагать потенциальную редкометалльно-редкоземельную рудоносность изученных магматических комплексов и требует дальнейших специализированных исследований.

- [1] *Девонские рифтогенные формации юга Сибири* / Под ред. В.П. Парначева и И.А. Вылцана. Томск: Томский государственный университет, 1996. 239 с.
- [2] Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. Томск: STT, 2008. 460 с.
- [3] Sun 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. V. 42. P. 313–345.
- [4] Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Кислые агпаитовые расплавы островных дуг, активных континентальных окраин и внутриплитных континентальных обстановок (по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород) // *Петрология*. 2009. Т. 17, № 4. С. 437–456.
- [5] Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 1–64.

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ПЕРВИЧНЫХ РАСПЛАВОВ ВНУТРИПЛИТНОГО ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ (МОНГОЛИЯ): ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ-ВКРАПЛЕННИКАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский

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

Позднекайнозойский вулканический ареал Хангайского нагорья входит в состав крупнейшей Центрально-Азиатской внутриплитной субпровинции. В его строении выделяются многочисленные разновозрастные лавовые толщи, характеризующиеся концентрически-зональным распределением относительно центра Хангайского свода [1]. По геофизическим данным в основании ареала установлен выступ астеносферной мантии, поднимающийся до глубин менее 50 км от поверхности Земли [2], а также выявлена интенсивная низкоскоростная аномалия, прослеживаемая до глубин 450–600 км [3]. Среди пород ареала преобладают субщелочные и щелочные базальтоиды. Вариации их петрохимических и геохимических характеристик согласуются с погружением зон магмогенерации к краевым участкам астеносферного выступа и, таким образом, подчеркивают его грибообразную форму. Изотопные составы вулканических пород отвечают подлитосферным источникам, типичным для нижней мантии (PREMA), а также имеющим характеристики рециклированной древней литосферы (источник EMI). Все эти данные стали основанием для представления связи вулканического ареала с более или менее однородным мантийным источником или мантийным плюмом [4, 5]. Малоизученным аспектом этого магматизма остаются физико-химические условия образования, механизмы магмогенерации и эволюция расплавов. На сегодня эти проблемы представляются наиболее интересными. К их решению мы подошли на основе изучения минералов-вкрапленников и содержащихся в них расплавных включений из базальтоидов Хангая.

Получены первые оценки физико-химических условий формирования расплавов Хангая, а также изучены составы стекол расплавных включений и содержащих их вкрапленников. В соответствии с данными об условиях гомогенизации расплавных включений оливин выделялся при температурах свыше 1260 °С, а клинопироксен – ниже 1240 °С. Составы гретых стекол включений в оливинах и клинопироксенах достаточно однородны и близки к составам пород. Они характеризуются близкими содержаниями петрогенных элементов и отвечают по составу преимущественно трахибазальтам и трахиандезибазальтам.

Отличительной особенностью позднекайнозойских базальтоидов Хангая является относительно низкая магнезиальность оливинов по сравнению с большинством базальтоидов внутриплитных провинций мира [6]. Вкрапленники оливинов из базальтов преимущественно варьируются от Fo₇₀ до Fo₈₁. Традиционно оливины с такой низкой магнезиальностью не рассматриваются как результат кристаллизации из первичных мантийных расплавов. Однако причиной низкой магнезиальности оливинов может быть как кристаллизация их в промежуточных верхнемантийных или нижнекоровых магматических камерах из эволюционированных базальтовых расплавов, так и изначально низкая магнезиальность самих расплавов. В то же время в некоторых базальтах встречаются мантийные ксенолиты (лерцолиты, пироксениты), наличие которых свидетельствует о непосредственном поступлении базальтов из мантии. Сопоставление составов оливинов Хангая с составами оливинов из внутриплитных и срединно-океанических базальтов мира [6] позволяет предположить, что источники расплавов имели разный минеральный состав. Эти оливины имеют различные содержания NiO, что в соответствии с данными [6] предполагает участие в области мантийной магмогенерации как перидотитов, так и пироксенитов. Смешение этих мантийных компонентов также фиксируется при сравнении составов оливинов из лав Хангая с составами оливинов, полученных экспериментальным путем из расплавов, равновесных с такими источниками [7]. Кроме того, различный состав источников находит свое отражение и в характеристиках материнских составов гретых стекол включений в оливи-

нах и клинопироксенах. Среди этих стекол преобладают две группы. Одна характеризуется относительно высокими концентрациями Al_2O_3 и низкими содержаниями MgO , что в соответствии с экспериментальными данными [8] сопоставляется с продуктами плавления мантийных пироксенитов. Другая группа расплавов выделяется более низкими содержаниями Al_2O_3 и высокими значениями MgO , вероятным источником которых служила также и перидотитовая мантия, но такие расплавы играют пока подчиненную роль в генезисе позднекайнозойских расплавов Хангая.

Таким образом, проведенные исследования оливинов и клинопироксенов и содержащихся в них первичных расплавных включений из позднекайнозойских лав Хангая свидетельствуют о вовлечении различных компонентов в область плавления мантии, среди которых существенную роль могли играть пироксениты, вероятно представляющие рециклированный древний коровый компонент.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 10-05-00578-а, 11-05-00264-а, 12-05-31164-мол_а, а также Программы ОНЗ РАН № 10.

- [1] Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. Магматическая зональность позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии и ее связь с мантийным плюмом // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432, № 2. С. 215–219.
- [2] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 685–699.
- [3] Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.
- [4] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- [5] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
- [6] Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature. 2005. V. 434. P. 590–597.
- [7] Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. P. 412–417.
- [8] Kogiso T., Hirschmann M.M., Pertermann M. High-pressure partial melting of mafic lithologies in the mantle // Journal of Petrology. 2004. V. 45, № 12. P. 2407–2422.

ТЕСТИРОВАНИЕ КОНЦЕПЦИИ «AUSTRALIA UPSIDE DOWN» НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ АШИНСКОЙ СЕРИИ (ЮЖНО-УРАЛЬСКАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)

*Н.Б. Кузнецов**, *Т.В. Романюк***, *А.В. Шацилло***,
*И.В. Голованова****, *К.Н. Данукалов****

* Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru

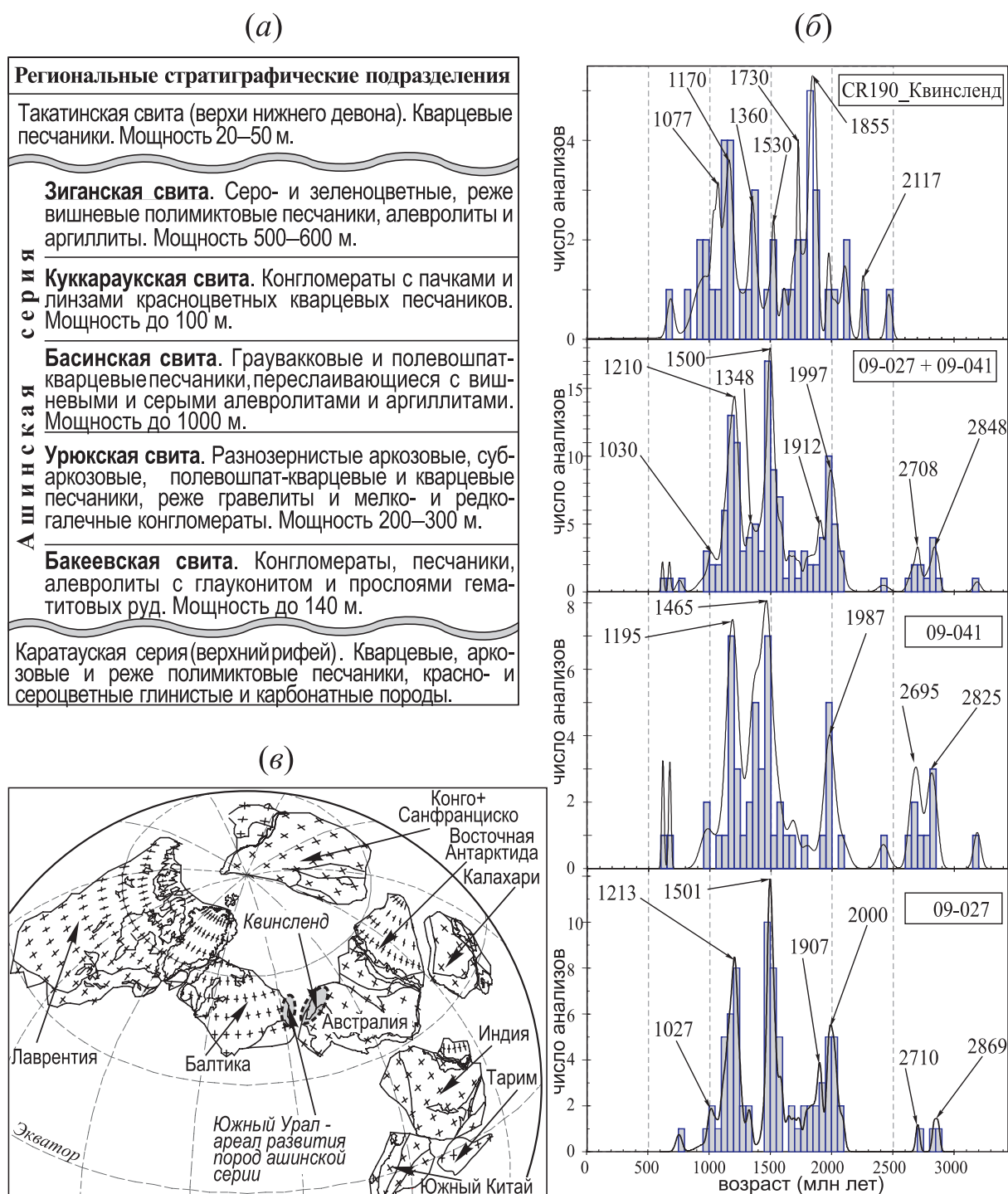
** Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru, shatsillo@gmail

*** Уфа, Институт геологии УНЦ РАН, golovanova@anrb.ru; danukalov@mail.ru

Считается, что поздненеопротерозойская (поздневендская) ашинская серия на западе Башкирского поднятия (Южный Урал) с параллельным несогласием налегает на верхи рифея и параллельно перекрыта девонem [1]. Серия расчленена на ряд свит (рисунок, а).

Нами проведено U/Pb-изотопное датирование детритных цирконов (dZr) из басинской (проба 09-027, полимиктовые песчаники) и куккараукской (проба 09-041, аркозовые песчаники) свит ашинской серии. Всего из этих проб датировано по 80 dZr . Из них 78 и 57 анализов кондиционны (т.е. характеризуются дискордатностью $\leq 10\%$), остальные анализы отбракованы. Датировки из пробы 09-027 попадают в диапазон от среднего неопротерозоя (~755 млн лет) до неоархея (~2869 млн лет), а из пробы 09-041 – от раннего неопротерозоя (~616 млн лет) до позднего мезоархея (~3187 млн лет) (рисунок, б). Сопоставление наборов возрастов dZr из полимиктовых (09-027) и аркозовых (09-041) песчаников разных уровней разреза ашинской серии с помощью теста Колмогорова–Смирнова (KS -тест) показало их высокое сходство ($p = 0.529$). Это дает основание полагать, что песчаники обеих свит формировались за счет накопления продуктов эрозии преимущественно одних и тех же питающих провинций, а суммарный набор возрастов dZr по этим пробам можно использовать как интегральную характеристику песчаников всей ашинской серии.

Ашинская серия, как другие толщи из стратиграфического диапазона мезопротерозой – верхний палеозой, развитые на южно-уральском краю Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в основном автохтонны [1] к Протобалтике/Балтике (древнему остоу ВЕП) и композитным континентам, в строении которых участвовала Балтика. Исходя из этого следовало бы ожидать, что основным источником кластики для ашинских пород должны быть древние комплексы с возрастом от ~1750 до 3500 млн лет [3], слагающие структуры Волго-Уральской части фундамента ВЕП (Волго-Уральский протократон, обрамленный реликтами Волго-Сарматского и северной части Центрально-Русского орогена). Однако в ашинских песчаниках установлены лишь немногочисленные dZr (всего 43 зерна, или ~32 % от всех 135 датировок dZr) с возрастом, попадающим в этот интервал. То есть, провенанс-сигнал, который может рассматриваться как «волго-уральский», в ашинских породах проявлен слабо. При этом в них преобладают dZr (82 зерна, или почти 66 % от 135 датировок) с возрастом от ~900 до ~1750 млн лет, соответствующие возрасту свеко-норвежских и свеко-фенских комплексов, развитых в Балтике только в ее западной части, более чем в 2000 км от ареала распространения ашинских пород. Известные материалы по палеогеографии ВЕП свидетельствуют о том, что существующие во время накопления ашинских пород речные системы должны были выносить «западно-балтийский» детрит на юг и/или север Балтики (устья Волынского-Оршанского и Среднерусского авлакогенов, наследовавших соответственно южную и северную части Центрально-Русского орогена). Далее эта кластика могла попасть в Ашинский бассейн (восток Балтики) только за счет вдольберегового разноса, если Ашинский бассейн открывался в океан. Однако при «транспортировке» западно-балтийского детрита через Балтику и, особенно, при последующем его вдольбереговом переносе он должен был бы быть существенно «засорен» материалом областей транспортировки, то есть «волго-уральским» детритом. Поэтому вероятность того, что в ашинских породах «западно-балтийский» сигнал может быть в два раза сильнее «волго-уральского», ничтожно мала. Это



а – упрощенная схема лито-стратиграфического расчленения ашинской серии; **б** – гистограммы и графики плотности вероятности (density probability plots) для наборов возрастов dZr из песчаников ашинской серии (пробы 09-027, 09-041 и их сумма) и кварцито-песчаников комплекса Кап Ривер, Квинсленд, СВ Австралия (проба СК190, по [5]). Цифры на графиках – значения максимумов плотности вероятности (МПВ) (в млн лет). Графики построены в программе MS-Excel с помощью макроса Isoplot (К. Ludwig); **в** – фрагмент палеотектонической реконструкции Родинии для позднего докембрия (~800 млн лет), по [4], с упрощениями. Положение кратонных блоков показано относительно современного положения Северной Америки (Лаврентии). Серым тоном в пунктирных контурах отмечены южно-уральский край Балтики и квинслендская часть Австралии.

позволяет нам предполагать, что 1) кластика, слагающая породы ашинской серии, имеет преимущественно *небалтийское* происхождение, 2) у Ашинского бассейна был восточный континентальный борт, с которого преимущественно и поступала кластика.

Согласно недавним обновленным реконструкциям Родинии (концепция **Australia Upside Down – AUD**) [4, 8], Австралия располагалась в южном полушарии, касаясь своим Квислендским краем южно-уральского края Балтики (рисунок, в), а не в северном полушарии, по-соседству с Лаврентией, как это полагается в [7] и др. Сопоставление (*KS*-тест) наборов возрастов *dZr* из ашинских песчаников с набором возрастов *dZr* из близкоодновозрастных кварцито-песчаников комплекса Кап Ривер в Квинсленде [5] показало высокую степень сходства как по отдельности для басинской (09-207, $p = 0.654$) и куккараукской (09-041, $p = 0.567$) свит, так и для их суммарного набора (09-207+09-041, $p = 0.573$). Это указывает на то, что породы ашинской серии и комплекса Кап Ривер, с высокой степенью вероятности, формировались за счет накопления продуктов эрозии одних и тех же питающих провинций, которыми могли бы быть области Центральной (ороген Musgrave) и Северной (ороген Georgetown) Австралии, с возрастными кристаллическими комплексами в диапазоне 1100–1400 млн лет и 1400–1750 млн лет, соответственно [2, 6]. То есть, Ашинский бассейн мог заполняться кластикой, преимущественно поступавшей в него не с запада (не из Балтики), а с востока – из располагавшейся в то время рядом с южно-уральским краем Балтики Австралии. Такой вывод фактически означает положительный тест концепции **AUD** [4, 8].

Авторы благодарны К.Е. Дегтяреву, Ю.О. Гаврилову, В.Н. Пучкову, Дж. Меерту, М.Л. Баженову, Н.М. Левашовой и В.Э. Павлову за организационную, научную и аналитическую поддержку исследований. Работа проведена в соответствии с планами грантов РФФИ (11-05-00137, 12-05-01063), программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 16, ОНЗ РАН № 6 и № 10.

- [1] Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- [2] Betts P.G., Giles D. The 1800–1100 Ma tectonic evolution of Australia // *Precambrian Research*. 2006. V. 144, № 1–2. P. 92–125.
- [3] Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 23–45.
- [4] Evans D.A.D. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction ancient orogens and Modern Analogues // *Geological Society London, Special Publication*. 2009. V. 327. P. 371–404.
- [5] Fergusson Ch.L., Henerson R.A., Faning M.C. et al. Detrital zircon ages in Neoproterozoic to Ordovician siliciclastic rocks, Northeastern Australia: implications for the tectonic history of the East Gondwana continental margin // *Journal of the Geological Society London*. 2007. V. 164. P. 215–225.
- [6] Giles D, Betts P.G., Lister G.S. 1.8–1.5-Ga links between the North and South Australian cratons and the Early–Middle Proterozoic configuration of Australia // *Tectonophysics*. 2004. V. 380. P. 27–41.
- [7] Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 179–210.
- [8] Swanson-Hysell N., Maloof A., Kirschvink J. et al. Constraints on Neoproterozoic paleogeography and Paleozoic orogenesis from paleomagnetic records of the Bitter Springs Formation, Amadeus Basin, Central Australia // *American Journal of Science* (in press).

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ЖИЗНИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.Б. Кузьмичев*, А.Н. Ларионов**

*Москва, Геологический институт РАН, kuzmich@ilran.ru,

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

Юго-восточная часть Восточного Саяна входит в состав докембрийского Тувино-Монгольского массива. Этот регион относительно хорошо геологически и геохронологически изучен и является одним из ключевых участков в восстановлении неопротерозойской геологической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса. В неопротерозойской истории геологического развития Тувино-Монгольского массива прямыми или косвенными методами выявлены два коллизионных события. Общая направленность этих событий заключается в последовательном обрастании раннедокембрийского континента новообразованной континентальной корой вследствие приращения к нему островных дуг. Первое из этих событий делит геологическую историю Тувино-Монгольского массива в неопротерозое на два крупных этапа продолжительностью 200 млн лет, которые были обозначены как раннебайкальский (1000–800 млн лет) и позднебайкальский (800–600 млн лет). Мало что известно о геологических событиях, которые происходили на протяжении этих этапов из-за скудности геохронологических данных. Мы надеемся, что датирование неопротерозойских островодужных вулканитов позволит отчасти закрыть пробелы в геологической истории региона и ответить на вопрос: действительно ли реконструируемые островные дуги существовали на протяжении 200 млн лет.

На протяжении раннебайкальского этапа реконструируется **Дунжугурская островная дуга**. Время заложения дуги определено по возрасту плагиогранитов в офиолитовом разрезе, включающем бониниты в составе дайкового и вулканического комплексов. Возраст составил 1020 млн лет [1]. Следующее событие, которое зафиксировано и датировано, – коллизия этой островной дуги и Сибирского (?) континента. Возраст коллизии определен по датировкам синколлизионных гнейсогранитов. К последним мы относим гранитоиды с возрастом 809 ± 4 и 810 ± 2 млн лет (циркон, TIMS) [2 и др.], выявленные И.А. Козаковым и его коллегами на территории, расположенной южнее. Кислые вулканиты зрелой стадии эволюции дуги присутствуют в составе осадочных толщ, ассоциирующих с дунжугурскими офиолитами. Эти толщи обнажены в бассейнах рек Ока и Боксон, где они включают пачки песчаников и конгломератов, содержащих вулканокластическую кислого и среднего состава. Цирконы в вулканокластических песчаниках не окатаны; они характеризуются магматической осцилляционной зональностью и магматическим U/Pb отношением. 12 кристаллов проанализированы на масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Для половины из проанализированных зерен возраст, с учетом ошибок измерений, является одинаковым и составляет 1034 ± 9 млн лет (2σ). Этот кластер соответствует конкретному островодужному магматическому комплексу, который оказался несколько более древним, чем предполагавшееся время заложения дуги: 1034 млн лет назад эта дуга уже продуцировала кислые и средние магмы. Возраст шести остальных зерен по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ лежит в диапазоне 844 ± 8 – 985 ± 10 млн лет (1σ).

На протяжении позднебайкальского этапа реконструируется **Шишхидская островная дуга**. Датирование кислых вулканитов тыловой зоны дуги показало, что дуга уже существовала 800 ± 2.6 млн лет назад [3]. По косвенным признакам предполагалось, что дуга испытала коллизия с Сархойской активной окраиной Сибирского (?) континента на рубеже приблизительно 600 млн лет. Для того чтобы попытаться частично закрыть интервал 800–600 млн лет геохронологическими данными, мы сделали попытку датирования вулканокластических пород на предполагаемом восточном окончании дуги. Цепочка разобщенных выходов серпентинитов может быть протрассирована от Шишхидского выхода надсубдукционных офиолитов на север и далее на восток. В бассейне р. Тустук реконструировано торцовое сочленение восточного продолже-

ния Шишхидской островной дуги и континентальной окраины.

Кислая вулканокластическая наблюдалась в составе обломочных пород Окинской аккреционной призмы в бассейне правых притоков р. Тустук. Здесь описаны вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты и брекчии. Цирконы выделены из двух образцов. Первый образец представляет собой литокластический туф с андезитовой и дацитовой кластикой. Конкордантный возраст цирконов, рассчитанный по 10 анализам, составил 813 ± 7 млн лет (2σ). Вторым образцом из более высокой части разреза представляет собой конгломерат с окатанными гальками эффузивов и субвулканических пород кислого состава. Проведен изотопный анализ 12 кристаллов циркона, которые по U-Pb изотопным отношениям группируются в два кластера. Более древний кластер, представленный тремя анализами, имеет конкордантный возраст, равный 819 ± 17 млн лет, что, с учетом ошибок, совпадает с возрастом первого образца. Расчет по всем 13 анализам дает результат 814.1 ± 6.7 млн лет (2σ). Молодые цирконы этой пробы (9 шт.) образуют кластер в возрасте 775 ± 8 млн лет (2σ).

Проведенное исследование позволило лишь отчасти залатать бреши в нашем понимании последовательности неопротерозойских тектонических событий в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы. Датированный интервал магматической активности в Дунжугурской дуге составил ~ 1034 –850 млн лет. Ранее предполагалось, что начальные стадии формирования дуги, сопровождаемые бонинитовым магматизмом, имеют возраст 1020 млн лет [3]. Сейчас очевидно, что дуга сформировалась ранее 1034 млн лет. Можно прогнозировать, что дополнительное изучение детритовых цирконов из вулканокластических пород дунжугурской толщи позволит закрыть изотопными датировками весь интервал возрастов в промежутке 1000–810 млн лет. Таким образом, вероятно, Дунжугурская дуга действительно существовала на протяжении 200 млн лет.

Ранее предполагалось, что Шишхидская островная дуга существовала автономно в Палеоазиатском океане до момента коллизии с Сархойской окраиной (около 600 млн лет). Планируя датирование вулканокластических пород в Окинской призме, мы рассчитывали получить значения возраста, лежащие в интервале 750–600 млн лет. Этот расчет не оправдался, и нам удалось зафиксировать магматическую активность в дуге только для интервала 814–775 млн лет. Выяснилось, что если наше предположение о торцовом сочленении Шишхидской дуги и Окинской призмы правильное, то Шишхидская дуга причленялась одним краем к Сархойской континентальной окраине уже в самом начале позднебайкальского этапа.

- [1] *Khain E.V., Bibikova E.V., Kreoner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnaya I.R.* The most ancient ophiolite of Cenral Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 6202. P. 1–16.
- [2] *Козаков И.К., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З.* Рифейский метаморфический комплекс Сонгинского выступа раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // *Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии*. Т. I. СПб.: ИГГД РАН, 2009. С. 249–251.
- [3] *Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W.* The Shishkhid ophiolite, Northern Mongolia: A Key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in Central Asia // *Precambrian Research*. 2005. V. 138. P. 125–150.

ДРЕВНЕЙШИЕ ПЛАГИОГРАНИТОИДЫ РУДНОГО АЛТАЯ

М.Л. Куйбида*, Н.Н. Крук*, Н.И. Гусев**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, maxkub@igm.nsc.ru

** Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Nikolay_Gusev@vsegei.ru

Наиболее острым в магматической геологии Рудного Алтая является вопрос о наличии (или отсутствии) в регионе гранитоидов допозднедевонского («дозмеиногорского») возраста, природе и масштабах их проявления. Дискуссия по этому вопросу имеет многолетнюю историю. Во второй половине XX столетия В.С. Кузбный [1], обобщив систематические наблюдения о геологических взаимоотношениях гранитоидов и фаунистически охарактеризованных вулканогенно-осадочных толщ Рудного Алтая, пришел к выводу о том, что проявления «дозмеиногорских» плагиогранитов, возможно, присутствуют только в южной части региона, в Лениногорско-Синюхинском интрузиве, и напрочь отсутствуют в его северной части. С этого момента мнения геологов по данному вопросу кардинально разделились: одни исследователи, указывая на наличие галек плагиогранитов в базальных конгломератах стратифицированных толщ начиная с эйфельского уровня и присутствие ксенолитов лейкократовых плагиогранитов в породах змеиногорского комплекса, доказывали неизбежность широкого развития «дозмеиногорских» плагиогранитов в Рудном Алтае, другие отрицали эту возможность, указывая на отсутствие значимых отличий в геологической позиции гранитоидных интрузий, структурно-текстурных, минералогических и петрохимических характеристиках слагающих их пород.

В ходе разработки Серийной легенды Гостеолкарты-200 нового поколения [2, 3] и последовавших за ней геокартографических работ в Рудном Алтае [4 и др.] в состав алейского комплекса «дозмеиногорского» (условно раннедевонского) возраста были включены значительные объемы плагиогранитоидов мезоабиссального облика, в то время как основной объем гипабиссальных плагиогранитоидов был отнесен к змеиногорскому комплексу позднего девона. При этом необходимо отметить, что первые попытки изотопного датирования гранитоидов [5, 6] не позволили надежно разделить эти комплексы по возрасту (для пород Лениногорско-Синюхинского массива были получены даты 389 ± 7 и 379 ± 7 млн лет, для массивов змеиногорского комплекса – 381 ± 5 млн лет).

Учитывая широкое разнообразие гранитоидов, включенных в состав алейского комплекса, и неоднозначность имеющихся датировок, авторы провели дополнительные геологические, геохимические и изотопно-геохронологические исследования гранитоидов петротипических Алейского (северный борт Гилевского водохранилища) и Лениногорско-Синюхинского (окрестности г. Риддер) массивов, а также некоторых других интрузий (массивы Мохнатые сопки и Первомайский), в которых отмечались интрузивные взаимоотношения с нарушением гомогенности.

Результаты U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования показали наличие трех возрастных интервалов формирования гранитоидов. Самый молодой возраст (322–318 млн лет, U-Pb, Ar-Ar) был получен для гнейсовидных тоналитов и плагиогранитов Алейского массива в северном борту Гилевского водохранилища. Результаты геохимических исследований показали, что эти породы соответствуют толеитовой серии, обогащены глиноземом, характеризуются высокими содержаниями Sr, низкими концентрациями Y и тяжелых лантаноидов, имеют асимметричные спектры распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N > 20$, значения $\varepsilon_{Nd}(T) = +7,4$. По особенностям вещественного состава эти породы относятся к высокоглиноземистому (по (Арт, 1983)) типу и отвечают продуктам плавления океанических базальтов N-MORB при $P > 10$ кбар. Авторами был поставлен вопрос о выделении этих пород в самостоятельный гилевский комплекс [7, 8].

Для плагиогранитоидов Первомайского массива и г. Копанец (восточная часть массива Мохнатые сопки) возраст, определенный U-Pb методом, оказался идентичным возрасту гранитоидов змеиногорского комплекса (377–371 млн лет). Геохимические исследования показали,

что изученные породы относятся к низкоглиноземистым плагиогранитам андезитовой серии, характеризуются невысокими концентрациями глинозема и Sr, имеют слабоасимметричные спектры распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N < 3$ и геохимически неотличимы от плагиолейкогранитов змеиногорского комплекса.

Наиболее древний «дозмеиногорский» U-Pb возраст был получен для плагиогранитов Лениногорско-Синюхинского интрузива и плагиолейкогранитов тела, расположенного в юго-западной части массива Мохнатые сопки (386 ± 4 и 395 ± 3 млн лет соответственно). Геохимические исследования показали, что изученные породы, подобно гранитоидам змеиногорского комплекса, относятся к низкоглиноземистым плагиогранитам андезитовой серии. В сравнении с лейкократовыми плагиогранитоидами змеиногорского комплекса изученные породы обеднены редкими щелочными элементами (Rb – 32–34 г/т против 50–70 г/т в лейкогранитах змеиногорского комплекса), обогащены Sr и Th (100–240 г/т и 9–11 г/т против 40–65 г/т и 5–7 г/т соответственно), имеют более крутые спектры распределения РЗЭ ($(La/Yb)_N = 4–6$) и несколько менее заметный европиевый минимум $((Eu/Eu^*) = 0.5–0.6$ против 0.3–0.4 в змеиногорских плагиогранитах).

Таким образом, проведенные исследования показали, что большая часть плагиогранитоидов Рудного Алтая, относившихся к раннему–среднему девону, в действительности либо являются позднедевонскими (змеиногорскими), либо входят в состав более молодого (каменноугольного) гилевского комплекса. В то же время подтверждено наличие на территории Рудного Алтая проявлений среднедевонского (эйфель-живетского) плагиогранитоидного магматизма, синхронного с формированием мощных вулканогенно-осадочных толщ, сопровождавшихся проявлениями медно-полиметаллического оруденения.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (проект 7.10.2) и РФФИ (проект № 12-05-00188).

- [1] Кузечный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука КазССР, 1975. 342 с.
- [2] Шокальский С.П. Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (второе издание). Пояснительная записка. Новокузнецк, 1999. 112 с.
- [3] Шокальский С.П. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000. 187 с.
- [4] Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200000. Издание второе. Алтайская серия. Лист М-44-XI (Змеиногорск). СПб.: картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001.
- [5] Козлов М.С. и др. Юрская гранит-лейкогранитная формация Алтая // Геология и геофизика. 1991. № 8. С. 43–52.
- [6] Владимиров А.Г. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
- [7] Куйбида М.Л. и др. Коллизионные плагиограниты Рудного Алтая // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 135–136.
- [8] Куйбида М.Л. и др. Плагиогранитный магматизм Рудного Алтая // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батоитов: Материалы I международной геологической конференции. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 210–211.

ПРИРОДА И ИСТОЧНИКИ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КУРАЙСКОГО БЛОКА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Я.В. Куйбида*, Н.Н. Крук*, Н.И. Гусев**, В.Г. Владимиров*, Е.И. Демонтерова***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, lisenok-janka@mail.ru

**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Nikolay_Gusev@vsegei.ru

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

Проблема природы метаморфических комплексов, состава и источников слагающих их пород является одной из важнейших в фундаментальной петрологии и региональной геологии. Традиционно блоки высокометаморфизованных пород, проявленные в фанерозойских подвижных поясах, рассматривались как фрагменты раннедокембрийского фундамента складчатых сооружений. Однако в последние десятилетия выяснилось, что большинство этих образований возникло в результате фанерозойских коллизионных и постколлизионных процессов. При этом результаты геохимических и изотопных исследований свидетельствуют, что субстраты метаморфических толщ могут иметь совершенно разную природу (от океанических базальтов до пород зрелой континентальной коры), причем зачастую в составе единых разрезов присутствуют продукты метаморфизма пород резко различной природы и генезиса. Данная работа посвящена изучению вещественного состава пород курайского (тонгулакского) метаморфического комплекса Горного Алтая.

Курайский блок метаморфических пород расположен в юго-восточной части Горного Алтая, в зоне сочленения его с Западным Саяном, и приурочен к крупной Телецко-Курайской системе глубинных разломов. Выходы метаморфических пород образуют линейную дугообразно изогнутую зону длиной 60–65 км при максимальной ширине 8–10 км.

Первые детальные исследования Курайского блока были выполнены А.И. Родыгиным [1], разделившим метаморфические породы на три свиты: тонгулакскую, ильдугемскую и корумбы-айринскую. Тонгулакская свита вскрывается в осевой зоне Тонгулакского хребта и представлена гранитогнейсами, мигматитами, биотитовыми ($\pm$ силлиманит, кордиерит, гранат) гнейсами, амфиболитами и линзовидными телами пегматитов. В небольшом количестве встречаются высокоглиноземистые гнейсы, содержащие ставролит и дистен. Для пород свиты характерны средне-, реже крупнозернистые структуры, сланцеватые, сланцевато-полосчатые, гнейсовидные, линзово-полосчатые, местами плейчатые текстуры. Породы ильдугемской свиты распространены в пределах всего блока и представлены кварц-плагиоклаз-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми, альмандин-биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, биотит-роговообманковыми, биотит-куммингтонит-роговообманковыми и биотит-мусковитовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, редко гнейсами. Породы обладают средне-, крупнозернистой структурой, сланцеватой, сланцевато-полосчатой, местами неравномерно плейчатой текстурой. Выходы пород корумбы-айринской свиты протягиваются широкой полосой в юго-восточной части Курайского блока согласно его общей ориентировке. Породы свиты представлены крупноузловатыми кварц-плагиоклаз-биотит-кордиеритовыми кристаллическими сланцами, содержащими в некоторых пачках андалузит, силлиманит, гранат, реже – микроклин-микропертит. Характерной особенностью пород является узловатая бугорчато-сланцеватая текстура, обусловленная развитием крупных (до $7 \times 15 \times 25$ мм) агрегатов кордиерита, равномерно распределенных в мелкозернистой основной ткани.

По данным [1], первые две свиты метаморфизованы в амфиболитовой фации регионального метаморфизма, третья – характеризует «переход от фации роговообманковых роговиков к фации альмандиновых амфиболитов». При этом в основе разделения пород на свиты лежал стратиграфический принцип: по данным [1], тонгулакская свита – наиболее древняя, корумбы-айринская – наиболее молодая.

Г.Г. Лепезин [2] на основе детального картирования метаморфических ассоциаций отнес

породы курайского комплекса к фации эпидотовых амфиболитов и высказал предположение о формировании всей их совокупности за счет зонального метаморфизма первично однородной толщи.

Результаты проведенных в последнее время геологических и геохронологических исследований [3–6 и др.] показали, что метаморфические породы курайского комплекса представляют собой не выходы древнего кристаллического фундамента, а фрагменты венд-раннепалеозойской коры, которые были метаморфизованы при заложении и эволюции глубинной Телецко-Курайской системы сдвигов (в частности, для пород Курайского блока установлено наличие двух этапов метаморфизма: 443.8 ± 9 млн лет и 380.1 ± 7 млн лет [6]). Однако вопрос о природе и первичной структуре толщ – протолитов метаморфических пород – оставался открытым, поэтому авторами были проведены детальные геохимические и изотопные исследования метаморфитов курайского комплекса.

Метапелиты тонгулакской, ильдугемской и корумбы-айринской свит характеризуются широкими вариациями вещественного состава. Их общей особенностью являются повышенные, в сравнении с составом верхней континентальной коры и PAAS, концентрации Fe, Mg и Ca, пониженные содержания титана и калия. В отношении редкоэлементного состава большинство изученных пород характеризуется пониженными, в сравнении с PAAS, содержаниями Rb, Cs, Ba, Th, частично U, повышенными концентрациями «переходных» элементов и Sr.

Проведенный анализ не выявил существенных различий составов метапелитов тонгулакской, ильдугемской и корумбы-айринской свит. Области их составов в значительной мере перекрываются. При этом с увеличением SiO_2 (от 52.5 до 68.3 мас. %) наблюдается уменьшение содержаний Al_2O_3 (от 19.9 до 13.5 мас. %) и $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ от 14.8 до 5.9 мас. %. Сумма щелочей варьируется от 3.4 до 6.7 мас. % при концентрациях K_2O от 0.8 до 3.9 мас. %. Породы тонгулакской свиты характеризуются несколько более низкими значениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.31–1.80) относительно метапелитов ильдугемской (0.53–2.26) и корумбы-айринской (0.46–2.43) свит.

Редкоэлементный состав метапелитов оказался также однотипен. Для всех метапелитов характерны однотипные асимметричные спектры распределения РЗЭ, близкие по форме к спектру PAAS, однако характеризующиеся обеднением легкими лантаноидами и более «пологим» наклоном спектров $((\text{La}/\text{Yb})_N = 4.2\text{--}8.2$ по сравнению с таковым для PAAS, равным 9.2). Мультиэлементные диаграммы для пород всех свит также однотипны и демонстрируют несколько пониженный относительно PAAS уровень концентраций большинства несовместимых элементов, отчетливые минимумы по Ba, Ta, Sr и Ti.

Изотопный состав Nd в породах трех свит оказался также близок. Значения параметра $\epsilon_{(\text{Nd})T}$ в пересчете на возраст раннего метаморфизма (443.8 ± 9 млн лет [6]) составили для пород тонгулакской свиты: –5.4, ильдугемской: –4.5 и –2.6, корумбы-айринской: –3.5 (модельный Nd возраст $T(\text{Nd})\text{DM-2}$ – 1.64, 1.41–1.57 и 1.48 млрд лет соответственно). Таким образом, значимых различий в источниках терригенного материала всех трех свит не установлено.

По вещественному составу метапелиты соответствуют продуктам размыва коры «переходного» типа: на классификационных диаграммах точки их составов попадают в области бассейнов, связанных с обстановками океанических островных дуг, реже – активных континентальных окраин.

Метабазиты по распределению SiO_2 делятся на две группы. Первая группа ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}53$ мас. %), представленная меланократовыми амфиболитами, соответствует базальтам и андезибазальтам толейтовой серии, по особенностям петрохимического и редкоэлементного состава варьирующимся от N- до E-MORB. Вторая группа метабазитов ($\text{SiO}_2 = 53\text{--}66$ мас. %) включает биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы. По петрохимическим и редкоэлементным характеристикам эти породы тяготеют к метапелитам Курайского блока и, вероятно, представляют собой метаосадочные породы, характеризовавшиеся, в сравнении с протолитами метапелитов, большим количеством вулканогенного материала.

Таким образом, проведенные исследования показали, что ассоциация метаморфических пород курайского комплекса сформирована при многократном метаморфизме единой осадочно-вулканогенной толщи, включавшей осадочные породы – продукты размыва коры «переходного» типа и океанические базальты. Эти образования могли представлять собой фрагмент либо аккреционного клина, либо деформированного турбидитового бассейна, сформированного на океаническом основании.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (Интеграционный проект № 79).

- [1] Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск: Изд-во ТГУ, 1968. 238 с.
- [2] Лепезин Г.Г. Условия метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и уточнение ее верхней границы на примере метаморфического комплекса Тонгулакского хребта (Горный Алтай): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1968. 226 с.
- [3] Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. и др. Внутреннее строение, геодинамическая позиция и U-Pb изотопный возраст Кубадринского гранитоидного батолита (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 6. С. 688–702.
- [4] Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.
- [5] Куйбида Я.В., Владимиров В.Г., Крук Н.Н. и др. Основные рубежи тектонической эволюции Курайского блока в раннем–среднем палеозое (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 159–161.
- [6] Гусев Н.И., Шокальский С.П. Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Геология и минеральные ресурсы Горного Алтая. 2010. № 3. С. 72–80.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГАББРОИДОВ АНГИНСКОЙ ЗОНЫ (ОЛЬХОНСКИЙ РАЙОН)

А.В. Лавренчук, Е.В. Скляр***, А.Э. Изох*, В.С. Федоровский ***,
А.Б. Котов****, А.М. Мазукабзов***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@uiggm.nsc.ru

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

***Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru

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

В структуре Ангинской зоны (зона Анга-Бугульдейка по [6]) Приольхонья большую роль играют массивы габброидных интрузий. Состав пород, слагающих интрузивные массивы, варьируется в довольно широких пределах. Все массивы габброидов в этой зоне объединены в два интрузивных комплекса: бирхинский пироксенит-габбронорит-монцодиоритовый и усть-крестовский монцогаббровый.

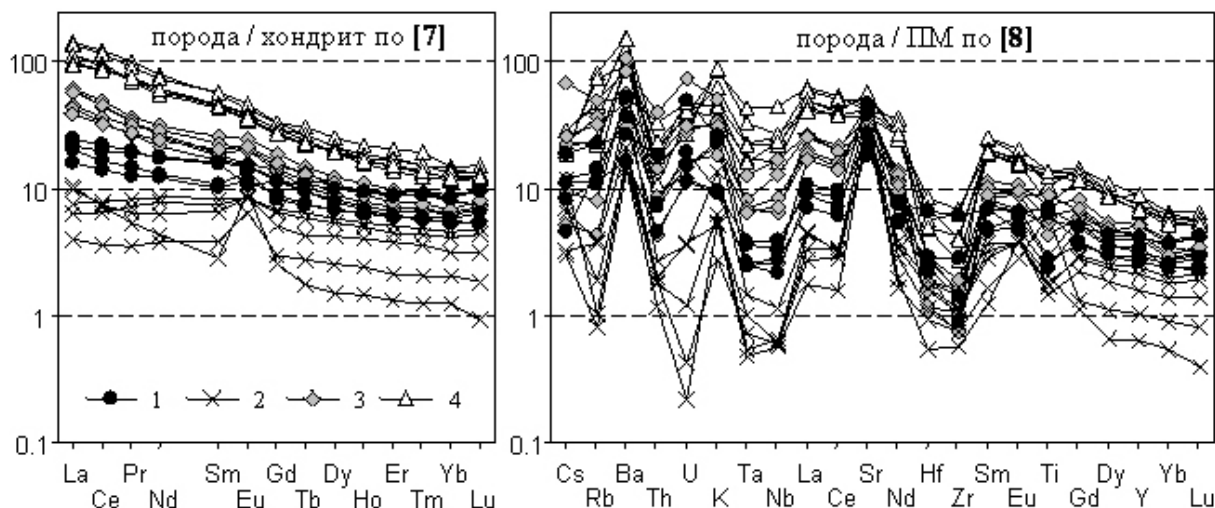
Бирхинский комплекс хорошо описан в литературе. В его составе выделяется две фазы [3, 4]. Первая фаза представлена контрастно дифференцированной серией от оливиновых вебстеритов до анортозитов. Практически все габброиды этой фазы относятся к основным породам нормального ряда щелочности. Для них характерны высокие содержания СаО и отчетливая отрицательная корреляция содержаний $MgO-Al_2O_3$. Породы первой фазы бирхинского комплекса слагают Крестовский массив и центральные части Бирхинского и Улан-Нурского массивов.

Вторая фаза бирхинского комплекса представлена оливиновыми и безоливиновыми габбро, монцогаббро, монцогабброноритами, монцодиоритами. В породах второй фазы постоянно присутствует флогопит. На диаграмме кремнезем – сумма щелочей фигуративные точки пород второй фазы располагаются вдоль линии, разделяющей породы нормального и субщелочного ряда. Для них характерны небольшие вариации содержаний окислов магния, кальция и алюминия. Породами второй фазы сложен Бугульдейский массив и большая часть Бирхинского и Улан-Нурского массивов.

Породы усть-крестовского монцогаббрового комплекса были обнаружены в ходе проведенного нами крупномасштабного геологического картирования района Тажеранского массива сиенитов и нефелиновых сиенитов [5, 6]. Там они слагают небольшие по мощности (не более 200 м) дайкообразные тела монцогаббро и трахидолеритов, секущие сиениты Тажеранского массива. Породы претерпели сильные структурно-метаморфические изменения, что позволило А.А. Коневу [2] рассматривать их в качестве ксенолитов роговиков, вмещающих сиениты. Однако результаты наших исследований береговых скальных обнажений со льда озера Байкал однозначно свидетельствуют об их магматической природе и секущих взаимоотношениях с сиенитами [5].

Породы, аналогичные монцогаббро, секущим сиениты Тажеранского массива, обнаружены при проведении крупномасштабного геологического картирования района падей Крестовская и Широкая. В устье Крестовской пади они слагают субизометричный в плане массив размером около 2.5 км в поперечнике, получивший название Усть-Крестовский. Массив сложен монцогаббро различного размера зерна и цветового индекса. Очень часто меланократовые мелкозернистые монцогаббро содержатся в виде включений неправильной формы в крупнозернистых лейкомонцогаббро. Неправильные «фестончатые» границы таких включений позволяют сделать вывод, что включения представляют собой не ксенолиты, а фрагменты магмы, внедрившейся в еще не застывший матрикс. Еще одной важной особенностью монцогаббро является их совместное внедрение с гранитами с проявлением разнообразных минглинг-структур в краевой части Усть-Крестовского массива.

По петрохимическим характеристикам габброиды усть-крестовского комплекса соответствуют основным субщелочным породам. Для них, как и для монцогабброидов второй фазы бирхинского комплекса, характерны небольшие вариации содержаний окислов магния, кальция



Спектры нормированных содержаний редкоземельных и редких элементов в габброидах Ангинской зоны. 1 – I фаза бирхинского комплекса, Бирхинский и Улан-Нурский массивы; 2 – I фаза бирхинского комплекса, Крестовский массив; 3 – II фаза бирхинского комплекса; 4 – усть-крестовский комплекс.

и алюминия. В отличие от пород бирхинского комплекса, усть-крестовские монцогаббро содержат больше окиси титана и меньше извести, что позволяет достаточно надежно различать субщелочные габброиды этих двух комплексов.

Наиболее отчетливо различие составов пород комплексов наблюдается в содержании редкоземельных элементов (рисунок). Породы первой фазы бирхинского комплекса характеризуются минимальными содержаниями РЗЭ, при этом для пироксенитов характерны пологие спектры ($La_n/Yb_n=1.5-4.0$) без значимых аномалий, для лейкогаббро и анортозитов – более крутые спектры (La_n/Yb_n до 8) и выраженная положительная европиевая аномалия (Eu/Eu^* до 3.5), что объясняется присутствием в лейкократовых породах большого количества плагиоклаза. При этом породы Крестовского массива имеют более низкие содержания РЗЭ, чем породы первой фазы в пределах Бирхинского и Улан-Нурского массивов. Породы второй фазы бирхинского комплекса содержат больше РЗЭ, спектры более крутые ($La_n/Yb_n=5.0-9.5$) без значительных аномалий даже в лейкократовых разностях. Максимальное содержание РЗЭ отмечается в монцогаббро усть-крестовского комплекса, их спектры крутые ($La_n/Yb_n=8.0-11.5$), без заметных аномалий.

На мультиэлементных спектрах всех типов габброидов Ангинской зоны выражены тантал-ниобиевый и гафний-циркониевый минимумы, а также стронциевый максимум, что обычно интерпретируется как участие в составе источника субдукционной компоненты. Если для бирхинского комплекса с возрастом около 500 млн лет можно предполагать, что родоначальные магмы «представляют собой “коллизийные отжимки” надсубдукционных расплавов мантийного клина» [1], то участие зоны субдукции при генерации родоначальных магм усть-крестовского комплекса с возрастом около 465 млн лет [5] вряд ли возможно. Присутствие субдукционной компоненты можно объяснить частичным плавлением в коллизийных условиях литосферной мантии, сформировавшейся ранее в островодужной или окраинно-континентальной обстановке.

- [1] Владимирова А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимирова В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.
- [2] Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 245 с.
- [3] Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсов Д.А. Базит-ультрабазитовые комплексы зоны сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция лито-

- сферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 174–177.
- [4] Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А., Горегляд А.В. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы совещания. Томск, 2001. С. 165–170.
- [5] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1409–1427.
- [6] Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V. The Olkhon geodynamic proving ground (Lake Baikal): high resolution satellite data and geological maps of new generation // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1, № 4. P. 331–418.
- [7] Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- [8] McDonough W.F., Sun S.-S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. V. 56. P. 1001–1012.

ГЕЛИОГЕОДИНАМИКА

*К.Г. Леви***, С.А. Язев****, Н.В. Задонина*****, В.И. Воронин*****,
М.М. Наурзбаев*****, Р.М. Хантемиров******

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН

** Иркутск, Иркутский государственный университет, Астрономическая обсерватория

***Иркутск, Институт солнечно-земной физики СО РАН

****Иркутск, Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет

*****Иркутск, Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН

*****Красноярск, Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН

*****Екатеринбург, Институт экологии растений и животных УРО РАН

Многие вопросы и волнения мировой общественности последних 10–15 лет связаны главным образом с природно-климатическими изменениями и мнимым глобальным потеплением. Прогнозируются непрерывные глобальные катастрофы, которые якобы, в конечном итоге, приведут к апокалипсису в конце 2012 г. Все эти прогнозы имеют явный оттенок безнравственности, проявляемой по отношению к малокомпетентной массе социума, далекой от знаний в области общей геодинамики, климатологии и астрофизики. Именно поэтому ниже, в кратких тезисах, мы коснемся небольшого ряда природных аспектов глобальных минимумов солнечной активности, проявившихся в историческом прошлом и известных под именами собственными – Оорта, Вольфа, Шпёрера, Маундера, Дальтона и Гневышева. Эти исследования начаты нами в конце XX в., а само направление предложено именовать «гелиогединамикой».

Глобальные минимумы (гранд-минимумы) солнечной активности. В гелиофизике под такими минимумами понимаются длительные, до нескольких десятилетий, периоды времени, когда пятнообразовательная деятельность Солнца сильно понижается, а временами пятна на звезде вообще не появляются. Традиционно считается, что такие периоды времени отражаются в природе сильными и длительными похолоданиями. Однако, забегаая вперед, скажем, что это не всегда и не так строго.

Базовые характеристики для изучения глобальных минимумов. Представления о вариациях солнечной активности строятся на базе двух рядов наблюдений. Один ряд заложен Вольфом в 1749 г. и наращивается сегодня в Королевской астрономической обсерватории в Бельгии и восстанавливается по косвенным признакам с VI в. до н. э. (D.J. Schove). Кроме этого, имеются результаты восстановления вариаций солнечной активности по концентрации ^{14}C в кольцах деревьев и по вариациям «ошибок» ^{14}C -датирования геологических и геоархеологических объектов.

Ценнейшую информацию о погодно-климатических изменениях несут материалы дендрохронологических исследований, базирующихся на изучении вариаций толщины древесных колец.

Сведения о проявлении эндо- и экзогеодинамической активности и социальных изменениях в связи с вариациями солнечной активности приводятся в многочисленных хронологических и летописных источниках, а также в отечественных и зарубежных СМИ.

Вариации солнечной активности по результатам гелиофизических наблюдений. В основу выявления длительных минимумов положены материалы уже упоминавшихся рядов Шоува и Вольфа. Отчетливо выделяются продолжительные минимумы солнечной активности, как известные с именами собственными в последнем тысячелетии нашей эры, так и неизвестные в далеком прошлом. Длительность хронологии около 2500 лет.

Вариации солнечной активности по результатам анализа древесно-кольцевых хронологий. Длинные и сверхдлинные древесно-кольцевые хронологии охватывают промежутки времени от нескольких сотен лет до примерно 8–10 тыс. лет.

На рис. 1 приведен дендрохронологический ряд, охватывающий временной интервал вариаций толщины древесных колец продолжительностью 7328 лет. Отчетливо видны чередующиеся длительные минимумы и максимумы прироста толщины колец, но связано ли это с

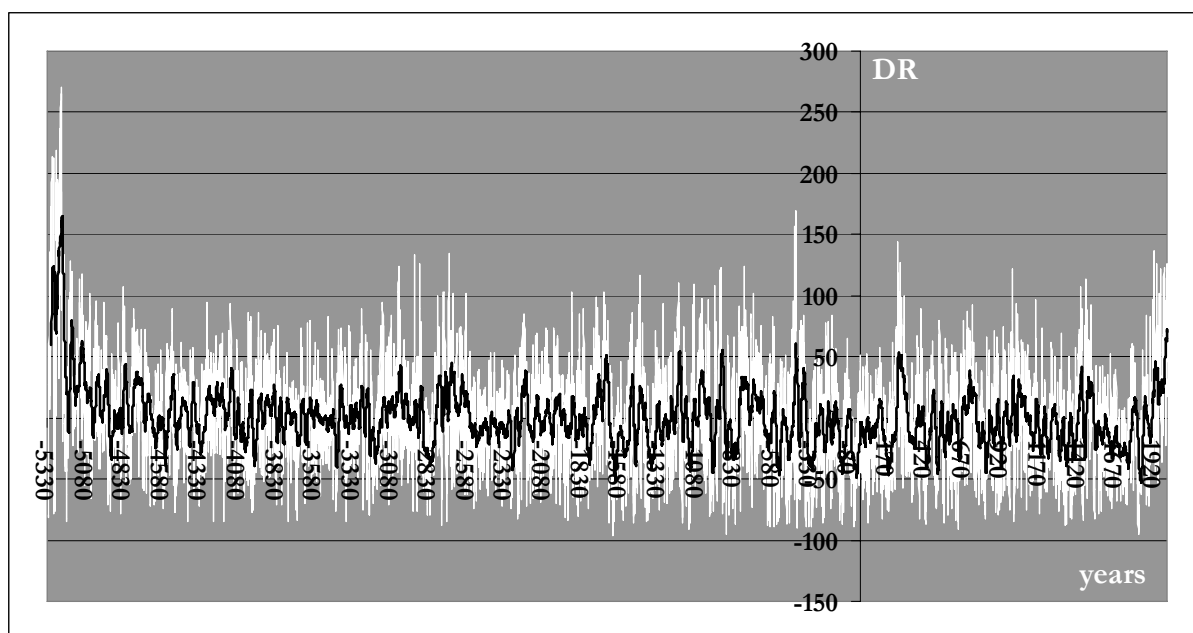


Рис. 1. Вариации толщины древесных колец (DR) по годам (белая кривая) и сглаженная окном 22 года (черная кривая) – п-ов Ямал.

вариациями солнечной активности? Постараемся показать эту связь на кривой рис. 2, построенной на 250-летних (1749–2000 гг.) фрагментах кривых солнечной активности и дендрохронологии. Сравнение сглаженных кривых не оставляет сомнений в том, что дендрохронологические вариации являются косвенным отражением вариаций солнечной активности.

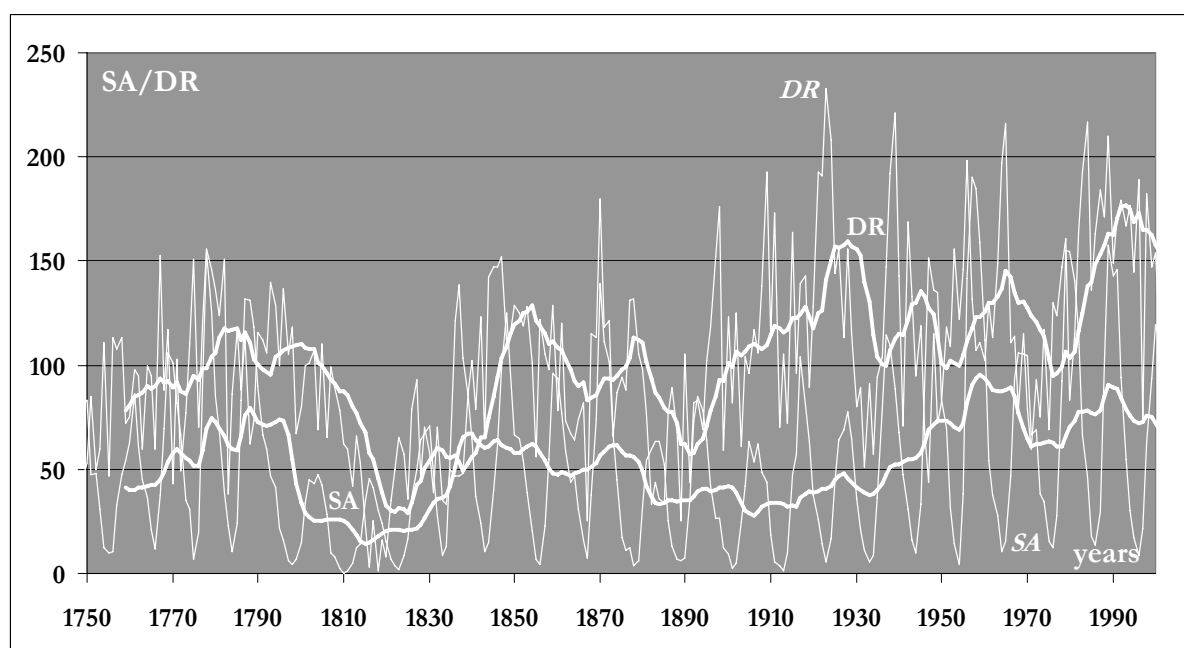


Рис. 2. Соотношение вариаций солнечной активности (SA) и прироста толщины древесных колец (DR). Курсив – исходные кривые, прямой шрифт – сглаженные окном 22 года.

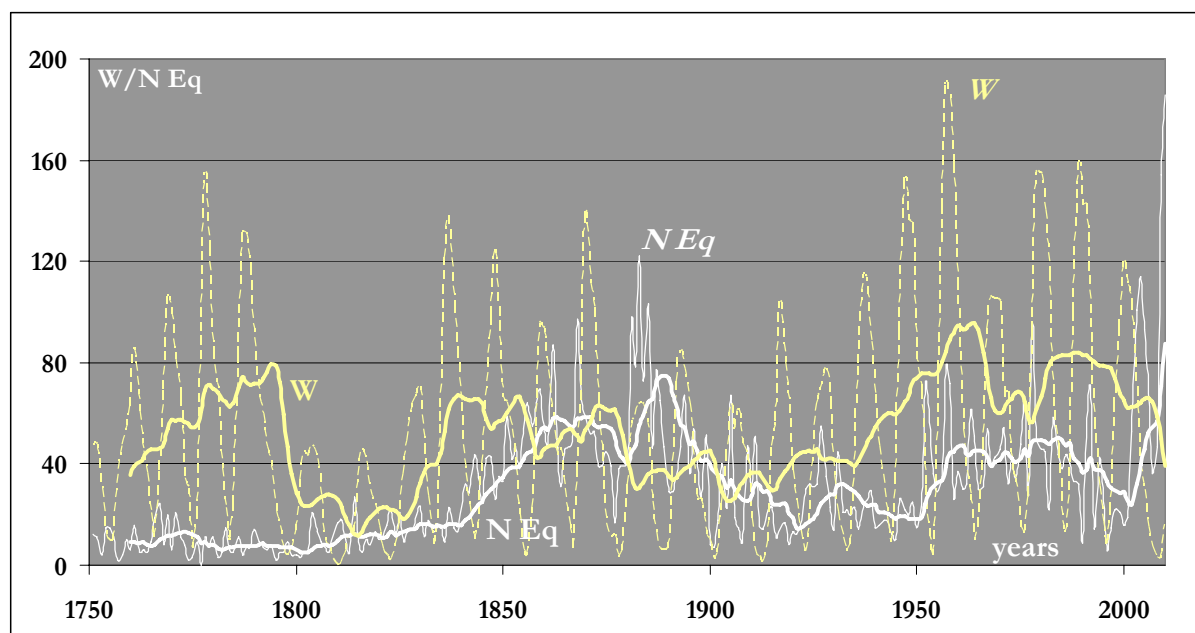


Рис. 3. Вариации частоты возникновения землетрясений (N Eq) на фоне вариаций солнечной активности (W). Курсив – исходные кривые, прямой шрифт – сглаженные окном 22 года.

Природный и социальный отклик на вариации солнечной активности в исторических хрониках. В этом разделе мы проиллюстрируем лишь несколько характеристик из всего многообразия исходных сообщений об экстремальных событиях последних 500–600 лет.

Погодно-климатический отклик. Остановимся на одной из них – на истории «лютых» зим. Именно сведения о «лютых» зимах часто приводятся в качестве показателя наступления длительных минимумов солнечной активности. Этот вывод базируется на представлениях о

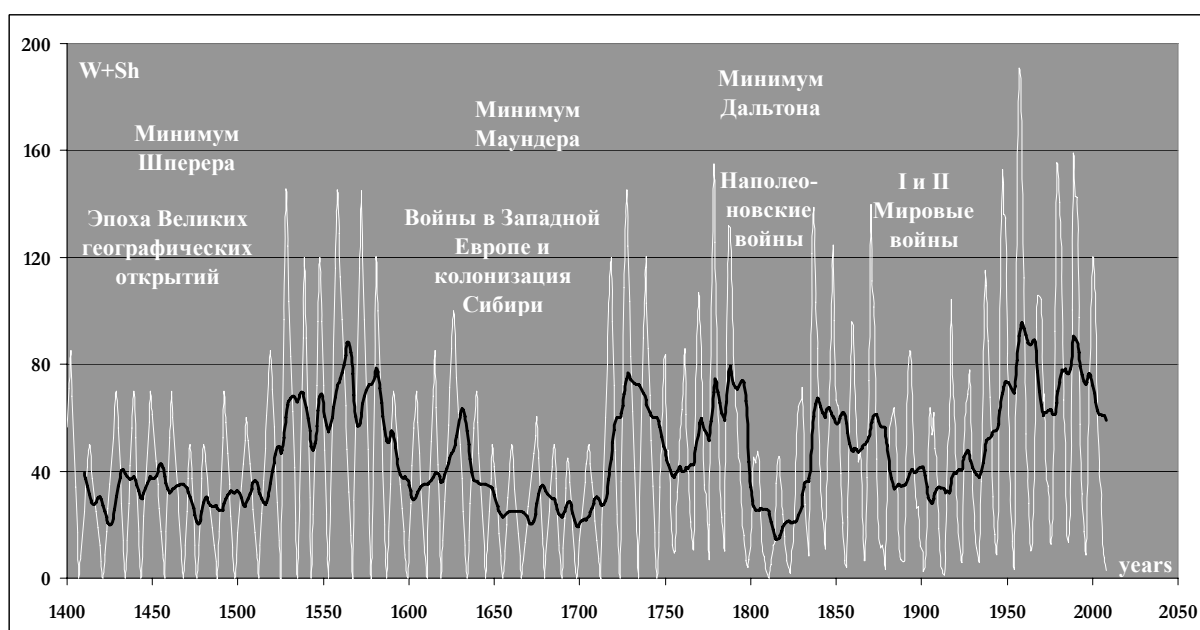


Рис. 4. Социальный отклик на вариации солнечной активности.

Малом ледниковом периоде Европы (1645–1715 гг.), совпавшем с известным маундеровским минимумом солнечной активности. Кривые повторяемости упоминаний о «лютых» зимах, главным образом по западно- и восточно-европейским источникам, показали, что распределение по времени «лютых» зим лишь отчасти достигает своего максимума в периоды гранд-минимумов солнечной активности. Сведения из Зауралья, где холодные зимы не редкость и фиксируются почти ежегодно из-за значительной удаленности территорий от Атлантики, в расчет не принимались. Данные о лютых зимах были суммированы по десятилетиям, значения чисел Вольфа (W) осреднены по десятилетиям и уменьшены в десять раз для удобства отображения на рис. 2.

Эндогеодинамический отклик. Для примера выберем частоту возникновения землетрясений. Из целого ряда исследований известно, что в проявлении сейсмического процесса просматриваются гармоника, близкие по продолжительности к солнечным. В связи с этим интересно сравнить взаимоотношения между вариациями во времени частоты возникновения ощутимых землетрясений и солнечной активности (рис. 3). Сравнение кривых показывает, что максимумы сейсмической активности запаздывают относительно максимумов солнечной активности на 9–13 лет. Влияние Солнца на сейсмическую активность, вероятно, опосредовано через атмосферу и гидросферу, которые выступают в качестве триггеров.

Социальный отклик. Не вдаваясь в детали исторического процесса, мы можем только констатировать, что исторически масштабные социальные всплески довольно четко вписываются во временные интервалы проявления глобальных минимумов солнечной активности (рис. 4).

Заключение. Таким образом, на основании приведенного выше краткого изложения, мы считаем, что термин «гелиогеодинамика» имеет право на самостоятельную жизнь, как и термин «гелиобиология», введенный А.Л. Чижевским.

В нашем понимании «гелиогеодинамика» – это самостоятельное естественнонаучное направление, изучающее закономерности взаимодействия геосфер Земли между собой и с Солнцем. Основная цель гелиогеодинамики – прежде всего выявление периодичности возникновения экстремальных природных ситуаций и прогноз тех феноменов, которые могут иметь место в случае неблагоприятного развития процессов не в одной, а одновременно в нескольких геосферах и в связи с динамикой солнечной активности.

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ФАНЕРОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.И. Левицкий, Л.З. Резницкий**, А.Б. Котов***, И.В. Левицкий*,
С.И. Школьник**, Е.Б. Сальникова***, И.Г. Бараиш***

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

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

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

До 90-х годов XX в. в Восточной Сибири среди образований гранулитовой фации выделяли нижнеархейские шарыжалгайскую, китойскую и вернеархейские слюдянскую и ольхонскую серии [1]. Позже шарыжалгайская и китойская серии стали рассматриваться в составе Прибайкальской гранулит-гнейсовой области (ПрГГО) Присянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы (ФСП) Северо-Азиатского (Азиатского, Сибирского) кратона. Слюдянскую, ольхонскую и близкую им святоносскую серии отнесли к Саяно-Байкальскому складчатому поясу, который в настоящее время рассматривается как часть Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [2, 3] в обрамлении фундамента Сибирской платформы. Гранулитовые комплексы в ЦАСП выделяются как метаморфические или островодужные террейны.

В докембрийских и фанерозойских гранулитовых комплексах отмечается одинаковая последовательность проявления раннего регионального изохимического метаморфизма гранулитовой фации в условиях умеренных и пониженных давлений и более поздних наложенных ультраметаморфических аллохимических преобразований (гранитизации) субстрата. Последний процесс включает масштабное проявление и сочетание метасоматической мигматизации с плавлением (палингенезом), ведущих к зарождению расплавов с последующей их кристаллизацией, сопряженным скарнированием и базификацией. Ультраметаморфические изменения носят аллохимический наложенный характер и осуществляются путем замещения метаморфических пород в последовательности – плагиомигматит – калишпатовый мигматит – теневой калишпатовый мигматит – автохтонные и аллохтонные гранитоиды под воздействием глубинных мантийных флюидов, обогащенных Si, Na, K, Rb, Ba, Pb, Sr, La, Ce, Nd, Zr. Состав новообразованных пород, судя по распределению большинства компонентов, идентичен в докембрийских и фанерозойских структурах. В докембрийских комплексах ультраметаморфические преобразования проявлены интенсивно, носят региональный характер, соответствуя Р–Т режиму гранулитовой фации умеренных–пониженных давлений, что приводило к формированию обширных полей калишпатовых и плагиоклазовых мигматитов, гранитов; в фанерозойских – ультраметаморфические преобразования осуществлялись локально в условиях повышенных Р (7.5–12.0 кб) и Т (850–700 °С) и способствовали образованию разобщенных участков с доминированием или мигматитов с гранитоидами, или кислых гранулитов, эколитоподобных пород, гранатовых амфиболитов, метасоматитов.

В докембрийских шарыжалгайском и китойском комплексах установлено два этапа метаморфизма и ультраметаморфизма (гранитизации) в условиях гранулитовой фации: неоархейский (2.48–2.56 млрд лет) и палеопротерозойский (1.85–1.87 млрд лет). Среди неоархейских пород преобладают метавулканические биотит-двупироксеновые плагиосланцы (базальты) и плагиогнейсы (андезиты), метаосадочные плагиогнейсы, метагабброиды, кальцитовые мраморы, а среди палеопротерозойских – метатерригенные биотитовые, биотит-гранатовые плагиогнейсы, доломитовые мраморы, метабазальтовые двупироксеновые плагиосланцы. С большой долей вероятности они были совмещены в одном террейне при раннепротерозойской коллизии. С неоархейским и палеопротерозойскими этапами преобразований гранулитовых шарыжалгайского и китойского комплексов связано формирование ультраметагенных гранитоидов, мигматитов, чарнокитоидов. Их геохимические характеристики наследуют специфику замещаемого

субстрата. Мраморы в докембрийских комплексах имеют стабильный доломитовый или кальцитовый состав.

Гранулитовые комплексы в фанерозойских структурах ЦАСП наблюдаются в метаморфических поясах, слагающих одну из «зон» композитных террейнов (Хамардабанский террейн – слюдянский, ольхонский, святоносский комплексы). Здесь распространены метатерригенные породы (разнообразные гнейсы с существенной долей туфового и карбонатного материала) обстановок пассивных и активных континентальных окраин. Карбонатные породы (кальцифиры и мраморы) могут иногда составлять до 30–60 % объема свит в комплексах и имеют, в отличие от докембрийских толщ, переменный доломит-кальцитовый и кальцит-доломитовый состав. Распространены мраморы и кварциты с повышенными содержаниями Р, Sr, Ba, Cr, V, с крайне низкими содержаниями Fe и большинства редких элементов. Метамагматические породы представлены метавулканитами и метагабброидами, и их доля в фанерозойских комплексах намного меньше (15–30 %), чем в докембрийских (50–60 %). Кроме метабазальтов океанических и островодужных обстановок здесь присутствуют метаизвестково-щелочные базальтоиды окраин континентов и внутриконтинентальные. В слюдянском и ольхонском комплексах модельный возраст $[T_{Nd}(DM)]$ пород разных свит варьируется в близких пределах и соответственно составляет 1.7–3.0 млрд лет и 2.0–3.2 млрд лет; U-Pb возраст детритовых цирконов колеблется – 0.8–3.6 и 1.3–3.5 млрд лет. Это указывает на то, что формирование толщ происходило при разрушении архейских, протерозойских, ранне- и среднерифейских пород. В слюдянском и ольхонском комплексах возраст сингранулитовых гранитоидов соответственно составляет 478–488 и 485–507 млн лет; постметаморфических гранитов (хамардабанского, шаранурского и аинского), сиенитов и габброидов – 467–494 и 460–475 млн лет; поздних пегматитов – 447 и 450 млн лет.

Средневзвешенный химический (мас. %) и редкоэлементный (г/т) состав гранулитовых комплексов Присяянского выступа ФСП (1-3) и ЦАСП (4-7)

№ п/п	1 (798)	2 (256)	3	4 (452)	5 (310)	6(113)	7
SiO ₂	62.70	58.32	60.51	51.56	36.39	47.90	45.29
TiO ₂	0.68	0.80	0.74	0.70	0.39	0.62	0.57
Al ₂ O ₃	14.20	14.05	14.12	12.18	7.75	12.47	10.80
Fe ₂ O ₃ *	7.30	7.94	7.62	5.77	4.02	5.97	5.25
MnO	0.10	0.15	0.12	0.11	0.07	0.12	0.10
MgO	3.25	4.10	3.67	4.71	9.08	4.70	6.16
CaO	4.85	7.18	6.01	13.23	27.07	15.32	18.54
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.16	0.13	0.35	0.14	0.21
K ₂ O	3.12	2.15	2.63	1.61	1.22	1.48	1.44
Na ₂ O	2.50	2.30	2.40	2.40	1.65	2.69	2.24
Rb	77	65	71	46	27	31	35
Ba	901	404	652	576	531	659	589
Sr	230	159	194	421	383	595	466
La	48	41	44	19	24	11	18
Ce	87	76	81	32	33	22	29
Nd	40	34	37	15	13	11	13
Y	35.6	35.1	35.3	16.7	13.9	10.9	14
Zr	157	173	165	104	103	112	106
Zn	95	120	107	113	64	61	80
Pb	16	14	15	13	7	7	9
Cu	41	68	54	32	12	10	18
Cr	112	272	192	105	60	146	104
V	101	162	131	125	63	111	99
Ni	55	122	88	50	29	52	44

Примечание. 1–2 – докембрийские комплексы ПрГГО: шарыжалгайский (1), китойский (2); 3 – средневзвешенный состав; 4–6 – фанерозойские комплексы ЦАСП: ольхонский (4), слюдянский (5), святоносский (6), 7 – средневзвешенный состав.

Структурно-текстурные и вещественные характеристики гранитоидов в докембрийских и фанерозойских комплексах близки, что обусловлено их формированием в одинаковых геодинамических (коллизийных) обстановках. Выделяются синметаморфические (сингранулитовые), постметаморфические (раннеколлизийные, позднеколлизийные, постколлизийные) гранитоиды. Ранние сингранулитовые гранитоиды представлены многочисленными мелкими телами ультраметаморфических и анатектических мигматитов, автохтонных и аллохтонных гранитов. Их состав определяется метаморфическим субстратом. Позднеколлизийные (палингенные, а также реоморфические) гранитоиды слагают многофазные массивы, варьирующие по составу от гранодиоритов до аплитов; постколлизийные – представлены пегматитами и неравномерно-зернистыми ортогнейсами. Среди фанерозойских образований по сравнению с докембрийскими более широко развиты сиениты, нефелиновые сиениты, плагиоклазиты, святоноситы, формирующиеся по механизму диффузионно-инфильтрационного взаимодействия гранитных расплавов с мраморами. Примерами таких массивов являются Мало-Быстринский, Буртуйский, Лево-Безымянский, Тажеранский и другие менее крупные и малоизученные.

По петрогеохимическим характеристикам средневзвешенные составы (таблица, выб. 1–7) гранулитовых комплексов в фундаменте Сибирской платформы (шарыжалгайский, китойский) отличаются большими содержаниями SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , железа, K_2O , Na_2O , Rb, Ba, REE, Zr, Zn, Pb, Cu, Cr, V, Ni и меньшими – MgO, CaO, P_2O_5 , Sr по сравнению комплексами в ЦАСП (ольхонский, слюдянский и святоносский).

Различия в вещественных характеристиках гранулитовых комплексов обусловлены химической спецификой пород и их количеством в толщах. В докембрийских комплексах ПрГГО в фундаменте Сибирской платформы по сравнению с фанерозойскими в ЦАСП меньше развиты карбонатные породы и более широко – алюмосиликатные, прежде всего апомагматические (базальты, андезиты, габбро), а также более интенсивно проявлены процессы ультраметаморфических преобразований.

[1] *Геология СССР*. Т. XXXV. М.: Недра, 1964. 628 с.

[2] *Замараев С.М.* Краевые структуры юго-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.

[3] *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М.: Недра, 1967. 699 с.

ИСТОЧНИКИ СНОСА ДЛЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ: ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

Е.Ф. Летникова, А.И. Прошенкин

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, efletnik@igm.nsc.ru

Основное внимание при изучении эволюции Сибирской платформы отводится изучению магматических и метаморфических пород. При этом петрографические, геохимические и изотопные исследования, включая датирование детритовых цирконов, неопротерозойских отложений краевых частей Сибирской платформы позволяют более полно судить о магматических и метаморфических событиях, происходивших в пределах данного тектонического блока. Основное внимание обращено на неопротерозойские терригенные комплексы карагасской и оселковой серий Бирюсинского Присянья, юго-западной части Сибирской платформы.

Проведенные ранее авторами петрографические, геохимические изотопные (Sm-Nd) исследования позволили установить различные источники сноса и обстановки накопления главным образом для аркозовых песчаников и алевролитов первого цикла седиментации карагасской и оселковой серий. Накопление отложений карагасской серии происходило в короткий промежуток времени в обстановках растяжения, в результате размыва трахириолитов и ассоциирующего с ними пирокластического материала, перекрывавших на тот момент времени другие источники сноса. При этом следует отметить, что выделяемые в строении карагасской серии свиты не имеют никаких изотопных, петро- и геохимических различий в составе песчаников и пелитов и показывают выдержанность вещественных характеристик на протяжении всего разреза серии. Это однозначно указывает на единый источник сноса и накопление в узкий промежуток времени в одной обстановке седиментогенеза. На основе анализа минерального состава обломков и Sm-Nd данных источником сноса для терригенных пород карагасской серии являлись трахириолиты. Какие-либо другие породы среди источников сноса отсутствовали. Это указывает на близость питающей провинции, представленной только трахириолитами, и быструю скорость седиментации терригенных отложений карагасской серии. После перерыва в накоплении осадков начинается второй этап седиментогенеза (оселковый), который происходит в обстановках континентальной окраины, и снос материала, представленного магматическими и метаморфическими породами кислого и среднего состава, осуществляется как со стороны Сибирской платформы, так и с энсиалических вулканических дуг в пределах ее активной континентальной окраины.

U-Pb изотопный состав обломочных цирконов терригенных отложений этих двух серий изучался в Университете Гонконга, Китай, методом LA-ICP-MS. Для карагасской серии конкордантные значения возраста цирконов из четырех проб терригенных пород укладываются в следующие возрастные диапазоны – 1.86–1.88, 1.9–2.1, 2.8–2.9, 3.2–3.4 млрд лет. Следует отметить, наиболее выражены группы цирконов с возрастными диапазонами в 1.86–1.88 и 3.2–3.3 млрд лет. Более молодых популяций цирконов в изученных пробах выявлено не было. Если бы мы располагали только данными цирконометрии, то однозначно был бы сделан вывод о том, что основными источниками сноса послужили палеомезоархейские и палеопротерозойские породы фундамента Сибирской платформы. Но основным источником сноса для терригенных отложений карагасской серии являются вулканические породы, не претерпевшие значительных метаморфических воздействий, – трахириолиты. Ввиду быстрой кристаллизации, собственных цирконов трахириолиты не имеют, что не позволяет на данный момент судить о времени их формирования. Исходя из этого изученные цирконы либо являются ксеногенными, либо характеризуют второстепенные источники сноса, хотя отсутствие среди детритовых цирконов популяций с мезо- и неопротерозойским возрастом более указывает на их ксеногенный генезис.

Накопление отложений оселковой серии в пределах обширного шельфа Сибирской платформы нашло свое отражение в данных цирконометрии, полученных для двух проб из средней

части разреза. С одной стороны, существенный вклад обломочного материала привнесли палеопротерозойские магматические (1.9–2.1 млрд лет) и метаморфические (1.86–1.88 млрд лет) породы фундамента Сибирской платформы, при подчиненном участии неогархейских первично-магматических образований (2.6–2.7 млрд лет). Более молодой источник обломочного материала существовал на границе мезо- и неопротерозоя (1.0–1.1 млрд лет) и, вероятнее всего, представлял собой островные дуги в обрамлении Сибирской платформы. Об этом также свидетельствуют данные геохимических и Nd изотопных исследований этих отложений. Следующая достаточно обширная популяция детритовых цирконов имеет возраст около 800 млн лет и представлена как магматическими, так и, возможно, метаморфическими разностями. Наиболее молодой возраст имеют два обломочных циркона неясного генезиса – 620 и 660 млн лет.

Минимальный определенный возраст из всех изученных цирконов составляет 620 млн лет и свидетельствует о том, что накопление отложений оселковой серии началось позже этого времени. Таким образом, можно утверждать, что седиментация этой серии происходила в венте, так как ее перекрывают кембрийские породы усть-тагульской свиты.

Таким образом, проведенные исследования терригенных отложений оселковой серии позволили установить следующие обширные этапы магматической активности в пределах юго-западной части Сибирской платформы: в палеопротерозое (1.9–2.1 млрд лет – возможно связанные с развитием структур, подобных Ачитканскому зеленокаменному поясу), на границе мезо- и неопротерозоя (1.0–1.1 млрд лет – как отражение эволюции островных дуг в пределах активной континентальной окраины) и в неопротерозое (около 800 млн лет назад – как отражение обстановки растяжения в преддверии раскрытия Палеоазиатского океана). Вероятнее всего, именно с этим этапом связан активный трахириолитовый магматизм, послуживший источником обломочного материала при седиментации карагасской серии.

Следует отметить, что популяция цирконов метаморфического генезиса с возрастом 1.86–1.88 млрд лет хорошо представлена во всех изученных пробах, при этом цирконов с возрастом 2.55 млрд лет, отражающих высокотемпературный метаморфизм в пределах Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы, не отмечено ни в одной из изученных проб терригенных отложений оселковой и карагасской серий. Это может косвенным образом свидетельствовать о локальности этого события в пределах платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00569), Президиума СО РАН (проект № 68) и проекта ОНЗ (10.2).

ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМОГЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ МОНДИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.04.1950 Г. (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

О.В. Лунина, А.В. Андреев, А.С. Гладков, И.В. Кузьмин

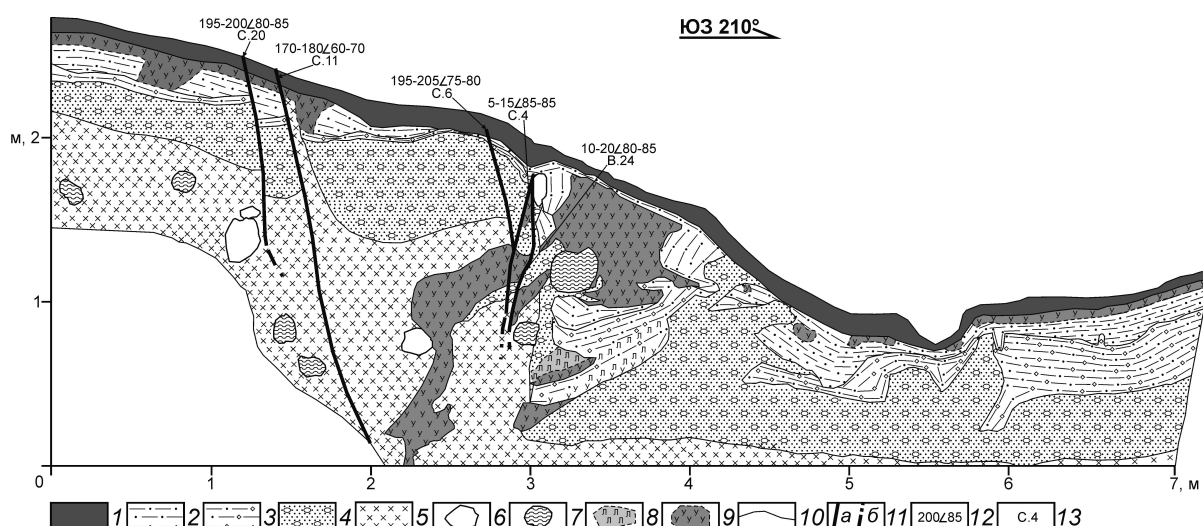
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lounina@crust.irk.ru

4 апреля 1950 г. в 18 ч 44 мин по Гринвичу произошло Мондинское землетрясение интенсивностью в эпицентре IX баллов и $M_s=7.0$ [1]. Судя по публикациям в специальной литературе, изучение данного сейсмособытия продолжается уже на протяжении более полувека. Накопленная за вышеуказанный период сейсмологическая информация о землетрясении очень противоречива. Большинство исследователей признается его генетическая связь с активизацией Мондинского разлома, кинематический тип которого остается спорным и интерпретируется как левосторонний сдвиг со сбросовой [2] и взбросовой [3] компонентами смещения.

Детальное макросейсмическое обследование эпицентральной области землетрясения проводилось в 1950 г. [4] и в 1972 г. [5]. По итогам этих работ была составлена схема системы сейсмодислокаций длиной около 2.5 км, ориентированных в северо-западном и субширотном направлениях. Авторы пришли к выводу, что смещение вдоль сейсморазрывов в зоне Мондинского разлома носило сдвиго-сбросовой характер с вертикальной амплитудой 0.3–0.8 м и горизонтальной – 0.15 м [5]. Позднее высказывались сомнения по поводу тектонической природы этих разрывов, как не отражающих кинематику в очаге землетрясения [3]. Цель настоящей работы заключалась в картировании сейсмогенных деформаций в эпицентральной зоне Мондинского землетрясения с детальной характеристикой вторичных и, возможно, первичных дислокаций и установлении истинной кинематики смещений по сейсмогенерирующему разлому.

В результате полевых работ за период 2010–2012 гг. морфологические особенности встреченных сейсмогенных структур были откартированы с географической привязкой, на отдельных участках проведены тренчинговые исследования. Отмечено значительное влияние экзогенных процессов на сохранность деформаций. На местности и при дешифрировании спутниковых снимков высокого разрешения (15 м на пиксель, доступных в программном продукте Google Earth) нами выявлены не описанные ранее дислокации, представляющие собой «свежие» на вид разрывы с расколотыми и выбитыми гальками по их простиранию, воронки поглощения и разделяющие их валы сжатия. В разрезах осадочных отложений наблюдались хрупко-пластические и пластические типы сейсмитов, образование которых связано с инициированием эффектов разжижения и флюидизации грунтов во время Мондинского землетрясения.

На участке между Главной и Горхонской системами сейсмодетектирования (по [5]) наблюдались две крупные грабенообразные структуры, ориентированные в среднем на запад-северо-запад. Северные борта у них морфологически выражены более крутым ступенчатым уступом, достигают в высоту по перпендикуляру от подошвы до бровки более 8 м. Рвы-депрессии, трассирующие основания структур, осложнены на флангах провальными воронками с диаметром до 27 м и глубиной более 5 м. В пределах западной грабенообразной структуры, ближайшей к главной системе сейсмодислокаций, проведены тренчинговые работы. Была пройдена канава длиной 7 м и максимальной глубиной 2.5 м вкост более крутого уступа простиранием 295–305°, «подновленного» вдоль склона сейсморазрывами с расколотыми деревьями по их трассе. В структурном плане северо-восточной стенки (рисунок), судя по поведению самого нижележащего вскрытого слоя, выделяются поднятый и опущенный блоки. Граница между ними отбивается на 3-м метре канавы вниз по склону. Разделяющее блоки предполагаемое разрывное нарушение выполнено непутической дайкой песчано-гравийно-галечных отложений. Контрастные изменения мощностей слоев в поднятом и опущенном блоках свидетельствуют о сдвиговой компоненте движения [6]. Авторы цитируемой работы показывают, что для такой обстановки характерно отсутствие следов смещения вдоль разрыва в верхах разреза и переход его в зияющую трещину, заполняющуюся вышележащим материалом. В обеих стенках канавы,



Геологическое строение северо-восточной стенки канавы в т. н. М-0601. 1 – современный почвенно-растительный слой; 2 – коричневые супеси до рыжеватых; 3 – белесые супеси до серых, темно-серых, с включениями гальки и гравия; 4 – белесые песчано-гравийно-галечные отложения; 5 – валунно-галечные отложения с желтоватым супесчаным цементом, иногда с гравием; 6 – отдельные валуны, угловатые, слабоокатанные; 7 – сильно разрушенные валуны; 8 – лимонитизированные участки; 9 – гумусированные участки, обогащенные мелкими включениями древесного угля; 10 – границы литологических разновидностей; 11 – разрывные нарушения, достоверные (а) и предполагаемые (б); 12 – элементы залегания (азимут и угол падения); 13 – кинематический тип смещения и амплитуда в см (с. – сброс, в. – взброс).

действительно, фиксируется подобная структура поглощения в виде клина с гумусированными фрагментами.

В поднятом блоке наблюдается сбросовое смещение, реализованное ступенчатой системой разрывов с максимальной вертикальной амплитудой по единичной трещине 0.2 м. Вдоль одной из трещин произошло внедрение инъекционной дайки по аз. пад. $170-180^\circ \angle 80-85^\circ$ из нижних валунно-галечных отложений с желтым супесчаным цементом. Дайка, толщиной у основания около 0.2 м, клиновидно прорывает вышележащие пачки, но свидетельство ее выхода на поверхность отсутствует. Три разрыва субширотного простирания рассекают современную почву, что уверенно указывает на их возникновение во время Мондинского землетрясения. Суммарная вертикальная амплитуда смещения вдоль этой системы сейсморазрывов составляет 0.29 м. Фиксируемый крутопадающий разрыв с амплитудой взброса 0.24 м в данном случае не свидетельствует о тектоническом сжатии. Такая геометрия сместителя вблизи поверхности с характерным изгибом в сторону основания склона даже в зонах сбросов может быть обусловлена явлениями силы тяжести [6]. На наличие сейсмогравитационной компоненты движения материала указывают и многочисленные структуры общего разжижения и флюидизации в опущенном блоке. Они представлены пластическими «подворотами» слоев под крупные валуны, указывающими на разные скорости движения материала, мощными инъекционными песчано-гравийно-галечными дайками с крутым падением «под склон», силлами и пластическими интрузиями этих отложений, а также восходящими и нисходящими микродайками в более плотных слоях коричневых и серых супесей, залегающих непосредственно под современной почвой. Вертикальная амплитуда опускания блока без учета сбросовых разрывов, секущих современную почву, составляет около 1.1 м. Особенности строения разреза предполагают, что указанное смещение может быть связано и с более ранним сейсмическим событием.

Таким образом, геолого-структурное строение разреза сейсмогенного уступа, изученного методом тренчинга, наиболее информативно с позиции понимания распределения деформаций во время Мондинского землетрясения. В его эпицентральной области возникли разрывы сеймотектонического происхождения со сбросовой и сдвиговой компонентами смещения, инициировавшие развитие других эффектов (сейсмогравитационное перемещение материала, разжи-

жение грунта, суффозионно-термокарстовые процессы). Отсутствие выбросов осадочного субстрата на поверхности предположительно было связано, во-первых, с глубоким положением зеркала грунтовых вод для высокой террасы р. Иркут, а во-вторых, с сезонно-мерзлым состоянием грунтов, поскольку основной и повторные толчки землетрясения пришлись на середину весны.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 2012-1.2.2-12-000-1007-001) и РФФИ (проекты 10-05-00072 и 12-05-91161-ГФЕН).

- [1] Байкальский филиал Геофизической службы РАН [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <http://seismo.crust.irk.ru>, свободный. — Загл. с экрана.
- [2] Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 316 с.
- [3] Аржанникова А.В., Ларрок К., Аржанников С.Г. К вопросу о голоценовом режиме деформаций в районе западного окончания систем Тункинских впадин (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 4. С. 373–379.
- [4] Тресков А.А., Флоренсов Н.А. Мондинское землетрясение (отчет о результатах предварительного изучения землетрясения 4 (5) апреля 1950 года) // Андрей Алексеевич Тресков. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 166–188.
- [5] Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.
- [6] *Paleoseismology* / Ed. J.P. McCalpin. San Diego: Academic press, 1996. 585 p.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агатова А.Р. 9, 12, 15
 Алексеев Д.В. 18
 Андреев А.В. 162
 Анисимов А.Ю. 20
 Анисимова С.А. 20, 23
 Анисимова И.В. 111
 Антипин В.С. 63
 Антонов А.Ю. 60
 Бабин Г.А. 25, 37
 Бадмацыренова Р.А. 60
 Баженов М.Л. 118
 Бакиянов А.И. 15
 Бараш И.Г. 157
 Баринов В.В. 12
 Баянова Т.Б. 55
 Беляев В.А. 28
 Бискэ Г.С. 18
 Боярских И.Г. 15
 Будаев Р.Ц. 116
 Буслов М.М. 30
 Бухарова О.В. 32
 Бучко И.В. 34
 Ван Б. 18
 Ван К.-Л. 108, 131
 Ванг Т. 85
 Васильев В.И. 95
 Васильева Е.В. 95
 Великославинский С.Д. 131
 Ветлужских Л.И. 60
 Владимиров А.Г. 25, 37, 128
 Владимиров В.Г. 37, 41, 147
 Владимирова Т.А. 92
 Владыкин Н.В. 44
 Волкова Н.И. 47
 Воронин В.И. 153
 Воронцов А.А. 50
 Врублевский В.В. 52, 55, 135
 Герасимов Н.А. 50
 Герасимов Н.С. 92
 Гертнер И.Ф. 52, 55
 Гладков А.С. 162
 Гладкочуб Д.П. 57, 83, 85, 101
 Голованова И.В. 140
 Гордиенко И.В. 60
 Горлачева Н.В. 63
 Горнова М.А. 28, 66
 Гороховский Д.В. 60
 Гороховский Б.М. 108
 Гусев А.И. 68, 70
 Гусев Н.И. 70, 133, 145, 147
 Данукалов К.Н. 140
 Данукалова М.К. 73
 Дегтярев К.Е. 75
 Демонтерова Е.И. 78, 96, 147
 Джан Б.-М. 108, 131
 Дженчуроева А.В. 18
 Диденко А.Н. 122
 Дмитриева Н.В. 80
 Донская Т.В. 57, 83, 85
 Доронина Н.А. 88
 Дриль С.И. 66, 92
 Дугарова Н.А. 55
 Егоров К.Н. 103
 Елбаев А.Л. 60
 Жатнуев Н.С. 95
 Загорная Н.Ю. 108
 Задонина Н.В. 153
 Иванов А.В. 78, 96, 98
 Изох А.Э. 101, 150
 Карманов Н.С. 78
 Кармышева И.В. 37, 41
 Киселев А.И. 103
 Климук В.С. 60
 Ключевский А.В. 106
 Ковач В.П. 108, 131
 Ковязин С.В. 47
 Козловский А.М. 111, 138
 Колодезников И.И. 103
 Коломиец В.Л. 114, 116
 Коноваленко С.И. 32
 Константинов К.М. 118
 Копылова Н.Н. 119
 Коровников И.В. 73
 Костева Н.А. 23
 Косынкин А.В. 122
 Котельников А.Д. 52
 Котлер П.Д. 125, 128
 Котов А.Б. 75, 108, 131, 150, 157
 Краснова Т.С. 55
 Крёнер А. 18
 Кривчиков В.А. 135
 Крук Н.Н. 133, 145, 147
 Крупчатников В.И. 52, 135
 Кудряшова Е.А. 138
 Кузнецов Н.Б. 140
 Кузьмин М.И. 92
 Кузьмин И.В. 162
 Кузьмичев А.Б. 73, 143
 Куйбида М.Л. 133, 145
 Куйбида Я.В. 147
 Лавренчук А.В. 150
 Ларионов А.Н. 143
 Лебедев В.А. 96
 Леви К.Г. 153
 Левицкий В.И. 157
 Левицкий И.В. 157
 Лепехина Е.Н. 85
 Летникова Е.Ф. 80, 160
 Ли Х.-Я. 108, 131
 Ванг Го Лунг 66
 Лунина О.В. 162
 Лучшева Л.Н. 15
 Мазукабзов А.М. 57, 83, 85, 150
 Макрыгина В.А. 63
 Медведев А.Я. 60, 92
 Мотова З.Л. 57
 Мыглан В.А. 12
 Навозов О.В. 128
 Наурзбаев М.М. 153
 Непоп Р.К. 12
 Овчинникова Г.В. 108
 Орлова Л.А. 12
 Орсов Д.А. 60
 Палесский С.В. 78, 98
 Перепелов А.Б. 66
 Перфилова О.Ю. 50
 Песков А.Ю. 122
 Писаревский С.А. 57
 Платонова С.Г. 15
 Плотнокина Ю.В. 111
 Пономарев А.Л. 135
 Попова О.М. 135
 Посохов В.Ф. 78
 Постников А.А. 37
 Прошенкин А.И. 80, 160
 Резницкий Л.З. 157
 Романюк Т.В. 140
 Рыцк Е.Ю. 108
 Рябов В.В. 98
 Сакиев К.С. 47
 Сальникова Е.Б. 111, 131, 157
 Санжиев Г.Д. 95
 Сергеева Н.А. 108
 Симонов В.А. 47
 Скляр В.В. 101, 150
 Сорокин А.А. 34, 101, 131
 Сорокин А.П. 131
 Станевич А.М. 57
 Стручков К.К. 103
 Ступаков С.И. 47
 Сухаржевский С.М. 20
 Тебеньков А.М. 23
 Терлеев А.А. 37
 Тишин П.А. 55
 Толмачева Е.В. 131
 Травин А.В. 111, 128
 Третьяков А.А. 75
 Федоровский В.С. 150
 Фетисова А.М. 118
 Хантемиров Р.М. 153
 Хё Х. 98
 Хлебопрос Р.Г. 106
 Хромых С.В. 128
 Чан С.-Л. 108, 131
 Шатагин К.Н. 75
 Шацилло А.В. 140
 Шевко А.Я. 98
 Шитов А.В. 15
 Шихонг Ж. 57
 Школьник С.И. 157
 Язев С.А. 153
 Ярмолук В.В. 103, 108, 111, 138