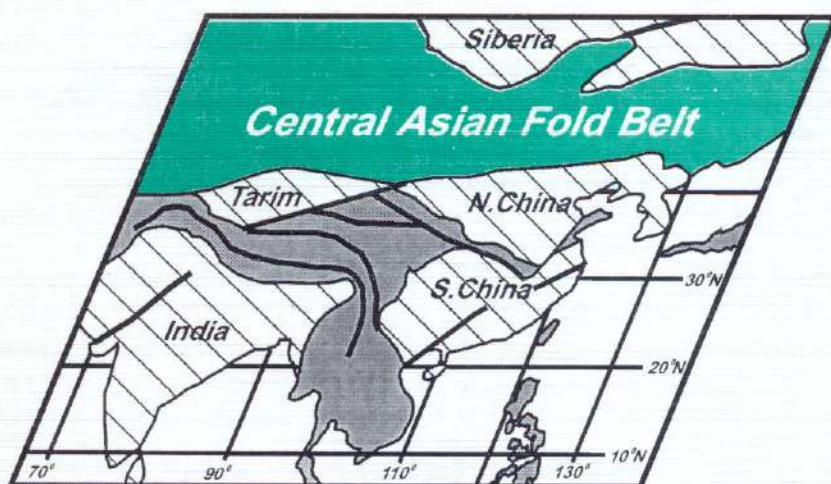




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ



2

ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 2

ИРКУТСК
2004

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт земной коры**

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

**Материалы научного совещания
по Программе фундаментальных исследований
(19–22 октября 2004 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)**

Том 2

**Иркутск
Издательство Института географии СО РАН
2004**

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (Иркутск, 19–22 октября 2004 г.). – Иркутск: Издательство Института географии СО РАН, 2004. – В 2-х томах. – Т. 2. – 176 с.

ISBN 5–94797–061–9

В сборнике представлены труды Совещания, проводимого в рамках Интеграционной Программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Основные задачи Совещания:

1. Научные отчеты (доклады) конвинеров и основных исполнителей Программы о результатах работ этапа 2004 года.

2. Определение приоритетов исследований на 2005 год, а также на период 2004–2010 гг., исходя из тематики проблемных докладов участников программы.

3. Проведение Круглых столов по актуальным направлениям развития наук о Земле и новых технологий (изотопное датирование, ГИС).

4. Разработка долговременной стратегии интеграционных исследований РАН – СО РАН в Центрально-Азиатском регионе.

Материалы содержат новые данные о процессах эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса на различных этапах его существования.

Председатель Оргкомитета совещания

член-корреспондент РАН Е.В. Складов (ответственный редактор)

Ученые секретари совещания

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

Материалы публикуются в авторской редакции

На обложке

Схема основных тектонических структур Центральной Азии (по Li et al., 2003)

СОДЕРЖАНИЕ

Леви К.Г., Задонина Н.В., Воронин В.И., Язев С.А.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ГЕЛИОГЕОДИНАМИКА: ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ И ЭМПИРИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ ИНТЕНСИВНОСТИ ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ	7
--	----------

*Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г.,
Макагон В.М., Конев А.А., Сандимирова Г.П., Елизарова М.В., Школьник С.И.*

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА, ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ИНДИКАТОРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ СВЯТОНОСИТЕЛЕЙ	12
--	-----------

Леонов М.Г.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СТАДИЙНОЙ СИСТЕМЫ «ПАЛЕООКЕАН – ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ – ПЛАТФОРМА – ВНУТРИКОНТИНЕН- ТАЛЬНЫЙ ОРОГЕН» (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ)	16
---	-----------

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ – СХОДСТВА И РАСХОЖДЕНИЯ С БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМИ И ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ	18
--	-----------

Лысак С.В.

ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ, МОНГОЛИИ И КИТАЯ	21
--	-----------

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

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ	24
---	-----------

Мазукабзов А.М., Федоровский В.С., Скляр Е.В., Котов А.Б.

СТРУКТУРА И ПРОБЛЕМЫ РАСШИРОВОК ТЕКТОНИКИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА ОЛЬХОН (ОЗ. БАЙКАЛ)	26
---	-----------

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Суворова Л.Ф.

УСЛОВИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНАТИЗИРОВАННЫХ ОСНОВНЫХ СЛАНЦЕВ П-ВА СВЯТОЙ НОС (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)	29
--	-----------

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ СИЛЬНЫХ ($M \geq 6.0$) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (1950–1999 гг.)	32
--	-----------

*Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Белоносов И.В., Юлдашев А.А., Постников А.А.,
Станевич А.М., Константинов К.М.*

НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО НЕОПРОТЕРОЗОЮ ЮГО- ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ПРОБЛЕМА СТРОЕНИЯ СУПЕРКОНТИНЕНТА РОДИНИЯ	36
--	-----------

*Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Волкова Н.И., Травин А.В.,
Колотилина Т.Б., Хромых С.В., Юдин Д.С.*

БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ АПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ: СОСТАВ, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТ, СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ	40
--	-----------

Никитин А.В., Ненахов В.М.

СТРУКТУРА УАКИТСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В КОНТЕКСТЕ ПРОБЛЕМ ОРОГЕНЕЗА	43
---	-----------

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКАЯ КАРБОНАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ	47
--	-----------

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Травин А.В.

ГРАНИТОИДЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА – ИНДИКАТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙСКОЙ ЮВЕНИЛЬНОЙ КОРЫ И ПОСЛЕДУЮЩИХ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ	49
--	-----------

Переляев В.И., Гибшер А.С., Рябинин А.Б.

ЭФфуЗИВНО-ДАЙКОВАЯ СЕРИЯ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КАНЬОНА р. СУВРА-ГОЛ (хр. ХАН-ТАЙШИРИ, МОНГОЛИЯ)	52
---	-----------

Пономарчук В.А., Травин А.В., Юдин Д.С.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-МЕТОД В ГЕОЛОГИИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ	54
--	-----------

Постников А.А., Терлеев А.А.

К ОБОСНОВАНИЮ ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЮГО- ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА (СИБИРЬ)	56
--	-----------

Пучков В.Н.

ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ ДОУРАЛИД И ИХ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ В КОНТЕКСТЕ ТЕКТониКИ МОНГОЛО-УРАЛЬСКОГО ПОЯСА	58
--	-----------

Пушкарёв Е.В., Бирюзова А.П., Прибавкин С.В.

ФРАГМЕНТЫ ГРАНУЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ В ХАБАРНИНСКОМ ОФИОЛИТОВОМ АЛЛОХТОНЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ	60
--	-----------

Радзиминович Н.А., Мельникова В.И.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ОЧАГОВЫХ ОБЛАСТЯХ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ($M_s \geq 7.0$) МОНГОЛИИ	62
---	-----------

Резанов И.Н., Коломиец В.Л.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ВПАДИНЫ	66
--	-----------

Ремизов Д.Н., Хаин Е.В., Федотова А.А.

КОНЦЕПЦИЯ АСТЕНОСФЕРНЫХ ОКОН В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ СТРОЕНИЯ И МАГМАТИЗМА ЮГА СИБИРИ И ПОЛЯРНОГО УРАЛА	69
--	-----------

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Сергеев С.А., Матуков Д.И.

ПОЛИХРОННАЯ ПРИРОДА ТАННУОЛЬСКОГО ДИОРИТ-ТОНАЛИТ- ПЛАГИОГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНАЯ СИБИРЬ (возрастной диапазон, диагностические признаки и геодинамическая интерпретация)	73
---	-----------

Рябинин А.Б., Глушкова Н.В.

АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХАНТАЙШИРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ) НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕХНОЛОГИЙ ГИС И ДЗ	77
---	-----------

Саньков В.А., Парфеевец А.В., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Ашурков С.В.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ТУВЫ	79
--	-----------

Сенников Н.В.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СИН- И ПОСТ-ОРОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОРДОВИКЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ- САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	84
--	-----------

Сенников Н.В., Крамаров А.С., Казанский А.Ю., Изох Н.Г. ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КЕМБРИЙСКИМ КОМПЛЕКСАМ ТУВЫ (МУГУР-АКСИНСКИЙ БЛОК ТУВЫ)	88
Сизых В.И., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Немеров В.К., Гладкочуб Д.П. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОСНОВА ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА	90
Симонов В.А., Диденко А.Н. ПАЛЕОСПРЕДИНГОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ИНДИКАТОРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ПАЛЕООКЕАНОВ	93
Симонов В.А., Дунаев А.Ю., Ковязин С.В., Зайков В.В. МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ПАЛЕООКЕАНОВ: ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ	97
Синцов А.В. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ ИНДО- АЗИАТСКОГО СЕКТОРА ЗЕМЛИ	100
Советов Ю.К. ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ ПОЗДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ТЕКТНИЧЕСКИЕ, КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ЭВСТАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ	103
Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Сальникова Е.Б. ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ И ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ КАК ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	106
Спиридонов А.М., Зорина Л.Д. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУДНО- МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО- ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	110
Станевич А.М., Немеров В.К., Советов Ю.К., Чатта Е.Н., Корнилова Т.А. ПАЛЕОБИОТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ИЗУЧЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА	112
Туркина О.М., Ношкин А.Д. ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ КАНСКОГО И АРЗЫБЕЙСКО-ДЕРБИНСКОГО КОМПОЗИТНЫХ БЛОКОВ (МИКРОКОНТИНЕНТОВ)	115
Турутанов Е.Х. МОРФОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА ПО ГРАВИТАЦИОННЫМ АНОМАЛИЯМ	119
Уфимцев Г.Ф. ФРОНТАЛЬНЫЙ УСТУП ВЫСОКИХ ГИМАЛАЕВ – МОРФОТЕКТНИКА	122
Федоровский В.С. ТЕКТНИКА ЗОНЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА (КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)	125
Федоровский В.С., Арбузова Е.Е., Ряховский В.М., Сквитина Т.М. ЦИФРОВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА БАЙКАЛЬСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА	129

<i>Федоровский В.С., Иоффе А.И.</i> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДАРНОЙ СЪЕМКИ (ТРЕХСЕКУНДНАЯ ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ РЕЛЬЕФА, США) ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В ОЛЬХОНСКОМ РЕГИОНЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ	132
<i>Федосеев Г.С.</i> ИДЕНТИФИКАЦИЯ БАЗИТОВЫХ ПАЛЕОПОТОКОВ И СИЛЛОВ НА КОНТИНЕНТАХ	134
<i>Хаин Е.В., Федотова А.А., Ремизов Д.Н.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ВОЙКАРО- СЫНЬИНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО КОМПЛЕКСА (УРАЛЬСКАЯ ОКРАИНА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА)	137
<i>Хромых С.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Федоровский В.С., Волкова Н.И., Руднев С.Н., Хлестов В.В., Юдин Д.С.</i> U-Pb ВОЗРАСТ (SHRIMP-II) ГИПЕРСТЕНОВЫХ ПЛАГИОГРАНИТОВ ЧЕРНОРУДСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)	141
<i>Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц.</i> ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СИНХРОННО- ПУЛЬСАЦИОННОГО ВНЕДРЕНИЯ МАГМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ АНГАРО- ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО АРЕАЛ-ПЛУТОНА	145
<i>Черемных А.В.</i> РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ)	149
<i>Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В.</i> СТРУКТУРЫ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ КУЗНЕЦКО- АЛТАЙСКОГО РЕГИОНА	152
<i>Чурикова Т.Г., Вёрнер Г., Ряховский В.М.</i> МОДЕЛЬ МАГМООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО ПЕРЕСЕЧЕНИЯ КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ	155
<i>Шерман С.И., Савитский В.А.</i> АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И ЗОНЫ СОВРЕМЕННОЙ ДЕСТРУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	159
<i>Школьник С.И.</i> О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РЕТРОГРАДНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОДАХ СЛЮДЯНСКОГО КОМПЛЕКСА	162
<i>Щетников А.А., Филинов И.А.</i> ОСОБЕННОСТИ МОРФОТЕКТОГЕНЕЗА ЭНДОГЕННЫХ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ	165
<i>Юдин Д.С., Хромых С.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г., Казанцева Д.А.</i> ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЯ ГАББРОИДОВ БИРХИНСКОГО МАССИВА И “ЗАКОНСЕРВИРОВАННЫХ” В НИХ ГРАНИТНЫХ ЖИЛ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)	168
<i>Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Пономарчук В.А., Владыкин Н.В., Воронцов А.А., Козловский А.М., Лебедев В.И., Никифоров А.В., Саватенков В.М.</i> МАГМАТИЗМ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ КОРОВЫХ И МАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (данные геохронологических и изотопно-геохимических исследований)	171
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ.....	175

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ГЕЛИОГЕОДИНАМИКА. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ И ЭМПИРИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ ИНТЕНСИВНОСТИ ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

*К.Г. Леви**, *Н.В. Задонина***, *В.И. Воронин****, *С.А. Язев*****

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

**Иркутск, Иркутский государственный технический университет,
dmitriev@geo.istu.irk.ru

***Иркутск, Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН,
bioin@sifibr.irk.ru

****Иркутск, Астрономическая обсерватория Иркутского госуниверситета,
uustar@star.isu.ru

Внедрение в 60-х годах прошлого века в геологические исследования методов математической статистики позволило описать поведение многих процессов в виде регрессионных уравнений, которые могут использоваться в качестве основы построения шкал потенциальной энергии опасных процессов или выразить эту опасность в терминах шкал интенсивности.

В качестве опорных шкал будут использоваться шкалы сейсмической интенсивности, неплохо зарекомендовавшие себя на практике, и шкала Бофорта для гидрометеорологических процессов. Годовой энергетический баланс Земли достаточно устойчив во времени и, следовательно, шкалы, характеризующие степень опасности различных процессов на энергетическом уровне, также должны быть устойчивыми во времени. Построение таких эмпирических шкал позволит сделать прорыв в зонировании и картографировании территорий по типам опасных процессов в единой системе отсчета и с учетом возможности пространственно-временного совмещения нескольких опасных процессов.

Энергетическая шкала импактных событий. Для такой шкалы имеются все входящие и необходимые расчетные и эмпирические данные. Известны: – вероятная частота падения космических тел заданного размера на поверхность Земли; – размер импактной структуры, который зависит от величины и массы космического тела, угла вхождения тела в атмосферу Земли и ориентировки орбиты тела по отношению к направлению вращения нашей планеты. Зная эти параметры, можно оценить энергию, которая выделится при соударении тел. Эмпирические данные показывают, что размеры импактных структур варьируют, однако приближенные оценки выделившейся энергии возможны на уровне порядков величин. Известно, что многие метеоры – «космические пришельцы или странники» – из-за малой массы не достигают поверхности земли; они просто испаряются в атмосфере. Некоторые болиды, перемещаясь в атмосфере со скоростью от 12 до 70 км/с, разрушаются в атмосфере и могут породить «метеоритный, или каменный дождь». Некоторые болиды взрываются, не достигнув поверхности Земли, но производят при этом значительные разрушения, подобно Тунгусскому феномену, который взорвался на высоте 7-10 км и вызвал вывалы леса на площади 2150 км².

Отметим, что встреча Земли с импактором размерами 10¹ км, может привести к резкому замутнению атмосферы, похолоданию и затем оледенению планеты, а большая часть биоты просто прекратит свое существовать. Огромные пространства на поверхности суши будут размывы и уничтожены гигантскими волнами цунами, но все последствия, вызванные таким соударением не являются необратимыми. Импактор с размерами в 10² км приведет к необратимым последствиям в окружающей среде и, возможно, изменит орбиту Земли. И, наконец, импактор с размерами 10³ км может вообще прекратить существование Земли как планеты.

Энергетические шкалы и шкалы сейсмической интенсивности для землетрясений. Шкалы сейсмической интенсивности для землетрясений начали создаваться еще в XIX в. Это была попытка хоть каким-то образом оценить мощность грозной стихии, клас-

сифицируя ее по тем эффектам проявления на поверхности, которые производят землетрясения. Современные инструментальные (*читай энергетические*) и эмпирические шкалы интенсивности землетрясений, используемые в научных исследованиях и строительной практике. Они хорошо зарекомендовали себя и в нашем случае послужат для согласования со шкалами, разработанными для других опасностей, и теми шкалами, для работы над которыми мы приглашаем коллег в целях развития технологий числового картографирования опасных природных процессов и зонирования их в согласованных терминах.

В современной сейсмологии существует четыре попарно увязанных шкалы: 9-балльная Ч. Рихтера и 7-балльная Х. Канамори – энергетические; 12-балльная Ж. Меркалли и MSK-64 – интенсивности землетрясений. Грубо магнитуда M_L по шкале Ч. Рихтера есть локальная оценка, отнесенная к некому стандарту, и зависящая от местных условий. Она удобна для оценки мощности землетрясений в каждом конкретном регионе и не требует привлечения дополнительных характеристик в диапазоне энергий от $E = 10^0$ до 10^{19} Дж. Однако при высоких значениях энергии оценка M_L по Ч. Рихтеру оказывается грубой и ее подменяют «моментной» магнитудной шкалой Канамори. Существуют и другие магнитудные сейсмические шкалы, но они менее «популярны» и мы не будем их комментировать.

Шкалы Ж. Меркалли и MSK-64 мало отличаются друг от друга: обе 12-балльные. Вызванные землетрясениями последствия весьма схожи и позволяют оценивать мощность землетрясений по результатам ощущений или разрушений. Они особенно популярны среди строительных и проектирующих организаций в силу простоты применения. Шкалы дополняются сравнительной шкалой остаточных деформаций горных пород и изменения режима поверхностных и подземных вод в связи со шкалой MSK-64 (Иванов, Трещинский, 2001) и шкалой интенсивности сильных землетрясений по сейсмодислокациям В. П. Солоненко (*Сейсмическая шкала...*, 1975).

Энергетические шкалы и шкалы сейсмической интенсивности для землетрясений не существуют каждая сама по себе, связаны между собой эмпирическими уравнениями вида $Y = a \cdot X + b$ (коэффициенты a и b подбираются исходя из местных условий) и вследствие своей глубокой проработки являются более предпочтительными для калибровки аналогичных шкал для прочих опасных процессов.

Энергетическая шкала и шкала интенсивности для вулканических извержений. В современной вулканологии для оценки интенсивности вулканических извержений применяется шкала в терминах VEI – вулканического эксплозивного индекса. Он установлен для многих современных и исторических извержений, но имеет отвлеченный от реальностей характер, связанный с неопределенностью составляющих VEI элементов. Более интересными представляются оценки энергии вулканических извержений, израсходованной на удаление избыточного тепла из недр Земли и вынос на поверхность продуктов вулканической деятельности. Для некоторых извержений выполнены, но не систематизированы достаточно подробные описания их эколого-социальных последствий. Таким образом, имеются несколько не увязанных между собой характеристик вулканических извержений, согласование которых возможно и необходимо для наших целей. Для разработки энергетической шкалы вулканических извержений мы воспользовались той частью базы данных, в которой для одних и тех же вулканов имелись определения VEI и энергии извержения. Эти данные связаны и описываются уравнениями огибающей для поля точек: $EV_{max} = 9.37 VEI^{7.21}$ и $VEI = 1.73 EV_{max}^{0.08}$, где $EV_{max} = 10^x$ – энергия вулканических извержений эрг; VEI – вулканический эксплозивный индекс, баллы. Вычисленные значения параметров характеризуют максимально возможные их значения. Однако VEI – не единственная из возможных величин, посредством которой можно оценить энергетический потенциал вулканических извержений. В нашей базе данных содержится некоторое количество сведений о высоте вулканических плюмов H_{PL} и энергии извержений EV_{max} . Их соотношение описывается уравнениями: $EV_{max} = 87.8 H_{PL}^{2.95}$ и $H_{PL} = 0.46 EV_{max}^{0.28}$. С помощью величины H_{PL} , при необходимости, можно оценить и значения VEI, а их соотношение описывается уравнениями: $H_{PL} = 198 VEI^{0.28}$ и $VEI =$

нениями: $H_{PL} = 198 VEI^{0,28}$ и $VEI = 0.34 H_{PL}^{2,73}$. Во всех случаях энергия вулканических извержений оценена в эргах.

Таким образом, мы получили косвенные приближенные оценки энергии вулканических извержений для составления необходимой стандартной шкалы и ее увязки по энергетическим параметрам с соответствующими сейсмическими шкалами. Для приведения шкалы вулканических извержений в соответствие с другими описательными эмпирическими шкалами удалось составить описательную шкалу вулканических извержений с учетом их социально-экономических и экологических последствий.

Эмпирическая шкала Амбрейсиса для оценки интенсивности цунами. Известно, что на образование волны цунами источником (землетрясением, вулканическим извержением, оползнем или обвалом) расходуется около 10 % энергии. Поэтому мы можем сравнить 6-балльную шкалу Амбрейсиса со шкалой сейсмической интенсивности MSK-64. Из сравнения становится очевидным, что волны цунами могут возникать от цунамигенных процессов интенсивностью более 6 баллов.

Шкала интенсивности ветров и штормов Бофорта и шкала интенсивности гроз. Шкала Бофорта считается международной и широко используется в практике при оценке интенсивности турбулентии атмосферы и верхнего слоя воды в океанах, морях, озерах и прочих водоемах. По структуре она схожа со шкалой сейсмической интенсивности MSK-64 и шкалой Меркалли. В ней приведены сведения о масштабах разрушений, вызываемых ветрами и морскими штормами, что удобно для сравнения с другими эмпирическими шкалами. Сходство последствий от различных процессов при согласованности балльных систем позволяет сделать и энергетические оценки того или иного процесса. Шкала гроз в отличие от шкалы Бофорта 4-балльная и хорошо увязывается по характеру последствий со шкалой MSK-64. Ее особенностью является то, что самая слабая гроза по количеству реализованной энергии сопоставима с 7-балльным землетрясением, энергетический эквивалент которого $E = 10^{11}$ Дж. В то же время сильные сверхмногоячеечные грозы обладают потенциалом или реализуют $\geq E = 10^{15}$ Дж, что по минимуму соответствует сейсмическому событию по шкале Ч. Рихтера $M_L = 7$. Таким образом, и здесь равновесие энергий разных процессов сохраняется.

Энергетическая и эмпирическая шкалы гравитационных инженерно-геологических процессов. Это 8-балльная шкала, в основе которой лежат объемы перемещенных масс обломочного материала. Энергетический потенциал для составления шкалы был оценен только по порядку величин при допущении, что во всех случаях массы были перемещены на 1 м. Поэтому истинные значения энергий, вероятно, оказались заниженными. Однако это позволило создать энергетическую шкалу гравитационных экзогенных процессов, что крайне необходимо для составления карт районирования нового типа для опасных экзогеодинамических процессов. Энергетическим эквивалентом обвала $10^1 \text{ м}^3 \approx 10^6$ Дж является землетрясение $M_L = 2$, тогда как обвал объемом 10^8 м^3 эквивалентен землетрясению $M_L = 5-6$. Однако бывают и катастрофические обвалы. Одна из таких была вызвана извержением вулкана Сент-Хеленс (шт. Вашингтон, США) 18 мая 1980 г. Лавина двигалась по склону со скоростью 400 км/ч, а ее объем составил 2.8 млрд м^3 , что соответствует $2.9 \cdot 10^{21}$ Дж. Таким образом, энергетический потенциал гравитационных процессов в целом не так велик, если, конечно, процесс не сопровождается какими-либо дополнительными обстоятельствами, как это было в предыдущем случае, или, например, 9 июля 1958 г. во фьордоподобном заливе Литуйя на Аляске, США. Тогда огромный оползень вызвал волну цунами рекордной высоты – 524 м, – которая со скоростью 160 км/ч прокатилась по узкому заливу. Приводимая нами энергетическая шкала гравитационных экзогеодинамических процессов полезна уже потому, что она может совершенствоваться путем уточнения энергетических расчетов.

Шкалы потенциальной энергии сейсмогенерирующих геолого-геофизических процессов. Выше авторы учебного пособия обсуждали шкалы сейсмической интенсивности, созданные для калибровки уже состоявшихся землетрясений, теперь попытаются

оценить энергетический потенциал некоторых геолого-геофизических процессов, развитие которых приводит к возникновению землетрясений. Известно, что энергетический потенциал территории может быть определен путем анализа *соотношения мощностей сейсмоактивного и упругого слоев литосферы* (Леви и др., 2002). Толщина этих единиц меняется в зависимости от скорости тектонических деформаций литосферы и плотности глубинного теплового потока.

Опираясь на разработки той же публикации, можно оценить сейсмический потенциал территорий для отдельно взятых «сейсмических» структур литосферы объемом W_S (км³) при заданных значениях M_L . Для определения параметра W_S необходимо выполнить анализ эпицентрального поля. На основании же статистического анализа уточненных данных выявлено, что M_L по Ч. Рихтеру связано с W_S следующим уравнением: $M_L = 1.7 W_S^{0.11}$. Таким образом, появляется возможность оценить энергетический потенциал аномалий эпицентрального поля с учетом глубин гипоцентров.

Известно, что землетрясения – это отражение прорастания разломов в геологической среде или подвижек по разломам. Следовательно, можно оценить потенциальную энергию сейсмогенерирующего разлома, опираясь на соотношение, полученное Ж. Дриммелем (1979): $M_L = 2 \lg L_S + 1.7$, где L_S – длина сейсмогенерирующего разлома, км. К сожалению, в геолого-геофизической практике не всегда удастся определить длину сейсмогенерирующего разлома и собственно его сейсмогенерирующую роль. Однако существует другой геологический параметр – *плотность активных разломов* N_S , – введенный в геологический обиход С.С. Самедовым (1957) и хорошо развитый С.И. Шерманом (1977). Связь плотности активных разломов с энергией землетрясений и поэтому параметр N_S может быть привлечен для построения шкалы потенциальной энергии разломов. Уравнение связи N_S и M_L выражается как $M_L = 0.11 N_S + 2.95$. Применение этого уравнения позволяет оценить энергетический потенциал территории, используя только данные о характере деформации верхних горизонтов литосферы, и выполнить соответствующее районирование в энергетических терминах.

Энергетическая шкала лесных пожаров. Подобная шкала авторам в литературе не встречалась, однако может быть составлена, исходя из некоторых стандартных параметров, которые примем с соответствующими оговорками. Создание шкалы важно для учета энергетического баланса Земли с приобщением к общему расчету ряда экзогенных процессов, но на уровне средних или наиболее характерных величин. Эти же условия будут приняты и для других экзогенных процессов, работающих как с выделением, так и поглощением энергии. При лесных пожарах полностью выгорает лесная подстилка. Ее объем меняется в зависимости от влажности в пределах 1.9–2.8 кг/м². Энергия сгорания лесной подстилки – это энергия тепловыделения в «чистом» виде. В процессе верховых пожаров выгорает примерно 10 % древостоя. Это тоже важная величина при энергетических расчетах. Объем древостоя в составе «лиственница + сосна» в бореальных лесах Сибири оценивается как 60 % + 40 % (Усольцев, 2001 и 2002; Фурьев, 1996). Оценим количество тепловой энергии, выделяющейся при полном сгорании лесной подстилки объемом 1.9–2.8 кг/м², или 1.9–2.8*10⁶ кг/км² и 10 % древостоя, состоящего из свежей древесины с влажностью около 50 %. Количество энергии, выделяющейся при сгорании такой древесины, составляет 20.5*10³ Дж/г, или 2*10⁷ Дж/кг. Некоторые справочники (Кухлинг, 1985) сообщают иные значения теплоты сгорания древесины – 8–15*10⁶ Дж/кг. Если плотность древесины составляет 0.8 кг/дм³, то количество выделившейся при сгорании 1 м³ древесины энергии составит 6.4–16*10⁶ Дж/м³. Объем древесины на площади 1 га варьирует от 27 до 660 м³/га, а сами бореальные леса севера Евразии имеют III бонитет. При таком бонитете один ствол дерева в среднем имеет диаметр 0.3 м и высоту около 25 м, а объем древесины составляет около 490 м³/га, или 4.9*10⁴ м³/км². Выше было отмечено, что обычно при верховом лесном пожаре выгорает около 10 % древостоя, следовательно, для расчета выделившейся энергии примем величину 4.9*10³ м³/км². Отсюда получаем, что при сгорании древостоя на площади 1 км² выделяется 3.2–7.8*10¹⁰ Дж тепловой энергии. Но при любом

типе пожара лесная подстилка выгорает полностью. Поэтому к полученной величине энергии необходимо добавить то количество энергии, которое выделится при сгорании лесной подстилки на площади 1 км^2 , то есть $1.5\text{--}6.4 \cdot 10^7 \text{ Дж}$. Таким образом, при лесном пожаре на площади 1 км^2 по порядку величин выделится 10^{10} Дж тепловой энергии. Эта величина сопоставима с возникновением землетрясения с магнитудой $M_L = 4$ по Ч. Рихтеру, но с той лишь разницей, что при землетрясении энергия выделяется почти мгновенно. Используя такой нехитрый подсчет, можно составить энергетическую и эмпирическую шкалы для лесных пожаров. Для этого оценим выделившуюся энергию одного из самых больших лесных пожаров в Сибири, зарегистрированного в 1915 г. Тогда леса горели на площади $1.6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Энергия пожара могла составить $5.1 \cdot 10^{16} \text{--} 1.2 \cdot 10^{17} \text{ Дж}$, что эквивалентно энергии землетрясения $M_L \geq 7$ по Ч. Рихтеру, но растянувшегося по времени на полгода.

Шкала кинетической энергии R атмосферных осадков. Атмосферные осадки являются обязательным элементом при реализации большого комплекса экзогеодинамических процессов и потому авторы сочли необходимым оценить в первом приближении энергию метеорных осадков. Количество выпадающих осадков варьирует в весьма широких пределах: от 0,1 мм/год слоя на Тихоокеанском побережье Чили, до 1870 мм/сут. на ове Реюньон в Индийском океане. Для оценки энергетических характеристик примем следующие стандартные условия: суточные значения обильности осадков; характерную ширину воздушного фронта, несущего осадки (300–400 км), его протяженность (1000 км) и высоту нижней кромки дождевой облачности (1000 м). Отсюда с учетом суточных вариаций высоты слоя атмосферных осадков и значения $E_R = 10^n \text{ Дж}$ получаем соотношение: $E_R = 0,41 \text{ Ln}(R) + 5,96$, где E_R – энергия атмосферных осадков 10^n Дж ; R – толщина слоя атмосферных осадков, мм. Сравнение энергетической шкалы атмосферных осадков с магнитудной шкалой Ч. Рихтера показало, что даже самый сильный дождь по количеству выделившейся энергии не превосходит $M_L \geq 3$. Это небольшие значения выделившейся энергии, однако известно, что для возникновения водо- или грязекаменного потока достаточно всего 5 % воды, чтобы придать ему разрушительную способность, сопоставимую с MSK-64 $\geq 7\text{--}8$ баллов. Следовательно, даже этой сравнительно малой энергии атмосферных осадков оказывается достаточно для приведения в действие куда более мощных и опасных природных процессов.

Шкала потенциальной энергии криолитосферы. В отличие от рассмотренных выше процессов, протекающих с выделением энергии, оттаивание мерзлоты идет с ее поглощением. Следовательно, исходя из закона сохранения баланса энергии, во время оттаивания мерзлоты какие-то процессы ее, эту энергию, недополучают. Процессы деградации мерзлоты опасны для северных территорий Евразии и Северной Америки и потому достойны особого внимания. Для оценки энергии, требуемой для оттаивания мерзлоты, необходим ряд параметров. Сообщим, что площадь распространения вечной мерзлоты в северной Евразии оценивается $13 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, ее толщина на севере Западной и Восточной Сибири изменяется от 0,4 до 0,65 км; температура мерзлых пород варьирует от 0°C до -15°C , глубина оттаивания мерзлоты – от 0,2 до 5 м, а содержание льда в горных породах зависит от их пористости и составляет в среднем 12–40 % от общего объема вечно мерзлого слоя. Воспользуемся рядом табличных данных: удельная теплоемкость льда $2.1 \cdot 10^3 \text{ Дж / (кг} \cdot \text{K)}$; удельная теплоемкость воды $4.2 \cdot 10^3 \text{ Дж / (кг} \cdot \text{K)}$; удельная теплота плавления льда $3.4 \cdot 10^5 \text{ Дж / кг}$. Для расчета энергии сначала необходимо растопить лед, нагрев его от -15°C до 0°C , а для получения устойчивого состояния воды (чтобы она вновь не замерзла) – нагреть талую воду, допустим, до температуры $+10^\circ\text{C}$. Для нагревания 1 кг льда с температурой -15°C до 0°C потребуется $3.2 \cdot 10^4 \text{ Дж}$ тепловой энергии, для его расплавления понадобится еще $3.4 \cdot 10^5 \text{ Дж}$ и для нагревания талой воды до $+10^\circ\text{C}$ – $4.2 \cdot 10^4 \text{ Дж}$. Суммируя эти величины, получаем потребное количество энергии E_{FR} , необходимой для перехода 1 кг льда в устойчивое талое состояние: $E_{FR} = (32 + 340 + 42) \cdot 10^3 \text{ Дж} = 4.14 \cdot 10^5 \text{ Дж}$.

Если допустить, что над всей территорией распространения мерзлых толщ в северной Евразии $13 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ установились одинаково благоприятные условия для таяния льда, то при затратах энергии $4.14 \cdot 10^5 \text{ Дж}$ получаем слой талой воды толщиной $8 \cdot 10^{-10} \text{ мм}$. Это одно крайнее значение для построения шкалы потенциальной энергии криолитосферы. Для получения второго крайнего значения допустим самое невероятное – мерзлота вытаяла полностью! Приведем некоторые объемные характеристики криолитосферы северной Евразии: общий объем W_{FR} вечно мерзлых пород составляет $13 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 0.4 - 0.65 \text{ км} \approx 5.2 \cdot 10^{18} - 8.4 \cdot 10^{18} \text{ дм}^3$; масса льда в этом объеме мерзлых пород соответствует $5.2 \cdot 10^{18} - 8.4 \cdot 10^{18} \text{ дм}^3 \cdot 0.12 - 0.4 \cdot 1.0 \text{ кг} = 1 - 3.4 \cdot 10^{18} \text{ кг}$. Отсюда потребное количество энергии для полного уничтожения мерзлоты $E_{FR} = 4.14 \cdot 10^{23} - 1.41 \cdot 10^{24} \text{ Дж}$. Это вторая крайняя позиция для построения шкалы. Найдя значения внутри числового ряда с учетом толщины слоя сезонного оттаивания от 0.2 до 5 м, получаем соответственно значения потребной тепловой энергии равные $E_{FR} = 5.4 \cdot 10^{20} \text{ Дж}$ и $E_{FR} = 2.7 \cdot 10^{22} \text{ Дж}$. На основе подобных оценок, в первом приближении, составлена шкала, которая, безусловно, нуждается в уточнении и корректировке.

Подводя итог, отметим, что природные опасности, отмечаемые в исторических хрониках могут быть оценены на энергетическом уровне и проследить ход возникновения экстремальных ситуаций во времени и выявить статистические закономерности их повторяемости.

Работы выполняются в рамках интеграционных проектов ИГ СО РАН № 101/2003 и проектов РАН+СО РАН № 6.7.3/2003 и № 13.12/2003 и ФЦП «Интеграция» проект 100 и Б0009/2410.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА, ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ИНДИКАТОРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ СВЯТОНОСИТОВ

В.И. Левицкий, Л.З. Резницкий**, А.Б. Котов***, В.П. Ковач***, Е.Б. Сальникова***,
И.Г. Бараш**, В.М. Макагон*, А.А. Конев**, Г.П. Сандимирова*, М.В. Елизарова*,
С.И. Школьник***

*Институт геохимии СО РАН, Иркутск, vlevit@igc.irk.ru

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

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

Одной из особенностей Центрально-Азиатского складчатого пояса является присутствие в нем андрадитовых сиенитов – святоноситов, открытых в 1913 г. П. Есколя на п-ове Святой Нос (оз. Байкал). За последние 10–15 лет в литературе не было сведений об этих породах, и отсутствие современных данных способствовало тому, что в последней классификации [1, стр. 132] указано, что святоноситы это «местное название для сиенитов, характеризующихся присутствием андрадитового граната. Возможно гибридные породы». Анализ наших и литературных материалов показал, что святоноситы пользуются ограниченным развитием, и из 50 мест их находок в Мире почти половина находится в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

1. Общим для всех массивов святоноситов является то, что их вещественные и структурно-текстурные особенности при сохранении единой петрогеохимической специфики сильно варьируют. Даже в одном обнажении присутствуют переходы от ранних массивных явно метасоматических гранат-пироксеновых скарнов к средне- и крупнозернистым разностям уже с варьирующими количествами граната, пироксена, плагиоклаза и калишпата и, далее к безусловно магматическим секущим автохтонным и аллохтонным

породам. Минеральный состав святоносителей довольно однотипен, но характерны широкие колебания количества минерала в породе и составов минералов. Породы сложены гранатом гроссуляр-андрадитового ряда, пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, высокожелезистым амфиболом, мезопертитовым калиевым полевым шпатом, плагиоклазом. Выделяются разности без нефелина и нефелиновые святоносители. Темноцветные минералы святоносителей, как и минералы карбонатитов, обогащены Ti, Zr и TR, а полевые шпаты – Ba и Sr.

2. В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в направлении с востока на запад выделяются Байкальская, Тувинская, Памир – Тянь-Шаньская провинции.

В Байкальской провинции святоносители наблюдаются в следующих геологических условиях: 1) в виде изолированных тел среди кальцитовых и доломит-кальцитовых мраморов в святоносительской толще – Марковский и Эскольский массивы (п-ов Святой Нос); в перевальной (карьер Перевал), харагольской и безымянской (периферия Мало-Быстринского массива) свитах слюдянской толщи (Ю-З Прибайкалье); 2) на контакте чарнокитоидов с мраморами – Мало-Быстринский массив (Ю-З Прибайкалье); 3) среди габброидов – Лево-Безымянский, Бурутуйский (Ю-З Прибайкалье), Верхнекаменский, Гутарский, Малоянгозинский, Сосновский (В. Саян) массивы; 4) на контакте гранитоидов с мраморами (массивы мамско-оронского и конкудеро-мамаканского комплексов); 5) в нефелиновых и ультракалиевых щелочных массивах (иногда с карбонатитами) – Сыннырский, Бамбуйский (С-В Прибайкалье), Ботогольский, Белозиминский (В. Саян). Гранат гроссуляр-андрадитового ряда отмечается во многих разновидностях щелочных пород с нефелином в Сайжинском, Гулхенском, Сайжеконском и Амалатском массивах, но в них святоносители как тип не выделялись.

В Тувинской провинции святоносители известны в контактах мраморов с сиенитами и нефелиновыми сиенитами в Патомском массиве Горной Шории, Дахунурской и Чикчской интрузиях.

В Памир-Тянь-Шаньской провинции святоносители встречаются: 1) в нефелиновых сиенитах, развитых в контактах габброидов с мраморами (Кукуртский массив); 2) в контактах нефелиновых сиенитов с карбонатными породами в Туркестанском (Зардалек) и Алайском (Дара-Пиоз) хребтах; 3) в щелочных породах и карбонатитах Восточного Памира (Дункельдык).

3. По химическому составу святоносители относятся к натрий-калиевым щелочным породам с высокой щелочнометальностью и преобладанием K_2O над Na_2O , очень высокими содержаниями CaO и железа. По петрогеохимическим особенностям гранат- и пироксенсодержащие скарны по сравнению со святоносителями характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, MnO, Zr, Sn, La, Ce, Nd, Zn, V, Co и пониженными SiO_2 , Al_2O_3 , щелочами.

На спайдердиаграммах нормирования концентраций в изучаемых породах к их содержаниям в примитивной мантии количества Cs, Rb, Ba, Th, U, La, Ce, Pb, Mo, Sr, Nd, Sm, Zr, Hf от 10 до 10000 раз превышают их концентрации в мантии. Наиболее высокие превышения (>100) содержаний элементов Rb, Ba, La, Ce, Pb, Nd характерны для лейкократовых святоносителей. В последовательно формирующихся рядах святоносителей (от меланократовых до лейкократовых) по-разному протолисту четко прослеживается симбатность графиков на полиэлементных диаграммах. При нормировании содержаний редких элементов по кларкам земной коры в лейкократовых и меланократовых разностях содержания K, Sr, Ba, Hf выше, а Cr, Ni, Cu, Rb, Cs, Tl, Pb – ниже кларков. Вышекларковые концентрации V, Co, Zn, Ge, Y, Zr, Mo присущи ранним меланократовым разностям. В целом, такой характер распределения редких элементов подчеркивает литофильную щелочно-циркониево-редкоземельную специфику святоносителей. Спектры РЗЭ элементов имеют ярко выраженный дифференцированный характер распределения в святоносителях и ассоциирующих с ними породах. При этом содержания РЗЭ в ранних меланократовых ассоциациях намного превышают содержания в лейкократовых святоносителях. Увеличение на-

клона линий с уменьшением концентраций РЗЭ и появлением Eu минимума фиксируется в лейкократовых автохтонных и аллохтонных святоноситах.

В целом, святоноситы различных массивов, кроме Кукуртского, характеризуются довольно близким уровнем содержаний петрогенных и редких элементов, хотя отмечаются региональные различия и специфика обусловленная связями с типами наблюдаемых пород – габброидами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, чарнокитоидами и гранитоидами. Общей геохимической особенностью святоноситов являются аномально высокие содержания TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Sr, Zr, TR и низкие Rb, Pb по сравнению с кларками земной коры и кислых пород. Подобные петрогеохимические особенности присущи внутриплитным ассоциациям Центрально-Азиатского складчатого пояса – фиксируются максимумы содержаний Ba, Pb, La, Ce и минимумы Mo, проявленные в породах базальтового и гранитного состава. В целом же такая редкоэлементная специфика характерна образованиям, генетически связанным с глубинными мантийными источниками – карбонатитам, лампроитам, щелочным магматитам.

4. Возраст святоноситов в различных частях Центрально-Азиатского складчатого пояса очень сильно варьирует – от 3–15 млн лет до 471 млн лет. Минимальные значения возраста – 3–15 млн лет характерны для святоноситов Кукуртского массива (В. Памир). В Байкальской провинции возраст святоноситов в направлении с юго-запада на северо-восток по простирацию пояса меняется от 471 млн лет (Мало-Быстринский м-в) до 286 млн лет (Марковский м-в) и 295 млн лет (жилые тела мамско-оронского комплекса).

5. Sm-Nd изотопная систематика святоноситов Центрально-Азиатского складчатого пояса свидетельствует об их формировании на коре разного типа. Модельный возраст $T_{Nd}(DM-2)$ святоноситов колеблется от 1198 до 1976 млн лет и существенно различается для регионов, а также состава пород – принадлежности к меланократовым или лейкократовым разностям. Наименьшие значения модельного возраста имеют святоноситы центральной части оз. Байкал (Марковский массив, 1198–1407 млн лет), по сравнению со значениями в южной (Мало-Быстринский, Буртутуйский и Лево-Безымянский массивы, 1354–1509 млн лет) и особенно северной (Бамбуйский массив – 1661 млн лет; тела в мамско-оронском комплексе – 1884–1976 млн лет) частями. Т. е. при приближении границы Центрально-Азиатского складчатого пояса к фундаменту Сибирской платформы в северо-восточном и юго-западном направлении наблюдается возрастание значений модельных возрастов. Магматические породы главных фаций имеют более высокие цифры, чем генетически связанные с ними святоноситы. Отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ для святоноситов (–1.214 – –10,9) указывают на формирование расплавов при переработке пород древней континентальной коры, и опять же наиболее высокие значения присущи святоноситам, развитым вблизи пород фундамента Сибирской платформы.

Отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в святоноситах Центрально-Азиатского складчатого пояса, несмотря на различия в геологическом положении и составе контактирующих пород, варьируют в пределах 0,704045–0,707957, отражая взаимодействие мантийного и корового материала. Это отношение меняется в лейкократовых и меланократовых породах, а в последовательно образующихся сериях пород разных массивов единой направленности не установлено. В целом же эти отношения наиболее близки к значениям, характерным для образований, связанных с мантийными источниками. Каких либо особенностей в поведении отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в различных участках и массивах святоноситов не отмечается. В Мало-Быстринском массиве значения отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в главных фациях магматических пород – гранитах и чарнокитах (0,704045–0,707875) и святоноситах (0,705322–0,707409) близки. В конкретных случаях в разрезах всегда прослеживается возрастание величины $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ вблизи карбонатных пород, что указывает на влияние корового материала мраморов на изотопный состав вновь образованных гранитоидов, чарнокитов и святоноситов. Для сиенитов, ассоциирующих со святоноситами, характерны близкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, равные 0,705009 – 0,70694.

В целом же изотопные данные указывают на существенное влияние мантийного ма-

териала при формировании не только святоноситов, но и ассоциирующих с ними пород. Кроме того, повышенные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ подтверждают взаимодействие мантийных и местных источников на коре разного возраста и типа.

6. Для святоноситов всех регионов характерна: 1) их приуроченность к зонам активизации фундамента (протерозойского, рифейского, каледонского) во внутриконтинентальных областях; 2) отсутствие связи с определенным типом магматитов; 3) приуроченность к высококальциевым средам – мраморам, габброидам, контактам разнородных сред; 4) залегание в телах любой формы и местоположения; 5) смена ранних меланократовых гранатсодержащих ассоциаций более поздними мезолитовыми с гранатом, пироксеном, плагиоклазом, калишпатом и далее лейкократовыми магматическими породами с этими же минералами; 6) влияние субстрата ранних пород на поздние магматические ассоциации; 7) совместно со святоноситами всегда ассоциируют и безгранатовые пироксеновые (или амфиболовые) сиениты; 8) близость минерального состава. Типохимические свойства ряда минералов, например, граната, близки к таким классическим мантийным образованиям как карбонатиты. Петрогеохимические характеристики святоноситов и ассоциирующих с ними пород – повышенные содержания Zr, Sr, Ba, LTR, а также низкие значения величины ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ свидетельствует об участии в процессах петрогенезиса глубинных мантийных источников. В тоже время, переходы от ранних гранатсодержащих меланократовых пород к лейкократовым святоноситам, вариации в составе минералов; присутствие граната не только андрадитового, но и альмандин-гроссулярового ряда, повышенные величины ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ указывают на формирование святоноситов при взаимодействии между кальцитсодержащими вмещающими породами (габброидами или мраморами) с поступающим внешним материалом. По существующим представлениям святоноситы образуются: 1) при ассимиляции магмой известняков; 2) при постмагматическом преобразовании габброидов или ультрабазитов; 3) как конечный член единой гранит-щелочной серии при проявлении волны отраженной щелочности; 4) при магматическом замещении гранитоидами или сиенитами карбонатных пород; 5) под воздействием флюидов в контактах сланцев и мраморов. В литературе доминируют взгляды о том, что они являются гибридными породами, развитыми в контактах гранитов (сиенитов) с мраморами.

Вся совокупность имеющихся современных геолого-петрологических, минералого-геохимических и изотопно-геохронологических данных свидетельствуют о том, что святоноситы формируются при перерастании метасоматического замещения в магматическое под воздействием глубинных флюидов и проявлении диффузионно-инфильтрационного взаимодействия в контакте алюмосиликатных и карбонатных пород. Эти представления обоснованы тем, что святоноситы имеют близкие петрогеохимические и изотопные характеристики, при том, что имеют пространственные и генетические связи с широким спектром пород – чарнокитоидами, гранитоидами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, габброидами, а также отмечаются в виде изолированных тел вне контактов с другими магматическими породами.

7. В результате исследований подтверждено выделение святоноситов как определенного и устойчивого типа магматитов с присущими только им минералого-петрологическими и изотопно-геохимическими характеристиками, близкими к образованиям, связанным с глубинными мантийными источниками, и возникающим по одному механизму формирования. Геохимически святоноситы близки к породам внутриплитных обстановок и однозначно могут рассматриваться как индикаторный, и возможно единственный петротип, отражающий в совокупности специфику взаимодействия корового материала и мантийных плюмов в широком возрастном интервале.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ, (гранты № 02-05-64194, № НШ-768.2003.5), Интеграционный проект РАИ 6.7.2.

[1] Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 247 с.

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СТАДИЙНОЙ СИСТЕМЫ
«ПАЛЕООКЕАН – ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ – ПЛАТФОРМА –
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ОРОГЕН»
(НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ)**

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, m_leonov@ginras.ru

Южный Тянь-Шань в геодинамическом смысле представляет собой юго-западную часть Урало-Монгольского пояса (для палеозойского этапа) или часть Евразийского внутриконтинентального орогена (для альпийского этапа). Такое положение в структуре земной коры и место в эволюционном процессе делает рассмотрение данной территории особенно интересным в контексте формирования земной коры Азиатского региона.

Современный структурный план этого горного сооружения является результатом длительной истории геологического развития, которая в первом приближении может быть подразделена на четыре этапа. Ордовик – ранний палеозой: бассейн с корой океанического типа со сложной внутренней морфоструктурой. Средний карбон – пермь: общее сокращение пространства и формирование покровно-складчатого сооружения. Триас – ранний эоцен: относительно стабильный режим и становление эпипалеозойской платформы. Конец эоцена – настоящее время: активизация тектонического режима и возникновение внутриконтинентального орогена.

На ранних этапах (рифей – ранний силур) преобладал режим общего растяжения, приведший к раскрытию Туркестанского палеоокеана и связанный с латеральными движениями океанской литосферы и формированием зон рассеянного спрединга. В это же время формируются положительные морфоструктуры типа вулканических подводных и островных гряд. В пределах этих морфоструктур действует механизм гравитационной неустойчивости, который приводит к возникновению специфических структурно-метаморфических ансамблей с возникновением синформных структур, зон пластического течения и пр. Т. е. на ранней стадии действуют два в определенной степени независимых геодинамических режима – горизонтальное перемещение океанской литосферы (общий режим) и локальный процесс структурно-вещественной переработки вулканических морфоструктур.

С середины силура начинается морфоструктурная дифференциация океанического бассейна с возникновением линейных поднятий (карбонатных платформ и островных цепей с рифовыми постройками). Возникновение морфоструктурной дифференциации связано, вероятно, с изменением характеристик состояния океанской литосферы – сменой режима растяжения на режим сжатия. Это вызывает к жизни механизм изгибной неустойчивости (Лобковский, 1988), который стимулирует субпластическое латеральное перераспределение горных масс в коровом слое, формирование зон оттока (прогибы) и зон нагнетания (поднятия), а также образование соответствующего рельефа и структурных парагенезов.

С середины карбона наступает общее сокращение пространства, аккреция морфоструктурных элементов и общее сжатие. В условиях сжатия эмбриональные формы усложняются и вместе с отложениями бассейнов трансформируются в сложную покровно-складчатую структуру всей области в целом. На месте некоторых морфоструктурных элементов образуются интрабассейновые коллизионные швы и зоны малоглубинной интрабассейновой самоблокирующейся субдукции (selfclosing subduction). К концу карбона – началу перми на месте океанического пространства формируется сложно построенная покровно-складчатая область. Главным структурообразующим фактором на этом этапе является субмеридиональное сокращение пространства и субгоризонтальное сжатие.

Платформенный этап ознаменован процессами структурно-вещественного и изостатического выравнивания. Главный механизм – внутрикоровые процессы (пластическое

перераспределение горных масс, метаморфизм, плавление и др.), приведшие к возникновению слоистой структуры коры и отслаиванию гранитно-метаморфического слоя от расположенной выше осадочной оболочки. При этом часть осадочной оболочки вошла в состав консолидированного слоя.

Неотектонический этап связан с общей активизацией верхней мантии в пределах Центральной Азии, которая вызвала возникновение тектонических потоков в нижнем и верхнем коровых слоях с формированием зон оттока вещества (впадины) и зон нагнетания (горные сооружения). Поскольку эти процессы происходили в условиях напряженного состояния сжатия, проявился механизм изгибной неустойчивости, что нашло отражение в упорядоченном расположении прогибов и поднятий и волновой картине их пространственного распределения. В процессе формирования горного рельефа вновь, как и на ранних этапах, проявился и механизм гравитационной неустойчивости. Т. е. при формировании альпийской структуры Южного Тянь-Шаня действовали, по крайней мере, три механизма: основной – компрессионно-эжективный (Леонов, 1993) и сопутствующие ему механизмы изгибной и гравитационной неустойчивости. Этот вывод подтверждается детальными структурными исследованиями, геофизическими материалами и данными по напряженному состоянию горных масс в регионе.

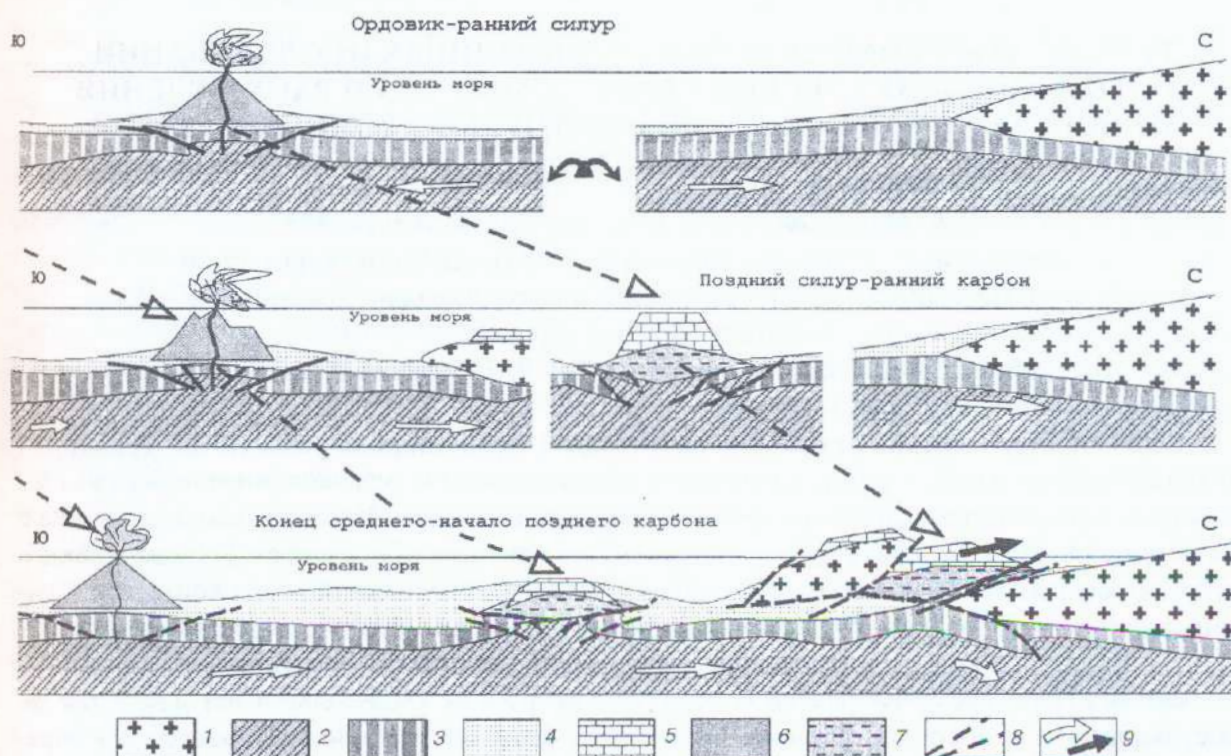


Рис. Фрагмент палеогеодинамической эволюции Южного Тянь-Шаня в палеозое (Алайский сегмент).

1 – континент Срединного Тянь-Шаня и Алайский микроконтинент; 2 – ультрабазитовый слой; 3 – габбро и базальты; 4 – терригенные, кремнистые и кремнисто-глинистые отложения, флиш с телами тектоно-гравитационных микститов; 5 – карбонатные отложения; 6 – вулканические постройки; 7 – метаморфизованные и рассланцованные вулканиты, кремнистые и терригенные породы; 8 – разломы; 9 – направление перемещений (сокращение пространства в период времени с девона до перми не менее 1500 км).

Таким образом, современная структура Южного Тянь-Шаня есть результат многофакторного тектогенеза и является отражением сложной интерференции различных геодинамических режимов и механизмов структурообразования, отражающих длительную и сложную эволюцию земной коры в регионе. При этом нужно подчеркнуть некоторые важные положения: (а) проявление некоторых режимов (как частных, так и общих) не де-

терминировано историей предшествующего развития – в частности, режимы геотектонического этапа не связаны напрямую с наследованным гедонистических режимов, сформировавших в палеозое покровно-складчатую область; (б) проявление таких режимов как изгибная и гравитационная неустойчивость на разных этапах геологической эволюции региона приводит к выводу, что существуют процессы более высокого ранга, чем принимаемые обычно механизмы структурообразования покровно-складчатого и платформенного режимов развития; (в) консолидированный слой региона на неотектоническом этапе подвержен интенсивным структурно-вещественным преобразованиям, что зафиксировано в широком проявлении структур пластического, хрупкопластического и катакластического течения, меланжировании и пр.

Работа выполнена по планам и при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса» и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 04-05-64148).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ – СХОДСТВА И РАСХОЖДЕНИЯ С БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМИ И ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов**, С.В. Вещева****

**Новосибирск, Институт геологии СО РАН, efletnik@uiggm.nsc.ru*

***Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
antonbor@ak9723.spb.edu*

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

Верхнепротерозойские отложения байкальской серии широко развиты на территории Прибайкалья, где их выходы протягиваются узкой полосой вдоль западного побережья оз. Байкал от мыса Кадильный на юге до долины р. Чая на севере. Их образования, наравне с хотскими вулканитами, соответствующими внутриплитным обстановкам [1], связывают с началом раскрытия Палеоазиатского океана в пределах пассивной континентальной окраины Сибирского кратона. Отложения байкальской серии несогласно залегают на метаморфизованных породах дорифейского фундамента Сибирской платформы и нижнепротерозойских гранитах приморского комплекса с возрастом 1864 ± 19 млн лет. [2], а так же на вулканогенных породах нуганской и базальтах хотской свит. Возраст последних определяется на основании того, что они перекрываются верхнерифейскими отложениями [1]. Верхняя возрастная граница байкальской серии устанавливается по залеганию на качергатской свите, вдоль всей окраины Западного Прибайкалья, отложений ушаковской свиты, которые датируются вендом [3].

В настоящий момент существует несколько точек зрения на возраст отложений байкальской серии – от 1 млрд лет до 600–550 млн лет. На протяжении нескольких десятилетий этот вопрос решался преимущественно на основе биостратиграфической корреляции со стратотипом (Южный Урал) и гипостратотипом (Учуро-Майский район Сибири) рифея и историко-геологических фактах [3, 4]. Из отложений байкальской серии и вышележащей ушаковской свиты известно 23 формы строматолитов, 29 микрофитолитов и 78 видов и межродовых таксонов микрофоссилий. С одной стороны базируясь на корреляции определенных форм строматолитов и микрофитолитов принят среднерифейский возраст нижних частей байкальской серии [4]. С другой стороны на основе межрегиональной корреляции форм микрофитолитов и микрофоссилий, и историко-геологических фактов существует точка зрения о позднерифейском возрасте байкальских отложений [4, 5]. Находки

Metazou и вендских тиллитовых горизонтов в аналогах байкальской серии [6] подводят нас к тому, что формирование отложений байкальской серии происходило в интервале 550–600 млн лет. Для терригенных пород голоуспенской и качергатской свит при совместных работах с В.П. Ковач (ИГДД РАН)(неопубликованные данные) получен модельный возраст источников сноса на основе Sm-Nd изотопных данных, который определяется в интервале 2,1–2,6 млрд лет. Это свидетельствует о том, что источником сноса обломочного материала для отложений байкальской серии послужили докембрийские породы фундамента Сибирской платформы. Исключение составляет одна проба с модельным возрастом около 1,8 млрд лет в верхней части качергатской свиты, что является следствием «разбавления» изотопных меток более древних пород пирокластическим материалом. В дальнейшем петрографические и геохимические исследования подтвердили этот вывод и в разрезе качергатской свиты из общей массы терригенных отложений был выделены туффиты.

Байкальской серии представлена отложениями голоуспенской, улунтуйской и качергатских свит. Все литотипы терригенных пород нижней части байкальской серии относятся к аркозам, а породы верхней части разреза тяготеют к границе раздела аркозов и граувакк. На основе петрографических и геохимических исследований терригенных пород байкальской серии можно заключить, что они образовались за счет продуктов разрушения гранитного материала. Исключение составляют алевритистые туффиты качергатской свиты, отражающие в данном случае существенную долю примеси в них кислого пирокластического материала. На основе литологических и геохимических данных можно заключить, что осадконакопление низов голоуспенской свиты байкальской серии происходило во внутриконтинентальных обстановках, далее вверх по разрезу голоуспенские и улунтуйские осадки накапливались в прибрежно-морских шельфовых обстановках пассивной континентальной окраины. Ко времени начала образования верхней качергатской свиты это уже был обширный водный бассейн. И только туффиты указывают на переход к условиям активной континентальной окраины и по своему составу отражают приуроченность источника материала к континентальным островным дугам. Отложения байкальской серии фиксируют начало раскрытия одной из ветвей Палеоазиатского океана.

Редкоземельные спектры пород голоуспенской, качергатской свит и гнейсогранитов фундамента Сибирской платформы имеют однотипный характер, что свидетельствует о постоянстве источников сноса, т. е. пород фундамента Сибирской платформы. При этом их спектры РЗЭ аналогичны спектру PASS с типичным Eu-минимум. Отличия отмечены только для кварцевых песчаников байкальской серии, для которых характерна Ce-положительная аномалия, связанная с присутствием турмалина среди обломков.

Изучение распределения РЗЭ в базальных слоях байкальской серии и подстилающих гранитах Приморского комплекса свидетельствует о том, что алевролиты, с которых начинается разрез серии, являются синседиментационными образованиями, а не представляют собой милонит в зоне контакта этих двух комплексов. На это указывают более высокие содержания в алевролите всех изученных редких и редкоземельных элементов относительно контактирующих гранитов Приморского комплекса. Исключение составляют Zr, Sr и U, два последних из которых являются подвижными элементами в зоне седиментогенеза, цирконию же более свойственно накопление в более крупнозернистых разностях обломочных пород, т. е. ближе к источнику сноса. Тренды распределения РЗЭ в алевролитах и вышележащих карбонатных отложениях имеют однотипный характер.

Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях улунтуйской свиты отличаются от таковых в терригенных отложениях серии. Это связано с тем, что содержания РЗЭ в хемогенно-органогенных породах, которыми в частности являются карбонатные, зависят от состава и количества нерастворимого остатка и концентрации РЗЭ в морской воде, а не наследуют специфику источников сноса. Содержания РЗЭ в карбонатных отложениях улунтуйской свиты варьирует от 2 г/т до 30 г/т. Тренд распределения РЗЭ в карбонатных отложениях этой свиты представлен слабонаклонной кривой с легким обогащением LREE

относительно HREE с характерным Eu-минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,58\text{--}0,75$). Значения Eu/Eu^* – типичны для раннепалеозойских карбонатных отложений шельфа обрамления Сибирской платформы [7]. Для карбонатных отложений байкальской серии характерна Ce положительная аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1,62\text{--}1,68$), нетипичная для большинства карбонатных отложений. Возможно, здесь существует наложение нескольких факторов, влияющих на накопление столь высоких концентраций Ce. Во-первых, присутствие среди обломочной части породы минерала-носителя Ce – турмалина. Во-вторых, повышенное содержание Mn, на оксиды которого активно осаждается этот элемент [8]. Следует заметить, что повышенные концентрации Mn влекут за собой увеличение содержаний РЗЭ только в том случае, если накопление происходит в мелководных окислительных обстановках при незначительной скорости осадконакопления [7]. Отношения LREE/HREE изменяется от 3,9 до 5,7 и соответствует субплатформенным обстановкам [7].

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в обогащенной первичной фазе улунтуйских образцов повышается в ряду известняк-доломит: 0.70842–0.70872 в группе I, 0.70868–0.70982 в группе II и 0.70924–0.70967 в группе III. Самое высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наблюдается в образцах голоустенских доломитов – 0.71094–0.71483. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в обеих группах известняков (гр. I и II) улунтуйской свиты в среднем на 1.5–2.0‰ ниже, чем в доломитах. Вместе с тем, значения $\delta^{18}\text{O}$ в голоустенских доломитах много ниже (–9.7...–7.0‰), чем в улунтуйских доломитах (–7.4...–5.5‰).

Исходные карбонатные осадки улунтуйской свиты были сложены арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом. Доломитизация известкового осадка происходила на стадии раннего диагенеза при участии флюида, содержащего Sr с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.710–0.711. Доломиты голоустенской свиты формировались по карбонатным осадкам с низким содержанием Sr, кроме того, их исходные Rb-Sr системы существенно нарушены, вероятно, при поступлении эпигенетического флюида из подстилающих силикокластических и гранитных пород. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках ($\text{Mg}/\text{Ca} < 0.03$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 5.0$) улунтуйской свиты варьирует в пределах 0.70842–0.70872 и характеризует это отношение в среде седиментации байкальского времени.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в неизмененных образцах голоустенской свиты повышаются от –2.6‰ в средней части горизонта до +2.8‰ в его кровле. В карбонатах улунтуйской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ устойчиво колеблются в пределах +3.8...+5.7‰.

Согласно этим характеристикам карбонатные отложения байкальской серии коррелируются с верхневендскими породами до немакит-далдынского возраста [9]: нижние горизонты серии Нама (формация Зарис, Западная Африка) и надсерии Хакф (формация Буа, Оман). Близкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (+2.2...+4.1‰) имеют верхневендские карбонатные породы маастахской и нижней части хатыспытской свит (Оленекское поднятие [10]). Sr-изотопная характеристика байкальских карбонатных осадков существенно отличается от аналогичной характеристики карбонатных отложений во всех изученных разрезах верхнего рифея: лахандинская серия Восточной Сибири, каратавская серия Южного Урала, серия Шалер Канады, серия Академикербрен Шпицбергена и формация Биттер Спрингс Австралии – где отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в пределах 0.70519–0.70686.

Полученные изотопные сведения вступают в противоречие с теми историко-геологическими и биостратиграфическими данными, которые требуют отнесения отложений байкальской серии к рифею.

В результате проведенных работ получен полный набор геохимических и изотопных характеристик отложений байкальской серии. Геохимические данные подтвердили и дополнили уже имеющиеся сведения об обстановке формирования отложений байкальской серии, которая несомненно отвечает пассивной континентальной окраине Сибирской платформы и свидетельствует о начале раскрытия Палеоазиатского океана. Изотопные исследования показали, что накопление отложений байкальской серии происходило в венде (около 550 млн лет) и связано во времени с раскрытием Байкальской ветви Палеоазиатского океана.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований ПФИ 7.6.1., ОНЗ РАН по программе «Изотопная геология: геохронология и источники вещества» и ИП СО РАН № 194, а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-65241, 03-05-65030 и 04-05-65124) и Фонда содействия отечественной науке (А.Б.К.).

- [1] Складов Е.В., Глазочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2000. № 6. С. 59-75.
- [2] Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 29-39.
- [3] Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25-33.
- [4] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, 2000. 320 с.
- [5] Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра, 1992. 158 с.
- [6] Советов Ю.К., Понамарчук В.А., Комлев Д.А. Нижняя граница и стратиграфия венда на юго-западе Сибирской платформы по вариациям в карбонатных отложениях δC^{13} // Изотопная геохронология в решении проблемы геодинамики и рудогенеза. Материалы совещ. СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 473-476.
- [7] Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления). Докл. РАН. 2003. т.393. № 2/ с. 235-240.
- [8] Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 2. С. 133-145.
- [9] Кузнецов А.Б., Анисимова С.А., Мельников Н.Н., Гелетий Н.К., Дольник Т.А., Летникова Е.Ф. Изотопная хемотратиграфия байкальской серии юго-западного Прибайкалья: предварительные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: ИГГД СО РАН, 2003. С. 233-236.
- [10] Knoll A.H., Grotzinger J.B., Kaufman A.J., Kolosov P. // Precamb. Res. 1995. V. 73. № 1/4. P. 251-270.

ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ, МОНГОЛИИ И КИТАЯ

С.В. Лысак

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

Рассматриваемая территория расположена в Центральной Азии и представляет собой сложное сочетание разнотипных и разновозрастных геологических структур, среди которых имеются относительно стабильные архейские и протерозойские блоки, окруженные активными орогенными поясами и бассейнами, содержащими кратоны, интеркратоны и/или рифтовые впадины палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Здесь происходили очень важные геодинамические процессы: мезозойская и кайнозойская тектонические активизации более древних структур, сопровождающиеся вулканической и сейсмической активностью, утонением континентальной литосферы в зонах рифтогенеза, разломообразованием и кайнозойской коллизией между Индийской и Евразийской плитами [1, 2]. На протекание этих процессов значительное влияние оказало термальное состояние литосферы, что подтверждается давно установленной прямой зависимостью между интенсивностью выноса глубинного тепла из недр Земли, определяемой величинами теплового потока (q , мВт/м²), возрастом геологических структур и их тектономагматической активизацией [3, 4].

Сравнение большого количества фактических данных по тепловому потоку рассмат-

риваемых регионов, в том числе более 900 определений по югу Восточной Сибири [5–12], около 200 – по Монголии [13–16] и более 1000 – по Китаю [17–19], с их геодинамической активностью позволяет установить по определенным диапазонам значений теплового потока геотермальную активность литосферы основных геологических структур.

Слабую геотермальную активность ($\sim 35\text{--}40 \text{ мВт/м}^2$) на юге Восточной Сибири имеют районы Сибирской платформы (Непский свод, Киренский, Марковский, Жигаловский валы), хребты Хамар-Дабан, Байкальский, Удоканский, Кодарский, Каларский, Витимское плоскогорье; в Монголии – Ихшанхайское поднятие, Среднегобийская и Дархатская впадины; в Китае – Джунгарский и Таримский структурные блоки.

Умеренной геотермальной активностью ($40\text{--}60 \text{ мВт/м}^2$) характеризуются Токкинская, Чарская, Верхнеангарская и Баргузинская рифтовые впадины, Читино-Ингодинская, Гусиноозерская, Боргойская и Еравнинская впадины, Даурский, Яблонево-Цаган-Хуртеевский хребты в Восточной Сибири; Хангайское, Алтайское и Прихубсугульское поднятия, Тэс-Селенгинская, Орхон-Толинская впадины и котловина Больших озер в Монголии; Ордосский, Санхуа-Ляохе, Хинган-Внутренняя Монголия, Южно-Китайский и Кайдамский блоки, Янчанская, Тайханская, Сычуань-Юнаньская и Северо-восточная структурные зоны в Китае.

Повышенную геотермальную активность ($60\text{--}80 \text{ мВт/м}^2$) имеют Байкальская, Баргузинская и Тункинская впадины, Ононский и Аргунский хребты, Ундино-Осинская впадина на юге Восточной Сибири; Чойбалсанская впадина, Хэнтейское и Прикеруленское поднятия, Ононский грабен (мезозойский рифт) в Монголии; Танчен-Лиджанская, Юго-восточная, Датон-Фейхе-Вейхе (рифт Шаньси), Кинхай-Тибетская активные структурные зоны и Северо-Китайский структурный блок на территории Китая.

Высокая геотермальная активность ($80\text{--}100 \text{ мВт/м}^2$) присуща впадинам оз. Байкал и оз. Хубсугул, расположенным в Байкальской рифтовой зоне, а также впадинам Ляохе и Бохай в Восточно-Китайской рифтовой зоне. В районах повышенной и высокой геотермальной активности имеются многочисленные термальные источники, приуроченные к зонам активных разломов [20, 21].

Геотермальная активность литосферы на некоторых участках в Центральной Азии достигает очень высоких (более $100\text{--}250 \text{ мВт/м}^2$) и даже экстремально повышенных значений – до нескольких сотен и даже тысяч мВт/м^2 . Такую активность имеют зоны сжатия и коллизии в Квантангском блоке (на Тибетском плато) и горячие озера в Гималаях. В активных разломах, контролирующих кайнозойские рифты (например, Байкальский), вынос глубинного тепла на отдельных локальных участках превышает $200\text{--}1000 \text{ мВт/м}^2$ и достигает даже 19000 мВт/м^2 [20].

Вариации геотермальной активности в рассмотренных регионах Центральной Азии генетически связаны с тектонической активизацией литосферы в зонах подъема астеносферных и мантийных диапиров, с конвективным выносом глубинного тепла по зонам активных разломов, среди которых наиболее термоактивны кайнозойские сбросы, сдвиго-сбросы и сбрососдвиги, менее активны – надвиги и сдвиги [21].

Анализ термального состояния глубинных недр Центральной Азии и его сопоставление с вариациями других геодинамических параметров свидетельствует об активной роли внутриземного тепла при тектонических перестройках в литосфере, так как выявленным геотермальным аномалиям соответствует повышение интенсивности современных тектонических движений, разломообразование, уменьшение (иногда увеличение) толщины земной коры и литосферы в целом, геодинамическая и тепловая эволюция основных геологических структур [22]. Геотермические аномалии часто совпадающие с зонами разгрузки подземных флюидов, обусловлены преимущественно усилением тектоно-термальной активности и конвективным выносом глубинного тепла из более проницаемых и подвижных участков в зонах активных разломов и повышенной раздробленностью верхней части литосферы, имеющей неоднородную термальную структуру и сложный геотермический режим.

- [1] Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // *Science*. – 1975. – 189. – P. 419-426.
- [2] Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии // *Геолого-геофизические и подводные исследования оз. Байкал*. – М.: Наука, 1979. – 190 с.
- [3] Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms and the thickness of the lithosphere // *Tectonophysics*. – 1977. – 38. – P. 279-296.
- [4] Morgan P. Constraints of rift thermal processes from heat flow and uplift // *Tectonophysics*. – 1983. – 94. – P. 277-298.
- [5] Лысак С.В. Новые данные о закономерностях изменения глубинных температур и тепловом потоке юга Восточной Сибири // *Геотермия*. – М.: ГИН АН СССР, 1976. – 1. – С. 77-86.
- [6] Голубев В.А. Геотермия Байкала. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. – 150 с.
- [7] Балобаев В.Т., Володько Б.В., Голубев В.А. и др. Каталог данных по тепловому потоку Сибири (1966–1984 гг.). – Новосибирск: ИГТ СО АН СССР, 1985. – 82 с.
- [8] Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. Тепловое поле недр Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. – 197 с.
- [9] Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – 200 с.
- [10] Голубев В.А. Гидротермальный сток и тепловое поле Байкальской рифтовой зоны // *Докл. АН СССР*. – 1988. – 302, № 3. – С. 575-578.
- [11] Голубев В.А. Разгрузка и статистическая устойчивость термальных вод в озере Байкал // *Докл. РАН*. – 1992. – 322, № 1. – С. 64-68.
- [12] Лысак С.В., Дорофеева Р.П. Геотермический режим верхних горизонтов земной коры в южных районах Восточной Сибири // *Докл. РАН*. – 1997. – 352, № 3. – С. 405-409.
- [13] Голубев В.А. Геотермические исследования на озере Хубсугул и его горном обрамлении // *Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона*. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1995. С. 123-145.
- [14] Дорофеева Р.П., Синцов А.А., Бат-Эрдэнэ Д. Тепловой поток территории Монголии // *Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона*. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1995. С. 123-145.
- [15] Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М.: Изд-во Рос. ун-та дружбы народов. – 1996. – С. 157-221.
- [16] Лысак С.В., Писарский Б.И. Оценка теплового потока по изотопному составу гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов // *Вулканология и сейсмология*. – 1999. – 21, № 3. – С. 45-55.
- [17] Wang J., Huang S. Compilation of heat flow in the China continental area (2 nd Edition) // *Seismology and Geology (in Chinese)*. – 1990. – 12 (4). – P. 351- 366.
- [18] Xiong L.P., Lui J., He L. L., Hu S.B., Wang J.Y. Heat flow and hot spring data-base and complication of geothermal map-set by computer // *Proceeding of the World Geothermal Congress*. – Italy. – 1995. – 1. – P. 75-80.
- [19] Hu S., He L., Wang J. Heat flow in the continental area of China^ a new data set // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – 179. – P. 407-419.
- [20] Golubev V.A., Klerkx J., Kipfer R. Heat flow, hydrothermal vents and static stability of discharging thermal water in the Lake Baikal (South-Eastern Siberia) // *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*. – 1993. – 17, N 2. – P. 33-65.
- [21] Лысак С.В. Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири // *Геология и геофизика*. – 2002. – 43, № 8. – С. 791-803.
- [22] Лысак С.В., Дорофеева Р.П. Термальное состояние литосферы в Монголии // *Геология и геофизика*. – 2003. – 44, № 9. – С. 929-941.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mazuk@crust.irk.ru

Согласно существующих представлений [1, 2] основной фазой закрытия Палеоазиатского океана являются каледонские события. Однако после этих событий остался реликт этого палеоокеана в виде клиновидного Монголо-Охотского океана. Последний в интервале времени с позднего триаса и до конца раннего мела испытывал закрытие, вызванное сближением Сибирского и Китайского континентов. Процесс закрытия океана мигрировал с запада на восток.

В результате субдукционных процессов этого времени южная часть Сибирского континента в контурах современного Забайкалья была трансформирована в активную континентальную окраину с формированием сложно построенной орогенной системы. В ее структуре восстанавливаются фрагменты впадин и поднятий, сопряженных со сдвиго-надвиговыми дислокациями и зонами, напоминающими рисунок пальмового дерева. В совокупности указанные структурные элементы соответствуют транспрессионному этапу в становлении орогенной системы.

Начиная с поздней юры на западном фланге возникшей орогенной системы устанавливаются признаки формирования структур растяжения, которые могут быть связаны с процессами коллапса орогена. Явления растяжения привели к возникновению комплексов метаморфических ядер кордильерского типа, которые характеризуются аномально деформированной и метаморфизованной корой [3, 4; 5]. Морфологически комплексы метаморфических ядер в современной структуре региона представляют собой сочетание поднятий и комплиментарных им рифтовых впадин.

Большинство исследователей, изучавших межгорные впадины Забайкалья, рассматривало их как грабены либо как грабен-синклинали, генетически связанные с глубинными разломами северо-восточного простирания либо выделяли их в самостоятельный тип структур «впадин забайкальского типа». Согласно других точек зрения, в частности купольной модели, впадины с юрско-меловыми выполнением представлялись как межкупольные депрессии, т. е. генетически связывались с ростом куполов. Для наиболее объективного решения вопроса о возможном механизме формирования меловых впадин Забайкалья необходимо учитывать геолого-структурные данные не только по впадинам, но и по сопряженным с ними поднятиям, которые соответствуют комплексам метаморфических ядер. В связи с этим кратко рассмотрим основные особенности строения и развития поднятий, комплиментарных впадинам. Прежде всего, поднятия выражены в рельефе в виде хребтов, имеющих сводообразную морфоструктуру. В апикальных частях хребтов экспонируются разновозрастные огнейсованные граниты, текстуры которых очерчивают протяженные (до 180 км) и сравнительно узкие валы (25–30 км). По своим параметрам хребты вполне соизмеримы с комплиментарными им впадинами. В краевых частях гнейсовых валов картируются мощные зоны динамометаморфизованных пород, полосчатость которых параллельна гнейсовидности. Признаки сопряженного динамометаморфизма установлены в разновозрастных осадочных породах (от пермских до среднеюрских), которые располагаются стратиграфически выше гранитоидов и не являются их вмещающей рамой.

Для комплексов метаморфических ядер кордильерского типа характерно три структурных уровня: фундамент, покров и разделяющая их зона срыва (детachment), а также сочетающиеся с ними структурные признаки: пологая гнейсовидность, подчеркивающая аркообразную архитектуру поднятия, и линейность с однообразной ориентировкой. Возраст первичных породных комплексов, вовлеченных в дислокационный метаморфизм, может варьировать от докембрийских до кайнозойских. Важным признаком является то, что все породы покрова смещены по зоне глубинного срыва относительно фундамента. Разломы в покрове характеризуются сбросовой кинематикой и не проникают в фундамент. Для объ-

яснения формирования глубинного срыва применяется несколько моделей, но наиболее предпочтительна модель Б. Вернике [6].

В Забайкалье комплексы ядер образуют полосу северо-восточного простирания, прослеживающуюся из Монголии в структуры Алдано-Станового щита. Ранее эти образования по степени метаморфического преобразования пород и деформации относили к раннедокембрийским комплексам, слагающим фрагменты кратонных террейнов. Наиболее детально они изучены в пределах Заганского и Бургутуйского хребтов. Образования Заганского комплекса метаморфического ядра располагаются среди осадочно-вулканогенных и магматических образований от среднего палеозоя и позднего мезозоя. В его составе выделяются зона ядра, представленная преимущественно позднепалеозойскими разнообразными гранитоидами; зона детачмента, сложенная гнейсированными гранитами и тектонитами. Переход от магматических образований к милонитовым гнейсам постепенный. Среди милонитовых гнейсов и тектонитов отмечаются силлы синкинематических граносиенитов, которые также тектонизированы. Тектониты по степени преобразования исходных пород делятся на протомилониты, истинные милониты, милонитовые сланцы, бластомилониты и псевдотахилиты. Характерным признаком метаморфических образований является пологое ($10\text{--}30^\circ$) залегание гнейсовидности и сланцеватости. Отмечаются футляровидные складки. Выделяются два типа линейности: а и в. А-линейность преобладает и характеризуется минеральным и структурным выражением. Она имеет устойчивое направление по линии северо-запад юго-восток [3, 4]. Кинематические признаки мезо- и микро-структур тектонитов указывают на то, что смещение в разных крыльях структуры осуществлялось в одном направлении на юго-восток. Процесс смещения реализовался в условиях простого сдвига. Время тектонического экспонирования оценивается 112–119 млн лет (Ar-Ag метод).

Аналогичный набор структурно-вещественных признаков был установлен для Бургутуйского комплекса метаморфического ядра, расположенного юго-восточнее Заганского [7]. Для региона характерно своеобразное тектоническое строение, резко контрастирующее с обрамляющими ее структурами. Своеобразие состоит в том, что для района свойственны преобладающие северо-западные ориентировки линейных структурных элементов, развитие пологих плоскостных текстур, описывающих куполовидную структуру, и динамометаморфическое преобразование пород, достигавшее амфиболитовой фации метаморфизма. Этот структурно-вещественный комплекс аномально вырисовывается на фоне субширотной ориентировки основных структурных элементов Юго-Западного Забайкалья, сложенных осадочно-вулканогенными и интрузивными образованиями от перми до мела и не затронутых метаморфизмом. В строении Бургутуйской структуры также выделяется ядро, обрамленное динамометаморфизованными терригенно-вулканогенными образованиями (метаконгломераты, метаэффузивы разного состава), условно относящимися к венду-нижнему кембрию. Кинематические признаки смещения указывают на то, что тектонический транспорт вещества осуществлялся в юго-восточном направлении. Возрастные же датировки показывают, что процесс тектонического перемещения приходился на верха неокома (133–115 млн лет Ar-Ag метод по амфиболу и биотиту).

Установленные структурно-кинематические и морфологические признаки в строении познемезозойского орогена не противоречат предположению, что их формирование отражает время развала орогена и проявления условий растяжения. Эти явления на завершающих эпизодах развития сопровождались ингрессией опресненного моря по системе раннемеловых впадин в глубь Забайкалья с востока. На это указывают установленные в разрезах некоторых впадин углеродистых сланцев с обильной морской фауны, так называемые рыбные сланцы [8]. Таким образом, познемезозойская геодинамика Забайкалья представляет собой пример эволюции орогенного сооружения от момента его зарождения до распада. Распад орогена, возникший в результате гравитационной неустойчивости утолщения коры, протекал в условиях растяжения и сопровождался формированием комплексов метаморфических ядер кордильерского типа и рифтовых впадин.

Исследования выполнены в рамках Интеграционной программы РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» и при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64481, 04-05-64412, 04-05-64148).

- [1] 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.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – Кн. 1. – 326 с.
- [3] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. и др. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГМ, 1997. – 182 с.
- [4] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. и др. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // Докл. РАН. – 1994. – Т. 339, № 1. – С. 83-86.
- [5] Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Гнейсовые валы и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Докл. РАН. – 1996. – Т. 349, № 1. – С. 70-73.
- [6] Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extended orogen // Nature. – 1981. – V. 291. – P. 645-648.
- [7] Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Донская Т.В. и др. Раннемеловой рифтогенез Забайкалья // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Материалы Междунар. науч. конф. – Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2002. – С. 122-125.
- [8] Несов Л.А., Старков А.И. Меловые позвоночные из Гусиноозерской котловины Забайкалья и их значение для определения возраста и условий образования отложений // Геология и геофизика. – 1992. – № 6. – С. 10-19.

СТРУКТУРА И ПРОБЛЕМЫ РАСШИФРОВКИ ТЕКТониКИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА ОЛЬХОН (БАЙКАЛ)

А.М. Мазукабзов, В.С. Федоровский**, Е.В. Скляров*, А.Б. Котов****

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

***Москва, Геологический Институт РАН, west45@online.ru*

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

Структура острова Ольхон формировалась в процессе закрытия Палеоазиатского океана и каледонской коллизии Ольхонского террейна и Сибирского континента [1, 2]. В составе террейна выделяются три части – юго-западная (Приольхонская), северо-западная («материковое» побережье пролива Малое Море) и северо-восточная (собственно о. Ольхон). Для Приольхонской части террейна восстановлена сложная структурная эволюция, выраженная покровным, купольным и сдвиговым парагенезами [2, 3]. Степень изученности геологии и структуры о. Ольхон пока недостаточна по сравнению с Приольхоньем. Предполагается, что по многим параметрам структурная эволюция метаморфических толщ острова сходна с таковой Приольхонья, но прямых свидетельств такой корреляции пока мало.

Хороший объект для детальной работы – северная оконечность о. Ольхон; она лишена лесной растительности, характеризуется средней степенью обнаженности, что позволяет проследивать выделяемые горизонты на значительные расстояния. Это хорошо видно при анализе аэрофото- и космических снимков.

Сложная складчатая композиция этой территории образована метаморфическими породами (амфиболитовая и гранулитовая фации). Это различные гнейсы, мраморы, кальцифиры, амфиболиты и в небольшом объеме кварциты. Среди них размещаются многочисленные тела комбинированных даек и жильных гранитов. Гранулитовая фация занимает крайнюю северо-восточную часть острова – мыс Хобой и полосу прибрежных скал, об-

ращенных к проливу Малое Море. Возраст гранулитов около 500 млн лет [4].

На слабо расчлененной поверхности севера острова выделяется большое количество мраморных горизонтов переменной мощности, которые при картировании нередко принимаются за маркирующие и с их помощью восстанавливаются складчатые структуры, имеющие северо-восточное простирание. Однако полной уверенности в их структурной расшифровке, а следовательно и в стратиграфическом положении таких «маркеров» нет. Это вызвано целым рядом объективных причин. И прежде всего попытки «выстроить» стратифицированный разрез сталкиваются с затруднениями, связанными с тем, что наряду с обычными на вид слоистыми мраморами, среди карбонатных горизонтов весьма многочисленны и синметаморфические мраморные меланжи с крупными обломками и включениями силикатных пород. Само присутствие мраморного меланжа делает попытки построения нормальных стратиграфических разрезов с их участием бесполезными. Возникают трудности и при попытках интерпретации наблюдений при изучении разреза вдоль северной оконечности острова. В сравнении с плановым рисунком информация, полученная по береговым эскарпам, во много раз выше. Здесь, на фоне кажущегося однообразного крутого залегания толщ, устанавливаются структурные элементы, указывающие на многостадийный процесс формирования складчатых дислокаций, в результате которого метаморфические комплексы приобрели крутые залегания с преобладающим юго-восточным падением элементов полосчатости, сланцеватости и слоистости. Зачастую метаморфические породы слагают тектоностратиграфические пакеты, которые не поддаются достаточно полной структурной расшифровке. Внутри этих пакетов фиксируются изоклинальные складки с видимой амплитудой от первых метров до нескольких десятков метров. По условиям погружения шарниров среди этих складок выделяются две группы: складки с пологими (субгоризонтальными) и с крутыми погружениями шарниров, что указывает на разные кинематические условия их формирования. В круто залегающих пакетах нередко наблюдаются будины разных размеров. Интересны крупные будины (мегабудины) размеры которых в сечении $b \times c$ достигают 60 x 70 м. Строение их в горизонтальном срезе в виде зонального полосчато-слоистого внутреннего сложения и обрамляющих их пород может восприниматься как линейная протяженная структура соответствующая антиклинали либо синклинали в зависимости от эрозионного среза. На самом же деле они соответствуют ложноскладчатым структурам [5], которые не всегда могут быть четко диагностированы при картировании в условиях слабой обнаженности, что может приводить к ошибочным построениям.

Интересная структурная композиция наблюдается в скальных обнажениях в 2 км к северу от Узур. Здесь отмечается резкое несоответствие наблюдаемых структур в скальном разрезе. Это позволило А.А. Бухарову высказать точку зрения о различных структурных ярусах, слагающих о. Ольхон [6]. Действительно в нижней части эскарпа, высота которого составляет около 250 м, ориентировка структурных элементов метаморфических образований характеризуются крутым (60–80°) падением на юго-восток. Породы испытали два этапа деформаций и характеризуются соответствующими структурными парагенезисами. В верхней части скал наблюдается простое строение, которое напоминает фрагмент вертикальной флексуры или стулообразной складки. В ней хорошо выделяется полого волнистая смыкающая часть протяженностью до 350 м и крутые крылья. Структурный парагенез в пределах пологой части флексуры предельно простой и возник в результате одного этапа деформаций. Непосредственно характер перехода между этими структурными уровнями изучить не удалось. В целом геологический материал, полученный к настоящему времени, разноречив и позволяет высказать несколько точек зрения по данному объекту.

1. Дисгармоничный структурный стиль обусловлен разной компетентностью (реологическими свойствами) толщ участвующих в совместной деформации. На это могут указывать следующие данные. Верхний структурный уровень характеризуется весьма простым парагенезом структур: полосчатость – S (возможно совпадает со слоистостью),

складки – F_1 , кливаж осевой поверхности секущий полосчатость – S_1 , будинаж. Нижний деформационный этаж имеет более сложный набор структур: фрагменты слоистости – S_0 , складки – F_1 , кливаж – S_1 , полосчатость – S_2 , складки – F_2 , будинаж – B_{1+2} . Деформация коаксиальная и шарниры субпараллельны. Пик метаморфизма приходится на второй деформационный этап.

2. Наблюдаемые структурные уровни соответствуют разным тектоническим пластинкам, совмещенным по зоне пологого срыва (надвига) и затем совместно деформированные. Возможно, это выжатый покров. Структурные парагенезы и коаксиальный план деформаций не противоречат такому предположению. Недостающим звеном здесь является отсутствие сведений о наличии зоны срыва и ее кинематике.

3. Действительно, можно предполагать, что здесь обнаруживается фрагмент углового несогласия между разновозрастными толщами, вовлеченными в совместные деформации и метаморфизм. Однако в этом случае характер деформаций, наложенных на образования нижнего структурного уровня не согласуется с характером деформаций в верхнем. Кроме того, предположению о присутствии здесь разновозрастных толщ противоречит одноактный характер метаморфизма, свойственный и тем, и другим.

Для выбора наиболее полно обоснованного варианта интерпретации структуры необходимо проведение детальных структурных исследований на этом участке. Полученные здесь материалы могут внести серьезные коррективы в представления о структуре региона и его развитии в целом.

Сравнивая структурные парагенезы, выявленные в северной части острова Ольхон с парагенезами южной части Ольхона нельзя не заметить, что они различаются. Для первого района пока не выявлены структурные элементы, обусловленные купольным тектогенезом. Причина этого явления пока не имеет своего объяснения. Возможно она связана с особенностями проявления тектогенеза на данном участке коллидирующих структур либо с составом толщ вовлеченных в тектогенез или с недостаточной степенью изученности северной оконечности острова Ольхон.

Определенный интерес вызывают жилые тела гранитов, секущие все ранее сформированные структурные элементы и относятся к посткинematicким образованиям. По условиям залегания они обособляются в две системы: пологие и крутопадающие. Пологие жилы погружаются в двух направлениях: в северо-восточном и северо-западном. Они хорошо выделяются в береговых обнажениях, но пока их надежно не удалось закартировать на поверхности плато. Естественно, когда это будет сделано, мы сможем получить более полную структурную картину всей площади. Крутопадающие жилы имеют северо-западное простирание и хорошо прослеживаются на поверхности плато. Формирование гранитоидных жил, вероятно, осуществлялось в условиях объемного растяжения при коллапсе орогенного сооружения.

Суммируя данные, можно видеть, что для восстановления полной структурной картины региона необходима увязка наблюдений выполненных при площадном картировании с данными по береговым разрезам. Только в этом случае можно будет избежать серьезные недоработки при составлении геологической карты.

Исследования выполнялись в рамках Интеграционной программы РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» и при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64481, 02-05-64182, 04-05-64412).

- [1] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. – № 3. – С. 3-22.
- [2] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [3] Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. – № 4. – С. 30-45.

- [4] Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии – раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами. Автореферат докт. дис. – М., 2004. – 36 с.
- [5] Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. – Л.: Наука, 1976. – 237 с.
- [6] Байкал в цифрах (краткий справочник). Автор-составитель А.А. Бухаров. – Иркутск: Изд-во ИП «Макаров С.Е.», 2001. – 71 с.

УСЛОВИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНАТИЗИРОВАННЫХ ОСНОВНЫХ СЛАНЦЕВ П-ОВА СВЯТОЙ НОС (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.А. Макрыгина, З.И. Петрова, Л.Ф. Суворова
Иркутск, Институт геохимии СО РАН, makr@igc.irk.ru

В предыдущей работе мы изложили результаты исследования редкой Cr-V минерализации в графитовых мраморах п-ова Святой Нос, наличие которой однозначно свидетельствует о продолжении отложений ольхонской серии на этом полуострове [1]. В северной его части преобладают выходы основных кристаллических сланцев с широким развитием наложенных гранат-кварцевых парагенезисов. Они имеют большое сходство с эклогитоподобными породами Чернорудско-Баракчинской зоны Приольхонья [2]. Задачей данной работы является детальное изучение состава этих пород и их минералов и определение РТ-условий метаморфизма сланцев и последующего их преобразования.

Метаморфические породы п-ова Святой Нос представлены чередованием пачек основных гранат-биотит-пироксеновых и амфибол-пироксеновых сланцев, гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов и триады графитовых мраморов, диопсидовых плагиосланцев с пластами кварцитов. Гнейсово-сланцевые пачки преобладают в южной и северной частях полуострова, а кварцито-сланцево-карбонатные – в средней его части. В данной работе главное внимание сосредоточено на основных сланцах, слагающих северное окончание Святого Носа – мыс Верх. Изголовье (рис.), поскольку здесь практически нет выходов поздних гранитоидов, затрудняющих изучение собственно метаморфических процессов. Породы имеют северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад. Их многократно пересекают субширотные, почти вертикальные зоны меланжа, эффектно прояв-

ленные в пачках переслаивания мраморов, диопсидовых сланцев и кварцитов и включающие обломки гранитного материала, что свидетельствует об их позднем формировании по отношению к главному этапу метаморфизма и сопряженной с ним гранитизации.

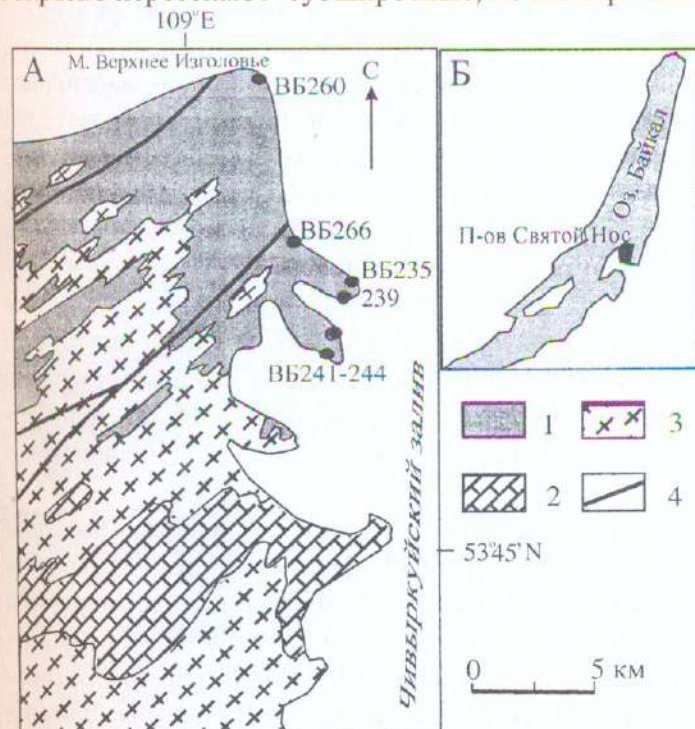


Рис. Схема геологического строения северной части п-ова Святой Нос по [4] с дополнениями авторов.

Святоносская (ольхонская) серия: 1 – гнейсово-сланцевая пачка, 2 – кварцит-сланцево-мраморная пачка, 3 – граниты и граносиениты. Точки – места отбора проб и их номера.

Наиболее ранними породами являются диопсид-амфиболовые, редко двупироксеновые плагио-сланцы и амфиболиты, по составу похожие на габброиды, но с гранобластовыми метаморфическими структурами. В то же время содержания кальция в некоторых из них слишком высоки по отношению к магнию и наряду с плагиоклазом появляется скаполит. Протолитом таких прослоев, возможно, послужили туффиты, сложенные смесью основной пирокластике и карбонатного материала.

Гранатсодержащие разности сланцев характеризуются крайне неустойчивым минеральным составом. Их описывали как чередование основных сланцев с гранат-биотитовыми гнейсами [3], но позднее те же авторы указывают на широкое распространение линз и маломощных прослоев гранатсодержащих пород, составляющих не более 1 % объема сланцев [4]. По нашим наблюдениям развитие граната наблюдается вдоль сланцеватости пород совместно с кварцем и оранжевым биотитом. В обнажениях отчетливо видно, что эта ассоциация минералов образует выклинивающиеся линзовидные прожилки и является наложенной, хотя случаев прямого замещения пироксена гранатом не отмечено. По пироксену развивается биотит или почти бесцветный актинолит. Для редких прослоев мраморов в этой зоне характерно формирование форстеритовых кальцифиров, а затем диопсид-плагиоклаз-скаполитовых скарнов. Особенностью всей ассоциации пород является наличие графита, обычно в пределах 1 объем %, иногда до 5 %.

Состав ранних сланцев близок габбро и пироксенитам, что согласуется со средне- и крупнозернистым, иногда массивным сложением этих пород. Содержания MgO , FeO и CaO меняются в широких пределах при близком уровне концентраций кремния. Редко-элементный состав подтверждает принадлежность протолита к основным породам, особенно содержания Ni (740 г/т) и Cr (1000–1500 г/т) в ряде проб с высоким магнием. В сланцах, где в качестве протолита предполагаются туффиты, концентрации этих элементов на порядок ниже. Для всех пород, кроме наиболее магнезиальных, характерен средний, «диоритовый» уровень концентраций $P3Э$. При развитии гранат-биотит-кварцевого парагенезиса наиболее заметно растут содержания SiO_2 и снижаются – CaO , MgO , Ni и Cr . Поскольку графит не характерен для исходных основных пород, его повсеместное присутствие в основных сланцах свидетельствует о процессе графитизации, которая так же широко проявлена, как и в Чернорудско-Баракчинской зоне [5].

Основные сланцы п-ова Святой Нос сложены полиминеральными ассоциациями, которые представляют несколько разных по времени образования парагенезисов. Наиболее ранний состоит из геденбергит-диопсидового пироксена (# 64–68 %, 0,7–1,7 мас. % Al_2O_3), глиноземистой роговой обманки гастингсит-чермакитового ряда и основного плагиоклаза № 52–72. Их протолитом, судя по петрогеохимическому составу и довольно массивным текстурам, были габброиды или долеритовые силлы. В них вдоль грубой сланцеватости развивается биотит-кварц-гранатовая ассоциация с одновременным замещением салита магнезиальным актинолитом, а роговой обманки промежуточным по составу амфиболом с 5 мас. % Al_2O_3 . Гранаты имеют темно красную окраску и размеры от 3 мм до 10–20 мм. Они представлены альмандиновыми (50–60 %) разновидностями с 15–25 %grossулярового и пиропового миналов. Большинство из них практически гомогенны, но встречаются зерна с регрессивным типом зональности, где центральная часть обогащена магнием, а краевая – кальцием и марганцем при близком содержании железа. Составы минералов обеих ассоциаций (салиты, биотиты, гранаты, плагиоклазы) отвечают условиям гранулитовой фации, а довольно высокая доля в гранате grossуляровой составляющей свидетельствует о повышенных давлениях.

Расчеты температур по биминеральным геотермометрам для 7, 8 и 9 килобар дали достаточно высокие значения, отвечающие гранулитовой фации (табл.). В гранат-амфибол-пироксеновом сланце ВБ241 в центре зерен граната сохранились температуры пика процесса – 725–808°C по гранат-клинопироксеновому и 780–848°C по гранат-биотитовому геотермометрам со снижением в каймах зерен до 699–738 и 679–713°C, соответственно. Такой же сланец ВБ235 с гомогенным гранатом дал температуры, близкие

краевым частям зональных зерен – 676–732°C по гранат-клинопироксеновому и 645–669°C по гранат-биотитовому геотермометрам. Более высокотемпературный характер сланца ВБ241 подтверждается высокими концентрациями титана в биотите – 4,16–4,97 мас. % (против 2,84–3,58 в обр. ВБ235) и повышенной глиноземистостью салитов.

Таблица

РТ-условия формирования сланцев по данным геотермобарометров

№ № пр.	Геотермометры	P, kbar	T ⁰ C					
			Holdaway	Perchuk	Pattison	Ellis, Green	Powell	Thermocalc
ВБ235, Святой Нос	Gr-Bi	8	669	645				717+/-70
	Gr-Cpx	8			694	697	676	
	Gr ₂ -Cpx ₂	8			713	732	713	
	Cpx-Pl-Gr-Act-Bi-Q	8.7+/-1.6						
ВБ241, Святой Нос	Gr-Bi, core	8	848	780				796+/-108
	Gr-Bi, rim	8	713	679				
	Gr-Cpx, core	8			808	746	725	
	Gr-Cpx, rim	8			738	720	699	
	Cpx-Pl-Gr-Am-Bi-Q	8						
ПО 1110 Ольхон	Gr-Bi, core	7	895	812				
	Gr-Bi, rim	7	834	765				
		8	839	769				
ПО958 Ольхон	Gr-Cpx, core	8				739	728	
	Gr-Cpx, rim	8				620	607	

Расчет по программе THERMOCALC оказался возможен только для всей полиминеральной ассоциации. Он дал близкие значения температур: 792–795°C для сланца ВБ241 и 673–717°C для образца ВБ235, но с очень большой ошибкой и давление 8,7±1,6 килобар. Для сланца ВБ235 наиболее вероятные из рассчитанных программой реакций с наименьшими ошибками дают следующие значения температур:

- 1) 2Di + Ts + Parg + 3Ab → Py + 2Grs + 2Gl (655°C, 9 kb),
- 2) 2Di + 3Fact + 4 Ts + 7Parg + 21Ab → 10Grs + 5Alm + 14Gl (638°C, 8; 689°C, 9 kb),
- 3) 6Hed + 3Fact + 9 Parg + 36 An → 14Grs + 7Alm + 12Ts + 9Ab (745°C, 8; 823°C, 9 kb),
- 4) 3Fact + 9Parg + 36An → 10Grs + 5Alm + 6Cats + 12Ts (665°C, 8; 759°C, 9 kb).

Две первые реакции должны протекать в условиях повышения давления, в результате чего за счет альбитовой составляющей плагиоклаза образуется глаукофановый минал амфибола. По двум вторым также происходит формирование Са-граната за счет пироксена, амфибола и анортита.

В этих реакциях не включен кварц, хотя в линзах и прослоях с гранатом и биотитом он обязательно появляется, а порода в целом обогащается кремнием. Видимо, кварц не выделяется при реакциях замещения, а кремний привносится и является катализатором метасоматического преобразования породы. При этом начало роста граната соответствует условиям гранулитовой фации метаморфизма с некоторым снижением T к концу роста его зерен, но с сохранением повышенных давлений. На петрогенетической сетке Н.Л. Добрецова сланцы попадают на границу начала эклогитизации пород и в этом плане их следует называть эклогитоподобными, так как они не содержат типичных минералов эклогитов. В переслаивающихся с основными сланцами доломитовых и кальцит-доломитовых мраморах одновременно с «эклогитизацией» сланцев происходит формирование форстеритовых кальцифиров и актинолит-скаполит-диопсидовых скарноподобных пород. Подобные явления наблюдались нами и в ольхонской серии. В качестве примера приведены РТ-параметры линзы диопсид-анортит-гранат-эпидотовой породы, отобранной на о. Ольхон и содержащей помимо перечисленных минералов обособление кварца с отдельными зернами калишпата. Андрадит-гроссуляровый состав граната, практически не содержащего пирропа, высококальциевый состав остальных минералов отвечает известковому скарну, а

калишпат с 2,69 мас. % ВаО и кварц относятся уже, видимо, к вмещающим метасоматит гранат-биотитовым мигматитам. Та и другая породы являются продуктом гранитизации мрамора и гранат-биотитового гнейса. Высокие концентрации бария в калишпате свидетельствуют о повышенных давлениях, а температура формирования скарна по данным гранат-клинопироксенового геотермометра меняется от 730°C в ядре до 620°C в краевой зоне. В то же время гранатизация основного сланца в бухте Шунтэ на севере о. Ольхон (ПО1110) по данным гранат-биотитового геотермометра происходит в условиях гранулитовой фации – 895–812°C для ядер граната и 839–765°C для краевых зон, то есть этот процесс происходил на раннем этапе метаморфизма гранулит-амфиболитовой ступени.

По-видимому, процесс гранатизации основных сланцев и скарнирования мраморов на п-ове Святой Нос синхронен с гранитизацией и приурочен к зонам локально повышенного давления. Он коррелируется с развитием эклогитоподобных пород и скарнов в Чернорудско-Баракчинской зоне, формирование которых З.И. Петрова и В.И. Левицкий [2] связывают с метасоматическими преобразованиями на контактах основных сланцев и доломитовых мраморов в процессе гранитизации. Большинство описанных ими метасоматитов имеет низкие содержания кремния, сопоставимые с ультраосновными породами, но в отличие от последних – низкие содержания элементов группы железа. Минеральный состав их меняется в разных зонах метасоматических колонок от шпинель-фассаитового до гранат-амфибол-плагиоклазового, достигая в отдельных случаях состава почти мономинеральных гранатитов.

Отличием метасоматических процессов в изученных нами сланцах является привнес кремния, что еще более явно связывает их с мигматизацией пород, но в условиях повышенных давлений. Породы даже внешне приобретают облик мигматитов, где роль «лейкосомы» выполняют прожилки биотит-гранат-кварцевого состава. Сланцы и метасоматиты м. Верхнее Изголовье на п-ове Святой Нос можно считать, таким образом, непосредственным продолжением Чернорудско-Баракчинской зоны Приольхонья и гранулитов мыса Хобой. Одновременно проявленная графитизация всего блока пород может свидетельствовать о том, что в агентах метасоматоза преобладали восстановленные флюиды углеводород-водородного состава.

- [1] Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. Находка Cr-V-содержащих минералов в мраморах и кварцитах п-ова Святой Нос, оз. Байкал // Геология и геофизика, в печати.
- [2] Левицкий В.И., Петрова З.И., Гормашова Г.С. Высокотемпературные апосланцевые метасоматиты в докембрии Западного Прибайкалья // Докл. АН СССР, 1983. Т. 271. № 5. С. 1206-1210.
- [3] Занвильевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
- [4] Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н., Ащепков И.В. О природе байкальских святоноситов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 31-44.
- [5] Летников Ф.А., Савельева В.Б. и Заири Н.М. Эндогенные процессы и графитовая минерализация в Чернорудско-Баракчинской зоне // Геология и геофизика, 1997. Т. 38, № 3. С. 661-700.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ СИЛЬНЫХ ($M \geq 6.0$) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (1950–1999 гг.)

В.И. Мельникова, Н.А. Радзиминович

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

В процессе современного сейсмотектонического деформирования земной коры и литосферы сильным землетрясениям отводится важнейшая роль. Области их подготовки охватывают значительные территории и непосредственно связаны с сейсмической активно-

стью последних. В Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), являющейся наиболее активным сегментом внутриконтинентального Монголо-Байкальского сейсмического пояса, известно около 20 событий с $M \geq 6.0$, происшедших за последние 100 лет [1].

Сейсмическая составляющая общей тектонической деформации среды может быть оценена путем расчета интенсивности и направленности деформационного процесса, обусловленного подвижками в очагах землетрясений. В данной работе рассматривается характер деформирования очаговых объемов 11 достаточно сильных ($M_s \geq 6.0$) землетрясений БРЗ (табл.) в период их подготовки и реализации. Основой для анализа послужили материалы инструментальных наблюдений за 1950–1999 гг.

Таблица

**Компоненты тензора деформации для землетрясений
Байкальской рифтовой зоны с $M_s \geq 6.0$ (1950–1999 гг.)**

Название землетрясения, дата (число, месяц, год), магнитуда	Объем очага, км ³	$M_0 \cdot 10^{25}$, дин·см	$\langle E_{ij} \rangle 10^{-6}$					
			E_{xx}	E_{yy}	E_{zz}	E_{xy}	E_{yz}	E_{zx}
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Мондинское 04.04.1950, $M_s=7.0$	18840	25.4 [7]	-6.89	7.01	-0.13	-38.30	1.41	-10.80
Муйское 27.06.1957, $M_s=7.6$	31400	140 [12]	-21.40	35.00	-13.60	-96.50	-72.10	-34.20
Нюкжинское 05.01.1958, $M_s=6.5$	8352	6.31*	-0.11	12.00	-11.00	-2.20	3.58	-3.52
Олекминское 14.09.1958, $M_s=6.4$	7473	4.36*	3.18	3.90	-7.10	-8.30	-10.40	2.72
Среднебайкальское 29.08.1959, $M_s=6.8$	9608	19.1*	10.30	17.00	-28.00	-34.00	12.00	14.80
Тас-Юряхское 18.01.1967, $M_s=7.0$	18840	39.8*	-23.70	33.00	-9.20	3.10	2.90	29.80
Южно-Якутское 20.04.1989, $M_s=6.6$	9043	3.09 [10]	-4.31	2.90	1.40	-5.90	4.54	-1.37
Бусингольское 27.12.1991, $M_s=6.5$	16956	3.75 [10]	2.50	-2.00	-0.18	-4.80	1.37	0.71
Чарское 21.08.1994, $M_s=6.3$	8540	1.25 [10]	1.09	1.20	-2.30	-2.40	0.76	0.14
Южнобайкальское 25.02.1999, $M_s=6.1$	5024	0.89 [10]	0.28	1.50	-1.80	-1.40	4.11	-1.18
Северобайкальское 21.03.1999, $M_s=6.0$	9043	0.85 [10]	-0.18	0.54	-0.36	-2.50	-1.51	-0.67

Примечание. M_s – магнитуда по поверхностным волнам. В графе 3 в квадратных скобках указан источник данных о сейсмическом моменте M_0 . Звездочка (*) означает расчет M_0 из корреляционной зависимости [6]. При расчетах компонент тензора деформации использовалась следующая географическая система координат: x – на восток, y – на север, z – вверх.

Эпицентральные области исследуемых событий расположены в осевой части сейсмически активной полосы, трассирующей с юго-запада на северо-восток БРЗ, отдельные участки которой отличаются по рельефу поверхности, неотектонике и геолого-геофизическим характеристикам. Параметры сейсмотектонических деформаций (СТД) для всей рифтовой зоны были установлены ранее по статистике фокальных механизмов слабых ($M < 5.0$) землетрясений [2]. Так районы, где произошли Бусингольское и Мондинское события (юго-западный фланг БРЗ), характеризуются сдвиговым полем деформаций, Южно-Байкальское и Среднебайкальское (оз. Байкал) – полем деформаций удлинения, а Северо-Байкальское, Чарское и Муйское (северо-восточный фланг) – преобладанием деформаций удлинения и сдвига. Эпицентральные области трех землетрясений – Нюкжинского, Олек-

минского и Тас-Юряхского (среднее течение р. Олекмы) относятся к зоне переходного режима (от «рифтового» удлинения к «становому» сокращению земной коры), а Южно-Якутского – к области «станового» сокращения (сжатия). Известно, что все рассматриваемые землетрясения связаны с мощными, неоднократно обновлявшимися системами разломов [1, 3], кинематика движений по которым согласуется с типами смещений в очагах (рис. 1).

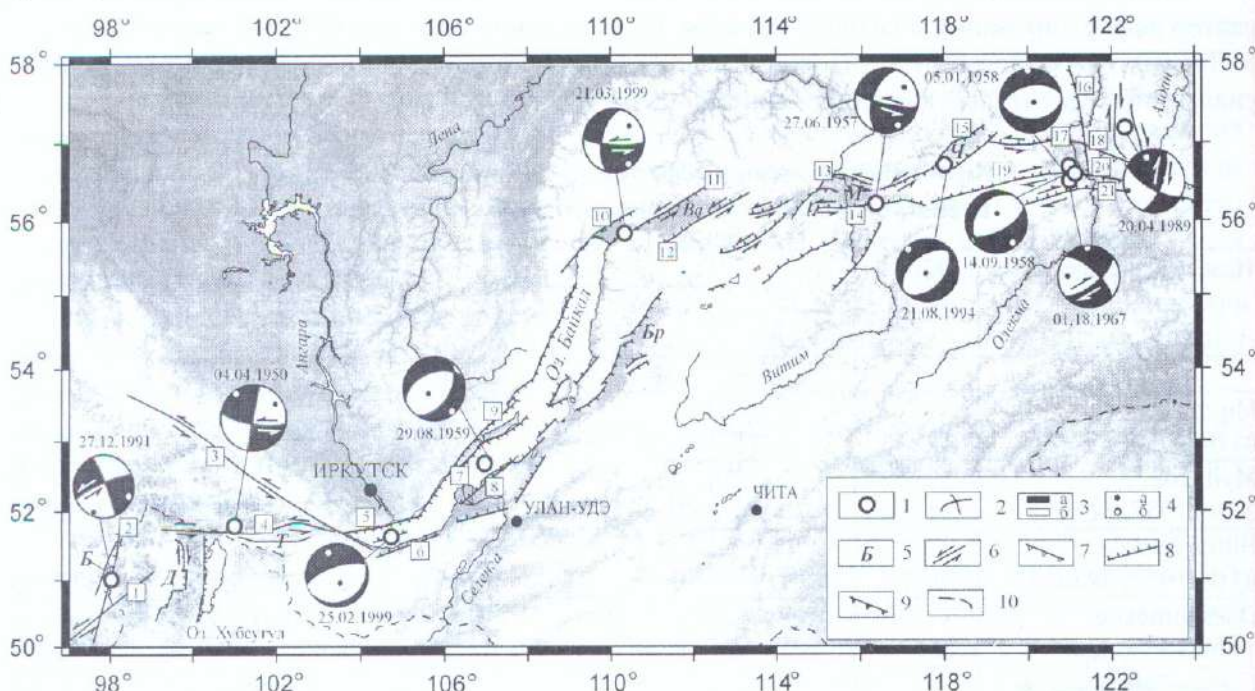


Рис. 1. Местоположение сильных ($M_s \geq 6.0$) землетрясений Байкальской рифтовой зоны (1950–1999 гг.) и их фокальные механизмы в проекции нижней полусферы.

Использованы материалы из [3, 7–11]. 1 – эпицентры землетрясений; 2 – нодальные плоскости (в случае сдвигового механизма стрелками показаны направления смещений по наиболее вероятной плоскости разрыва в очаге); 3а, б – области волн сжатия и разрежения; 4а, б – оси напряжений сжатия и растяжения соответственно; 5 – сокращенное название крупных кайнозойских впадин: Б – Бусийнгольская, Д – Дархатская, Т – Тункинская, Бр – Баргузинская, Ва – Верхнеангарская, М – Муйская, Ч – Чарская. Цифрами в рамках указаны активные в кайнозое разломы, расположенные вблизи эпицентральных зон сильных землетрясений: 1 – Сангиленский, 2 – Аржанский (Бусийнгольский), 3 – Главный Саянский, 4 – Тункинский, 5 – Обручевский, 6 – Черский, 7 – Морской, 8 – Дельтовый, 9 – Приморский, 10 – Кичерский, 11 – Верхнеангарский, 12 – Уколкитский, 13 – Нижнемуйский, 14 – Южномуйский, 15 – Кодарский, 16 – Темулякитский, 17 – Ханийский, 18 – Южно-Якутский, 19 – Имангрский, 20 – Становой, 21 – Тас-Юряхский. Типы движений по разломам: 6 – сдвиги, 7 – надвиги, 8 – сбросы, 9 – сдвиг-взбросы, 10 – государственная граница.

Компоненты тензора СТД рассчитывались в очагах (областях остаточных деформаций вокруг основного разрыва) землетрясений по известным формулам [4–6]. При этом использовались данные о механизмах [7–10], сейсмических моментах и размерах очагов землетрясений (см. табл.). Последние определялись по пространственному расположению афтершоков с привлечением информации о площади первых изосейст и длине разрыва.

Результаты расчета показали, что практически все крупные очаговые объемы характеризуются однотипным (однородным) деформированием в направлении меридиональной E_{yy} (удлинение дневной поверхности) и вертикальной E_{zz} (сокращение или опускание земной коры) компонент. По широтной компоненте E_{xx} отмечаются неустойчивые (знакопеременные) деформации (см. табл.). Наибольшая интенсивность деформации наблюдается вдоль сдвиговой компоненты E_{xy} ($-0.25 \cdot 10^{-5}$ – $9.65 \cdot 10^{-5}$).

Для определения компонент тензоров средних скоростей подготовки сильных землетрясений разделим условно земную кору БРЗ на три сейсмоактивных объема: юго-западный фланг (2636 тыс. км³), акватория оз. Байкал (1400 тыс. км³) и северо-восточный фланг (2968 тыс. км³). Время, использованное при расчетах, вычислялось на основе графика повторяемости сейсмических событий [11] и составило, к примеру, для Тас-Юряхского – 25 лет, Муйского – 80 лет, Среднебайкальского – 54 года. Как видно из рис. 2, в северо-восточной части зоны значения всех компонент скорости СТД (по модулю) значительно выше, чем в акватории оз. Байкал и на ее юго-западном фланге. Скорости сдвиговых деформаций ($\dot{E}_{xy}$) во всех частях зоны имеют наибольшие величины, и только в центральном районе БРЗ они сопоставимы с вертикальной $\dot{E}_{zz}$, а на северо-востоке – с меридиональной $\dot{E}_{yy}$. Относительная точность вычисления скоростей деформации с учетом погрешности в сейсмическом моменте (0.5 порядка величины) и компонентах единичного тензора (± 0.01) составила около 10 %.

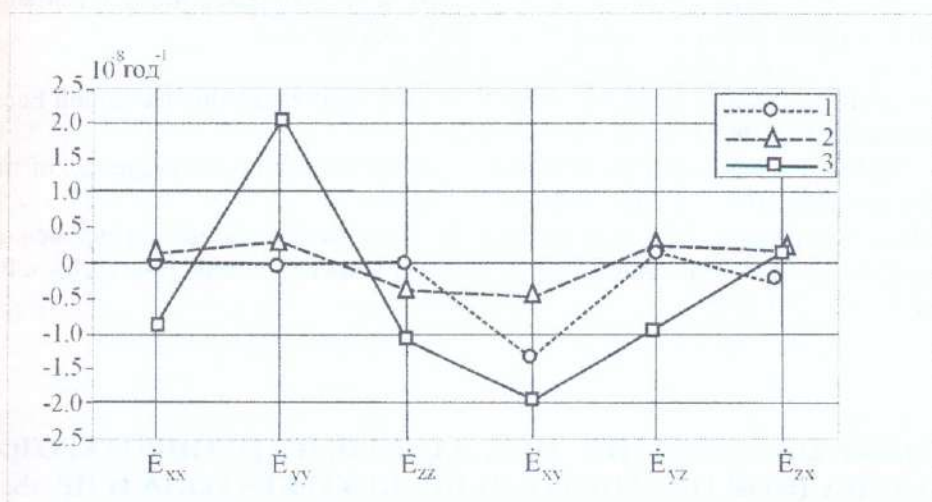


Рис. 2. Значения компонент средних скоростей сейсмотектонических деформаций в очаговых областях сильных ($M_s \geq 6.0$) землетрясений БРЗ (1950–1999 гг.).

1 – юго-западный фланг, 2 – акватория оз. Байкал, 3 – северо-восточный фланг.

По данным GPS-геодезии [13] скорость горизонтальных движений земной коры в 1994–2001 гг. на юго-западном фланге БРЗ по порядку величины составила (10^{-8}), что совпало со значением сдвиговой компоненты средней скорости СТД ($\dot{E}_{xy}$), установленной на этом участке рифта по сейсмологическим материалам за более длительный срок (1950–1991 гг.). Очевидно, что роль сейсмогенной составляющей в региональном тектоническом процессе здесь значительна.

Резюмируя вышесказанное, отметим следующее: коровые сейсмотектонические деформации БРЗ подтверждают, что она является единой квазиоднородной геологической структурой по отношению к коллизионным и субдукционным составляющим геодинамических процессов. При этом действие северо-восточного сжатия земной коры со стороны Индо-Евразийской коллизии, по всей вероятности, ограничивается южными и юго-западными районами БРЗ.

По сравнению с центральной и юго-западной частью БРЗ современное деформирование земной коры на ее северо-восточном фланге характеризуется повышенными скоростями СТД. Возможно, в этой части рифта в большей степени сказывается влияние Тихоокеанской субдукции или тепловой и гравитационной нестабильности литосферы и мантии. Дальнейшие детальные исследования в этом направлении будут способствовать выявлению возможных источников деформации литосферы рассматриваемого региона.

Исследования поддержаны РФФИ, проект № 03-05-65418, Программой специализированных отделений РАН № 6.5, Программой Президиума РАН № 13.

- [1] Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 303 с.
- [2] Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Юнга С.Л. / Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2-3. – 1996. – С. 363-371.
- [3] Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: Геос, 2000. – 227 с.
- [4] Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
- [5] Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР, Физика Земли. – 1979. – № 10. – С. 14-23.
- [6] Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии (отв. ред. С.Л. Соловьев). – М.: Наука, 1985. – 408 с.
- [7] Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F. and San'kov V., 2002. A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone. Terra Nova, 14, 491-500.
- [8] Doser, D.I. Faulting within the eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. – 1991. – V. 196. – P. 109-139.
- [9] Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. и др. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Вып. 1. М., 1993. – С. 113-122.
- [10] <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>
- [11] Мельникова В.И., Гилева Н.А., Курушин Р.А. и др. // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. Обнинск: Изд-во ФОП, 2003. – С. 107-117.
- [12] Chen W.P., Molnar P., Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia. J. Geophys. Res., 1977. vol. 82. № 20. p. 2945-2969.
- [13] Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., и др. Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003. – Т. 389. – № 1. – С. 100-103.

НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО НЕОПРОТЕРОЗОЮ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ПРОБЛЕМА СТРОЕНИЯ СУПЕРКОНТИНЕНТА РОДИНИЯ

Д.В. Метелкин, А.Ю. Казанский*, И.В. Белоносов*, А.А. Юлдашев**,
А.А. Постников***, А.М. Станевич**, К.М. Константинов*****

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

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН

***Новосибирск, Институт геологии нефти и газа, СО РАН

****Айхал, респ. Саха (Якутия), Амакинская ГРЭ АК "АЛРОСА"

Одной из приоритетных задач, решаемых в рамках интеграционной программы фундаментальных исследований РАН – СО РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)” является реконструкция структуры Центрально-Азиатского пояса на раннем этапе его развития. Эта задача неразрывно связано с восстановлением положения Сибирского кратона в структуре суперконтинента – Родиния на этапе его распада в неопротерозое. Решения указанной задачи предполагает палеомагнитное датирование геологических комплексов – индикаторов раскола континентальной коры, зарождения и ранней эволюции Палеоазитаского океанического бассейна. К таким комплексам относятся неопротерозойские магматические, осадочные и вулканогенные образования на юго-западной окраине Сибирского кратона. К настоящему времени получены новые палеомагнитные данные по субвулканическим интрузиям Бирюсинского и Ангара-Енисейского районов Саяно-Енисейской окраины Сибирской платформы, осадочным комплексам Прибайкалья и вулканогенным образованиям юга Енисейского кряжа, которые в первом приближении заполняют существующий пробел в неопротерозойском интервале траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибирского кратона.

В пределах юго-западной периферии Сибирского кратона широко проявлен базитовый магматизм. Повсеместно распространены дайки, силлы и маломощные штоки диабазов и габбро-диабазов, формирование которых связывают с начальной стадией внутриконтинентального рифтогенеза, деструкцией юго-западной окраины Сибирского кратона и последующим формированием пассивной континентальной окраины Палеоазиатского океанического бассейна. В пределах Бирюсинской глыбы, относящие к этому эпизоду развития Центрально-Азиатского пояса, неопротерозойские габбро-долериты нерсинского комплекса слагают многочисленные тела среди отложений карагасской серии. Согласно сложившимся представлениям и единичным геохронологическим данным время становления интрузий укладывается в интервал 850–740 млн лет [1]. Проведенные в рамках настоящего проекта палеомагнитные исследования, позволили установить в габбро-долеритах Бирюсинского Присянья направления намагниченности, предположительно, первичного генезиса и рассчитать координаты палеомагнитного полюса на этот временной интервал: $Plat = -22.7$, $Plong = 129.8$, $A95 = 12.2$ [2]. В пределах Ангара-Енисейского района близкие по типу интрузии основного состава локализованы в карбонатно-терригенных разрезах усть-ангарской серии позднего неопротерозоя. В результате проведенных предварительных исследований установлено, что в габбро-долеритах изученных интрузий присутствует стабильный компонент намагниченности, направление которого практически не отличается от “бирюсинских”. Совместный анализ направлений намагниченности, выделенных в габбро-долеритах Бирюсинского Присянья и Ангара-Енисейского района дает основания считать, что время приобретения намагниченности соответствует времени становления изученных интрузий. В пользу этого свидетельствуют положительный тест складки и тест обращения. Сходимость палеомагнитных направлений и рассчитанных палеомагнитных полюсов является косвенным доводом в пользу того, что формирование дайко-силловых комплексов Бирюсинского и Ангара-Енисейского районов происходило практически одновременно, в результате единого тектонического события на окраине Сибирского кратона в неопротерозое, предположительно 780 млн лет назад [2].

В пределах Прибайкальского краевого прогиба Сибирского кратона широко представлены осадочные комплексы формирование которых в условиях окраинного моря связано с ранними этапами развития Палеоазиатского океанического бассейна. Нами опробован и изучен разрез улунтуйской, качергатской и ушаковской свит. Возраст указанных стратиграфических подразделений в настоящее время дискуссионен [3, 4]. Тем не менее нижняя возрастная граница, вероятно, не может быть древнее 750 млн лет, а верхняя – не моложе 600 млн лет. Из-за частичного перекрытия спектров блокирующих температур низкотемпературного и высокотемпературного компонентов в изученных образцах использование компонентного анализа не всегда возможно. Для определения средних по разрезу направлений намагниченности высокотемпературного компонента использован совместный анализ единичных направлений и больших кругов. Доскладчатый характер высокотемпературного компонента намагниченности подтверждается положительным тестом складки. Средний палеомагнитный полюс $Plat = -2.7$, $PLong = 9.9$, $A95 = 9.0$ с одной стороны находится в хорошем согласии с палеомагнитным полюсом по дайкам Шарыжалгайского выступа [5], Sm-Nd возраст которых составляет 740 ± 40 млн лет [1] и, с другой, статистически не отличается от среднего полюса по вулканитам Предивинского террейна, входящего в состав южной части пояса неопротерозойских островодужных и офиолитовых комплексов Приенисейской зоны Енисейского кряжа.

Вулканогенный разрез Предивинского террейна представлен типичной для островных дуг дифференцированной известково-щелочной серией, включающей базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. В его составе также присутствуют ассоциирующие с вулканитами габброиды, диориты и плагиограниты. По результатам U-Pb датирования возраст вулканогенных комплексов составляет 637 ± 5.7 млн лет, а плагиогранитов – 628 ± 3 млн лет [6]. Выполненные палеомагнитные исследования вулканитов дифференцированной серии, указывают на

сохранность в них информации о геомагнитном поле и, соответственно, положении террейна на момент формирования комплексов островной дуги [7]. В пользу первичного генезиса выделенных компонентов намагниченности свидетельствуют тест складки и геологические признаки. Рассчитанный средний палеомагнитный полюс имеет координаты: $Plat = -8.1$, $PLong = 7.8$, $A95 = 6.1$. Таким образом, положение террейна на рубеже 640 млн лет назад, должно отвечать приэкваториальным широтам: $4.4^\circ \pm 4.7^\circ$. Рассчитанные из ТКДП Сибири [8] на 640 млн лет ожидаемые для Предивинского района палеомагнитные направления, отличаются от полученных нами. Если данные по Сибири верны, то до столкновения с окраиной Сибирского кратона Предивинский террейн должен был испытать перемещения в 1500–2000 км. Однако, геологические данные [6] не дают оснований предполагать настолько большие перемещения. Мы полагаем, что расхождение палеомагнитных направлений для кратона и Предивинской структуры обусловлено несовершенством ТКДП Сибири. Как уже говорилось, рассчитанный палеомагнитный полюс близок к положению полюса по осадочным породам Прибайкалья формирование которых могло быть практически синхронно с Предивинскими вулканитами. Анализ геологических и палеомагнитных данных позволяет считать, что обдукция Предивинской островной дуги на окраину континента произошла вскоре после формирования изученного вулканогенного комплекса, а сам островодужный террейн 640 млн лет назад находился в непосредственной близости от окраины кратона [7]. Соответственно рассчитанный палеомагнитный полюс, в первом приближении, также может быть использован для построения неопротерозойского интервала ТКДП Сибири.

Традиционно в качестве северных полюсов Сибирской платформы в мезо-неопротерозое вслед за [8] приняты полюсы, расположенные в южном полушарии, надстраивающие фанерозойскую ТКДП Сибири на восток. При этом неопротерозойский интервал этой ТКДП из-за отсутствия реальных палеомагнитных определений является интерполяцией, соединяющей достаточно убедительно разработанный вариант фанерозойского тренда КДП и ряд мезопротерозойских полюсов. Полученные новые палеомагнитные определения на неопротерозой не укладываются в сделанную ранее интерполяцию, однако образуют закономерный тренд, если за направления прямой полярности считать направления не юго-восточного склонения и положительного наклонения, а обратные – северо-западного склонения и отрицательного наклонения. В этом случае, исходя из принципа минимальных перемещений, более выгодным является также обращенное положение и мезопротерозойских палеомагнитных полюсов Сибири. При такой интерпретации весь мезо-неопротерозойский тренд палеомагнитных полюсов будет надстраивать фанерозойскую ТКДП с запада. Впервые идея о возможности такого продолжения фанерозойского интервала ТКДП была высказана Дж. Киршвинком с соавторами, когда ими была получен и опубликован парадоксальный, на первый взгляд, результат по венд-раннекембрийским осадочным породам Сибирской платформы, указывающий на возможность значительного (более 65°) смещения палеомагнитного полюса в течении относительно короткого интервала времени. Наряду с некоторыми палеомагнитными данными по Австралии и Северной Америке, полученное Дж. Киршвинком определение послужило основанием для выдвижения гипотезы ИТПВ (Inertial Interchange True Polar Wander) [9]. Согласно этой гипотезе, в результате перераспределения масс в литосфере и в мантии произошла смена осей инерции Земли. Ось, соответствующая максимальному моменту инерции стала осью с промежуточным моментом и наоборот. Это явилось причиной быстрого смещения литосферы и мантии относительно оси вращения Земли, т. е. привела к значительному истинному смещению полюса относительно поверхности планеты. В дальнейшем эта гипотеза и палеомагнитные результаты, лежащие в ее основе, неоднократно критиковались, а само существование “киршвинкского” направления ставилось под сомнение [8]. Однако, полученные в последнее время палеомагнитные данные по венду – раннему кембрию Сибири [10–12] подтверждают реальность “киршвинкского” направления. А в совокупности с новыми данными по неопротерозою они существенно подтвер-

ждают выдвинутую ранее гипотезу ШТРВ.

Важным элементом в предлагаемом варианте мезо-неопотерозойского тренда миграции полюса Сибири, является характерная петля. Такую же форму имеет соответствующий интервал ТКДП Северо-Американского кратона [13]. Полного совпадения одновозрастных палеомагнитных полюсов Сибири и Сев. Америки одним эйлеровым поворотом достичь, конечно, невозможно. Более того, это бы предполагало под собой, что Сибирь и Лаврентия в течение очень длительного промежутка времени (более чем 300 млн лет) являлись единым континентом с абсолютно жесткой внутренней структурой, исключающей какие либо взаимные перемещения этих крупных блоков. Однако сходство формы траекторий КДП и их относительное совпадение при повороте на угол $170\text{--}180^\circ$ вокруг точки с координатами около $75^\circ\text{с.ш. } 120^\circ\text{в.д.}$ убедительно свидетельствует о том, что в течении неопотерозоя на момент распада суперконтинента Родиния и на ранних этапах становления и развития бассейнов Палеоазиатского океана, Сибирский кратон был расположен в экваториальных широтах и ориентирован к Лаврентии своей южной (в современных координатах) окраиной.

Работа выполнена в рамках интеграционной программы фундаментальных исследований РАН – СО РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”, при частичной финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науки и фонда Президента Российской Федерации (грант МК-4334.2004.5)

- [1] Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu. V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Precam. Res.*, 122(1-4), 2003, p. 359-377.
- [2] Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присянья как отражение тектонических событий в неопотерозое // *Геол. и геофиз.*, в печати.
- [3] Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850–650 млн лет) // *Геол. и геофиз.*, 43(4), 2002, с. 313-333.
- [4] Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // *Russian Journal of Earth Sciences*, 4(5), 2002, p. 363-387.
- [5] Сляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М., Ватанабе Т. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния // *Геотектоника*, № 6, 2000, с. 59-75.
- [6] Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 375(1-4), 2003, p. 147-168.
- [7] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Белоносов И.В. Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предивинского террейна Енисейского кряжа и геодинамические следствия // *Докл. РАН*, т. 399, 2004, (в печати).
- [8] Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea // *Earth-Science Reviews*, v. 43, 1998, p. 1-24.
- [9] Kirschvink J., Piperdan R., Evans D., Evidence for a large scale reorganization of Early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander // *Science*, v. 277, 1997, p. 541-545.
- [10] Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. Palaeomagnetic study of Vendian and Early Cambrian rocks of South Siberia and Central Mongolia: was the Siberian Platform assembled at this time? // *Precam. Res.*, v. 110, 2001, p. 61-92
- [11] Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2002, 40 с.
- [12] Павлов В.Э., Галле И, Шацко А.В., Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // *Физика Земли*, № 2, 2004, с.28-49.
- [13] Pisarevsky S.A., Natapov L.M. Siberia in Rodinia // *Tectonophysics*, v. 375, 2003, p. 221-245.

БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ: СОСТАВ, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТ, СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

*А.С. Мехоношин**, *А.Г. Владимиров***, *В.С. Федоровский****, *Н.И. Волкова***,

*А.В. Травин***, *Т.Б. Колотилина**, *С.В. Хромых***, *Д.С. Юдин***

*Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru

**Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, vladimir@uiggm.nsc.ru

***Москва, ГИН РАН

Изучение ключевых районов Центрально-Азиатского складчатого пояса показало, что мантийные расплавы играют ведущую роль не только в субдукционных, но и в аккреционно-коллизийных геодинамических обстановках, обеспечивая тепловой источник для высокоградиентного метаморфизма и масштабного гранитообразования.

Ольхонская коллизийная система является результатом реализации в раннем палеозое двух эпизодов коллизии (дуга – террейн и террейн – континент) [1]. Поэтому базит-ультрабазитовые породы, особенно ранних стадий формирования коллизийной системы, несут следы деформаций и метаморфизма покровного и сдвигового генезиса. Их особенности рассмотрены на примере ключевых объектов.

Офиолитовые комплексы, как таковые, в пределах Ольхонской коллизийной системы не сохранились. Их фрагменты можно наблюдать в виде реликтовых будинообразных тел гипербазитов и пространственно сопряженных с ними пластовых тел базальтоидов, представленных в настоящее время амфиболитами. Их выходы известны в Чернорудской гранулитовой зоне, однако наибольшее развитие они имеют в Шидинской и в "главной сдвиговой" зонах, где условия метаморфизма отвечают амфиболитовой фации. Судя по петрохимическим данным, гипербазиты отвечают типичным реститовым образованиям офиолитовых комплексов с минимальными концентрациями Ti, Al, Ca, K, а metabазальтоиды относятся к MORB-типу [2]. Спектры редкоземельных элементов в гипербазитах имеют типичные для таких пород корытообразные кривые с хондритовыми отношениями меньше единицы.

Наиболее крупные тела реститовых гипербазитов имеют размеры 200x500 м. Это линзовидные или округлые тела в виде будин, вмещающие породы для которых являются мраморами, амфиболитами и гранат-биотитовыми гнейсами. Гипербазитовые будины конформны по отношению к вмещающей метаморфической толще, однако имеют с ней реакционные взаимоотношения (высокотемпературные магнезиальные скарны с высокопиропистым гранатом, магнезиальными энстатитом, диопсидом, паргаситом, флогопитом, шпинелью и метасоматитами с куммингтонитом и бруситом). Для гипербазитов характерен оливин ($f = 7,5\text{--}10,8\%$), энстатит ($f = 12\text{--}13\%$) и аксессуарный хромшпинелид с содержанием хрома до 40 %. Структуры пород гранобластовые со следами наложенных деформаций. Наиболее крупная из дунитовых будин содержит "слепые" жилы плагиогранитов, которые в результате десиликации превращены в флогопитсодержащие плагиоклазиты.

По флогопиту одной из этих жил, экранированной дунитами, получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, составляющий 497 ± 26 млн лет. Это значение можно рассматривать как минимальную оценку возраста флогопита, и, соответственно, предполагать более древний возраст реститовых гипербазитов.

Полученные нами данные позволили отнести к синколлизийным габброидам крупнейший на юге Сибири Бирхинский габброидный массив, который на современном эрозионном срезе представляет собой изометричное тело с поперечными размерами 12x13 км. Достоверно установленный вертикальный разрез массива от дна озера Байкал до наивысшей гипсометрической точки составляет не менее 1700 м [3]. Согласно геофизическим данным [4] этот массив представляет собой чашеобразную линзу, распространяющуюся на глубину до 6 км. С учетом других тел, принадлежащих к этому комплексу (Бугульдей-

ский и Улан-Нурский массивы), объем мантийных расплавов, участвующих в коллизионном тектогенезе, был не менее 2000 км³.

Как и дометаморфические базит-ультрабазитовые массивы офиолитового типа Бирхинский массив имеет тектонические контакты с вмещающей метаморфической рамой, однако в его бластомилонитовой оторочке можно наблюдать реликты зон закалки габброидов и фрагменты ороговикованных амфиболитов. Из-за своих крупных размеров центральная часть Бирхинского массива оказалась практически не подвержена региональному метаморфизму и в породах наблюдаются первично-магматические структуры. Детальные исследования позволили выделить две главные фазы формирования массива, не считая последующих многочисленных дайковых комплексов. К первой фазе, слагающей центральную часть массива, относится дифференцированная пироксенит-габбронорит-анортозитовая серия, составляющие которой образуют либо ритмическую слоистость, либо шлировые незакономерно расположенные обособления пироксенитов в анортозите и/или габбронорите, свидетельствующие о кристаллизации расплава в условиях тектонического стресса. Это согласуется со структурно-геологическими данными, указывающими на активную роль вязких сдвигов в ходе формирования Ольхонской коллизионной системы [5]. Вторая фаза представлена серией пород, дифференцированных от оливиновых габброноритов до монцодиоритов. В отличие от пород первой фазы не наблюдается отчетливой ритмичности, переходы между породными разностями постепенные и фиксируются лишь на петрохимических диаграммах.

Возраст пород Бирхинского массива был определен по первично-магматическому паргаситу из низкощелочных габброидов первой фазы центральной части Бирхинского массива и составляет 500 ± 3.4 млн лет. Полученное значение близко к U/Pb изотопным определениям возраста гранулитового метаморфизма Чернорудской зоны [6] и о. Ольхон, а также совпадает с возрастом синметаморфических гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской зоны и возрастом синтектонических кварцевых сиенитов о. Ольхон. С учетом имеющихся геохронологических данных можно достаточно уверенно предположить, что низкощелочные габброиды первой фазы Бирхинского массива отражают ранние стадии коллизионного тектогенеза и они, возможно, являются тепловым источником для высокоградиентного метаморфизма.

Габброиды Чернорудской зоны можно отнести к синметаморфическим. Они представлены многочисленными телами округлой и линзообразной формы, чаще всего располагающимися в виде будин среди метаморфических пород гранулитовой фации. Есть все основания предполагать, что их внедрение и преобразование происходило на регрессивном этапе метаморфизма, когда гранулитовые породы инфраструктуры испытали высокотемпературный диафторез в условиях амфиболитовой фации. В пользу этого предположения свидетельствуют единичные синметаморфические базитовые дайки, расположенные за пределами Чернорудской зоны, т. е. в толщах, отвечающих собственно амфиболитовой фации метаморфизма [7]. Интерпретация геологической позиции и возраста наиболее крупных тел базит-ультрабазитов этого типа сделана на примере Чернорудского массива и массива Улан-Харгана.

Чернорудский массив представляет собой линзообразное, пережатое в центральной части тело, сложенное дифференцированной серией от габбро до пироксенитов и содержащее в центральной части гранатовые пироксениты. Из-за наложенного метаморфизма амфиболитовой ступени, выраженного в виде площадной амфиболитизации геологические взаимоотношения между габбро-пироксенитами и гранатовыми пироксенитами не однозначны. Наряду с резкими контактами наблюдаются постепенные переходы на расстоянии 0,1–0,5 м. В то же время гранатовые пироксениты обнаруживают отчетливую автономность по своим петрографическим и петрогеохимическим особенностям, что позволяет рассматривать их в качестве фрагментов нижней коры, тектонически экспонированных вместе с реликтами нижнекоровых магматических камер, представленных на современном эрозионном срезе дифференцированными габбро-пироксенитами с признаками хруп-

ко- и вязкопластичного течения вещества. На высокобарическую природу гранатовых пироксенитов указывает в первую очередь состав граната, содержащего до 40 % пиропового минала, и обычно представленного крупными порфиробластами до 4 см в диаметре. Сингенетичными с гранатом являются диопсид ($f = 25\%$), а также плагиоклаз, близкий по составу к анортиту и обычно располагающийся как реликтовый минерал внутри гранатовых зерен. Оценки РТ-параметров кристаллизации гранатовых пироксенитов (12 кбар, 800°C) подтверждают их нижнекоровый генезис. В ходе тектонического экспонирования, то есть на регрессивном этапе метаморфизма, отвечавшем амфиболитовой фации, по гранату и пироксену образуются роговая обманка и зеленая шпинель. Наложенный метаморфизм амфиболитовой стадии затрагивает не только гранатовые пироксениты, но и вмещающие их дифференцированные габбро-пироксениты. Последние по химическому составу относятся к низкощелочным и низкокремнистым базитам с высокими концентрациями Са и Al. На всех петрохимических диаграммах они образуют непрерывный ряд, отвечающий дифференциации плагиоклаза и пироксена в магматическом расплаве, тогда как гранатовые пироксениты выбиваются из этого ряда и имеют более высокие концентрации Al и более низкие содержания щелочей, стронция, хрома и никеля. Высокие концентрации хрома характерны только для пироксенитов и меланократовых габбро. Характер кривых редкоземельных элементов характеризуется отсутствием европейских аномалий и по своей форме и уровню отвечает базальтам типа MORB.

Массив Улан-Харгана расположен в центральной части Чернорудской зоны. Он сохранил признаки интрузивной природы. Наблюдаются породы от меланогаббро до анортозитов, однако из-за наложенных автометасоматических процессов выявить внутреннюю первично-магматическую структуру невозможно. Мелко- и среднезернистые габброиды сохранили свои первично-магматические габбро-офитовые и пойкилоофитовые структуры лишь в краевых частях, что позволяет интерпретировать их как зоны закалки, бронирующие подводящие каналы от вмещающей метаморфической рамы. В центральных частях тел первично-магматические породы не сохранились и замещены апогаббровыми крупно- и гигантозернистыми скаполит-амфиболовыми ($\pm$ пироксен) метасоматитами.

В наиболее сохранившихся фрагментах (внешние закалочные зоны и непосредственно к ним примыкающие краевые части тел) наблюдаются роговообманковые габбронориты, значительно реже пироксениты и анортозиты. Общий диапазон вариаций Al_2O_3 (8–23 мас. %), MgO (4–15 мас. %), CaO (11–22 мас. %), а также Sr (200–1800 г/т) указывает на сильную дифференцированность серии, подобную той, которая наблюдается в Чернорудском массиве. Сингенетичность габброидов в обоих массивах подтверждается не только сходными трендами дифференциации, но и низкими концентрациями редкоземельных элементов ($\Sigma PЗЭ = 20–50$ г/т), уровень и форма спектров которых на графиках, нормированных по хондриту, подобна таковым в MORB. Особенности поведения РЗЭ в пироксенитах и анортозитах также согласуются с их принадлежностью вместе с габброидами к единой дифференцированной серии.

Определение возраста на этом массиве возможно лишь для поздних автометасоматических и наложенных метаморфических процессов. Были датированы два образца: 1) роговая обманка из крупнозернистых скаполит-амфиболовых метасоматитов (апогабброидов), проявленных в центральной части массива Улан-Харгана; и 2) паргасит из гранатовых пироксенитов Чернорудского массива, возраст которых составил 440 ± 7 млн лет и 445 ± 2 млн лет, соответственно. Для амфибола массива Улан-Харгана в низкотемпературной части наблюдаются существенно завышенные значения рассчитанного возраста (676–2005 млн лет), а для паргасита Чернорудского массива низкотемпературные значения возраста понижены. На диаграмме « $^{38}Ar^*(Cl)/^{39}Ar(K)$ -возраст» экспериментальные точки этих двух амфиболов формируют различающиеся тренды. В случае амфибола массива Улан-Харгана, с высокими Cl/K отношениями, соответствующими большему вкладу флюидного компонента, коррелируются повышенные величины рассчитанного возраста, а в случае роговой обманки Чернорудского массива – наоборот. Это различие согласуется с

петрографическими данными, а именно – автометасоматической природой амфибола в массиве Улан-Харгана, формирующегося при повышенном флюидном давлении в закрытой системе, и метаморфической природой амфибола в Чернорудском массиве.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Массивы базит-ультрабазитов Чернорудской зоны являются частью единой магматической серии, внедрившейся в корневые части коллизионной системы на ранних этапах ее формирования, что послужило причиной высокоградиентного метаморфизма и анатексиса.

2. Интенсивные сдвиговые деформации, действовавшие на всем протяжении коллизионного тектогенеза, привели к вязкому фрагментированию базитового расплава в высокотемпературных условиях, что обусловило специфичный структурный рисунок Чернорудской зоны.

3. В ходе регрессивного этапа метаморфизма в условиях амфиболитовой фации на рубеже 440 млн лет базит-ультрабазитовые тела были подвергнуты интенсивному автометасоматозу, вызванному возможно значительным привнесом флюидов глубинного происхождения.

Работа выполнена при поддержке ИП РАН 6.7.2.

- [1] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. – 1995. – 3. – С. 3-22.
- [2] Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсов Д.А. Базит-ультрабазитовые комплексы зоны сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2003. – С. 174-177.
- [3] Бухаров А.А., Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала: взгляд из "Пайсиса". Новосибирск: Наука, 1996. – 118 с.
- [4] Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Морфология Озерского и Крестовского габброидных массивов Прибайкалья // Сов. геология. – 1982. – № 5. – С. 110-116.
- [5] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной горы. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [6] Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. – С. 170-183.
- [7] Скларов Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров В.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Зап. Прибайкалья // Докл. РАН. – 2001. – 381. – 4. – С. 522-527.

СТРУКТУРА УАКИТСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В КОНТЕКСТЕ ПРОБЛЕМ ОРОГЕНЕЗА

А.В. Никитин, В.М. Ненахов***

*Москва, Геологический институт РАН, nenahov@main.vsu.ru

**Воронеж, Воронежский госуниверситет, gfdeksec@main.vsu.ru

Согласно современным представлениям [1] выделяется два типа орогенных структур – аккреционный и коллизионный, которые по ряду определенных признаков отличаются достаточно четко, а по некоторым признакам несут черты сходства. Изучение структуры Уакитской зоны Западного Забайкалья позволяет говорить о необходимости выделения еще одного типа орогенных структур – внутриплитных орогенов, особенностям которых посвящено предлагаемое сообщение.

В структуре Уакитской зоны четко выделяются образования рифея и палеозоя. Ри-

фей представлен уендектской вулcano-плутонической ассоциацией (Rb-Sr возраст 732 ± 12 и 712 ± 40 млн лет и U-Pb возраст 723 ± 4 млн лет), которая объединяет эффузивы (риолиты), субвулканы (гранит-порфиры, риолит- и трахит-порфиры) и интрузивы (гранитоиды). Образования рифея подвержены интенсивным складчатым и разрывным деформациям, отвечающим байкальскому тектогенезу и последующему становлению пассивной окраины Сибирского континента. Сформировавшийся к началу венда блок континентальной литосферы становится областью шельфового осадконакопления, и, начиная с венда, здесь заложилась пассивная окраина неократона – аккреционного ансамбля террейнов разного происхождения.

Внутриплитный (венд-среднепалеозойский) этап представлен, главным образом, вещественными комплексами крупного палеобассейна девона-среднего карбона.

На начальных этапах эволюции (франский-фаменский века) бассейн являлся областью морского карбонатакопления (ютоконская серия) в сочетании с терригенным (уакитская толща, нижняя подсвита санской свиты). Седиментация происходила в аридной обстановке в условиях крайнего мелководья. Основанием (фундаментом, дном) палеобассейна, вероятно, являлись шельфовые карбонатные породы кембрия, которые встречаются в виде тектонических блоков и олистолитов среди осадков левоуакитской свиты. В франское время седиментация происходила в относительно спокойных тектонических условиях при медленном прогибании и устойчивой береговой линии. Основным источником обломочного материала терригенных пород в этот период служили магматические породы (гранитоиды и кислые вулканы).

Вблизи границы франского и фаменского веков произошла резкая активизация тектонических движений, возможно, связанная с режимом растяжения. Сформировался ряд тектонических уступов, в которых были выведены на поверхность уже накопившиеся карбонатные осадки и породы основания. Источником сноса терригенного материала в фаменском веке, помимо выведенных на поверхность карбонатных отложений, являлись магматические породы. Во второй половине фаменского века происходит стабилизация тектонического режима, нивелировка рельефа. Осадконакопление полностью смещается в область морского мелководья с господством приливно-отливных карбонатных фаций (белогорская свита). Граница девона и карбона маркируется новой резкой активизацией тектонического режима. Она проявляется в возникновении расчлененного рельефа с накоплением грубообломочных псефитовых отложений (мухтунная свита, нижняя пачка сырыхской свиты). Палеобассейн расчленяется на серию мелких впадин, которые, вероятно, существовали вплоть до полного его закрытия в среднем карбоне. Об этом свидетельствует постоянное присутствие псефитов в разрезах озерных отложений (верхняя пачка сырыхской свиты). Кроме того, в верхних частях терригенных разрезов появляются прослои вулканогенно-терригенных пород, свидетельствующие о вулканических процессах. Таким образом, на конечных этапах эволюции (нижний-средний карбон) палеобассейн трансформировался в серию более мелких озерных бассейнов (мухтунная и сырыхская свиты), осадконакопление в которых несет все признаки палеобассейнов типа межгорных впадин характерных для коллизионных обстановок.

Таким образом, характеризуя тектонические условия рассмотренного этапа, можно подчеркнуть его специфику, выраженную в отсутствии резкой дифференциации палеобассейна, в котором отсутствовали признаки доорогенной “океанизации”, со всеми сопровождающими явлениями.

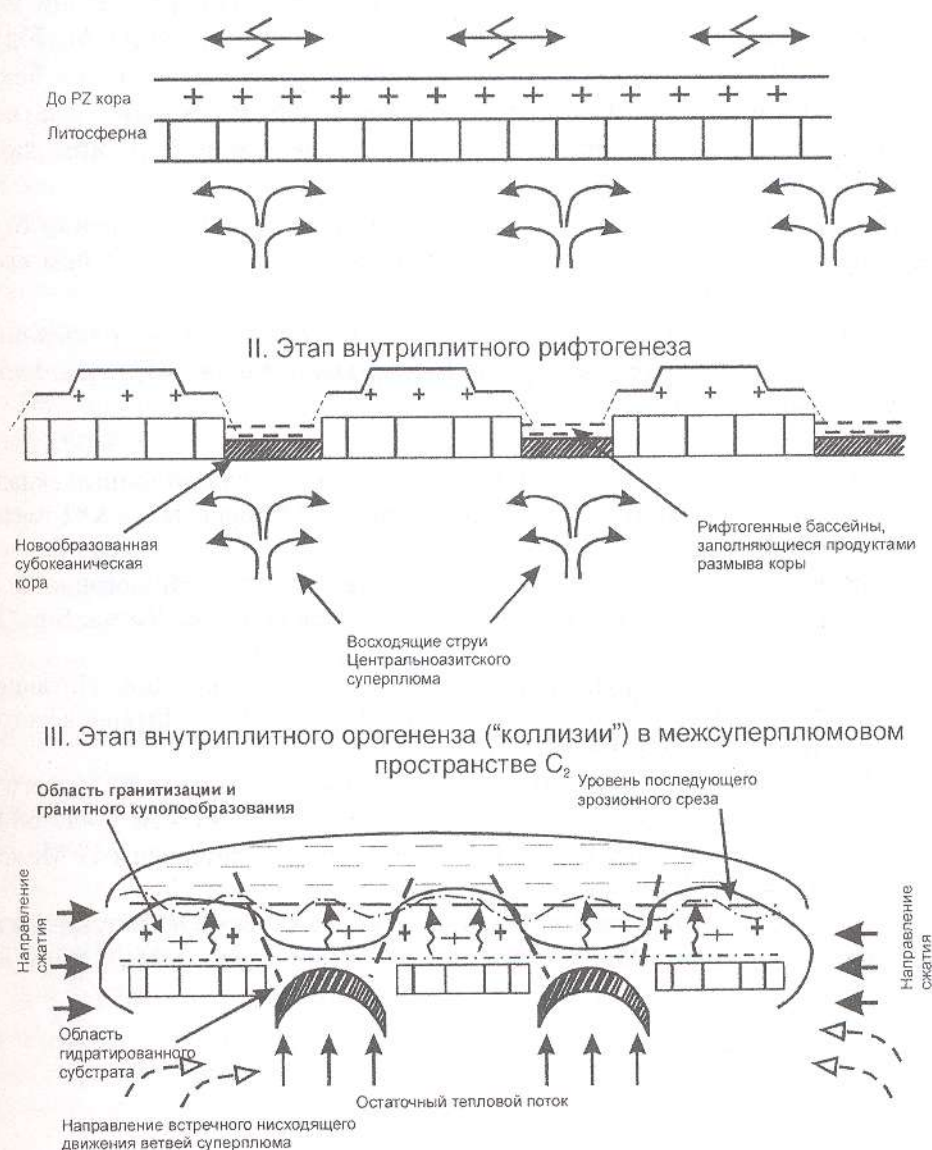
Орогенный, или “коллизионный” этап проявился в верхнем палеозое, начиная с конца среднего карбона. В это время произошло сокращение площади терригенной седиментации с одновременным внедрением гипабиссальных интрузий (штоки, силлы и дайки) и формированием отдельных покровов основных и средних пород суховского комплекса. По химическому составу породы суховского комплекса соответствуют низкокальциевым базальтам – андезитобазальтам нормальной щелочности. Таким образом, образования суховского комплекса связаны с начальными этапами становления витимканского комплек-

са, характерной особенностью которых являются до и синплутонические дайкообразные интрузии базитов [2].

На границе среднего и верхнего карбона имело место главное “коллизийное” событие, фиксирующееся в реализации тангенциального сжатия с формированием сдвигово-надвиговой структуры девон – карбонового осадочного чехла. В образованиях олнинской и жанокской свит в это же время в пределах узких зон (смятия?) развивается высокоградный, высокобарический метаморфизм.

Внедрение интрузий витимканского (Rb-Sr возраст – 286 $\pm$ 12 млн лет) и синхронно ему западноолнинского комплексов фиксирует завершающие стадии орогенного этапа. Формирование плутонов этого этапа является результатом сложного взаимодействия мантийных и коровых анатектических расплавов. Это хорошо согласуется с авторскими данными петролого-геохимических исследований витимканских гранитоидов, по которым устанавливается их образование за счет процесса гранитизации, а также смешения подкорового вещества мантии с коровым субстратом. Образование Ангара-Витимского батолита связывалось с позднеколлизийной [3] или внутриплитной “надплюмовой” [2] геодинамической обстановкой. И в том и в другом случае при формировании батолита предполагалось господство условий сжатия. С нашей точки зрения эти две концепции являются не альтернативными, а дополняющими друг друга (рис. 1).

Рис. 1. Модель внутриплитного орогенеза (“коллизии”) для гранитоидов витимканского комплекса



Анализ литературных данных [2, 3, 4] позволяет сделать вывод о противоречивости приводимой аргументации, и о сложном механизме геодинамической эволюции Западного Забайкалья. Фактический материал, полученный в результате изучения структуры Уакитской зоны – одной из ключевых зон для расшифровки тектонических условий развития региона в целом, позволяет сделать следующие выводы:

1. “Коллизионные”, а точнее орогенные условия, проявившиеся в верхнем палеозое, являются весьма своеобразными, так как они не завершают типичный цикл Уилсона. Кроме того, говорить о процессах субдукции во временном интервале рифей – верхний карбон нет серьезных оснований. В то же время, гигантские размеры Ангаро-Витимского батолита, по крайней мере, его часть, сложенная гранитоидами витимканского комплекса и его возрастными аналогами, предполагает высокую гидратированность литосферы, что без компоненты субдукции объяснить весьма трудно.

2. Наиболее приемлемым механизмом для объяснения структур, подобных Уакитской зоне, представляется механизм сходный с моделью “энсиалической орогении” разработанной Кренером [5] для раннепротерозойских структур. Этот механизм предполагает образование внутриконтинентальных расколов с формированием многочисленных рифтогенных структур с субокеанической корой и последующее закрытие этих структур в условиях сжатия с возникновением компоненты кратковременной, вынужденной субдукции или “псевдосубдукции” [6], которая не приводит к крупномасштабному возникновению андезитовых расплавов, но вполне обеспечивает гидратированность больших объемов мантии на значительных площадях с последующим плавлением субстрата в условиях высокоградиентного теплового потока. По-видимому, эффект гиперколлизии может создаваться не только за счет слэбов континентальной коры как отражения А-субдукции, но и более “банальным” способом за счет вертикальной аккреции в условиях бокового (тангенциального) сжатия в межплюмовом пространстве. “Межплюмовое” сжатие обеспечивалось наличием двух суперплюмов, на что было указано ранее В.В. Ярмолюком с соавторами [2].

3. Следует отметить, что описанный сценарий орогенеза существенно отличается от орогенов как аккреционного так и коллизионного типов [1], в связи с чем его целесообразно выделить в самостоятельный тип.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8 «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту».

- [1] Соколов С.Д., Оксман В.С., Бондаренко Г.Е. Аккреционные и коллизионные складчатые пояса // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI тектонич. совещ. – М., 2003. – Т. 2. – С. 201-204.
- [2] Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова // Геотектоника. – 1997. – № 5. – С. 18-32.
- [3] Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон / Б.А. Литвиновский, А.Н. Занвилевич, А.М. Алакшин, Ю.Ю. Подладчиков; Под ред. Б.А. Литвиновского. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. – 141 с.
- [4] 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.
- [5] Кренер А. Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии // Материалы 27 Междунар. геологич. конгр. – М., 1984. – Т. 5: Геология докембрия. – С. 106-119.
- [6] Хаин В.Е. Псевдосубдукция и ее роль в развитии орогенных поясов // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI тектонич. совещ. – М., 2003. – Т. 2. – С. 270-271.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКАЯ КАРБОНАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ

А.В. Никифоров, В.В. Ярмолюк

Москва, ИГЕМ РАН, nikav@igem.ru

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса и южной части Сибирской платформы в настоящее время известно несколько позднемезозойских карбонатитосодержащих комплексов пород. К их числу относятся: Мушугайский, Хотогорский, Улугейский и т. д. комплексы в *Южной Монголии*; Халютинский, Ошурковский, Аршанский и т. д. комплексы в *Западном Забайкалье*; Маломурунский комплекс на *Алдане*; и проявления карбонатитов в *Центральной Туве* (Карасугская группа). Формирование данных комплексов пород происходило в сравнительно узком интервале времени: в Южной Монголии (К-Аг датировки) около 145 млн лет назад [1]; Западного Забайкалья (Rb-Sr) – 120 млн лет [2]; Маломурунского массива (Rb-Sr) – ~140 млн лет [3]; карбонатиты Центральной Тувы (Rb-Sr) около 120 млн лет (наши неопубл. данные).

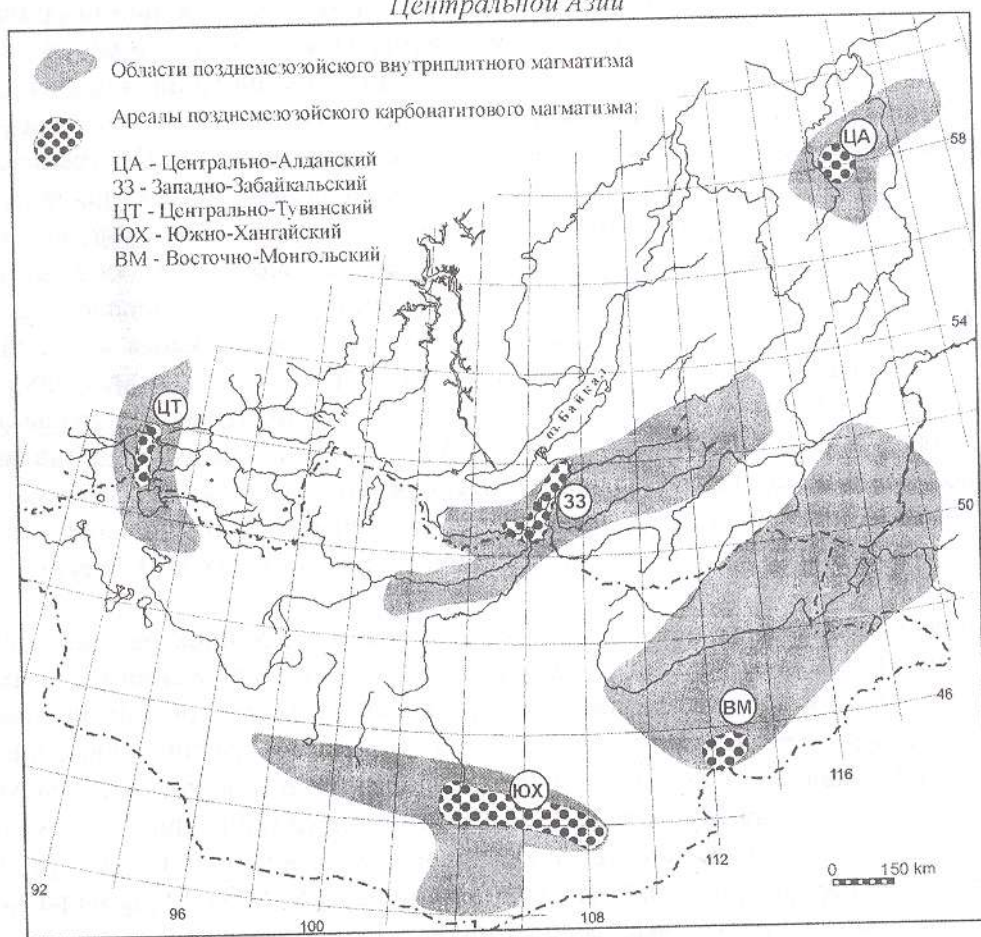
В строении рассматриваемых карбонатитосодержащих комплексов пород принимают участие большое разнообразие пород. Среди силикатных магматических пород характерно наличие щелочных и субщелочных габброидов и сиенитов, с подчиненной ролью ультраосновных и кислых пород. В строении комплексов на территории Южной Монголии участвуют меланефелиниты, шонкиниты и сиениты; для Западного Забайкалья характерны субщелочные габброиды и сиениты, шонкиниты; для Мурунского комплекса – шонкиниты, разнообразные сиениты и щелочные граниты. Для карбонатитов Центральной Тувы, ассоциирующие с ними силикатные магматические породы пока не установлены. Карбонатиты участвующие в строении комплексов разнообразны по составу, и, как правило, многофазны. Несмотря на вариации составов породоопределяющих карбонатов (кальцит, доломит, анкерит, сидерит, карбонаты бария и стронция) их общая минералогическая специализация хорошо прослеживается. Одна или несколько минеральных разновидностей карбонатитов содержат в своем составе сульфаты или карбонаты Ba и Sr, флюорит, апатит, фосфаты или карбонаты редкоземельных элементов. Силикатные минералы, которые в целом не характерны в составе карбонатитов данных комплексов, представлены преимущественно слюдами. В строении ряда комплексов широко проявлена постмагматическая минерализация, которая, в целом, приводит к увеличению минералогического разнообразия породообразующих минералов, но не изменяет их общую геохимическую специализацию.

Геохимическая специализация пород рассматриваемых комплексов (как карбонатитов, так и силикатных магматических) выражается высокими содержаниями в них Sr, Ba, LREE, P, S и низкими концентрациями Nb и Ta. В карбонатитах уровень концентрации стронция, бария и редкоземельных элементов часто оказывается настолько высоким, что в породах не только появляются их собственные минералы, но и они уже выступают в роли породообразующих. Так, для Мушугайского комплекса характерно присутствие в составе карбонатитов барита и целестина. Даже в расплавных включениях из минералов меланефелинитов в качестве дочерних фаз выступают минералы Sr и Ba. Одна из разновидностей карбонатитов Западного Забайкалья содержат в своем составе барит, целестин, барито-целестин, стронцианит и монацит, а другая барито-целестин и фторкарбонаты редкоземельных элементов, причем данные сульфаты являются главными породообразующими минералами. Мурунский комплекс является уникальным в отношении карбонатной Sr-Ba минерализации карбонатитов [3]. Баритоцелестин известен в составе лампроитов данного комплекса. Для карбонатитов Центральной Тувы характерно присутствие барита, баритоцелестина и фторкарбонатов редкоземельных элементов.

Комплексные геохимические и изотопногеохимические (O, C, S, Sr, Nd) данные состава пород карбонатитовых комплексов показывает, что все они имели мантийные источники [4, 5].

Рассматриваемые позднемезозойские карбонатитсодержащие комплексы пород локализируются в четырех обособленных друг от друга ареалах (рис.) – Западно-Забайкальском, Южно-Хангайском, Центральном-Алданском и Центральном-Тувинском. Эти ареалы позднемезозойского карбонатитового магматизма являются неотъемлемой частью областей мезозойско-кайнозойского внутримитного магматизма на территории Центральной Азии (см. рис.). Формирование этих областей было сопряжено с процессами рифтогенеза, инициированного воздействием на литосферу мантийных плюмов или горячих точек мантии, которые объединяются в Центральном-Азиатское горячее поле мантии или гигантский суперплюм [6]. Свидетельства его активности на протяжении фанерозоя, в виде продуктов внутримитного магматизма, в настоящее время установлены на территорию Монголии, Тувы, Забайкалья и Западного Алдана. Специфика развития этого горячего поля в позднем мезозое состояла в том, что в разных участках огромной территории геологически одновременно проявился карбонатитовый магматизм. Это позволяет нам выделять позднемезозойскую Центральном-Азиатскую карбонатитовую провинцию, отдельные ареалы карбонатитового магматизма которой приурочены к обособленным областям (ареалам) мезозойско-кайнозойского магматизма.

Схема строения позднемезозойской карбонатитовой провинции
Центральной Азии



Работа проводилась при финансовой поддержке: проект РФФИ 03-05-64585, грант Президента РФ МК-877.2003.05.

- [1] Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. – 276 с.
- [2] Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000.
- [3] Конев А.А. Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива – Новосибирск. Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. – 222 с.

- [4] Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 168-188.
- [5] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З. Изотопный состав Sr и Nd основных вулканитов Южно-Хангайской горячей точки Центральной Азии // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 230-234.
- [6] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43-64.

ГРАНИТОИДЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА – ИНДИКАТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙСКОЙ ЮВЕНИЛЬНОЙ КОРЫ И ПОСЛЕДУЮЩИХ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ

А.Д. Ножкин, О.М. Туркина*, Т.Б. Баянова**, А.В. Травин****

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, nozhkin@uiggm.nsc.ru

**Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, bayanova@geoknc.apatity.ru

***Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, travin@uiggm.nsc.ru

Для выяснения строения и природы докембрийских структур ближайшего складчатого обрамления Сибирского кратона и понимания ранних этапов становления и эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса важное значение имеют выделенные в последние годы рифейские энзиматические островодужные и океанические комплексы Арзыбейского и Шумихинско-Кирельского террейнов в Присянье, Исаковского офиолитового пояса и Предивинского террейна в Енисейском кряже, Байкало-Муйского пояса в Северном Прибайкалье. По характеру породных ассоциаций и их геохимическим параметрам данные магматические образования соответствуют комплексам ювенильной коры, сформированной на океаническом основании в связи с проявлением мантийного и последующего преимущественно первичнокорового магматизма. Такие сегменты новообразованной сиалически-фемической коры в разные эпохи позднего протерозоя-раннего палеозоя были аккретированы к Сибирскому кратону и некоторые из них (например, Арзыбейско-Дербинский блок) являлись пассивной окраиной с терригенно-карбонатным чехлом, в последующем подверженным складчатости, метаморфизму и гранитизации.

Аккреционные комплексы представлены как фрагментами океанической коры (офиолитами), так и преимущественно островодужными образованиями. Последние варьируют по характеру породных ассоциаций от типичных примитивных океанических, включающих вулканиты толеитовой и известково-щелочной серии, до более эволюционировавших островных дуг с проявлением ассоциаций известково-щелочной серии. Этими аккреционными комплексами обрамляется на значительном протяжении древний Сибирский континент с юго-запада и юга. В современной структуре они образуют узкий, достаточно протяженный Енисейско-Саяно-Байкальский пояс, который прослеживается от северной части Енисейского кряжа, вдоль структур Главного разлома Восточного Саяна, на юго-западе, и далее в Байкало-Муйский район на юге. Индикаторами ювенильной коры и аккреционно-коллизиионных событий в этом поясе являются гранитоиды, обладающие рядом общих геохимических черт, но различающиеся по геолого-структурной позиции и изотопно-геохронологическим признакам.

С островодужными вулканическими комплексами вышеназванных террейнов в тесной пространственной и генетической связи ассоциируют интрузивные гранитоиды тоналит-трондьемитового ряда двух типов: высокоглиноземистые известково-щелочной и низкоглиноземистые толеитовой серий. Наиболее крупные интрузивные массивы плагиогранитоидов островодужного типа известны в Арзыбейском и Шумихинско-Кирельском тер-

рейнах. Последний из них является фрагментом аккреционной структуры Канского блока. Два контрастных геохимических типа тоналитов и трондьемитов (ТТ) – высоко- и низкоглиноземистый существенно различаются по распределению РЗЭ, Y и Sr. Высокоглиноземистый тип обладает низкими концентрациями Y, тяжелых РЗЭ и высокими Sr и соответственно имеют высокие $(La/Yb)_n$ и Sr/Y , второму присущи диаметрально противоположные характеристики [1]. Сочетание двух типов ТТ в единых геологических структурах обусловлено возможностью реализации контрастных Р-Т условий образования первичных расплавов в островодужной обстановке. Ассоциация двух типов ТТ может рассматриваться как индикаторная для океанических надсубдукционных обстановок докембрия.

Становление островных дуг и тоналит-трондьемитовых массивов Арзыбейского и Шумихинско-Кирельского террейнов, согласно результатам U-Pb и Sm-Nd датирования ортогнейсов и интрузивных ТТ происходило ~ 1,1–1,0 [2] и 0,7 млрд лет назад [3]. ТТ характеризуются высокими положительными значениями ϵ_{Nd} (+6,8 и +6,4), различными модельными возрастами источника – $T(DM) = 1127–1090$ и 855 млн лет соответственно для Арзыбейского и Шумихинского массивов. Следовательно, геохронологические и изотопно-геохимические данные по островодужным ТТ свидетельствуют о проявлении двух эпох формировании ювенильной коры в обрамлении Сибирского кратона.

Ag-Ag датирование биотитов из плагиогнейсов Арзыбейского и Шумихинско-Кирельского террейнов показало практически один и тот же возраст: 554 ± 7 и $551,3 \pm 2,9$ млн лет. Близкий возраст обнаруживают и роговые обманки из амфиболитов Канского зеленокаменного пояса (Канский блок) ($563,3 \pm 2,2$ млн лет), а также раннедокембрийского фундамента кратона (Бирюсинский блок Присаянского выступа) ($564,4 \pm 5,8$ и $576 \pm 5,8$ млн лет). Близкие по времени тектонотермальные преобразования пород гетерогенных террейнов и окраины палеоконтинента могут свидетельствовать о вендских аккреционно-коллизионных событиях на границе Сибирского кратона. Важным индикатором этих процессов являются коллизионные гранитоиды Верхнеканского (Канский блок) и Широкологского массивов (Арзыбейский блок) с U-Pb возрастом циркона 555 ± 5 и 560 ± 20 млн лет соответственно [2, 4]. Указанные плутоны имеют резкие интрузивные контакты. Они дискордантны по отношению к гнейсовидности и складчатой структуре вмещающих толщ. Породы массивные, без признаков дислокаций, весьма характерных для пород вмещающей рамы. По геологическим и геохимическим признакам гранитоиды явно постколлизионные. По составу гранитоиды отвечают высокоглиноземистым трондьемитам и гранитам. Те и другие характеризуются пониженными концентрациями Th (4–8 г/т) и легких РЗЭ. Трондьемиты Верхнеканского массива с низким содержанием Rb (< 50 г/т), аномально высоким Sr (700–1400 г/т) и сильно фракционированными спектрами РЗЭ ($(La/Yb)_n = 11–30$). Они обнаруживают слабо отрицательное значение $\epsilon_{Nd}(T) = -0,8$, свидетельствующее о контаминации сиалическим коровым материалом более древнего возраста. Широкологские граниты Арзыбейского блока с модельным возрастом 974 млн лет, близким породам вмещающего островодужного комплекса, характеризуются повышенным положительным значением этого параметра ($\epsilon_{Nd}(T) = +5,8$).

Совершенно другой возраст и иную геологическую позицию имеют коллизионные гранитоиды Дербинского террейна, рассматриваемого [5] в качестве микроконтинента с метатерригенно-карбонатным чехлом. Данные по редкоэлементному составу метаосадочных толщ и интрузирующих гранитоидов послужили исходной посылкой для проведения аналогий между комплексами скрытого кристаллического основания Дербинского и островодужными образованиями Арзыбейского террейнов [6]. Гранитоиды, относящиеся к дербинскому комплексу, в пределах Манского белогорья образуют сравнительно редкие согласные, субсогласные пластообразные и секущие небольшие (до первых метров) по мощности тела и мелкие массивы в отложениях саянской (дербинской) серии. Юго-восточнее (бассейны рек Агул, Гутара, Уда) гранитоиды слагают более крупные массивы (Иденский, Удинский и др.) или ареалы пластовых и секущих тел, насыщающих разрез метаморфитов. Вмещающие метатерригенно-карбонатные толщи Дербинского блока ме-

таморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой (на юго-востоке) фации. Контактные изменения их вблизи гранитоидов отсутствуют или весьма слабо проявлены. Этот признак, а также складчатые формы пластовых тел и наличие явно секущих интрузий, свидетельствуют о развитии здесь как синметаморфических, синскладчатых, так и постскладчатых гранитоидов.

Гранитоиды представлены амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами и тоналитами, биотитовыми плагиогранитами, микроклиновыми гранитами и лейкогранитами, а также пегматоидными их разностями. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, ортит, реже гранат, а в плагиогранитоидах и диоритах и сфен. Пространственная разобщенность тел, сложенных плагио- и микроклиновыми гранитами не позволяет надежно установить их возрастные взаимоотношения. В отдельных случаях в плагиогранитах наблюдались жилы микроклиновых, в том числе субщелочных гранитов. Судя по петрохимическому составу 80 представительных проб, на Манском белогорье плагиогранитоиды составляют 30 %, Na-K граниты – 18 %, лейкограниты – 52 %, в том числе субщелочные их разности 24 %. В бассейне р. Уда граниты и лейкограниты, включая субщелочные лейкограниты, присутствуют примерно в равных соотношениях. Плагиограниты и низкощелочные граниты составляют около 20 %.

Гранитоиды дербинского комплекса относятся к метаалюминиевому типу и характеризуются повышенным содержанием СаО. В целом они обладают пониженными концентрациями некогерентных редких элементов – Th, Rb, Zr, легких лантаноидов, повышенными Sr и Ba, обеднены тяжелыми лантаноидами, что обуславливает преимущественно фракционированные редкоземельные спектры с повышенным La/Yb отношением. Отмечается рост содержания Th и других некогерентных редких элементов с северо-запада на юго-восток. Указанные особенности минерального состава и распределения петрогенных и редких элементов свидетельствуют о принадлежности этих пород к гранитам I-типа. В соответствие с классификацией Дж. Пирса они соответствуют гранитоидам островных дуг.

Получены новые данные по изотопному возрасту гранитоидов дербинского комплекса и вмещающих метаморфических пород. Из пробы мелкозернистого амфибол-биотитового кварцевого диорита (жильное тело мощностью 1,6 м) исследованы U-Pb и Ar-Ar методом циркон и биотит. На диаграмме с конкордией точки трех фракций циркона располагаются практически конкордантно. Среднее значение возраста – 498 ± 5 млн лет отвечает времени магматической кристаллизации кварцевых диоритов. Это значение совпадает с Ar-Ar возрастом ($500,1 \pm 2,6$ млн лет) роговой обманки, выделенной из амфиболовых кристаллосланцев алыгджерской свиты, которые вмещают жилы кварцевых диоритов, плагиогранитов и аплитовидных гранитов. Биотит кварцевых диоритов показывает заметно меньший возраст (449 ± 4 млн лет), что вероятно связано с частичной потерей Ar, вызванной воздействием Na-K гранитов. Тонкие прожилки аплитовидного гранита пересекают кварцевые диориты. Кроме того, Na-K граниты здесь же наблюдаются в виде самостоятельных жильных тел. Роговая обманка из биотит-амфиболовых плагиогнейсов этой же толщи показала Ar-Ag возраст $482,4 \pm 6,3$ млн лет (хр. Тэло, в 90 км к юго-востоку) и $467,2 \pm 3,4$ млн лет (бассейн р. Уда). Более молодые значения возраста получены для биотитов из биотит-амфиболовых плагиогнейсов ($439,5 \pm 6$ млн лет) и графитистых биотитовых сланцев ($432,2 \pm 6$ млн лет) из бассейна р. Уда. Биотиты из плагиогранитов и гранитов этого района характеризуются возрастными значениями соответственно $442 \pm 4,5$ млн лет и $421 \pm 4,1$ млн лет. Все эти данные свидетельствуют о проявлении кембро-ордовикского метаморфизма и коллизионного гранитообразования в пределах Дербинского террейна, очевидно обусловленных причленением этого террейна к окраине Сибирского кратона.

Дополнительная информация о времени корообразующих событий в пределах Дербинского террейна получена при Sm-Nd изотопных исследованиях. Кварцевые диориты с возрастом ~500 млн лет характеризуются $T(DM) - 1062$ млн лет и $\epsilon Nd = +1,4$, с учетом данных по другим гранитоидам дербинского комплекса ($T(DM) = 930 - 1060$ млн лет) [7], фор-

формирование нижнекоровых источников гранитоидов связано с мезо-неопротерозойским этапом.

Таким образом, в аккреционном поясе Восточного Саяна установлены следующие этапы формирования гранитоидов: мезо- и неопротерозойский, связанные с формированием островодужных комплексов, поздневендский и кембро-ордовикский, отвечающие аккреционно-коллизийным событиям.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» и РФФИ (проекты № 04-05-64301 и 03-05-64936).

- [1] Туркина О.М. Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 2002. – 43. – 5. – С. 420-433.
- [2] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибилова Е.В. и др. Арзыйский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Докл. РАН. – 2004. – 394. – 6. – С. 812-817.
- [3] Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д., Грачева Т.В., Шевченко Д.О. Новые данные о возрасте шумихинского палеостроводужного комплекса (Восточный Саян): позднерифейско-вендское корообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2000 – 45. – 12. – С. 1790-1797.
- [4] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса // Геология и геофизика. – 2001. – 42. – 7. – С. 1058-1078.
- [5] Берзин Н.А. Тектоника южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Дис. в виде науч. докл. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. – 51 с.
- [6] Туркина О.М. Гранитоиды дербинского комплекса (Восточный Саян): геохимия и источники расплавов // Геология и геофизика. – 1997. – 38. – 7. – С. 1192-1201.
- [7] Туркина О.М., Ножкин А.Д. Этапы формирования коры Канского и Арзыйско-Дербинского композитных блоков (микроконтинентов) // Настоящий сборник.

ЭФфуЗИВНО-ДАЙКОВАЯ СЕРИЯ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КАНЬОНА р. СУВРА-ГОЛ (хр. ХАН-ТАЙШИРИ, МОНГОЛИЯ)

В.И. Переляев, А.С. Гибшер**, А.Б. Рябинин****

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

***Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, gib@uiggm.nsc.ru*

****Новосибирск, Новосибирский государственный университет*

В первые годы активного изучения офиолитов господствовало представление, что разрезы практически любых офиолитовых ассоциаций, вне зависимости от их возраста и структурного первичного положения, аналогичны разрезам офиолитов, изученным в Турции, Греции, Сирии, а также на Кипре и в Омане. В последнем случае, разрез покрова Сеймал стал своего рода эталонным [1]. Однако позднее было обнаружено, что существуют изначально различные типы офиолитов.

Вместе с тем вывод о том, что офиолиты обладают определенной последовательностью пород в вертикальном разрезе остается неоспоримым. Такая точка зрения основана на реальных полевых наблюдениях, не смотря на то, что в большинстве конкретных регионов их распространения первичная «псевдостратификация» офиолитов подвергнута тектонической переработке.

Самые верхние части разрезов офиолитовых ассоциаций состоят из своеобразного дайкового комплекса долерит-диабазового состава, известного под названием «комплекса параллельных даек», «пластинчатого комплекса» или комплекса «дайка в дайке», а также

«Sheeted dike complex» в англоязычной литературе. Этот комплекс, впервые описанный на Кипре, в последствии был документирован в различных районах мира, в настоящее время укрепилось представление о том, что эти комплексы полностью состоят из прилегающих вплотную даек, крайне редко включающих более древние породы. Мощность комплексов может достигать нескольких километров.

Обилие даек долеритов (весьма сложных по своему строению магматических тел и сопутствующих образований) в офиолитовом разрезе привело исследователей к мысли, что формирование эффузивной, перекрывающей дайки, толщи происходило посредством вулканических аппаратов трещинного типа. Дайковые серии, таким образом, являются магмовыводящими каналами для залегающих выше базальтовых лав. Однако примеры обстановок позволяющих проследить переходы от даек к лавовым потокам, весьма немногочисленны, а выявление и доказательство подобных структур (палеовулканических) сопряжено с определенными трудностями. Постепенные переходы от даек к лавовым потокам описаны в ряде регионов развития офиолитовых ассоциаций подвижных поясов [2], а так же в зонах спрединга океанического дна и рифтах [3, 4]. Выявление и изучение объектов с сохранившимися соотношениями лав, даек и габброидов верхних камер офиолитовых ассоциаций представляется весьма важным и актуальным.

Наиболее ярким и уникальным примером, в ряду с Южно-Мугоджарской, является офиолитовая ассоциация хр. Хан-Тайшири в Монголии. Эффузивно-дайковая серия здесь представлена палеовулканическими сооружениями различных морфотипов, где отчетливо наблюдаются не только переходы между дайками и лавами (трубообразными, подушечными и шаровыми), а также сложное внутреннее строение дайкового комплекса и вулканических построек (стогообразных, лавовых плато), венчающих магмовыводящие каналы. Присутствуют и вулканические сооружения, формировавшиеся в результате проявления ареального вулканизма, сложенного преимущественно потоками базальтов трубообразной и пластинчатой формы. Поперечник подушек и труб достигает 0,7–1,5 м. Базальты афировые имеют серо-зеленый, темно-серый с коричневатыми оттенками цвет с различным количеством миндалин, размеры которых колеблются от 2–3 мм и до нескольких см.

В верхней части разреза базальты чередуются с андезибазальтами миндалекаменными буроватого цвета, приобретающими на выветрелой поверхности красновато-бурый оттенок и андезитами, содержащими в своем составе до 10 % рудного вещества. Эти породы образуют трубообразные и массивные потоки лав; последние превращены в брекчии. Отмечающиеся в лавах миндалины, выполнены кварцем, халцедоном и кальцитом. Кроме того, эффузивы интенсивно пропитываются кремнистым и кремнисто-карбонатным веществом и сопровождаются гиадокластитами, представляющими собой продукты дробления, распыления базальтовой лавы. Гиадокластиты состоят из остроугольных обломков вулканического стекла, часто измененного, с примесью (или без) кремнисто-карбонатного материала и, по-видимому, выполняют прикратерные фации выводных каналов.

Другой наиболее характерный тип вулканических сооружений – локальные вулканические постройки типа холмов или структур типа «пальмового дерева» с расходящимися в разные стороны трубообразными потоками от подводных каналов, выполненных дайками или неками долерит-диабазов. Вулканические сооружения данного типа образуют вулканические гряды поперечником несколько тысяч метров, ориентированные в субмеридианальном направлении. Межгрядовые депрессии выполнены турбидитами и гиадокластитами, включают своеобразные осадочно-эффузивные образования («серфингиты?»), отражающие процессы лавинного седиментогенеза, сопряженные с подводной вулканической деятельностью на глубинах менее 3–4 км.

По петрографическому и химическому составам вулканические и субвулканические образования, формирующие разноориентированные эффузивно-дайковые системы, различаются. Лавы, туфолавы и их субвулканические аналоги субшироко ориентированных зон растяжения отвечают высокомагнезиальным толеитовым сериям, а локализованные в субмеридианальных – низкокальциевым базальтам и андезитами.

Материалы по эффузивно-дайковой серии каньона р. Сувра-Гол по соотношению различных типов пород, внутреннему строению вулканических построек их форме и составу отражают сложную морфологию зоны спрединга, обусловленную влиянием разнообразных и неодновременно проявляющихся эндогенных процессов в литосфере переходных структур от океана к континенту. Разноориентированность дайковых систем является следствием мозаичного характера блоков фундамента – мантийного «клина» (чередованием блоков переходной, континентальной и океанической коры). Выявление и изучение подобных структур позволяет представить анатомию спрединга современных и древних подвижных поясов Земли.

- [1] Anon. Penrose field conference on ophiolites // *Geotimes*. 1972. Vol. 17. P. 24-25.
- [2] Зайков В.В. Трещинные вулканические аппараты офиолитовых комплексов (на примере Южного Урала) // Докл. АН СССР, 1986. Т 286, № 6. С. 1572-1575.
- [3] Ballard R.D., Moor J.G. Photographic atlas of the Middle – Atlantic ridge rift valey. New York, Heidelberg, Berlin. Springer Verlag, 1977. 114 p.
- [4] Атлас подводных фотографий Красноморского рифта. М.: Наука, 1983. 135 с.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -МЕТОД В ГЕОЛОГИИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

В.А. Пономарчук, А.В. Травин, Д.С. Юдин

Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
ponomar@uiggm.nsc.ru

В исследованиях геодинамической эволюции литосферы ключевое значение имеют геохронологические данные. Несмотря на большое разнообразие изотопных систем, уже более 30 лет особой популярностью пользуется методика $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, возникшая в результате модернизации Меррихью и Тернером К-Аг метода. В какой то степени $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод унаследовал часть той популярности, которой в свое время пользовался К/Аг, являвшийся наиболее массовым. Тем не менее, отношение к К-Аг датировкам нередко характеризовалось (и до сих пор характеризуется) определенным скепсисом. В качестве основного аргумента приводится низкая устойчивость изотопной К-Аг системы к внешним воздействиям.

Следует отметить, что фундаментальные теоретические и экспериментальные исследования, посвященные особенностям поведения этой системы (физико-химический, минералогический и геохимический аспекты), в которых ведущую роль в 60–70 годах играли отечественные школы [1, 2 и др.], совпали с периодом господства геосинклинальной парадигмы. Влияние последней существенно сказывалось на оценке достоверности и интерпретации К-Аг датировок интрузивных и метаморфических образований. При этом общепринятые геологические модели, связанные в основном с вертикальными движениями блоков земной коры, диктовали в качестве основного наложенного воздействия на изотопные системы – термическое воздействие.

По мере накопления большого количества К/Аг геохронологических данных возникало все больше вопросов, не находящих ответа. Как влияют на изотопно-геохимическое поведение К-Аг системы тектонические процессы, приводящие к пластическим и хрупким деформациям? Каков геологический смысл периодичности в $\sim 15 \div \sim 30$ млн лет, проявляющейся в датировках магматических комплексов Центрально-Азиатского пояса и других крупных подвижных поясов? Почему при аналитической погрешности определения возраста, составляющей от 1 % до 3 %, разброс датировок природных объектов существенно больше?

Ответы на многие вопросы были найдены только после появления геодинамической

парадигмы и параллельного внедрения в геохронологическую практику $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода датирования. Его важным методическим достоинством является возможность определения радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$ и индуцированного нейтронами на калии ^{39}Ar в одной пробе и, соответственно, – высокая чувствительность, возможность датирования не только отдельных минеральных зерен с использованием ступенчатого прогрева, но и изучения пространственного распределения K/Ar возраста в пределах одного зерна с помощью лазерного испарения вещества. Особенности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методики позволяют применение ряда внутренних приемов для выявления в исследуемых минералах наличия избыточного радиогенного аргона.

В результате детальных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований разнообразных объектов было показано, что во многих случаях больший по сравнению с температурой эффект на изотопную систему могут иметь деформации, модификации и/или перекристаллизация минералов, воздействие флюидных фаз. При этом «обнуление» K/Ar изотопных часов может происходить при температурах, значительно меньших температур «закрытия», (например – 300–400°C для слюды, 500–550°C для амфиболов), когда объемная диффузия становится менее значительной. Соответственно, это привело к расширению круга «датируемых» с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода геологических процессов [3, 4].

В то же время, в тех случаях, когда подвижность K/Ar и других изотопных систем определяется механизмом термически активированной диффузии, использование набора минералов-геохронометров с различными диффузионными параметрами привело к развитию отдельных направлений в геологических исследованиях, в частности – термохронологии.

В последнее время интеграция геологических, тектонических, структурных и геохронологических данных в сочетании с метаморфической петрологией обеспечила прорыв в реконструкциях тектоно-метаморфической, магматической истории фрагментов Центрально-азиатского подвижного пояса (коллизонные системы, высокобарические комплексы) [3, 4].

Существенный прогресс достигнут в исследовании порфировых рудных узлов Центрально-азиатского подвижного пояса, который также был обеспечен тесным сочетанием геологических, структурных, петрологических и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных [5].

Во всех перечисленных случаях был сделан вывод о том, что получение достоверных возрастных данных и, соответственно, надежная реконструкция геологической истории невозможны без выявления основных геологических факторов, контролирующих поведение изотопных систем в рассматриваемой обстановке. Поэтому «прямое» датирование по единичным образцам, каким бы высокоточным оно не было, оказывается явно недостаточным.

Сложность датирования магматических комплексов во многом обусловлена проявлением эндогенных процессов с периодичностью до третьего порядка (~20 -5 млн лет) в палеозойско-мезозойских образованиях [6]. Практический вывод из этого заключается в необходимости исследования всех фациальных разновидностей магматизма в регионе с применением итерационного подхода в последовательности: геологическая модель объекта – геохронология – возврат на объект и совершенствование модели – геохронология – модель.

Дальнейшее развитие $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода определяется проблемами интерпретации дискордантных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектров минералов из пород орогенных обстановок. На последнее, образовавшиеся в нижнее- и среднекоровых условиях, могут оказывать воздействие давление, превышающее 5–10 кбар, несколько различных эпизодов деформации и метаморфизма с сопутствующей рекристаллизацией и обрастанием зерен минералов, термические импульсы и снижение давления и/или температуры в течении эксгумации. При этом эффективные диффузионные параметры минералов могут измениться под воздействием деформации и композиционных преобразований в процессе геологической истории образования. Для решения этих задач предлагается использовать численное моделирование в

формате обратных задач – реконструкция по дискордантному спектру времени и интенсивности термического и барического воздействия на породы.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 03-05-64533, 02-05-64455.

- [1] Амирханов Х.И., Брандт С.Б., Батырмурзаев А.С. Физические основы калий-аргоновой геохронометрии. Махачкала, 1979. 172 с.
- [2] Морозова И.М., Рублев А.Г. Калий-аргоновые системы полиметаморфических пород / Под ред. Ю.А. Шуколюкова. – М.: Наука, 1987. – С. 19-28.
- [3] Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Теннисен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. – 2001. – № 12, с. 1347-1351.
- [4] Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С. ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН, 2003, т. 391, № 4.
- [5] Сотников В.И., Пономарчук В.А. Шевченко Д.О., Берзина А.Н. Аксугское Cu-Mo-порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, источники вещества // Геол. и геофиз., 2003, 44, № 11, с. 1119-1132.
- [6] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Ранне-палеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники). Докл. РАН, 2004, т. 396, № 3, с. 369-373.

К ОБОСНОВАНИЮ ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА (СИБИРЬ)

А.А. Постников, А.А. Терлеев

Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, PostnikovAA@uiggm.nsc.ru

Юго-восточная часть Восточного Саяна является чрезвычайно интересным регионом, где сосредоточены объекты исследования по древним офиолитам, глаукофан-зеленосланцевому метаморфизму, особенностям покровообразования, главным этапам геодинамического развития и рудообразования не только этого региона и Сибири, но и крупных суперконтинентов.

Несмотря на длительную, часто остро дискуссионную, историю его изучения, во многих проблемах его развития достигнуто единодушие, либо намечены тенденции сближения точек зрения. Однако при обосновании палеозойского отрезка времени дискуссии не утихают. В недавно опубликованных работах А.Б. Кузьмичева [1], А.А. Федотовой и Е.В. Хаина [2] вновь оспаривается молодое стратиграфическое положение ряда подразделений, органическая природа части палеонтологических остатков и тем самым наносится определенный «раскол» в методические приемы и результаты исследований.

Предметом настоящего сообщения является хушатайская свита, по которой были получены новые результаты, вносящие дополнения в степень обоснованности наличия ордовикско-силурийского этапа развития в регионе.

Хушатайская свита, выделенная А.Б. Кузьмичевым [3] в бассейне р.Сархой с размытом и несогласием залегает на сархойской серии и согласно через переслаивание перекрывается забитской свитой боксонской серии. Свита включена им в состав боксонской серии и по возрасту отвечает венду. Нами отложения хушатайской свиты закартированы также в районе Ухагольского месторождения и на стрелке рек Урдо- и Хойто-Боксон [6]. Ранее в этих районах она рассматривалась как часть разреза сархойской серии. Возможно хушатайская свиты распространена более широко и может быть выделена в других районах Боксон-Сархойской зоны и Монголии при детальном изучении состава толщ картируемых как сархойская серия. Так, в бассейне р. Мал. Сархой в отложениях относимых [3] к нижнесархойской серии нами в карбонатной гальке обнаружены археоциаты *Robustocyathus* sp. (определение И.Т. Журавлевой). Ранее здесь А.Б. Кузьмичев [4] указывал на на-

ходки мшанок или мшанкоподобных образований, которые он считал неорганическими образованиями. Впоследствии объем хушатайской свиты нами был увеличен за счет включения в состав ее верхней части олистостромовой толщи выделенной А.А. Постниковым [5] в бассейне рек Уха-Гол и Боксон; А.А. Терлеевым [6] и Е.В. Хаиным [7] – в бассейне р. Сархой и которая ранее объединяла карбонаты верхнесархойской подсвиты и грубообломочный («тиллитовый») базальный горизонт боксонской серии. Последние авторы дали ей название харагантинская (верхний кембрий – нижний ордовик).

Обломочный материал данной олистостромы представлен образованиями боксонской и сархойской серий. Принадлежность части олистолитов именно к боксонской серии, кроме литологической идентичности, установлена по мелкораковинной фауне, которая аналогична комплексу из забитской свиты [6, 8]. Кроме обломков пород этих двух серий, присутствуют многочисленные олистолиты и олистоплаки серых, массивных доломитов, отличающиеся от карбонатов боксонской серии. В этих доломитах А.А. Терлеевым найдены фораминиферы *Suleimanovella paulis* (E.Buk), не известные до сих пор из отложений древнее позднего силура [9].

Ю.П. Бутовым [9] на водоразделе рек Хойто и Урдо-Боксонов в сланцах хушатайской свиты (ранее рассматривавшихся в составе сархойской серии) были обнаружены отпечатки необызвествленных водорослей, определенных К.Б. Кордэ как *Chaetocladus capillatus* Hoeg. (лудковский ярус силура), *Buthotrephis* sp. (ордовик? – девон), *Algites enteromorphoides* Basson et Wood (поздний силур – девон), а по более позднему заключению А.А. Ищенко (ИГН АН УССР) возраст вмещающих поздний силур (лудлов – девон). Позднее из олистоплаков и олистолитов олистостромовой пачки, завершающей хушатайскую свиту в стратотипической местности, определены известковые водоросли *Renalcis* sp. (поздний венд – палеозой) [10], фораминиферы *Suleimanovella paulis* (Е. Вук.) (поздний силур – карбон), радиолярии *Paleocenospaera* sp. (ранний кембрий), проблематика *Melanocyrrillium* sp. (рифей – венд?) [9].

В настоящее время из карбонатных обломков этой пачки хушатайской свиты (бассейн рек Сархой, Уха-Гол) член-корреспондентом РАН Б.И. Чувашовым дополнительно определены фораминиферы *Archaelagena* sp. (силур – девон), *Parathurammina* sp. (силур – пермь), проблематика *Tubus* sp.; В.Г. Хромых (ИГНГ СО РАН) – строматопороидеи *Labechia* sp. (верхи среднего ордовика – низы карбона); Г.А. Карловой (ИГНГ СО РАН) – мелкораковинная фауна *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Anabarites trisulcatus* Miss., *Tiksitheca* sp. (поздний венд – ранний кембрий); А.А. Терлеевым – харовые водоросли семейства *Umbellaceae* Fursenko (поздний силур – ранний карбон). Данные палеонтологические остатки свидетельствуют о силурийском возрасте осадков, вмещающих эти образования.

Таким образом, в считавшемся единым опорном рифей-кембрийском разрезе Восточного Саяна в настоящее время находятся три, совершенно различных по возрасту и обстановкам формирования, комплекса пород:

- 1) внизу – верхнерифейская субаэральная островодужная сархойская серия;
- 2) выше расположена прибрежная, мелководная терригенная (в верхней части с олистостромой) хушатайская свита не древнее позднего силура и которая с глубоким размытием и перерывом залегает на сархойской серии;
- 3) в верхней части разреза древних толщ региона находятся в аллохтонном залегании шельфовые карбонатные породы венда – кембрия (боксонская серия),

Авторы благодарят перечисленных выше специалистов палеонтологов за консультации по определению органических остатков и сделанные ими заключения.

[1] Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. – М.: Научный мир, 2002. – 176 с.

[2] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: Пробел-2000, 2004. – 192 с.

- [3] Кузьмичев А.Б. Сархойская серия стратотипической местности (строение разреза, структурное положение, возраст) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. – Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1990. – С. 104-123.
- [4] Кузьмичев А.Б. О возможной неорганической природе мшанкоподобных образований сархойской серии Восточного Саяна // Литология и полезные ископаемые. 1990, № 1. – С. 132-135.
- [5] Хоментовский В.В., Пак К.Л., Постников А.А., Скопинцев В.Г. Геологическое строение бассейна р. Уха-гол (Восточный Саян) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. – Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1985. – С. 76-106.
- [6] Терлеев А.А., Постников А.А., Гибшер А.С. Возраст и положение боксонской серии в опорном разрезе верхнего докембрия-кембрия Восточного Саяна (реки Сархой, Ухагол) // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. – С. 80-81.
- [7] Хаин Е.В., Федотова А.А. Олистостромовые комплексы, связанные с формированием Боксонского покрова (бассейн р. Сархой, Восточный Саян) // Докл. РАН, 1995, т. 341, № 3. – С. 390-394.
- [8] Терлеев А.А., Постников А.А., Карлова Г.А. и др. Новые данные о возрасте забитской свиты Восточного Саяна (венд-ранний кембрий) // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1 (Материалы науч. конф.). – Томск: ТГУ, 1998. – С. 312-314.
- [8] Терлеев А.А., Задорожный В.М. Находка палеозойских фораминифер в "докембрии" Восточного Саяна (р. Сархой) // Докл. РАН, 1996, т. 351, № 3. – С. 373-374.
- [9] Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. – 153 с.
- [10] Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника, 1992, № 6. – С. 18-36.

ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ ДОУРАЛИД И ИХ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ В КОНТЕКСТЕ ТЕКТониКИ МОНГОЛО-УРАЛЬСКОГО ПОЯСА

В.Н. Пучков

Уфа, Институт Геологии УНЦ РАН

Доклад посвящен нескольким важным проблемам геологии и геодинамики уралид в контексте тектоники Урало-Монгольского пояса.

Проблема Палеоуральского океана

Недавно в Докладах РАН появилась статья С.Г. Самыгина и С.В. Руженцева, в которой утверждается, что Палеоуральский океан характеризовался сквозным развитием, начиная с докембрия. В пользу этого приводится факт наличия в базальных конгломератах ордовика Эбетинской антиклинали обломков серпентинитов и глаукофана. Однако последнее говорит о том, что данные офиолиты побывали в зоне субдукции и выведены на поверхность в результате коллизии. Поэтому они не могут свидетельствовать о сквозном развитии океанического пространства. В систему аргументации против вышеуказанной точки зрения входят: наличие азимутального несогласия между уралидами и докембрийскими (поздневендской и более древними) складчатыми системами Балтики, хорошо видное на картах магнитных и гравияномалий; наличие ордовикских рифтовых формаций; отсутствие на Урале метаморфизованных кремнисто-базальтовых комплексов древнее аренига. Этим уралиды отличаются от более восточных систем Монголо-Уральского складчатого пояса. Вместе с тем, следует подчеркнуть, что в позднем палеозое Урал был частью гигантской орогенической системы, возникшей при формировании Пангеи [1].

Геодинамические условия развития островных дуг уралид на примере Магнитогорской

Особенностью уралид является исключительно хорошая сохранность островодужных комплексов, дающая редкую возможность заглянуть «внутрь» островной дуги и вос-

становить, этап за этапом, особенности ее вулканизма, геодинамики и структурного развития.

В девонское время в Палеоуральском океане напротив южно-среднеуральской части пассивной окраины континента Балтики сформировалась Магнитогорская островная дуга с наклоном в сторону от континента.

В развитии дуги можно четко наметить следующие стадии:

- Создание условий в океанической коре, при которых возникает сочетание двух блоков: более тяжелого и более легкого. Наиболее естественно предположить, что такие условия возникают при сдвиге. Коробление океанической коры в это время вызвало возникновение условий для образования олистостромов.

- Погружение более тяжелого блока – возможно под действием конвекционного потока, увлекающего слэб в мантию. Возникновение зоны растяжения над погружающимся слэбом и развитие толеитовых базальтов и контрастной базальт-риолитовой формации. Начало плавления мантийного клина над слэбом. Возникновение бонинитоподобных пород вследствие высокой начальной температуры мантийного надсубдукционного клина.

- Переход от условий растяжения к условиям сжатия. Вхождение дуги в типичный, стационарный режим, накопление вулканитов известково-щелочной формации.

- Увеличение возраста субдуцируемой коры, и соответственно – увеличение тяжести слэба. Вследствие этого, увеличение наклона зоны субдукции и откат перегиба (шарнира) слэба с установлением условий растяжения. Образование преимущественно толеитовой и контрастной базальт-риолитовой формаций.

- Слэб становится постепенно все более легким вследствие вхождения в зону субдукции утоненной пассивной окраины континента. Уменьшение наклона субдукции и как следствие – смещение вулканической кордильеры в восточном направлении.

- Дальнейшее развитие процесса субдукции привело к коллизии островной дуги и континентальной окраины. При этом имели место следующие явления [2]:

1. Соскабливание жесткой фронтальной частью островной дуги глубоководных (батиальных и абиссальных) осадков и краевых офиолитов и надвигание их на континентальный шельф. Формирование аккреционного комплекса. Поднятие территории с образованием двух флишевых бассейнов и кордильеры Урал-Тау между ними.

2. Заклинивание зоны субдукции и слом слэба: его легкая, плавучая приконтинентальная часть поднялась к поверхности в качестве эклогит-глаукофансланцевого комплекса и начала размываться. Тяжелая часть начала тонуть, вызывая плавление в более глубоких частях надсубдукционного клина и приводя к образованию вулканитов повышенной щелочности. Вследствие заклинивания зоны субдукции, в раннем карбоне произошел ее перескок с формированием Валерьяновского окраинно-континентального пояса вулканитов.

3. Формирование сутурной зоны Главного Уральского разлома, отделяющей континентальную окраину с аккреционным комплексом на ней от реликта островной дуги.

Позднеколлизийные процессы и структуры на западном склоне Урала

Позднеколлизийные (верхнекаменноугольно-пермские) процессы привели на Урале к формированию складчато-надвигового пояса форланда, распространившегося к западу от раннеколлизийного аккреционного пояса. Структурные исследования, проведенные совместно с испанскими коллегами, показывают, что часть складчато-надвигового пояса форланда, простирающаяся к югу от Башкирского антиклинория до Прикаспийской впадины, отличается от типичных форландов рядом особенностей, среди которых значительное участие фундамента в коллизийных дислокациях, малый процент поперечного сокращения и значительные изменения структур по простиранию, связанные с влиянием кристаллического фундамента [3]. Влиянию последнего на структуры форланда во всеуральском масштабе посвящен доклад на 32-м МГК [4].

Изучение изменений осадочных пород, связанных с коллизийными процессами, в Башкирском антиклинории, показывает, что эти изменения варьируют от диагенеза до ме-

тагенеза и обнаруживают зависимость от позднепалеозойских надвигов и блокового деления пояса. Вместе с тем, локальное повышение метаморфизма в Ямантауском антиклинории до низов зеленосланцевой фации может увязываться с процессами в докембрийском бассейне. Повышение метаморфизма до такого же уровня в восточном крыле Зилаирского синклинория обязано шарьяжно-надвиговым процессам, имевшим место в течение раннего этапа коллизии в раннем карбоне [5].

Суперплюмы

Балтику, уралиды и районы Сибири объединяют, кроме всего прочего, проявления суперплюмовых процессов в среднем-позднем девоне и на границе перми и триаса [6, 7].

- [1] V. Puchkov. The Geology and geological history of the Urals in the context of the geological map of Europe // Abstr. of 32th IGC.
- [2] Brown D., V. Puchkov. Arc-continent collision in the Uralides, an IGCP-453, Uniformitarianism revisited: a comparison between modern and ancient orogens" conference and fieldtrip. Ufa, Design-PoligraphService, 2004, 76 pp.
- [3] Brown D., J. Alvarez-Marron¹, A. Perez-Estaun, V. Puchkov, Y. Gorozhanina The structure of the south Urals foreland thrust and fold belt at the transition to the Pricaspian Basin // Journal of the Geological Society, London, Vol. 161, 2004, pp. 1–10.
- [4] V. Puchkov, D. Brown, A. Perez-Estaun, J. Alvarez-Marron. Controls of the Paleozoic continental margin on the Ural's foreland structure. Abstr. of 32th IGC.
- [5] Glasmacher U., I. Matenaar, W. Bauer, V.N. Puchkov. Diagenesis and incipient metamorphism in the western fold-and-thrust belt, SW Urals, Russia // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.) (2004) 93:361-383.
- [6] M.K. Reichow, A.D. Saunders, A.V. Ivanov, V.N. Puchkov. LIPs of the month. March 2004. The Siberian large igneous province. <http://www.largeigneousprovinces.org/LOM.html>
- [7] Veymarn A.B., V.N. Puchkov, A.N. Abramova, O.V. Artyushkova, V.N. Baryshev, K.E. Degtyaryov, L.I. Kononova, V.A. Maslov, V.M. Mosejchuk, V.N. Pazukhin, N.V. Pravikova, A.V. Tevelev, A.V. Yarkova "Stratigraphy and geological events at the boundary of the Famennian and Frasnian ages in the Southern Urals" // Geological Quarterly, in press.

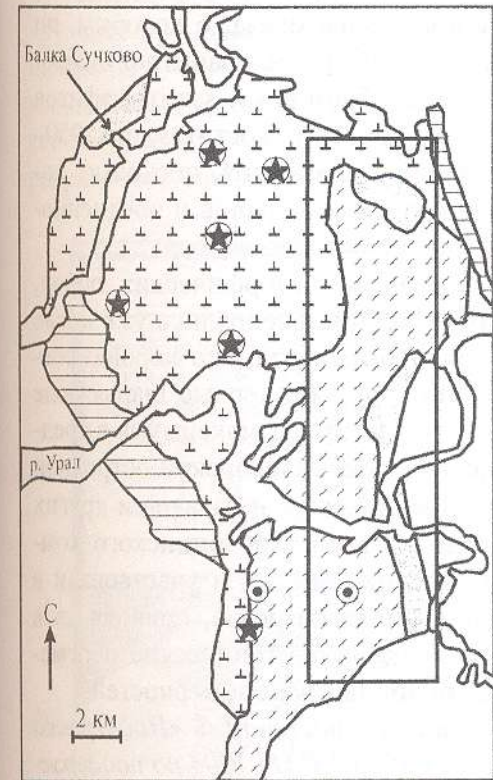
ФРАГМЕНТЫ ГРАНУЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ В ХАБАРНИНСКОМ ОФИОЛИТОВОМ АЛЛОХТОНЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Е.В. Пушкарев, А.П. Бирюзова, С.В. Прибавкин

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, pushkarev@igg.uran.ru

Хабарнинский мафит-ультрамафитовый массив входит в состав верхней тектонической пластины Сакмарской аллохтонной зоны на Южном Урале, которая, как предполагается, сложена островодужными и океаническими комплексами, надвинутыми на край Восточно-Европейского палеоконтинента в ходе закрытия уральского палеоокеана [1]. Благодаря значительным размерам (около 400 км²) и хорошей сохранности внутренней структуры, было установлено сложное строение массива, состоящего из четырех различных магматических комплексов, различающихся по набору и составу пород, геодинамическим условиям образования, и характеру деформаций (рис.). В разрезе Хабаровинский массив имеет блюдцеобразную форму с падениями всех контактов к центру под разными углами. Центральное ядро сложено сильнодеплетированными гарцбургитами с подчиненным развитием дунитов и лерцолитов, прорванные породами аккермановского комплекса, представленного расслоенной верлит-габбровой серией, плагиогранитами и параллельными диабазовыми дайками. В целом, эта ассоциация рассматривается как фрагмент островодужного офиолитового комплекса, предположительно ордовикско-силурийского возраста. С востока породы офиолитовой ассоциации подстилаются расслоенной дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовой интрузией восточно-хабарнинского комплекса (ВХК), который по набору пород и особенностям их состава сопоставляется с 30-

нальными комплексами Урало-Аляскинского типа. Гарцбургиты центрального ядра прорваны сериями кольцевых пироксенит-габбро-гранитоидных интрузий, сходных по составу пород с ВХК. Возраст последних двух комплексов, определенный Rb-Sr, K-Ar и Sm-Nd методами соответствует нижнему-среднему девону (408–368 млн лет). Помимо этого, в состав хабарнинского аллохтона включена толща метаморфических пород, преимущественно амфиболитов, развитая вдоль его северо-западного, северного и восточного экзоконтактов. Во всех случаях метаморфические породы падают под массив с углами от 5–10 до 30–40°, формируя его постель, а видимая мощность толщи не превышает 1–2 км. Совместно с ультрамафитами амфиболиты надвинуты на слабометаморфизованные аркозовые песчаники и конгломераты кидрясовской свиты нижнего ордовика, которая, как предполагается, маркирует своим появлением начало рифтогенного процесса, приведшего в итоге к раскрытию уральского палеоокеана.



- 1
- 2.
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7

Рис. Схема геологического строения Хабарнинского массива.

1 – вмещающие вулканогенно-осадочные и метаморфические породы палеозоя; 2 – офиолитовые ультрамафиты лерцолит-дунит-гарцбургитового комплекса; 3 – породы аккермановского верлит-габбро-плагиигранитного комплекса; 4 – восточно-хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый комплекс; 5 – молостовский комплекс кольцевых клинопироксенит-габбро-гранитных интрузий; 6 – экзоконтактовые метаморфические породы (амфиболиты, гранулиты, гнейсы, кварциты); 7 – положение фассаитсодержащих известково-магнезиальных скарнов. Прямоугольником отмечена изученная территория.

Изучение метаморфических пород в восточном экзоконтакте массива показало, что толща имеет двучленное строение. Нижний, лежащий бок сложен однородными, мелкозернистыми, гнейсовидными, сильно рассланцованными амфиболитами, с геохимическими характеристиками близкими к MORB. Верхний, висячий бок, существенно меньший по объему, представлен сильно метаморфизованными амфиболитами, с реликтами более ранних двупироксеновых ассоциаций, которые переслаиваются с гранатовыми амфиболитами, гранат-амфибол-биотитовыми кварцито-гнейсами, фенгит-биотит-гранатовыми сланцами, гранат-биотит-графитовыми кварцитами. Эти породы контактируют с габбро-норитами ВХК, где по ним развиваются пироксеновые роговики. В отдельных разрезах, непосредственно под габбро-норитами ВХК залегают двупироксеновые гранулиты основного состава, перемежающиеся с кианитовыми и силиманитовыми рутилсодержащими гранатитами, графит-рутиловыми кварцитами и гнейсами. Минеральный состав пород указывает на терригенное происхождение субстрата метаморфитов. Вместе с габбро-норитами метаморфические породы участвуют в высокотемпературных твердопластических деформациях с образованием ультрабластомилонитов. Особенности геохимии пород свидетельствуют, что, по крайней мере, часть из них соответствует гипотетическому составу нижней континентальной коры.

Фрагменты полосчатых метаморфических пород были обнаружены нами также в виде крупных ксеноблоков внутри габбро-норитов и вебстеритов ВХК. Помимо двупироксеновых гнейсов или гранулитов основного состава и пироксеновых кварцитов, здесь встречаются пироксеновые кальцифиры, гроссуляр-фассаитовые и шпинель фассаитовые известково-магнезиальные скарны, субстратом для которых послужили породы типа мергелей. Уникальной особенностью этих пород является присутствие в их составе предельно высокоглиноземистых фассаитов, содержание глинозема в которых достигает 21–22 мас. % и соответственно доля чермакитового минала превышает 40 % ($\text{SiO}_2 = 40.44$; $\text{TiO}_2 = 0.06$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21.51$; $\text{FeO}_{\text{общ.}} = 2.76$; $\text{MnO} = 0.05$; $\text{MgO} = 8.19$; $\text{CaO} = 25.66$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.03$).

Расчеты Р–Т-параметров минеральных равновесий для метаморфических пород из восточного экзоконтакта Хабаровинского массива в среднем дают температуры, варьирующие в интервале 600–850°C при давлении 5–7 кбар. Присутствие коричневого амфибола более позднего по отношению к двупироксеновым ассоциациям свидетельствуют, что породы прошли стадию высокотемпературного водного диафтореза, с которым, по видимому, связаны явления начального анатексиса пород и отделение гранитной лейкосомы. Двупироксеновые гранулиты и кальцифиры внутри габброидов и ультрамафитов ВХК сохраняют признаки более высокотемпературных равновесий, достигающих 950–1000°C. Вероятно, что эти породы прошли стадию частичного плавления, поскольку характеризуются высокомагнезиальными составами темноцветных минералов и обедненностью гранитными компонентами.

Геологические соотношения офиолитовых перидотитов, метаморфических пород, габброидов и ультрамафитов ВХК свидетельствуют, что последние внедрялись уже после обдукции офиолитов на край Восточно-Европейского палеоконтинента, что хорошо совпадает с девонским временем их формирования. Известно, что уже первые шарьяжные перемещения на Южном Урале начались в нижнем девоне и достигают максимума в среднем и позднем девоне в связи с коллизией края континента с Магнитогорской островной дугой и выведением на приповерхностные уровни высокобарических эклогитов и других пород максютовского комплекса [1, 2]. При этом породы восточно-хабарнинского комплекса не только захватывали ксенолиты гранулитовых ассоциаций, но и участвовали в эксгумации крупных блоков и фрагментов стратифицированных разрезов, приводя их в соприкосновение с аллохтонными перидотитами. Более поздние тектонические перемещения несколько усложняют картину, но не нарушают ее основных закономерностей.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ «Поддержка ведущих научных школ»: НШ-85.2003.5 и гранта Президиума УрО РАН 2004 по поддержке исследований молодых ученых и аспирантов.

[1] Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

[2] Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. – 2004. – № 4. – С. 20–44.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ОЧАГОВЫХ ОБЛАСТЯХ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ($M_s \geq 7.0$) МОНГОЛИИ

Н.А. Радзиминович, В.И. Мельникова

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

Территория Монголии известна своими сильнейшими землетрясениями. В данной работе рассматриваются сейсмические события с $M_s \geq 7.5$ происшедшие за последние 100 лет: Болнайские 1905 г. ($M_s = 7.8$ и 8.2), Фуюньское 1931 г. ($M_s = 8.0$), Гоби-Алтайское 1957 г. ($M_s = 8.1$), Могодское 1967 г. ($M_s = 7.5$) и Алтайское 2003 г. ($M_s = 7.5$). Последнее

хоть и произошло на территории России, но генетически относится к Монгольскому Алтаю. Очевидно, что во время сильных землетрясений выделяется подавляющая доля всей сейсмической энергии региона, а тип движений в очаге отображает направленность деформации сейсмогенерирующей структуры в целом. Поэтому представляет интерес оценка направленности и скорости сеймотектонической деформации (СТД), характеризующей очаговые области сильных землетрясений.

Следует отметить высокую степень изученности перечисленных землетрясений [1–6 и др.]. Все они произошли под действием СВ сжатия, разворачивающегося на ССВ при Алтайском землетрясении. Широтно ориентированные структуры в таком поле напряжений характеризуются левосдвиговыми подвижками (Болнай, Гобийский Алтай), северо-западные и меридиональные – правосдвиговыми (Могод, Монгольский Алтай) со взбросовой компонентой.

Вышеперечисленные землетрясения совместно с их сильнейшими афтершоками и другими сильными событиями в пределах каждой структуры имеют однотипный механизм очага, что позволило определить для них средний механизм по [7] (рис.). Энергетический вклад землетрясений в деформацию земной коры оценивался через их суммарный сейсмический момент, а для оценки размеров очаговой области использовались параметры разрывов вышедших на поверхность.

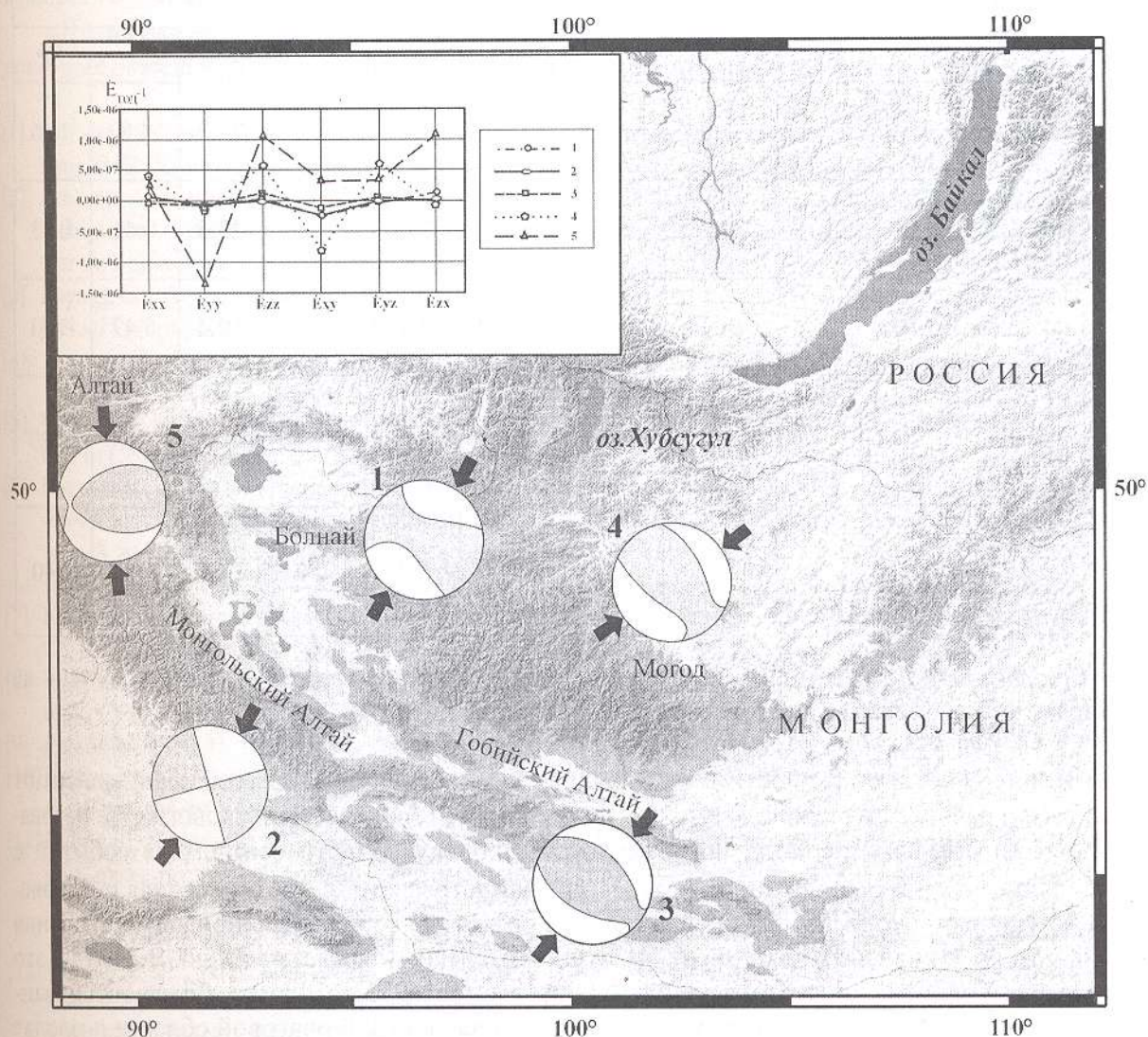


Рис. Тензор СТД (средний механизм) для некоторых районов Монголии по данным о сильных землетрясениях за 1905–2003 гг.

Закрашены области осей сжатия. На врезке приведен график средней скорости СТД по компонентам.

СТД оценивалась по [8] с использованием тензора сейсмического момента. Его компоненты рассчитывались по [9] по данным о фокальных решениях и сейсмических моментах в системе координат: x – на восток, y – на север, z – вверх.

Результаты расчета СТД, представленные в табл., показывают, что все очаговые области характеризовались положительным знаком вертикальной компоненты тензора СТД E_{zz} , что соответствует утолщению земной коры, и сокращением в направлении меридиональной компоненты E_{yy} . Такая ситуация является полной противоположностью расчетам, выполненным для Байкальской рифтовой зоны (см. статью В.И. Мельниковой в настоящем сборнике). Для областей всех землетрясений, кроме Гоби-Алтайского, вдоль широтной компоненты E_{xx} отмечается деформация удлинения (растяжение земной коры). Наибольшие значения величин присущи сдвиговой компоненте E_{xy} для Фуюньского, Болнайского и Гоби-Алтайского землетрясений, а также меридиональной E_{yy} для Могодского и Алтайского.

Таблица

**Компоненты тензора СТД для очаговых областей сильнейших землетрясений
Монголии ($M > 7.0$)**

N/п	Область, для которой рассчитывалась СТД, и землетрясения, входящие в расчет	$V \cdot 10^3, \text{ км}^3$	$\sum M_0 \cdot 10^{27}, \text{ дин} \cdot \text{см}$	$\langle E_{ij} \rangle 10^{-5}$					
				E_{xx}	E_{yy}	E_{zz}	E_{xy}	E_{yz}	E_{zx}
1	Болнай 09.07.1905, $M_s = 7.8$ 23.07.1905, $M_s = 8.2$	200	20.6	5.77	-9.29	3.52	-24.3	-4.82	12.6
2	Монгольский Алтай 10.08.1931, $M_s = 8.0$ 04.07.1974, $M_s = 6.9$	98	8.59	7.05	-7.05	0	-23.5	0.41	0.23
3	Гобийский Алтай 04.12.1957, $M_s = 8.1$ 03.12.1960, $M_s = 6.7$	164	13.1	-4.40	-7.62	12	-12.4	5.47	-1.31
4	Могод 23.06.1958, $M_s = 6.2$ 05.01.1967, $M_s = 7.5$ 20.01.1967, $M_s = 7.0$	20	0.45	2.02	-8.50	2.87	-3.9	3.05	-0.39
5	Алтай 27.09.2003, $M_s = 7.5$ 27.09.2003, $M_s = 6.6$ 01.10.2003, $M_s = 7.1$	25	1.09	1.32	-6.73	5.42	1.67	1.68	5.40

Примечание. V – объем очаговых областей землетрясений, принятых в расчет; $\sum M_0$ – их суммарный сейсмический момент.

Величина средней скорости деформации выбранного объема земной коры зависит от принятого в расчете интервала времени. В данной работе в качестве такового использовались оценки среднего периода повторяемости сильных землетрясений. Для событий с $M \geq 8.0$ был взят период равный 1000 лет, а для землетрясений с $M \geq 7.0$ средняя повторяемость составляет около 50 лет. Как видно из врезки на рисунке, наибольшие значения средней скорости для всех компонент присущи Алтайскому землетрясению. Вероятно, это связано с выбранным коротким периодом повторяемости. Несомненно, более обоснованные оценки повторяемости сильных землетрясений для каждой очаговой области позволят уточнить скорость сейсмогенной составляющей деформации в их пределах. В целом, наибольшие значения скорости СТД принадлежат сдвиговой компоненте (порядок величин составляет 10^{-7} год^{-1}). Велики также значения компонент E_{yy} и E_{zz} . Сильнейшие землетрясения Монгольского Алтая характеризуются деформацией чистого сдвига: сумма значений главных компонент их тензора сейсмического момента равна нулю.

По данным о голоценовых подвижках по главным разломам и GPS измерениям, скорость смещений в Монголии составляет несколько миллиметров в год [10, 11]. Скорости СТД в очаговых зонах сильнейших землетрясений показывают сопоставимые и даже несколько большие значения, что, вероятно, отражает кратковременную составляющую процесса деформирования. Но события с $M \geq 8$ оказывают эффект и на долговременную составляющую процесса вследствие постсейсмической деформации земной коры [12].

Также следует учитывать, что при расчете СТД по использованному в данной работе методу, из рассмотрения исключается деформация вращения, которая может быть оценена посредством сопоставления величин скоростей смещений по сопряженным разломам.

Таким образом, проведенные расчеты показали следующее. Направленность СТД для всех сильнейших землетрясений Монголии за последние 100 лет определяется сжатием земной коры, действующем, главным образом, в СВ направлении и разворачивающемся на СЮ по мере продвижения на запад (территория Российского Алтая). Все рассмотренные землетрясения характеризуются утолщением земной коры в их очаговых областях, но по величине доминирует сдвиговая составляющая деформации. Значения средней скорости СТД являются неожиданно высокими для области внутриплитной сейсмичности, какой является Монголия, что требует дальнейшего изучения, и разработки соответствующих геодинамических моделей.

Исследования поддержаны РФФИ: проект № 03-05-65418, Программой специализированных отделений РАН № 6.5., Программой Президиума РАН № 13.

- [1] Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии // С.Д. Хилько, Р.А. Курушин, В.М. Кочетков и др. – М.: Наука, 1985. – 224 с.
- [2] Schlupp A. Neotectonique de la Mongolie occidentale analysee a partir de donnees de terrain, sismologiques et satellitaires / These presentee a l'universite Louis Pasteur pour obtenir le grade de Docteur de l'universite Louis Pasteur de Strasbourg, 1996.
- [3] Bayasgalan A., Jackson J.A., A reassessment of the faulting in the 1967 Mogod earthquakes in Mongolia // Geophys. J. Int., 1999, 138, p. 784-800.
- [4] Молнар П., Курушин Р.А., Баясгалан А., Хаднат К.В. Дислокации Гоби-Алтайского (Монголия) землетрясения 1957 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 148 с.
- [5] Molnar P., Deng Qidong. Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in Central and Eastern Asia // J. Geophys. Res., vol. 89, 1984, p. 6203-6227.
- [6] Геодаков А.Р., Овсюченко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А. Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН» № 1(21) 2003. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/screp-8.pdf.
- [7] Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14-23.
- [8] Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясений и сейсмическое течение горных пород // Изв. АН СССР, Физика твердой Земли, № 1, 1974, с. 23-44.
- [9] Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии (отв. ред. С.Л. Соловьев). – М.: Наука, 1985. – 408 с.
- [10] Baljinnyam, I., et al., Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings, Mem. Geol. Soc. Am., 181, 62 pp., 1993.
- [11] Calais E., Vergnolle M., Sankov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjagal S., Devershere J., GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002): Implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res., Vol. 108, NO.B10, 2501, doi: 10.1029/2002JB002373, 2003.
- [12] Vergnolle M., Pollitz F., Calais E., Constraints on the velocity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in Western Mongolia // J. Geophys. Res., Vol. 108, NO.B10, 2502, doi:10.1029/2002JB002374, 2003.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ВПАДИНЫ

И.Н. Резанов, В.Л. Коломиец

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, rezanov@gin.bsc.buryatia.ru

Выявление условий происхождения мощных песчаных толщ вдоль юго-восточного побережья оз. Байкал является важнейшей проблемой неоплейстоценовой истории Восточной Сибири, с которой связано установление неотектонических, палеогеографических реконструкций и влияние этих процессов на экосистему Байкала. Особенность их распространения связана с речными долинами и межгорными впадинами, которые дренируются реками Байкальского направления стока. В процессе наших исследований в Усть-Селенгинской впадине выяснилось, что в низовьях р. Селенги речными и озерно-дельтовыми песками сложены II (12 м), III (20 м), IV (29 м), V (33 м) террасы и террасоувалы высотой 40-80 м.

Распределение мощностей песчаных осадков, которыми сложена система террас придельтовой части долины р. Селенги, полностью отвечает закономерности осадконакопления в ходе поднятий современного базиса эрозии водоприемного бассейна Байкала. Тыловые швы террасоувалов сопряжены с подгорными шлейфами, сформированными путем дефляции поверхностей прислоненных террас и накопления эоловых наносов на наветренных склонах с одновременным переотложением их дождевыми водами. Песчаные отложения вследствие недалекого переноса визуально не отличаются от развеваемых и перекрывают коренные цоколи эрозионных уровней и тектонические уступы. Это создает иллюзию о существовании еще более высоких террасоувалов до 800-900 м абсолютной высоты.

Наши исследования и расчеты показали, что накопление песчаной 40-метровой толщи отличалось усилением водности только в 1,5 раза против современного, и при таких условиях подъема уровня Байкала на 80-100 м не могло произойти. Для этого потребовалось бы увеличение влажности более чем в 1000 раз, что противоречит всем палеоклиматическим свидетельствам. Поэтому наиболее вероятным объяснением является то, что подъем уровня оз. Байкал, ингрессия вод в речные долины байкальского направления стока и накопление песчаных толщ происходили на фоне охвативших Прибайкалье дифференцированных тектонических движений с неоднократными поднятиями и опусканиями южного края Сибирской платформы.

Впервые выявлено, что литологически однородные песчаные толщи сложены разновозрастными осадками. Для этого проведено литолого-фациальное изучение разреза аллювиальной толщи Усть-Селенгинской впадины в карьере Селенгинского ЦКК с отбором проб для определения возраста радиотермолюминесцентным методом. Породы, залегающие в основании толщи имеют тазовский возраст (180000 л.н.). В это время, до начала вреза за счет поднятия Сибирской платформы, происходило накопление вод (в среднем 23 м) с одновременным опусканием впадин и образованием песков той же мощности, которое продолжалось до 170000 л.н. До конца тазовского времени (130000 л.н.) имел место врез в Сибирскую платформу на 43 м.

В начале казанцевского времени (130000 л.н.) также шел врез, который длился до 105000 л.н. и составил 18 м. Затем, в связи с очередным поднятием Сибирской платформы и опусканием впадин за 2000 лет мощность вод и песчаной толщи составили 8 м. После накопления водного уровня и песчаной толщи (103000 л.н.) движения Сибирской платформы не происходило, поэтому спуск вод и врез в Сибирскую платформу до 19 м закончился в начале зырянского времени (96000 л.н.). Исследования террасовых осадков показали, что в зырянское время движений Сибирской платформы не было, и шел постоянный врез до 35 м по породам шарыжалгайской серии.

По отобранным пробам из карьера Селенгинского ЦКК определены каргинский и

сартанский горизонты осадкообразования (54000–39000 л.н.; 22000–19500 л.н.), установлено время размыва (39000–32000 л.н.; 19500–14900 л.н.) и седиментации отложений (32000–27500 л.н.; 22000–19500 л.н.). Скорость накопления песчаной толщи пятой (33 м) террасы – 2,2 мм/год, время ее накопления – от 54000 л.н. до 39000 л.н. В начале каргинского времени началось поднятие Сибирской платформы, нашедшее отражение в виде образования низов данной террасы. Накопление же всей песчаной толщи сопровождалось поднятием уровня Байкала до 30 м и опусканием Усть-Селенгинской впадины на 30 м со скоростью ≈ 2 мм/год на протяжении 15000 лет.

После накопления песчаной 33-метровой толщи поднятие Сибирской платформы прекратилось и началось ее тектоническое снижение, которое шло от 39000 л.н. до 31000 л.н. Вначале выходил уровень воды, перекрывавший песчаную толщу, а затем, с перерывами, – размыв всей 33-метровой песчаной толщи (врез 4 м – IV эрозионная терраса, врез 16 м – III эрозионная терраса и 8 м – II эрозионная терраса; итого: ≈ 28 м). Согласно данным РТЛ-датирования 39000 л.н. начался спуск воды, который шел до 27 м, а затем – врез в первую каргинскую песчаную толщу до 4 м, который закончился 34600 л.н. Спуск воды и врез в эту песчаную толщу длился 4400 лет при скорости опускания вод 6,8 мм/год. Следующий врез составил 16 м за 2400 лет при скорости 6,8 мм/год. Уровень последнего вреза в первую каргинскую толщу составил 8 м до основания погребенной террасы, который длился 1200 лет со скоростью 6,8 мм/год. Таким образом, весь этот полный врез продолжался 8000 лет и закончился приблизительно 31000 л.н.

Затем, от 31000 л.н. снова началось поднятие южного края Сибирской платформы, что вызвало затруднение выхода вод в истоке Ангары, подъем уровня Байкала, ингрессию вод в речные долины, впадины его горного обрамления и накопление озерно-дельтовых песков II – наиболее поздней каргинской террасы. Согласно данным РТЛ-датирования условия и время осадконакопления фиксируются лишь от 31000 л.н. до 26500 л.н., поскольку высота террасы над современным уровнем оз. Байкал и мощность ее слоя составляют 9 м. При сравнении слоя осадков той же террасы переднего края дельты р. Селенги высота подпора вод оз. Байкал относительно подошвы этой террасы составляла около 18–20 м. Формирование этой песчаной толщи длилось 4500 лет со скоростью 2 мм/год. Ее верхний уровень не был выше и спуск воды (9 м) длился до начала сартанского времени со скоростью ≈ 2 мм/год.

По всей вероятности, от 26500 л.н. до 22000 л.н. ни поднятия, ни опускания Сибирской платформы не происходило и врез вод на выходе р. Ангары был подобен современному. Затем вновь произошло поднятие Сибирской платформы и накопление песчаной толщи. Вторая, каргинская терраса, высота которой относительно современного уровня р. Селенги составляет 12 м, перекрыта песчаными отложениями третьей террасы, современная высота которой 17–20 м, поскольку эти отложения мощностью до 5 м вложены в каргинскую толщу II эрозионной террасы, накопление которой началось 22000 л.н. (в начале сартанского времени), длилось 2500 лет и закончилось 19500 л.н. В это время уровень вод относительно подошвы III террасы составлял 10 м.

От 19500 л.н. до 10300 л.н. произошло опускание Сибирской платформы, спуск воды и следующий сартанский врез. При этом сначала шел спуск воды 5 м, затем врез в песчаную толщу 5 м, 9 м и 3 м (всего 22 м) при скорости $\approx 2,4$ мм/год.

В начале голоцена, при поднятии Сибирской платформы, было накопление первой (7 м) террасы (ее основание на глубине до 10 м), продолжавшееся в среднем 3500 лет со скоростью ≈ 2 мм/год. В дальнейшем, – за все 6500 лет голоцена, движения Сибирской платформы не происходило, а шло формирование высокой и низкой пойм.

Таким образом, в карьере Селенгинского ЦКК по РТЛ-датированию и определению характера ингрессий выявлено количество четырех подпоров Сибирской платформой, подъемов уровней вод оз. Байкал в данном месте относительно современного базиса эрозии в каргинское, сартанское и голоценовое время:

- 1) Поднятие южной окраины Сибирской платформы происходило 54000–39000 л.н.,

что привело к подпору вод оз. Байкал до 40 м относительно современного базиса эрозии с одновременным врезанием р. Ангары, ингрессии их в речную систему и накоплению песчаной толщи V террасы. 2) Врезание в эту песчаную толщу и формирование двух эрозионных террас началось после ее накопления в периоды 39000–34600, 34600–32200 и 32200–31000 л.н. при снижении уровня вод оз. Байкал до 30 м. 3) Поднятие уровня вод 31000–26500 л.н. в связи с подпором истока р. Ангары и накопление 5-метровой толщи. 4) Стабилизация Сибирской платформы 26500–22000 л.н. 5) Поднятие южной окраины Сибирской платформы 22000–19500 л.н. обусловило новый подпор, поднятие уровня и ингрессию вод Байкала до 10 м относительно современного базиса эрозии и формирование осадков III террасы. 6) Снижение уровня вод озера Байкал и врез в песчаную толщу при опускании Сибирской платформы 19500–10000 л.н. 7) Поднятие южной окраины Сибирской платформы и подпор вод озера Байкал 10000–6500 л.н. 8) Стабилизация Сибирской платформы от 6500 л.н.

Литолого-динамические и палеопотамологические исследования позволяют восстановить следующую обстановку аккумуляции отложений III и II террас. Осадки III террасы представлены довольно широким спектром литологических разностей – от песчаных алевритов (средневзвешенный диаметр частиц – $x = 0,08–0,1$ мм), алевропесков ($x = 0,16–0,17$) и алевритовых песков ($x = 0,18–0,20$) до средне-мелкозернистых алевритовых песков ($x = 0,22–0,4$ мм). Коэффициенты сортировки осадков Траска, а также стандартное отклонение находятся в рамках 1,26–1,37 и 0,04–0,17, соответственно, и характеризуют осадки как очень хорошо сортированные, что отражает значительное расстояние транспортировки и низкую скорость седиментации. Коэффициент асимметрии со сдвинутой модой в сторону крупных частиц, оценивает энергетические уровни живых сил седиментации как нормальные. Значения эксцесса в подавляющем большинстве положительны, что свидетельствует о стабильной динамике вещества на протяжении всего периода осадконакопления, значительном превышении скорости обработки поступающего в бассейн седиментации материала над привносом и, в целом, – относительно спокойном тектоническом режиме. Показатели коэффициента вариации по всей толще относятся к диапазону от 0,54 до 1,66. Этот факт подтверждает аквальное происхождение изучаемых осадков: меньшие значения принадлежат полю смешанного аллювиально-озерного генезиса, большие – полю однонаправленных постоянных потоков с сезонным колебанием водности.

Накопление осадков III террасы (начало сартанского времени) происходило в озеровидных, более глубоких (до 7 м) водоемах при наличии разветвленной сети протоков Селенги с турбулентным гидрологическим режимом. Ввиду общего преобладания в руслоформирующих фракциях средне-мелкозернистых песков становится очевидным главный способ транспортировки обломочных частиц путем сальтации, а также переносом более мелкого, алевритово-глинистого субстрата во взвешенном состоянии в виде суспензии за счет гидравлических ловушек. Впадающие в озера потоки, а также отдельные речные транзитные протоки ввиду подпора имели незначительные уклоны палеорусел 0,2–0,9 м/км, скорости транспортировки частиц 0,3–0,34 м/с, придонные скорости отложения 0,19–0,22 м/с, поверхностные скорости течения 0,4–0,5 м/с, максимальные глубины в меженный период 0,3–0,5 м и в половодье 1,3–1,8 м при ширине русел в момент наибольшего заполнения водой до 340 м. По числу Фруда водотоки характеризовались в основном равнинным ($Fr < 0,1$) типом постоянных, хорошо разработанных русел с площадью водосбора > 100 км², со свободным течением воды в обычных и благоприятных условиях состояния ложа.

В фациальном отношении эти осадки имеют двоякую природу: алевритово-песчаные разности отлагались в акватории озерного водоема со слабым волнением и придонным течением лимнической макрофации, а средне-мелкозернистые пески – блуждающими речными потоками с замедленными скоростями движения воды речной макрофации.

II терраса сложена гравийно-галечно-песчаными смесями ($x = 9,55$ мм). Общее количество галек не превышает 35 %, где преобладает средняя галька. На массовую долю гравийных частиц приходится от 3 до 12 % с доминированием мелкого гравия. Мелкообло-

мочная часть гранулометрического спектра представлена песками (6–72 %) с ярко выраженным господством мелкозернистой фракции и алевритово-глинистым материалом (от 1 до 95 %). Осадки плохо и абсолютно несортированы, что служит показателем небольшой дальности переноса и повышенной скорости седиментации.

Для палеопотамологических показателей отложений нижней эрозионной – II террасы среднекаргинского времени характерна наибольшая контрастность. Помимо палеорек, схожими с водными системами более позднего времени, здесь имели место крупные горные потоки с развитыми аллювиальными грядовыми формами ($Fr = 0,47$) и извилистыми, каменистыми руслами с беспокойным течением. Поверхностные скорости течения их составляли 2,07 м/с, пульсационные срывающие скорости транспортировки обломочного материала 1,21 м/с, придонные скорости отложения 0,78 м/с, глубины в меженьный период до 1 м, с существенным возрастанием в половодье до 6,8 м при уклонах водного зеркала 9,12 ‰. Динамика потоков имела уже ярко выраженный турбулентный режим осаждения. Следовательно, осадки, образовавшиеся в исходных условиях, по фациально-генетической природе относятся к аллювиальным русловым грядовым и в меньшей степени – пойменным пескам речной макрофации.

Таким образом можно утверждать, что на протяжении от среднекаргинского времени верхнего неоплейстоцена до границы с голоценом во впадине существовало несколько мелководных проточных озерных водоемов, гидродинамическая ситуация накопления осадков в которых была примерно равной. Реки, транспортировавшие осадочный материал, за это время также претерпели существенные изменения своего гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. В полном соответствии с вышеуказанным положением находится фациальная природа исследуемых отложений, принадлежащая двум основным макрофациям – речной (русловые и пойменные фации) и озерной (береговые и прибрежные фации). Характер процесса осадконакопления в среднекаргинское время свидетельствует о достаточно влажных климатических условиях. По мере приближения событий к голоцену происходит постепенное уменьшение размера руслоформирующей фракции, гидродинамических параметров процесса осадконакопления и водности в целом, что непосредственно имеет прямую связь с аридизацией климата в этот период. Все это свидетельствует об озерно-речном генезисе песчаных толщ в связи с подъемом уровней и ингрессиями вод Байкала, последующем врезании, размывами песчаных толщ и дальнейшим накоплением от неоплейстоцена до голоцена, вызванному многократными поднятиями южной окраины Сибирской платформы.

КОНЦЕПЦИЯ АСТЕНОСФЕРНЫХ ОКОН В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ СТРОЕНИЯ И МАГМАТИЗМА ЮГА СИБИРИ И ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Д.Н. Ремизов, Е.В. Хаин**, А.А. Федотова***

*Сыктывкар, Институт геологии КНЦ УрО РАН, remizov@rol.ru

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

В последние годы в мировой геологии широко обсуждается гипотеза “астеносферных окон”. Мы попытались применить эту концепцию для объяснения геологического строения районов юга Сибири и Полярного Урала.

Наиболее благоприятная для возникновения астеносферного окна обстановка складывается на континентальной окраине в случае погружения под нее спредингового хребта, осевой рифт которого играет роль ослабленной зоны, способствующей отрыву слэба и разрыву сплошности субдуцируемой литосферы. В настоящее время примером реализации такого механизма является восточная окраины Тихого океана вдоль побережья Калифорнии и южной части Чили. Здесь происходит субдукция активных спрединговых хреб-

тов – Хуан-Де-Фука в Калифорнии [1] и Южно-Чилийского на юге Южной Америки [2]. Такая же ситуация наблюдается в южной части архипелага Папуа – Новая Гвинея на островах Д'Эндрекасто [3]. Это явление в данных регионах сопровождается обдукцией офиолитов на окраину континента, интенсивным контрастным магматизмом, с одной стороны, внедрением мантийных базитов, с другой – обилием гранитоидных плутонов. Следствием обдукции офиолитов может явиться утолщение коры сверху за счет аллохтонных пластин. Поднятие и растяжение, которые проявляются после обдукции офиолитов, могут привести к выведению на дневную поверхность магматических и метаморфических образований, возникших на большой глубине (гранулитов и эклогитов). Их всплытие на дневную поверхность или эксгумация возможна при увлечении глубинного материала аномально разогретой мантией, поднимающейся из астеносферного окна [4].

Однако, сам по себе механизм появления астеносферного окна не объясняет существование линейных протяженных зон со специфическим магматизмом и метаморфизмом вдоль краев континентов, испытавших обдукцию офиолитов и интенсивные сдвиговые дислокации. Интересным и важным дополнением к этому представлению являются недавно опубликованные данные по Альпам, Северо-Американским Кордильерам – Аляске и Калифорнии и Южным Андам [5–10], которые свидетельствуют о том, что появлению астеносферных окон предшествует отрыв субдуцируемой плиты, а затем происходит миграция “мантийных или астеносферных окон”, а за ними магматических очагов по простиранию подвижного пояса, параллельно границам плит в процессе его развития. Эта миграция является следствием неравномерного мультиплексного развития процесса субдукции и сопровождающего ее отрыва погружающейся литосферной пластины. Большую роль при этом, вероятно, играют крупные продольные глубинные сдвиги, обычно возникающие на континентальных окраинах в случае косонаправленной по отношению к их простиранию субдукции, как это показывает пример Северо-Американских Кордильер и Южных Анд [7].

В районах Тувы, Восточного Саяна, Западной и Северной Монголии выделяются зоны особого типа с интенсивным гранитоидным и базит-ультрабазитовым магматизмом, резко повышенным фоном регионального метаморфизма доходящего до гранулитовой фации и присутствием крупных офиолитовых аллохтонов. Возраст метаморфизма и гранитообразования определен во всех этих регионах в интервале времени 490–460 млн лет. Появление в зонах обдукции офиолитов ультрабазит-базитовых интрузий и гранитоидов смешанного корово-мантийного типа связано, по всей видимости, с подъемом возбужденной мантии под этими зонами или с существованием “мантийных или астеносферных окон” [11–13].

В позднем кембрии и раннем ордовике процессы косой субдукции под края континентов и микроконтинентов, коллизии и субдукции малых спрединговых хребтов, были, вероятно, чрезвычайно распространенным явлением на Сибирско-Монгольской окраине Палеоазиатского океана. В этой области неравномерно чередуются коллизионно-обдукционные области двух типов: области с субгоризонтальными изоградами метаморфизма, с ареальным метаморфизмом и гранитоидным и габброидным магматизмом, где преобладали обдукционные процессы (например, Дариб-Шишхид-Гарганская зона) и линейные зоны, где основную роль играли крупные глубинные сдвиги и преобладало продольное движение плит при коллизии друг относительно друга. В качестве примера зон второго типа можно привести прекрасно изученный район Приольхонья [14]. Вполне возможно так же, что современные крупные сдвиги субширотного и северо-западного простирания вдоль края Сибирской плиты наследуют ранее возникшие во время коллизии разломы, движения по ним могли многократно возобновляться (Приморский разлом, Главный Саянский разлом, разлом 1905 г.).

В противоположность астеносферным окнам, связанным с субдукцией действующих океанических хребтов, можно рассмотреть теоретическую возможность их возникновения в других геодинамических условиях. Если первый вариант можно назвать “активным ас-

теносферным окном", то ниже мы попытаемся рассмотреть вероятный механизм возникновения "пассивного астеносферного окна" и его геологические и петрологические следствия.

Под пассивным астеносферным окном мы понимаем отрыв субдуцируемого слэба в результате заклинивания зоны субдукции (полного или частичного) с одновременным продолжением субдукции передовой, частично или полностью эклогитизированной его части. Гипотетически, образование такого окна может приводить в соприкосновение истощенную верхнюю мантию, подстилающую субдуцируемую океаническую литосферу с истощенными породами надсубдукционного мантийного клина и, даже, нижней части островодужной коры. Окно в субдуцируемой океанической коре (отсутствие участка субдуцируемого слэба) и отсутствие мощного мантийного плюма (субдуцируемого спредингового хребта, присутствующего в случае активного астеносферного окна) определяет отсутствие привноса некогерентных элементов и минимальный привнос летучих. Наиболее важным аспектом магмообразования в этом процессе будет подъем изотерм вследствие перерыва экранирующего воздействия субдуцируемой литосферы. Именно в такой ситуации могут формироваться породы, совмещающие признаки надсубдукционного происхождения и низкие содержания некогерентных элементов.

Палеоокеанический сектор Полярного Урала характеризуется широким развитием габброидов, преимущественно габбро-норитов, имеющих весьма специфические геолого-петрологические параметры [15–18]. Эти габброиды залегают вдоль восточного обрамления крупнейших Хадатинского и Войкаро-Сыньинского офиолитовых массивов. На севере они выделялись в составе харампэйско-масловского, а на юге – в составе кершорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых комплексов [19].

В Хадатинском массиве детальное изучение габброидов выявило их мигматитоподобные соотношения с ультрабазитами офиолитового разреза, что дало основание М.Н. Костюхину [15] выделить весь комплекс в ранге мантийных мигматитов, а габброиды рассматривать как выплавки из метасоматически подготовленного ультрабазитового субстрата, иногда перемещенные на незначительное расстояние.

В Войкаро-Сыньинском массиве габброиды занимают сходную геологическую позицию, однако, в последние годы, в ходе работ Российско-Германских экспедиций PURE-2002 и 2003, было установлено развитие здесь крупных весьма однородных интрузивных тел габбро-норитов.

Вещественный состав габброидов очень однороден, и характеризуется переменными количествами ортопироксена, клинопироксена и основного плагиоклаза (до An90-95). В небольших количествах присутствует оливин и магнетит. Петрогеохимические параметры пород свидетельствуют о крайней, можно сказать, уникальной истощенности этих пород: сумма щелочей в них не превышает 0,8–1,0 вес. %, содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) колеблются около хондритового уровня, а в случаях более основного состава пород и существенно ниже. Распределение РЗЭ в общем соответствует профилю NMORB, но отдельные образцы демонстрируют характерное для бонинитов истощение средними лантаноидами.

Химические составы габброидов соответствуют анортит-диопсидовым котектикам при давлениях 10–15 кбар, а оценка давления по минералогическим барометрам показывает, что габброиды Хадатинского массива кристаллизовались при давлениях 10–11 кбар, а Войкаро-Сыньинского – при более низких, около 9 кбар. С этим, вероятно, и связано более широкое распространение в последнем однородных интрузивных тел габбро-норитов. То есть, если в Щучинском районе мы находимся преимущественно на уровне выплавления габброидов, то в Войкарском районе это уже уровень формирования интрузивных массивов. Вулканические аналоги габброноритов на Полярном Урале не известны, а по всем параметрам они соответствуют плутоническим габбро Г.Б. Ферштатера [20]. Эти расплавы характеризуются малым запасом энергии, что позволяет им перемещаться только на относительно небольшое расстояние от области магмогенерации.

Суммируя изложенное можно констатировать, что габброиды офиолитовых массивов Полярного Урала выплавились на относительно небольших (45–50 км) глубинах из сильно истощенного субстрата в надсубдукционной обстановке и практически в отсутствии привноса некогерентных элементов. На наш взгляд, именно такие параметры должен иметь магматизм, сопровождающий возникновение астеносферных окон на соответствующих глубинах с помощью механизма, не связанного с субдукцией спредингового хребта.

Работа проведена при поддержке РФФИ (проект 02-05-64798), Программ № 5, 7 ОНЗ РАН.

- [1] Cole R.B., Basu A.R. Nd-Sr isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in Western California // GSA Bull. – 1995. – 107(2). – P. 167-179.
- [2] Forsythe, R., Nelson, E. Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, Southern Chile // Tectonics. – 1985. – 4(5). – P. 477-495.
- [3] Hill E.G., Baldwin S.L. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks during crustal extension in the D'Entrecasteaux region, Papua New Guinea // J. Metamorph. Geol. – 1993. – 11. – P. 261-277.
- [4] Хаин В.Е., Хаин Е.В. О некоторых явлениях, сопутствующих развитию континентальных окраин андско-кордильерского типа на примере юго-западной и южной окраины Сибирского кратона // Тектоника Азии. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 232-234.
- [5] Haeussler J.P. A link between ridge subduction and gold mineralisation in Southern Alaska // Geology. – 1995. – 23. – P. 995-998.
- [6] Davies J.H., Blanckenburg F.H. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett. – 1995. – 129. – P. 85-102.
- [7] McLaughlin R.J., Sliter W.V., Sorg D.H. Large scale right slip displacement on the East San Francisco Bay region fault system, California: Implications for location of late Miocene to Pliocene Pacific plate boundary // Tectonics. – 1995. – 14(1). – P. 1-18.
- [8] Forsythe, R., Nelson, E. Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, Southern Chile // Tectonics. – 1985. – 4(5). – P. 477-495.
- [9] Leventhal J.A., Reid M.R., Montana A., Holden, P. Mesozoic invasion of crust by MORB-source asthenospheric magmas, U.S. Cordilleran interior // Geology. – 1995. – 23(5) – P. 399-402.
- [10] Guivel C., Lagabrie Y., Bourgois J. et al. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and site 862, LEG ODP 141 on the Taitao Ridge) // Tectonophysics. – 1999. – 311. – P. 83-111.
- [11] Хаин Е.В. Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов // Геотектоника. – 1989. – № 5. – С. 38-51.
- [12] Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох. А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. РАН. – 1995. – Т. 341. – № 6. – С. 791-796.
- [13] Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. – М.: Научный мир, 2002. – 176 с.
- [14] Федоровский В.С. Купольный тектоногенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. – 1997. – № 6. – С. 56-71.
- [15] Костюхин М.Н. Породы полосчатой серии офиолитов как мантийные мигматиты // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 311. – № 3. – С. 725-728.
- [16] Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н. Петрология офиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал). – СПб.: Наука, 1995. – 118 с.
- [17] Ремизов Д.Н. Тектоно-магматическая эволюция глубинных зон палеозойской островодужной системы Полярного Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – СПб., 1999. – 35 с.
- [18] Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). – Екатеринбург, 2004. – 222 с. (в печати).
- [19] Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий. – Свердловск: УрО АН СССР, 1988. – 56 с.
- [20] Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. – 232 с.

ПОЛИХРОННАЯ ПРИРОДА ТАННУОЛЬСКОГО ДИОРИТ-ТОНАЛИТ-ПЛАГИОГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНАЯ СИБИРЬ

(возрастной диапазон, диагностические признаки и геодинамическая интерпретация)

*С.Н. Руднев**, *А.Г. Владимиров**, *В.А. Пономарчук***, *С.А. Сергеев****, *Д.И. Матуков****

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, rudnev@uiggm.nsc.ru

**Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, ponomar@uiggm.nsc.ru

***Санкт-Петербург, Всесоюзный геологический институт, matukov@vsegei.ru

Одной из главных проблем геологии Алтае-Саянской складчатой области (АССО) является определение возраста, последовательности формирования, генезиса и тектонической позиции магматических ассоциаций, формирующих гигантские по масштабам раннепалеозойские батолиты, нередко соприкасающиеся друг с другом и образующие сплошные гранитоидные поля с фрагментами интенсивно измененных венд-нижнекембрийских осадочно-вулканогенных толщ. При изучении их внутреннего строения и состава еще в 60-ых годах прошлого века Ю.А. Кузнецовым и Г.В. Пинусом [1, 2] были выделены в качестве петротипических – мартайгинский в Кузнецком Алатау, улень-туимский на Батеневском кряже и таннуольский в Восточной Туве комплексы ранне-среднекембрийского возраста. Они рассматривались в качестве представителей формации гранитоидных батолитов “пестрого состава”, имеющих необычайно разнообразный состав – от габбро-диоритов, через тоналиты, плагиограниты, гранодиориты до сиенодиоритов. Было высказано предположение о гибридном происхождении этих ассоциаций, а сам петрогенетический процесс батолитообразования объяснен с позиций многократного (пульсационного) магматического замещения “in situ” [2]. За прошедшие годы накоплен большой объем геологических, петрогеохимических и изотопно-геохронологических данных, свидетельствующих о сложном полихронном строении батолитов Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Батеневского кряжа и Восточной Тувы [3–9]. В строении этих батолитов принимают участие тесно сопряженные во времени и пространстве габброидные и гранитоидные формации, отражающие контрастную смену геодинамических обстановок в ходе раннепалеозойского роста Сибирского континента. Наиболее ярким примером в этом отношении является широко известный в литературе таннуольский интрузивный комплекс, формирующий гигантские по масштабам гранитоидные батолиты в Туве [1] и Западной Монголии (тохтогеншильский комплекс). На ранних этапах исследования, в составе таннуольского комплекса выделялись породы основного, среднего и кислого составов [1]. В 80-х годах, на примере Восточно-Таннуольского и Каахемского гранитоидного батолита, из состава этого комплекса были вычленены интрузивные образования мажалькского перидотит-пироксенит-габброноритового, зубовского габбро-монцодиорит-граносиенитового и таннуольского диорит-тоналит(гранодиорит)-плагиогранитного комплексов раннекембрийского возраста [7, 8, 9]. В данной статье будут детально рассмотрены только интрузивные образования таннуольского комплекса. Проблема заключается в том, что формирование пород таннуольского комплекса, согласно результатов проведенных изотопно-геохронологических исследований в Восточной Туве (Каахемский и Восточно-Таннуольский батолиты) и Западном Сангиле, происходило на рубеже среднего-позднего ордовика [5, 6], в дальнейшем являлось репером для геодинамических реконструкций всех пород комплекса без исключения. В тоже время, согласно ранее опубликованных [7, 10–13] и новых данных, полученных на основе детального изучения Каахемского батолита, было установлено, что таннуольский комплекс имеет полихронное строение и в его составе выделяется несколько тоналит-плагиогранитных ассоциаций, различающихся друг от друга вещественным составом и возрастом (от ранних к поздним): “коптинский” габбро(?)–диорит-тоналит-плагиогранитный, “байсютский” тоналит-плагио-

гранитный, таннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный, чарашский плагиогранитный. Главная цель – показать возрастной диапазон формирования выделенных ассоциаций входящих ранее в состав таннуольского комплекса, их диагностические признаки и геодинамическую природу формирования.

“Коптинский” и “байсютский” комплексы в качестве самостоятельно картируемых единиц в составе Каахемского батолита выделены впервые. В региональном плане интрузивные образования “коптинского” и “байсютского” комплексов слагают субмеридиональную цепочку небольших массивов–останцов и (или) ксеноблоков, общая площадь которых составляет около 150 км², вмещающей рамой для которых служат островодужные вулканы (туматтайгинская и тапсинская свиты) венда(?)–раннего кембрия и гранитоиды более молодого по отношению к ним таннуольского комплекса (O₁₋₃).

В состав “коптинского” комплекса входят ряд крупных и мелких линейно вытянутых интрузивов, среди которых выделяются Коптинский, Усть-Буренский и Большеажикский. Массивы имеют многофазное гомодромное строение и варьируют по кремнекислотности от диоритов и кварцевых диоритов через тоналиты и мелаплагиограниты (преобладающая разность) до лейкоплагиогранитов. По петрогеохимическому составу они отвечают высоконатриевой низкощелочной серии тоналит-трондьемитового ряда. Для них характерны низкие концентрации K₂O (0,2–0,7 мас. %), Na₂O (2,4–3,0 мас. %), Rb (0,9–5 г/т), Sr (112–430 г/т), Zr (14–28 г/т), Hf (0,7–0,9 г/т), ΣРЗЭ (25–33 г/т). По содержанию Yb (1,9–2,2 г/т) и Al₂O₃ (<15 мас. %) породы комплекса отвечают низкоглиноземистому типу. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту, имеют асимметричный характер с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими и отрицательный минимум по европию (La/Yb_N = 0,5–0,7; Eu/Eu*_N = 0,6–1,0). Из других особенностей плагиогранитоидов этого комплекса можно отметить наличие минимума по Nb, Ti, Zr, Hf, что свидетельствует о присутствии пород островодужного генезиса в источнике магмогенерации. По этим параметрам породы “коптинского” комплекса относятся к островодужным гранитоидам толеитового ряда. Результаты проведенных U–Pb изотопно-геохронологических исследований по единичным зернам циркона (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) из тоналитов Коптинского массива показали, что их возраст составляет 562,4±4,1 млн лет.

“Байсютский” комплекс в Каахемском батолите также представлен крупными и мелкими массивами расположенных в лево- и правобережье р. Каа-Хем. Наиболее крупные из них Буренский, Тарбаган-Бедик и массив г. Чурек. Массивы имеют многофазное строение и варьируют по составу от тоналитов до лейкоплагиогранитов. По петрогеохимическому составу они отвечают плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа. В отличие от плагиогранитоидов “коптинского” комплекса, они отличаются более высокими концентрациями Na₂O (3,2–3,9 мас. %), Rb (0,7–8 г/т), Zr (39–123 г/т), Hf (1,7–2,0 г/т) и ΣРЗЭ (37–46 г/т). Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту, имеют асимметричный характер с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими и ярко выраженный минимум по европию (La/Yb_N = 0,7–0,8; Eu/Eu*_N = 0,7–0,9). По этим параметрам породы “байсютского” комплекса также относятся к островодужным гранитоидам толеитового ряда. Изотопный возраст плагиогранитов “байсютского” комплекса, полученного на основании ³⁹Ar/⁴⁰Ar изотопного датирования первично-магматической роговой обманки (ОИГГМ СО РАН, Новосибирск) из мелаплагиогранитов Буренского массива, равен 535,7±3,7 млн лет [13].

Таннуольский комплекс отражает пик гранитообразования в Каахемском очаговом ареале (> 15 000 км²). Гранитоиды этого типа слагают сплошные поля, а также крупные изолированные массивы среди вмещающих вулканогенно-осадочных отложений туматтайгинской и тапсинской свит венд(?)–нижнекембрийского возраста. По набору породных групп (интрузивных фаз и фациальных разностей) и гомодромной последовательности их внедрения гранитоиды таннуольского комплекса близки к “коптинскому” и “байсютскому” комплексам. В отличие от толеитовых плагиогранитоидов “коптинского” и “байсютского” комплексов, они характеризуются значительно более высокими содержаниями ше-

лочей, в первую очередь, – K_2O (1,0–2,1 вес. %), что выражается в появлении порообразующего калиевого полевого шпата (10–15 об. %), Rb (16–55 г/т), Sr (250–570 г/т), Ba (300–750 г/т), Zr (73–130 г/т), Th (2,0–5,6 г/т), U (0,7–1,4 г/т), Hf (0,92–2,0 г/т), $\Sigma P3Э$ (69–186 г/т) и меньшими Sr (220–570 г/т), Nb (3,7–8,2 г/т), Ta (0,04–0,5 г/т), ассиметричными спектрами распределения P3Э, с резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($La/Yb_N = 4,6–16,5$; $Eu/Eu^*_N = 0,5–1,0$). По содержанию Yb (11,6–25,9 г/т) и Al_2O_3 (<15 мас. %) породы комплекса также отвечают низкоглиноземистому типу. По этим параметрам магматические образования таннуольского комплекса относятся к гранитоидам андезитового ряда. Изотопный возраст пород комплекса, согласно результатов U-Pb изотопного датирования по цирконам из кварцевых диоритов, равен $451 \pm 5,7$ млн лет [12], что отвечает среднему-позднему ордовику. Следует отметить, что полученная возрастная дата, несмотря на ее достоверность, не согласуется прямым геологическим наблюдениям и результатами новых изотопных дат. Установлено, что гранитоиды таннуольского комплекса прорывают интрузивные образования зубовского комплекса ($512,4 \pm 2,1$ млн лет [13]) и габброиды мажальского комплекса ($484,2 \pm 2,3$ млн лет [14]) и в свою очередь рвутся плагиогранитами чарашского комплекса [11], возраст которых по данным U-Pb изотопного датирования по циркону отвечает раннему ордовику ($473,9 \pm 4,5$ млн лет, см. ниже). Учитывая геологические взаимоотношения и приведенные выше изотопные даты, позволяют предполагать, о раннеордовикском времени (484–473 млн лет) формирования гранитоидов таннуольского комплекса, что находится в противоречии с ранее полученным средне-позднеордовикским возрастом [12]. Это противоречие можно снять, если предположить, что гранитоиды “таннуольского” типа в Каахемском очаговом ареале формировались как на рубеже раннего, так и среднего-позднего ордовика. Но для проверки этого предположения необходимо проведение дополнительных изотопно-геохронологических исследований, поскольку имеющийся в настоящее время петрографический и петрогеохимический материал не позволяют расчленить на самостоятельные магматические ассоциации.

Чарашский комплекс. Породы этого комплекса впервые были описаны в составе петротипического Теректыг-Чедерского и Байсютского массивов и мелких штоков входящих в состав Каахемского батолита, как фаза дополнительных интрузий таннуольского комплекса [10]. Позднее, гранитоиды этого типа, на основе особенностей минералогического и петрогеохимического составов, были включены в самостоятельный комплекс высокоглиноземистых плагиогранитов [11], на примере детально изученных Теректыг-Чедерского и Байсютского массивов, также ряда других массивов Восточной и Северо-Восточной Тувы (Билинский, Ожинский, Сайлыгский, Серлиг-Хемский и др). В строении массивов этого комплекса участвуют несколько интрузивных фаз, формирование которых проходило в гомодромной последовательности (от ранней к поздней): 1 фаза (главная) – равномернозернистые, реже порфировидные биотитовые, гранат-биотитовые и двуслюдяные плагиограниты и лейкоплагиограниты, 2 фаза – мелкозернистые гранат-биотитовые плагиограниты и лейкоплагиограниты, образующие небольшие штоки среди пород ранней фазы, 3 фаза – дайки и жилы гранатсодержащих аплитов, пегматитов и аплитов-пегматитов. По петрогеохимическим особенностям они относятся к гранитоидам известково-щелочного ряда, но в отличие от предшествующих плагиогранитоидов таннуольского комплекса характеризуются в среднем более высокими содержаниями K_2O (1,4–2,5 мас. %), Rb (20–64 г/т), Th (6,2–8,3 г/т), Hf (2,0–3,2 г/т) и меньшими Nb (0,7–2,6 г/т), Y (0,7–16,8 г/т), $\Sigma P3Э$ (58–75 г/т). Из других особенностей плагиогранитоидов этого комплекса можно отметить наличие минимума по Nb и Ti, что свидетельствует о присутствии пород островодужного генезиса в источнике магмогенерации. По содержанию Yb (0,4–0,7 г/т) и Al_2O_3 (>15,0 мас. %) породы комплекса отвечают плагиогранитам высокоглиноземистого типа. Спектры P3Э ассиметричные, с резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и ярко выраженным минимумом по европию ($\Sigma P3Э = 58–75$ г/т; $La/Yb_N = 9,3–17$; $Eu/Eu^*_N = 0,5–0,7$). Возраст пород комплекса, согласно результатов проведенного U-Pb изотопного датирования по единичным зернам циркона (SHRIMP-

II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) из плагиогранитов Байсютского массива составляет $473,9 \pm 4,5$ млн лет.

Таким образом, результаты петрогеохимических и изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют, что таннуольский комплекс имеет полихронное строение и в его составе выделяются несколько самостоятельных тоналит-плагиогранитных ассоциаций, резко отличающихся друг от друга по вещественному составу, возрасту и геодинамическим условиям формирования. Наиболее ранними (венд, венд – ранний кембрий) интрузивными образованиями являются толеитовые плагиогранитоиды “коптинского” габбро(?)–диорит-тоналит-плагиогранитного ($562,4 \pm 4,1$ млн лет) и “байсютского” тоналит-плагиогранитного ($535,7 \pm 3,7$ млн лет) комплексов, формирование которых связано с островодужными геодинамическими обстановками. В раннем ордовике происходило формирование известково-щелочных гранитоидов таннуольского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса ($473\text{--}484$ млн лет) и известково-щелочных высокоглиноземистых гранитоидов чарашского плагиогранитного комплекса ($473,9 \pm 4,5$ млн лет), формирующиеся в аккреционно-коллизийной геодинамической обстановке. На рубеже среднего-позднего ордовика происходило становление известково-щелочных гранитоидов ($451 \pm 5,7$ млн лет), которые по вещественному составу сопоставляются с гранитоидами таннуольского комплекса, сформировавшиеся в геодинамической обстановке калифорнийского (трансформного) типа. Намеченные выше возрастные рубежи в истории формирования тоналит-плагиогранитных комплексов, выявленных на примере Каахемского полихронного батолита, фиксируют различные геодинамические обстановки формирования от островодужной, аккреционно-коллизийной к трансформно-сдвиговой, что в целом коррелируется с условиями формирования гранитоидов аналогичного типа в Юго-Восточной и Северо-Восточной Туве [4, 5, 15, 16].

Авторы благодарят А.Н. Дистанову, П.Ф. Ковалева, А.Э. Изоха за предоставленные материалы и (или) плодотворные дискуссии в ходе проведенных исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ (Гранты № 03-05-65081, 03-05-65099, 04-05-64443) и Президиума СО РАН (ИП № 6.7.2).

- [1] Пинус Г.В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 1961. – 110 с.
- [2] Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. – 389 с.
- [3] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2000. 188 с.
- [4] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г. и др. Синкинематические граниты и коллизийно-сдвиговые деформации Западного Сангилена // Геол. и геоф. – 2000. – № 3. – С. 398–413.
- [5] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Докл. РАН. – 2004. – Т. 396. – № 3. – С. 369–373.
- [6] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. – Т. 7. – № 6. – С. 631–643.
- [7] Дистанова А.Н. Раннепалеозойские гранитоидные ассоциации Алтае-Саянской складчатой области: их типы и индикаторная роль в палеомагнитных реконструкциях // Геол. и геоф. – 2000. – Т. 41. – № 9. – С. 1244–1257.
- [8] Поляков Г.В., Богнилов В.И., Изох А.Э. и др. В кн.: Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984. – С. 3–57.
- [9] Ковалев П.Ф., Рогов Н.В. Зубовский апатитоносный габбро-монцодиоритовый (граносиенитовый) – монцодиоритовый интрузивный комплекс Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР, 1981. Вып. 5. С. 120–129.
- [10] Дистанова А.Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 24–62.

- [11] Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К. и др. Чарашский комплекс – петротип высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов // Отеч. геология. – 1997. – № 11. – С. 38-42.
- [12] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И. и др. Возраст постколлизийного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Докл. РАН. – 1998. – Т. 360. – № 4. – С. 514-517.
- [13] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Возрастные рубежи и геодинамическая природа Каахемского полихронного батолита (Восточная Тува) // Докл. РАН. – 2004. – Т. 399. № 4. – С. 510-513.
- [14] Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. Ультрабазит-базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связанная с ним металлогения // Материалы междунар. конф. “Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии”. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2002. – С. 88-89.
- [15] Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K. et al. Compiled evolution of back-arc island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Nes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic data // Contrib. Mineral. Petrol. – 2002. – V. 143. – P. 154-174.
- [16] Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О. и др. Аксугское порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, источники вещества // Геол. и геоф. – 2004. – Т. 44. – № 11. – С. 1119-1132.

АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХАНТАЙШИРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ) НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕХНОЛОГИЙ ГИС И ДЗ

А.Б. Рябинин, Н.В. Глушкова***

*Новосибирск, Новосибирский государственный университет, ryabin@ngs.ru

**Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
hope@uiggm.nsc.ru

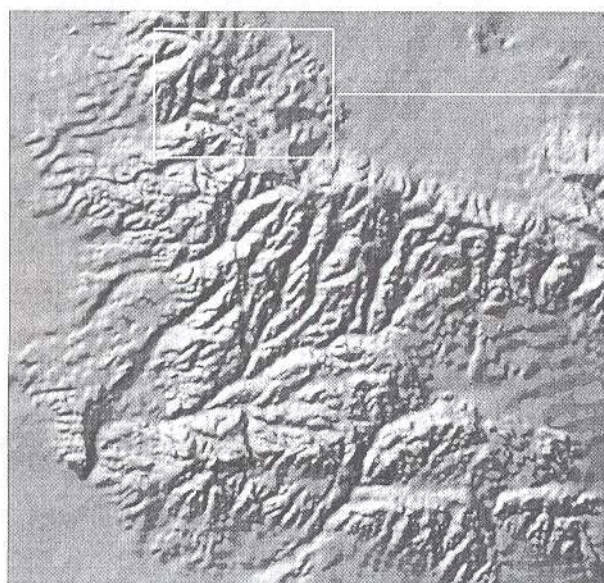
Комплекс офиолитов хребта Хан-Тайшири Западной Монголии является одним из немногих фрагментов древних структур Центральной Азии, где в крупных тектонических пластинах, слагающих хребет, наблюдается полный разрез древней океанской коры. Сводный разрез офиолитового комплекса включает следующие структурно-вещественные единицы (снизу-вверх): тектонизированные гипербазиты (породы дунит-гарцбургитовой формации); расслоенная серия, представленная дунитами, верлитами, клинопироксенидами и габбро-норитами; габбро-нориты с плагиогранитами; силлово-дайковые серия; пиллоу-лавы с кремнистыми осадками, прорванная роями даек и долеритовыми силами; полосчатые кремнистые породы и алевритистые дистальные турбидиты.

Пиллоу-лавы и осадочные породы залегают субвертикально с общим простиранием на 290–300°.

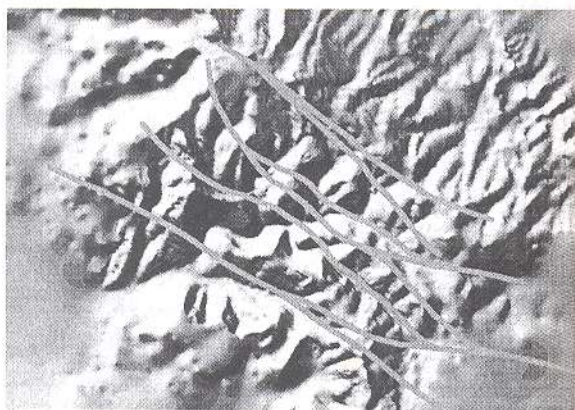
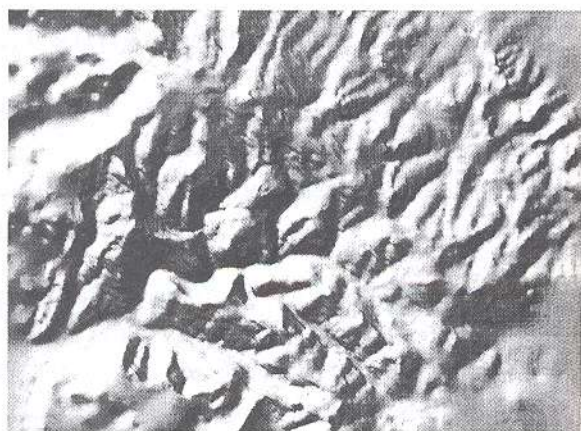
Для выявления особенностей пространственного взаимоотношения вышеуказанных элементов офиолитового комплекса хребта Хан-Тайшири проводилось дешифрирование геологической структуры территории не только с помощью традиционных методов, но и с использованием возможностей геоинформационных систем (ГИС) и дистанционного зондирования (ДЗ).

Поскольку рельеф изучаемой территории отражает основные структурные элементы офиолитового комплекса, то для анализа геологии территории была построена цифровая модель рельефа (ЦМР). Для этого в ArcView была оцифрована топографическая карта масштаба 1:200000 с шагом горизонталей 50м. Непосредственно расчет ЦМР производился в ARC/INFO. Построенные схемы теневого рельефа использовались для дешифрирования разрывных нарушений исследуемого участка (рис. 1). С целью более полного восприятия геолого-геоморфологических особенностей района проводилось 3-D моделирование на основе драпировки ЦМР тенью рельефом, геологической картой и космоснимком.

Схема теневого рельефа позволила получить более достоверную информацию о тектонике района в «очищенном» (по сравнению с аэро- и космоснимками) виде, т. к. исключается влияние таких неструктурных элементов как растительность и т. п. Таким образом, использование ЦМР позволило выделить и подчеркнуть роль эндогенных рельефообразующих процессов. Драпировка рельефа геологической картой дала возможность сопоставить данные геологического картирования с геологическими структурами, проявленными в рельефе. Использование драпировок рельефа космоснимками позволило уточнить данные прямого геологического картирования. Для уточнения реального пространственного положения различных структурно-литологических единиц проводилось автоматическое дешифрирование космического снимка ASTER на основе спектральных характеристик способом классификации с обучением по эталонным участкам. Участки для обучения были выбраны с использованием детального плана офиолитового комплекса по р. Сувра-Гол (исходный масштаб 1: 5 000). Обработка проводилась по 9 каналам из 14, имеющихся для снимка ASTER: три канала видимого диапазона (VNIR) с пространственным разрешением 15 м и шесть каналов коротковолнового теплового диапазона (SVIR) с пространственным разрешением 30 м. Обработка данных дистанционного зондирования выполнялась в ENVI 3.6. Наиболее оптимальный результат дали методы: Spectral Angle Mapper и Maximum Likelihood. Использование методов ГИС и ДЗ дает не только возможность проверки данных геологической съемки, но и может существенно облегчить проведение геологосъемочных и картосоставительских работ.



Дешифрирование разрывных нарушений (красные линии) на основе теневой модели рельефа опорного участка по р. Сувра-Гол.



Так, например, с помощью процедуры классификации в толще пиллоу-лав достаточно четко выделяются отдельные тела силлов мощностью 20–25 м. Кроме того, фиксируется постепенное насыщение лав силлами вплоть до появления однородной силловой «толщи». Отлично выделяются гипербазиты, причем, как крупные блоки, так и отдельные линзы в тектоническом меланже. С трудом отделяются друг от друга места распространения даек и силлов, хотя, в свою очередь и те и другие неплохо отделяются от габброидных

массивов. Необходимо подчеркнуть, что применение подобных технологий возможно лишь как дополнение к данным непосредственного геологического картирования. Использование методов ГИС и ДЗ наряду с традиционными методами геологических исследований позволило создать более точную и адекватную схему геологического строения офиолитового комплекса хребта Хан-Тайшири (рис. 2).



Исследования выполнялись в лаборатории «Палеогеодинамики» ИГ СО РАН при технологической и лицензионной поддержке НРЦГИТ СО РАН.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ТУВЫ

В.А. Саньков, А.В. Парфеевец, А.И. Мирошниченко, А.В. Лухнев, С.В. Ашурков
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sankov@crust.irk.ru

Территория Западной Монголии и Тувы в кайнозой развивалась в едином ритме с территорией как всей Монголии в целом, так и с территориями Алтае-Саянской горной области и Байкальской рифтовой системы, поэтому на неотектоническом этапе развития везде выделяются близкие по продолжительности эпохи и этапы [2, 5, 7]. Это – эпоха мел-палеогенового выравнивания (этап эпиплатформенного развития) и этап новейшей активизации, который в свою очередь подразделяется на два подэтапа, отличающиеся скоростями неотектонических движений (миоцен-ранний плиоцен, поздний плиоцен-голоцен). Но в отличие от восточной части Монголии и Байкальского рифта рассматриваемая территория имела унаследованное развитие с мезозоя, поскольку области новейших поднятий и относительных опусканий (области осадконакопления) в целом наследуют области поднятий и прогибов мезозойского возраста. Этап новейшей активизации, начавшийся с конца олигоцена – начала миоцена [5] или с начала олигоцена [6] характеризуется оживлением тектонической активности, возобновлением поднятий и осадконакопления во впадинах. При этом происходило постепенное усиление неотектонических движений. На пер-

вом подэтапе (миоцен – ранний плиоцен) – медленные поднятия Хангайского свода и сводово-горстовых структур Монгольского и Гобийского Алтая, Западного Саяна, Шапшальского, Таннуольского, Сангиленского, Восточно-Тувинского поднятий и обособление и развитие предгорных прогибов и межгорных котловин, таких как Котловина Больших Озер, Убсунурская, Бэгэрская, Долиноозерская впадины и др. На втором подэтапе (поздний плиоцен – плейстоцен) происходило резкое усиление дифференцированных неотектонических движений, поднятия значительной амплитуды, на фоне которых шло дальнейшее развитие впадин и прогибов. На данном подэтапе ведущую роль играли движения по разломам. Процессы активизации были в большей степени проявлены в районах Монгольского и Гобийского Алтая, Западного Саяна, Хангая и Прихубсугулья. В эту фазу окончательно сформировались основные неотектонические структуры, которые в течение плейстоцена и голоцена приобрели современный вид.

Наши исследования механизмов формирования структур Тувы и Западной Монголии базируются на результатах применения комплекса методов, включающего геолого-структурное изучение зон активных разломов, реконструкцию полей палеонапряжений, расчеты современного напряженного состояния на основе данных о механизмах очагов землетрясений, сейсмотектонические исследования и геодезические измерения (GPS-геодезия).

Палеонапряженное состояние и кинематика активных разломов. Для реконструкций палеонапряженного состояния использовались данные о трещинах и локальных разломах со штрихами и бороздами скольжения, т. е. хрупких деформаций, характерных для верхних этажей земной коры и мезо-кайнозойского этапа геологического развития территории. Исследования проводились в зонах Северо-Хангайского (Болнайского), Кобдинского, Цаган-Шебетинского, Эрзино-Агардагского, Саяно-Тувинского, Оттугтайгино-Азасского, Хан-Тайшир-Нуруу и других разломов. Особое внимание уделялось поиску деформаций в кайнозойских осадках и вулканитах, изучению смещений по глинке трения в зонах разломах, которые фиксируют позднекайнозойский этап тектонической активизации.

Северо-Хангайский (Болнайский) разлом протягивается в широтном направлении вдоль северного склона Хангайского поднятия и далее на запад вдоль хр. Хан-Хухэй. Большая его часть была активизирована во время сильнейшего Болнайского землетрясения 1905 г. Комплекс структур Болнайского разлома включает левосторонние сдвиги с амплитудой до 6 метров и взбросо-сдвиговые дислокации. Для центральной части сейсмогенного разлома характерны горсты типа «push-up», указывающие на значительную роль сжатия поперек зоны разлома. Окончания Северо-Хангайского разлома характеризуются различными строением и кинематикой. Если на востоке широтный сдвиг переходит в зону кулисных впадин сдвига-раздвигового типа СВ простирания, то на западе широтные разломы представлены надвигами (северный борт Хургис-Нурской впадины). В соответствии с этим находится пространственное распределение типов стресс-тензоров последнего этапа деформации в зоне разлома, полученных по геолого-структурным данным. Так на восточном сегменте реконструированы стресс-тензоры сдвигового типа с осью сжатия, ориентированной в СВ направлении и осью растяжения, ориентированной в СЗ направлении. На центральном сегменте, включая зону Болнайских дислокаций, реконструкции представлены стресс-тензорами сжатия, сдвига и трансперессии. На западном отрезке, в районе оз. Хиргис-Нур, реконструированы поля напряжений сжатия с осью максимального сжатия, направленной субмеридионально. Реконструкции палеонапряженного состояния, сделанные для северного склона Хангая, его восточной и центральной части указывают на большое разнообразие стресс-тензоров по типу и ориентировкам осей главных нормальных напряжений.

Эрзино-Агардагский (Сангиленский) разлом общей протяженностью более 370 км, на юго-западе он сочленяется с Болнайским разломом, откуда он в северо-восточном направлении следует в район оз. Шара-Нур. Здесь в зоне его влияния находится горстовая

структура хр. Агар-Даг-Тайга, высотой 1000–1100 м – типичная структура типа «push-up». Далее в широтном направлении он прослеживается по подножию хр. Остроконечный Танну-Ола, после чего в виде системы нарушений фиксируется в верховьях рек Эрзин, Бурен, Тарбагай. Затем он меняет простирание на северо-восточное и контролирует развитие северо-западного борта Терехольской впадины. Кинематика разлома меняется в зависимости от его простирания. Западный фланг разлома северо-восточного простирания имеет сдвиговую левостороннюю кинематику, широтный отрезок характеризуется преобладающими взбросовыми движениями, а северо-восточный участок – сбросовыми. Голоценовая и современная активность Эрзино-Агардагского разлома фиксируется по палеосейсмодислокациям и приуроченным к его зоне землетрясениям. Левосторонние смещения долин суходолов, древнего могильника по сегменту разлома СВ простирания зафиксированы в районе высоты Хайракан (правый борт долины р.Тэсхем). По тектонической трещиноватости здесь и в районе поднятия Агардаг-Тайга реконструированы поля напряжений транспрессивного типа с СВ направлением оси сжатия и СЗ – оси растяжения. В южном борту Убсунурской впадины, в зоне сочленения этого разлома с Болнайским фиксируются поля напряжений сжатия.

Южно-Таннуольский разлом, имеющий субширотное, местами СЗ простирание, контролирует северный борт Убсунурской впадины. Позднеекайнозойская активизация разлома фиксируется по складчатым и разрывным деформациям плиоценовых отложений. На западе, в районе его стыка с СВ структурами по левому борту р. Шураштыг, реконструированы поля напряжений двух типов. Реконструированное по большинству трещин поле типа радиального сжатия соответствует надвиговым деформациям, которые характерны для зоны этого разлома. Второе характеризует режим чистого сдвига. По трещинам в плиоценовых песчаниках реконструировано поле напряжений транспрессионного типа с осью сжатия, ориентированной в СВ направлении.

Саяно-Тувинский разлом СВ простирания, протяженностью 360 км, на современном этапе разграничивает горные сооружения Западного Саяна и Хемчикскую котловину и выражен уступом, имеющим высоту до 1000 м и более. По разлому устанавливались сейсмогенные левосторонние сдвиговые смещения, характеризующие его голоценовую активность [3]. По южному и северному бортам Хемчикской впадины реконструированы поля напряжений, характеризующие режимы сжатия (радиального, чистого, в комбинации со сдвигом), ориентированного, главным образом, на СЗ и субмеридионально. Голоценовая активизация разрыва выражена наличием палеосейсмодислокации, имеющей взбросовую (надвиговую) кинематику по разрыву СВ простирания. Высота сейсмогенного уступа достигает 2.0–10.0 м при длине разрыва около 2.5 км. Сдвиговых подвижек по зоне надвига на этом отрезке не зафиксировано. В целом можно отметить тенденцию к развороту оси сжатия на этом участке разлома к субмеридиональному и северо-западному направлению.

Оттутгайгино-Азасский разлом на западе сочленяется с Саяно-Тувинским разломом. Общая длина разлома составляет 310 км. Новейшие вертикальные движения в его зоне достигают амплитуды в 500–1000 м. Помимо вертикальных, взбросовых, движения по разлому носили взбросо-сдвиговый и сдвиговый характер. Активность этой системы в голоцене подтверждается палеосейсмодислокациями [1]. Исследованный отрезок в районе п. Туран зона Оттутгайгино-Азасского разлома имеет субширотное простирание. В рельефе разрыв выражен уступом, образованным взбросо-сдвиговой подвижкой с левосторонней компонентой. Амплитуда горизонтального смещения около 7 м и более (до 12 м), вертикального – около 3 м. Исследования трещиноватости, проведенные в районе сейсмодислокации в коренных обнажениях красноцветных песчаников палеозоя, указывают на формирование подвижек в режиме сжатия, ориентированного на СВ.

Кобдинский разлом протягивается в субмеридиональном направлении от зоны сочленения Монгольского и Русского Алтая на севере до зоны сочленения Монгольского и Гобийского Алтая на юге. На всем протяжении он характеризуется правосторонними сдвиговыми смещениями. Вместе с тем тип вертикальных смещений определяется не все-

гда однозначно. Если для северного и южного сегментов разлома это взбросы и надвиги, то для центрального сегмента есть указания на сбросо-сдвиговые смещения [4, 7]. По нашему мнению, сбросовые смещения были характерны для дочетвертичного этапа развития разлома, поскольку типичные сбросовые фасы в районе пересечения разломом долины р. Кобдо сопровождаются параллельным им разломом взбросо-сдвигового типа. Сдвиговые смещения долины с амплитудой в первые километры приурочены именно к этому разлому. Реконструированное по трещинам в плиоценовых озерных осадках поле тектонических напряжений указывает на обстановку сжатия с субмеридиональной осью максимального сжатия. Сбросовые смещения соответствуют более древнему полю напряжений сдвигового типа.

Система разломов Хан-Тайшир-Нуруу ограничивает с севера одноименный хребет, находящийся в переходной зоне между структурами Монгольского и Гобийского Алтая с одной стороны и Хангайского поднятия – с другой. В позднем кайнозое его характеризуют взбросовые и левосторонние сдвиговые смещения. Голоценовая и современная активность подтверждается наличием сейсмодислокаций и очагами современных землетрясений, приуроченных к зоне разлома. В зоне разлома на отрезках З-СЗ простирания реконструированы поля напряжений сдвигового и транспрессивного типов с осью сжатия, ориентированной в СВ направлении.

Современное напряженное состояние. Расчет стресс-тензоров, проведенный для отдельных районов Тувы на основе данных о механизмах очагов землетрясений, показал, что в целом здесь превалирует транспрессионный режим деформирования. Такой режим реконструирован в центральной части Тувы, в зоне Эрзино-Агардагского разлома, в западной части Тувы и в районе Тоджинской котловины. При этом, в Тоджинской котловине в западной ее части ось сжимающих напряжений имеет северо-западную ориентировку, а в восточной – северо-восточную. Территория Монгольского Алтая находится в условиях чистого сжатия. Для района Бусийингольской впадины получен тензор сдвигового режима деформирования. Большинство стресс-тензоров характеризуется северо-восточной ориентировкой оси сжимающих напряжений, субмеридиональная ориентировка оси сжатия с небольшим разворотом ее к северо-западу отмечается только на территории Монгольского Алтая и западной части Тоджинской котловины. Режимом транспрессии с СВ направлением сжатия отличается и зона Болнайского разлома. Такая реконструкция получена с использованием данных по Болнайскому землетрясению (23.07.1905 г., $M = 8.2$). По данным А. Шлюппа [12] Болнайское землетрясение представляло собой последовательную серию толчков, характеризующихся разными механизмами в очаге, что обусловлено различной ориентировкой ветвей разрыва. Во всех случаях оси сжимающих напряжений ориентированы в СВ направлении, а оси растягивающих напряжений при сдвиговом режиме и оси промежуточных напряжений при транспрессионном ориентированы на северо-запад. Механизмы очагов слабых землетрясений последних десятилетий в зоне Болнайского разлома весьма разнообразны, что, по-видимому, отражает процесс релаксации напряжений после сильнейшего сейсмического события начала века [10]. Режимы транспрессии и сжатия с осью максимального сжатия, направленной на СВ характерны для района сочленения Монгольского и Гобийского Алтая и для района хр. Их-Богд.

Современные движения и деформации. Расчеты современных движений пунктов Тувинского и Монгольского геодинимических GPS-полигонов по данным измерений за 1997–2002 гг. относительно Сибирской платформы (пункт IRKT), показали, что массив Монгольского Алтая, ограничивающий Монгольский литосферный блок с запада, вместе с Убсунурской впадиной, смещается в С-СВ направлении, определяя условия транспрессии в пределах Тувинского нагорья и центральной части Алтае-Саянской горной области. При этом в район Котловины Больших Озер передается только 50 % С-СВ смещения Джунгарского блока, а другая его часть аккомодируется правосторонними взбросо-сдвигами Монгольского Алтая. На территории Тувы векторы развернуты к востоку, что создает условия конвергенции на юго-западном ограничении Сибирской платформы, а также отражает

разворот блоков региона по часовой стрелке. Горизонтальное сокращение в меридиональном направлении в районе поднятия хребта Танну-Ола может быть предварительно определено равным 2–4 мм/год. СВ направлением смещений, но меньшими скоростями, характеризуются блоки поднятий Хамар-Дабана и Восточного Саяна. Поднятие Хангая вместе с Гобийским Алтаем смещаются в субширотном направлении со скоростью 5–6 мм/год. Очевидна тенденция увеличения скорости на юг от Сибирской платформы, указывающая на то, что источник движений находится с юга, в зоне Индо-Азиатской коллизии. Расчеты скоростей горизонтальных деформаций показывают, что блоки земной коры, располагающиеся с юга и запада от Хангайского поднятия характеризуются преобладанием горизонтального сокращения земной коры в СВ направлении или сдвиговым типом деформаций. Южная часть Хангая также деформируется в условиях СВ сокращения коры. Северная часть Хангая отличается разнообразием стилей деформирования – от преобладающего удлинения в СЗ направлении до сокращения в СВ направлении. Возможно, это связано с релаксационными процессами после Болнайского землетрясения 1905 г.

Скорость современного левостороннего смещения блока Хангая относительно Прихубсугулья составляет около 2.4 мм/год. Сопоставление полученных данных с долговременной составляющей движений по Болнайскому разлому можно провести на основе оценок амплитуд импульсных горизонтальных смещений и их возраста, сделанных В.Г. Трифоновым [8]. Через время, прошедшее между Болнайским землетрясением и последним палеособытием, можно оценить скорость накопления амплитуды широтного смещения Хангайского блока относительно Хубсугульского, реализованного в результате упомянутого сейсмического события прошлого столетия, которая составляет приблизительно 5.7 мм/год. Это один из редких случаев, когда долговременная оценка скорости движений по разлому превышает оценку современной ее составляющей.

Таким образом, можно заключить, что неотектонические структуры территории исследований начиная с плиоцена до настоящего времени развиваются в едином поле напряжений под влиянием СВ сжатия. Разнообразие ориентировок и типов напряженного состояния в Хангайском блоке и формирование сбросов на его южном склоне [9] может объясняться взаимодействием растяжения, возникающего в результате поддерживающего влияния мантийной аномалии [11] и регионального сжатия СВ направления коллизионного происхождения. Кинематика активных разломов неразрывно связана с действующим полем тектонических напряжений. Широтные структуры представлены здесь сочетанием взбросов, надвигов и левосторонних взбросо-сдвигов, северо-восточные – левосторонними сдвигами, а структуры СЗ и субмеридионального простирания – правосторонними сдвигами и взбросо-сдвигами.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Президиума СО РАН, фонда РФФИ (№ 02-05-22005 НЦНИ) и Минобразования и науки РФ.

- [1] Аржанников С.Г. Основные активные разломы, кинематика и сильные палеоземлетрясения восточной части Алтае-Саянской горной области // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Тр. Всерос. совещ. «Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность», Иркутск, 26-29 августа 2003 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. – С. 241-244.
- [2] Геоморфология Монгольской народной республики // Тр. совм. Сов.-Монг. геол. эксп. – Вып. 28. – М.: Наука, 1982. – 260.
- [3] Зеленков П.Я. Сейсмогенные деформации земной поверхности Западного Саяна // Сейсмогеология Восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. – С. 28-41.
- [4] Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. – М.: Наука, 1985. – 224 с.
- [5] Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии // Тр. совм. Сов.-Монг. геол. эксп. – Вып. 11. – М.: Наука, 1975. – 308 с.
- [6] Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое // Вест. ЛГУ. – 1969. – № 18., вып. 3 – С. 17-21.
- [7] Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А.Ф. Грачев. – М.: Пробел, 2000. – 287 с.

- [8] Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника, 1985, № 2. – С. 16-26.
- [9] Cunniingham W.D. Cenozoic normal faulting and regional doming in the southern Hangay region, Central Mongolia: implications for the origin of the Baikal rift province // Tectonophysics, 2001, 331/ – p. 389-411.
- [10] Deverchere J., Radziminovich N., Calais E., Deshamps A., Melnikova V., Petit C., San'kov V. Seismicity of the Baikal rift and Central Mongolia: seismic potential, seismogenic thickness, segmentation, and geological properties of the lithosphere // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Материалы междунар. геофизич. конф. 27-29 сент. 2000 г. – Новосибирск, 2000. – С. 294-298.
- [11] Petit C., Deverchere J., Calais E., San'kov V. and Fairhead D. Deep structure and mechanical behavior of the lithosphere in the Hangai-Hovsgol region, Mongolia: new constraints from gravity modeling, Earth and Planetary Science Letters, 2002. V. 197, № 3-4, pp. 133-149.
- [12] Schlupp A. Neotectonique de la Mongolie occidentale: analyse a partir de donnees de terrain, sismologiques et satellitaires. These de docteur. Univesite Louis Pasteur de Strasburg, 1996. – 172 p.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СИН- И ПОСТ-ОРОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОРДОВИКЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Н.В. Сенников

Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, sennikovnv@uiggm.nsc.ru

Одними из актуальных вопросов палеозойской истории развития структур и палеобассейнов в Центрально-Азиатском подвижном поясе являются вопросы о масштабности, локализации и времени проявления эпох орогении в интервале 490–440 млн лет, т. е. в ордовикский период. По Алтае-Саянской складчатой области и соседствующим регионам получены первые датировки таких эпох по магматическим и метаморфическим комплексам [1, 2] и появились геологические доказательства влияния этих эпох на процессы седиментации и биоту палеобассейнов [3, 4].

В палеозойских разрезах различных палеобассейнов выделяются несколько типов псефитовых грубообломочных толщ. Первый тип – это конгломератовые, реже гравелито-конгломератовые толщи, имеющие линейно-ленточное распространение, условно (грубо) повторяющие контуры береговой линии, характеризующие прибрежные экстремально мелководные волноприбойные части морских палеобассейнов, с примыкающими к ним участками с расчлененным горным рельефом суши, в том числе с развитой речной сетью. При глобальных регрессиях и последующих трансгрессиях моря такие псефитовые грубообломочные толщи, должны закономерно мигрировать, соответственно, в направлении центральных частей палеобассейнов и в сторону суши. В последнем случае могут возникать, так называемые, базальные конгломераты, нередко сопровождающиеся угловыми несогласиями. Так, при падении (подъеме) уровня моря на 50–100 м и среднем угле понижения дна палеобассейна 1–3°, такие горизонтальные перемещения площадей распространения псефитовых грубообломочных толщ формирующихся в волноприбойной зоны должны были составить от 1-2 до 5–6 км. Однако в Алтае-Салаирском ордовикском бассейне до сих пор не установлено грубообломочных гравелито-конгломератовых толщ с линейно выдержанным характером распространения вдоль береговой линии в течение длительного геологического времени [5, 6]. Площадное распространение предполагаемых мелководных прибрежных грубообломочных пачек, сформировавшихся за счет абразии берегов и переработки материала дельт горных палеорек, сосредоточено в локальных участках Алтае-Салаирского ордовикского бассейна. В остальных частях палеобассейна прибрежным фациям отвечают средне- и мелкозернистые хорошо окатанные и средне-сортированные песчаники, сформировавшихся в районах либо дельт крупных палеорек

равнинного типа, либо в районах, примыкающих к пониженным выровненным участкам суши. Следует отметить, что пока достоверно не определено каких-либо соответствий выявленной в Алтае-Салаирском ордовикско-силурийском бассейне последовательности трансгрессивно-регрессивных циклов [7, 8] с перемещениями границ распространения таких прибрежных грубообломочных толщ. Чем же может быть обусловлено отсутствие заметных масштабных изменений положения прибрежных грубообломочных толщ в Алтае-Салаирском ордовикском палеобассейне? Первое, в мозаично-блоковой структуре Алтае-Саянской складчатой области такие линейные относительно узкие зоны седиментации могли быть разрушены, а их части разобщены друг от друга. Второе, амплитуда падения уровня моря при регрессиях в ордовикском Алтае-Салаирском бассейне была много меньше (от первых до 10 м), чем это представлялось ранее по геологическим критериям. В таком случае положение прибрежных грубообломочных толщ практически не менялось. Проблема мало амплитудных трансгрессивно-регрессивных изменений уровня моря в раннем палеозое подробно рассмотрена Е.В. Артюшковым [9 и др.]. Третье, дистанция в 5–6 км – это также очень небольшое расстояние, которое могло бы быть зафиксировано только в идеально сохранившемся осадочном заполнении палеобассейна. В дислоцированных складчатостью и дизъюнктивными нарушениями районах Горного Алтая и Салаира вряд ли удастся выявить небольшие величины перемещений положения прибрежных псефитово-псаммитовых грубообломочных толщ, даже при проведении целенаправленных исследований по миграциям границ распространения таких толщ. Подстилаются и перекрываются псефито-псаммитовые грубообломочные толщи первого типа обычно песчаниками, реже алевропесчаниками. Тонкотерригенные породы пелитовой размерности в таких разрезах, как правило, отсутствуют. Процессы формирования таких морских прибрежных псефитово-псаммитовых грубообломочных толщ идут с различными скоростями относительно непрерывно на протяжении всего развития палеобассейна, но проявляются определенными импульсами, отвечающими климатическим изменениям и масштабам денудации в областях сноса материала.

Второй тип псефитовых толщ это конгломераты, именуемые внутрiformационными (чаще конгломерато-брекчии) – продукты локального местного кратковременного размыва. Они встречаются в разрезах спорадически, согласно залегают на подстилающих породах, не образуют выдержанных слоев и пачек, в них отсутствуют следы, как транспортировки, так и глубокой обработки волнами и течениями. К третьему типу псефитовых толщ относятся карбонатные (известняковые) конгломерато-брекчии, сформировавшиеся за счет разрушения склонов рифов и биогермов. Все три перечисленные выше типа псефитово-псаммитовых толщ, вследствие своего генезиса и характера распространения (континуального для первого и локального для второго и третьего типов) к проводимому в рамках настоящей статьи анализу не привлекались.

Четвертый тип псефитовых и псефитово-псаммитовых грубообломочных толщ состоит из гравелито-конгломератов и гравелитов, и имеет, в отличие от первого типа, не линейно-ленточное, а площадное распространение в бассейнах. Одним из следствий этапов орогенеза, сформировавших горные сооружения, являются син- и пост-орогенные процессы деструкции таких сооружений. В результате действия таких процессов не только в прибрежные, но и в другие части бассейна, за счет активизации подводных течений, оползневых явлений, увеличения крутизны склонов дна и других причин, поставляются гравийный и галечный материал, формирующий псефитовые грубообломочные толщи гравелито-конгломератов и гравелито-песчаников, обычно залегающие в основании стратонов. Реже, среди тонко-терригенного и тонко-терригенно-карбонатного разреза появляются прослои псаммитовых обломочных пород (грубо- и крупнозернистые песчаники) с обломками полимиктового состава, как правило, слабо окатанными и плохо сортированными. При этом такие псаммитовые прослои занимают значительные по площади участки палеобассейнов, которые располагаются как в средних частях палеобассейнов, так и во внутренних их частях, заведомо далеко удаленных от берега. Подстилают и перекрывают

такие псаммитовые слои, как правило, достаточно тонкообломочные терригенные пачки алевролитов и аргиллитов, реже тонкозернистых хорошо сортированных песчаников. Такие базальные конгломераты и песчаники нередко залегают на подстилающих отложениях после перерывов в осадконакоплении, с азимутальными, реже с сопутствующими им угловыми несогласиями. Анализируемые псефитовые грубообломочные псефитово-псаммитовые толщи четвертого типа являются маркерами заключительных стадий орогении и процессов деструкции сформировавшихся горных сооружений.

Дополнительно к грубообломочным индикаторам син- и пост-орогенных процессов, периоды активизации тектонических движений на обрамляющих палеобассейны участках суши отражались в палеогеографических особенностях строения сибирских палеобассейнов – а) изменение генеральной ориентации бассейнов (отмеченные выше азимутальные несогласия), б) значительные модификации морфологии дна дифференцированных по глубинам зон бассейнов, в том числе, в возрастании глубин впадин и высот подводных поднятий, в) резкая трансформация очертаний таких зон и площадей их развития и т. д. Эпизодически проявляющиеся палеогеографические свидетельства процессов орогении по своей масштабности и полноте охвата всего палеобассейна принципиально отличаются от непрерывных медленного протекающих процессов трансформации палеогеографических обстановок этого палеобассейна, приводящих к общему нивелированию дна – а) постепенное заполнения впадин с уменьшением их глубин и углов наклона склонов, б) медленное смещения границ зон терригенного и карбонатного осадконакопления и т. д.

На основе анализа литологических и палеогеографических данных можно предположить следующие этапы орогении на участках Центрально-Азиатского подвижного пояса непосредственно соседствующих с Алтае-Салаирском палеобассейном, так и на относительно удаленных от него частях этого пояса.

I. Наиболее масштабным и ярко выраженными в осадочном заполнении Алтае-Салаирского ордовикского палеобассейна литологическими и палеогеографическими свидетельства орогении суперрегионального порядка являются данные по границе тремадока и аренига: 1) основание воскресенской (северо-запад Горного Алтая) свиты, 2) основание тулойской (северо-восток Горного Алтая) свиты; 3) основание алзасской (Кузнецкий Алатау) свиты; 4) основание иловатской свиты (Салаир) – а) базальные полимиктовые конгломераты с галькой интрузивных пород, б) азимутальные и угловые несогласия, в) модификация общей конфигурации палеобассейна, г) изменение положения и ориентации впадин, д) увеличение глубин впадин и углов наклона их склонов, е) появление подводных поднятий и др.

II. Подтверждением влияния орогении регионального порядка можно рассматривать данные по границе нижнего и верхнего тремадока. Однако, этот этап орогении может и не следует выделять как самостоятельный, а считать его первым эпизодом орогении суперрегионального порядка максимально проявившейся на границе тремадока и аренига. К данным, свидетельствующим о его проявлении, относятся: 1) основание верхней подсвиты камлакской (север центральной части Горного Алтая) свиты; 2) основание верхней подсвиты агайринской (центральная часть Горного Алтая) свиты, 3) средняя часть ишпинской (северо-восток Горного Алтая) свиты, 4) средняя часть чупинской (Салаир) свиты, 5) нижняя часть краснянской (Салаир) свиты, 6) основание верхней подсвиты алгаинской (Кузнецкий Алатау) свиты, 7) основание тайменской (Кузнецкий Алатау) свиты – а) базальные конгломераты с галькой интрузивных пород, б) изменение положения и ориентации впадин.

III. Доказательством орогении регионального порядка можно считать данные по средней части лланвирина: 1) нижняя часть бугрышихинской (северо-запад Горного Алтая) свиты, 2) основание зайчихинской (Салаир) свиты, 3) основание карасинской (северо-восток Горного Алтая) свиты – а) базальные конгломераты, гравелитистые песчаники, б) изменение положения и ориентации впадин, в) резкое увеличение площадей осадконакопления на Горном Алтае (особенно в северной и центральной его частях), г) превраще-

ние аккумулятивной зоны морской седиментации в Кузнецком Алатау в зону континентальной денудации.

IV. Свидетельством орогении регионального (м. б. суперрегионального) порядка следует полагать литолого-стратиграфические и палеогеографические данные по средней части карадока: 1) в середине нижней части ханхаринской (северо-западная и центральная части Горного Алтая) свиты, 2) савельевская (север центральной части Горного Алтая) свита, 3) средняя часть гурьяновской (северо-восточная часть Горного Алтая) свиты, 4) горная (Салаир) свита; 5) основание тогинской (Горная Шория) свиты – а) многочисленные горизонты базальных конгломератов с галькой гранитов и других интрузивных пород, б) грубозернистые песчаники среди общего разреза аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников с прослоями известняков, часто рифогенного типа, в) изменение общих очертаний палеобассейна, г) резкое расширение площадей палеобассейна (территория Горной Шории впервые после длительного перерыва, начавшегося с тремадока, стала областью аккумуляции морских осадков).

Работа выполнена при финансовых поддержках СО РАН – Программа фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», РФФИ (грант № 02-05-64789) и НШ-1569.2003.5.

- [1] Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Ордовикский глаукофансланцевый метаморфизм в Горном Алтае и проблемы его геодинамической интерпретации // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – С. 46-50.
- [2] Хаин Е.В., Федотова А.А. Саяно-Монгольский и Байкальский сегменты активных окраин палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – С. 257-261.
- [3] Sennikov N.V. Reflection of main events in evolution of the largest geological structures within Altai-Sayan Folded Area in the lithological chronicle and marine faunal communities composition and structure during Paleozoic Time. Abstracts International Symposium on the Amalgamation of Precambrian Blocks and the Role of the Paleozoic Orogens in Asia. September 5-7, 2002. Sapporo. Nakanishi Print. Ltd. – 2002. – P. 35-37.
- [4] Sennikov N.V. Ordovician events in Altai-Salair-Kuznetsky and Tuva basins and their influence on the sedimentary facies and marine biota (Siberia, Russia) // In: Albanesi G.I., Beresi M.S. and Peralta S.H. (Eds.). INSUGEO, Serie Correlacion Geologica, 17. Ordovician from the Andes. – 2003. – P. 461-465.
- [5] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. – 215 с.
- [6] Петрунина З.Е., Сенников Н.В., Ермиков В.Д., Зейферт Л.Л., Кривчиков А.В., Пузырев А.А., Севергина Л.Г., Обут А.М., Заславская Н.М. Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Горного Алтая. – М.: Наука, 1984. – 124 с.
- [7] Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. – 1994. – № 7-8. – С. 118-143.
- [8] Елкин Е.А., Сенников Н.В., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Язиков А.Ю. Периодичность осадконакопления в силуре и соотношения глобальных геологических событий в среднем палеозое на юго-западной окраине Сибирского континента // Геология и геофизика. – 1997. Т. 38, № 3. – С. 596-607.
- [9] Artyushkov E.V., Lindstrom M., Popov L.E. Relative sea-level changes in Baltoscandia in the Cambrian and early Ordovician: the predominance of tectonic factors and the absence of large scale eustatic fluctuations // Tectonophysics. – 2000. – № 320. – P. 375-407.

ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КЕМБРИЙСКИМ КОМПЛЕКСАМ ТУВЫ (МУГУР-АКСИНСКИЙ БЛОК ТУВЫ)

*Н.В. Сенников**, *А.С. Крамаров***, *А.Ю. Казанский***, *Н.Г. Изох**

*Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН

**Новосибирск, Институт геологии СО РАН

Кембрийский временной интервал для геологических комплексов, ограниченных с севера структурами Западного Саяна и с юга окраиной Тувино-Монгольского микроконтинента в палеомагнитном отношении до сих пор оставался "белым пятном". Известные к настоящему времени палеомагнитные данные по кембрийским отложениям Тувы из вулканогенно-осадочного разреза на р. Ирбитей Таннуольско-Хамсаринской палеодуги [1] и фрагментов Агардагского офиолитового комплекса на востоке региона [2] не могут быть использованы в качестве достоверной информации для палеогеографических построений. Это связано с тем, что намагниченность в породах этих объектов имеют вторичную природу и не соответствуют времени формирования пород. Близость направлений вторичной намагниченности к первичным направлениям намагниченности ордовика Центральной и Восточной Тувы указывает на ордовикский возраст перемагничивания и его возможную связь с этапом ордовикской коллизии Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы с окраиной Тувино-Монгольского микроконтинента [3]. Таким образом, встает вопрос о поиске на территории Тувы кембрийских комплексов, сохранивших намагниченность, соответствующую (или близкую по времени) образованию самих пород.

Объектом для настоящих исследований был выбран ограниченный зоной Шапшальских разломов Мугур-Аксинский блок (одноименная раннепалеозойская структурно-фациальная зона) крайнего юго-запада Тувы. Рассматриваемый блок, располагаясь на территории одноименного административного района Тувы, в геологическом отношении также включался в палеозойские структуры Тувы, как единого самостоятельного террейна или микроконтинента. Однако, современное положение Мугур-Аксинского блока в зоне сочленения структур Тувы, Монголии и Горного Алтая, а также специфика строения разрезов кембрия, ордовика и в меньшей степени силура, не позволяет считать это полностью доказанным. Для решения поставленного вопроса необходим анализ всех геологических данных и в первую очередь палеомагнитных данных.

Палеомагнитные исследования палеозойских осадочных и магматических образований выполненных ранее [4–7] показали, что для ордовикского и девонского интервалов палеомагнитные полюсы Мугур-Аксинского блока не отличаются от разновозрастных полюсов других объектов Центральной и Восточной Тувы. Это позволяет рассматривать Мугур-Аксинский блок, как составную часть Тувинского блока, по крайней мере начиная с ордовикского времени.

В основании осадочного разреза Мугур-Аксинского блока залегает песчано-сланцевая толща, без органических остатков, закартированная здесь как аласугская свита. Согласно официальным стратиграфическим схемам [8] аласугская свита относится к среднему-верхнему кембрию. Стратотипические поля развития алагугской свиты расположены в северных районах центральной части Тувы. Для палеомагнитных исследований были отобраны образцы из двух точек из основания аласугской свиты. (координаты точек отбора: $\varphi = 50,4^\circ$ с.ш., $\lambda = 90,5^\circ$ в.д. и $\varphi = 50,4^\circ$ с.ш., $\lambda = 90,4^\circ$ в.д.). Для получения палеомагнитных данных образцы были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию до 700°C (14 ступеней). Интерпретация выполнена с помощью прикладных программ [9], использующих стандартные алгоритмы компонентного анализа и метод пересечения кругов перемагничивания.

На основе совместного анализа диаграмм Зийдervельда и кругов перемагничивания, для обеих точек опробования, удалось выделить стабильное направление намагниченности которое, для отдельных образцов является характеристическим.

Для относительного датирования этого компонента был проведен тест складки, ко-

торый дал положительный результат. Это свидетельствует о доскладчатой природе выделенной намагниченности. Средние направления по точкам и соответствующие координаты палеомагнитных полюсов приведены в таблице. Для сравнения дано положение палеомагнитных полюсов на средне-позднекембрийское время для Сибирской платформы и Западного Саяна.

Таблица

Объект	N	Ds	Is	a95	Ф	Л	Источник
Мугур-Аксинский блок точка 1	11	120.2	29.5	16.8	-5.7	147.2	наст. раб.
Мугур-Аксинский блок точка 2	11	125.8	23.9	15.5	-11.4	144.3	наст. раб.
среднее	22	122.0	28.0	9.7	-7.4	146.2	наст. раб.
Сибирская платформа					-25.0	116.0	[10]
Западный Саян (Северосаянская зона)					-36.6	134.9	[3]
Западный Саян (Куртушибская зона)					-38.1	130.8	[3]

Примечание: N – число образцов; Ds, Is – склонение и наклонение в стратиграфической системе координат, a95 – угол доверия; Ф, Л – широта и долгота палеомагнитного полюса.

Как видно из представленной таблицы, палеомагнитные данные по Мугур-Аксинскому блоку и палеомагнитные данные по Сибирской платформе позволяют сделать предварительный вывод о том, что Мугур-Аксинский блок в кембрийском периоде не относился к краевым частям Сибирской платформы и был относительно платформы развернут на 36°. Он также не относился к структурам Западного Саяна. Расхождение палеомагнитных направлений для этих структур позволяет предполагать на конец кембрия существование относительно крупных океанических пространств между Сибирской платформой, Западным Саяном и блоками, составляющими современную структуру Тувы.

- [1] Дутова В.В. Метелкин Д.В., Митрохин Д.В. Предварительные палеомагнитные данные по раннекембрийским комплексам Таннуольско-Хамсаринской палеоостровной дуги // Студент и научно-технический прогресс: Материалы XXXVI науч.-студенч. конф. Новосибирск, 1998, с. 37-39.
- [2] Печерский Д.М., Шелестун Н.К. Палеомагнетизм Карашатского базит-гипербазитового массива и окружающих нижнекембрийских пород (Южная Тува) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува): Сб. науч. тр. АН СССР. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987, с. 48-66.
- [3] Метелкин Д.В. Структурное положение островных дуг центральной части Алтае-Саянской складчатой области в кембрии по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1998. 22 с.
- [4] Михальцов Н.Э. Палеомагнетизм гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области // Студент и научно-технический прогресс: Материалы XXXV Междунар. науч. студенч. конф. Новосибирск, 1997. С. 52-53.
- [5] Михальцов Н.Э., Казанский А.Ю., Сенников Н.В. О положении Тувинского блока в ордовике // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 44.
- [6] Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y., Tait J.A. Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (Southern Siberia, Russia): implications for the paleogeography of Siberia // J. Geophys Res Solid Earth. – 2000. – Vol. 105. – Iss. B6. – P. 13509-13518.
- [7] Сенников Н.В., Казанский А.Ю., Ивата К., Обут А.Т., Изох Н.Г. Крамаров А.С., Хлебникова Т.В. Палеомагнитные исследования палеозойских комплексов Каргинского грабена Тувы и их геодинамическая интерпретация // Геодинамическая эволюция литосферы центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. по программе фундамент. исслед. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – 218-221 с.
- [8] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. (Новосибирск, 1979). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. – 215 с.
- [9] Enkin R.J. A computer program package for Analysis and presentation of paleomagnetic data. 1994. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 16 p.
- [10] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский Океан. – М., 1995. – 297 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОСНОВА ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА

*В.И. Сизых**, *А.М. Станевич**, *А.М. Мазукабзов**, *В.К. Немеров***, *Д.П. Гладкочуб**

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

**Иркутск, Институт геохимии СО РАН, nemerov@igc.irk.ru

Формирование и перераспределение углеводородных масс неразрывно связаны с геодинамической эволюцией окраин крупных континентальных блоков. Сибирский кратон является одним из крупнейших регионов, где сконцентрированы запасы нефти и газа. «В настоящее время прогнозная оценка углеводородных ресурсов в Иркутской области составляет по нефти – свыше 2 млрд т, по газу – 7,5 трлн м³, по газовому конденсату – 2 трлн м³, по конденсату – 99 млн т...» [1, с. 28]. Поэтому, природа образования и миграции этих масс всегда вызывала громадный интерес. Одна из моделей формирования и перераспределения углеводородов (УВ) намечается при реконструкции обстановок поздне-докембрийского осадконакопления в эпиконтинентальных морях южной окраины Сибирского кратона (ЮСК). Для этого времени реконструирована последовательная смена режимов развития ЮСК: пассивной окраины; островных дуг, с формированием задугового бассейна; предколлизийный режим, с развитием бассейна форланда; и последующие орогенные события нижнего венда, с системой быстро заполняющихся грабенов [2]. Дальнейшая история концентрации УВ связана с каледонскими коллизийными событиями, обусловленными закрытием Палеоазиатского океана.

Ранние этапы мезоэопротерозойской истории рассматриваемого региона (тепторгинский региональный горизонт) были предопределены рифтогенной геодинамикой. Процессы рифтогенеза начались после раннепротерозойской кратонизации и накопления продуктов переотложенных кор выветривания (пурпольская свита). Они запечатлены в мощных фациально неустойчивых толщах песчано-когломератового состава, прослаивающихся субаквальными вулканитами (медвежевская свита). По петрохимическому составу вулканиты близки базальтам и андезитобазальтам с повышенным содержанием щелочей. Характер реставрированных структур медвежевского времени свидетельствует о наличии трогов, разделенных выступами с раннедокембрийским основанием. Растяжение способствовало излиянию базальтоидов и внедрению даек основных пород, часто в виде силлов.

Вслед за рифтогенезом, в результате термального охлаждения литосферы, происходит опускание и формирование пассивной континентальной окраины. Для этапа пассивной окраины характерны обширные шельфы с преобладанием терригенного осадконакопления (баллаганахский горизонт) [2]. Эта серия осадков, лежащая выше медвежевской свиты, характеризуется признаками флишоидного строения, что указывает на формирование их в условиях обширного окраинного бассейна с поступлением кластогенного материала с прилегающих частей кратона. Осадконакопление осуществлялось в условиях, соответствующих дистальному и проксимальному шельфу, частично континентальному склону, с формированием клиноформ. На продолжающееся растяжение в это время указывают силлы и дайки габбро-диабазов патомского комплекса. В регрессивный период этого этапа отлагались хемогенные ленточные известняки бассейновой равнины и локально развитые органогенные карбонаты литорали.

Кардинально большее разнообразие обстановок осадконакопления возникло в процессе формирования островных дуг и обширного задугового бассейна во второй половине позднего рифея (дальнетайгинский и жуинский горизонты). Картину изменения условий седиментации вкрест простирания палеобассейна наиболее отчетливо выявляют фации разрезов верхней половины дальнетайгинского горизонта. По северной периферии бассейна были распространены отложения прибрежных фаций (валюхтинская свита). Поступление значительной части терригенного материала осуществлялось с севера, предположительно крупным континентальным водотоком. Шельф приконтинентальных зон характеризуется сложным сочетанием систем биогермных рифов и карбонатных рампов (ва-

люхтинская свита). Южнее, в обстановке дистального шельфа накапливались слабоуглеродистые песчано-алевропелитовые осадки. Еще южнее, отложения этого уровня (хомолхинская свита) обладают признаками турбидитов, характерных для склонов и подножий склонов континентов. В более южных зонах ЮСК седиментогенез этого времени отражают фрагменты осадочно-вулканогенных разрезов, включающих продукты аэрального вулканизма. Наряду с базальтами, развитие получают эффузивы и субвулканические образования андезит-дацитового ряда. Эксплозивная деятельность вулканов оказывала влияние на геохимические особенности амагматичных отложений внешнего пояса [2]. В прибрежных участках островных вулканических поднятий были развиты локальные биогермы, лагунные органогенные и интракластические карбонаты, резко сменяемые переотложенными песками и органосодержащими илами мористых зон.

В конце жуинского периода происходит затухание вулканических процессов и усиление стагнационных процессов седиментации практически по всей территории ЮСК. Песчаникам этого времени свойственен зрелый, кварцевый состав. Характерные для позднежуинского времени углеродсодержащие осадки и максимальные содержания органического углерода [2] указывают на застойность бассейна и высокую биопродуктивность вод. Эти процессы особенно ярко проявились в более глубоководных условиях (вачская свита), а также происходили в полуизолированных бассейнах, синхронно с затухающим вулканизмом андезит-дацитового состава (усть-келянская толща). На обширных пространствах северного мелководного шельфа были распространены субаэральные фитолитовые постройки (ченчинская свита). Эти особенности осадконакопления характеризуют позднежуинский период, как стабилизационную, предорогенную паузу.

Орогенные события начала вендского времени (юдомский горизонт) обусловили подавленность карбонатонакопления. И только после заполнения прогибов и выравнивания рельефа морского дна на обширных пространствах мелководного эпиконтинентального моря создались условия для формирования доломитово-известковых фаций. Режим тектонической паузы в нижнем кембрии предопределил распространение карбонатонакопления по всей территории ЮСК.

Продуцирование и последующие преобразования органического вещества (ОВ) в позднерифейских бассейнах ЮСК происходили в двух типах отложений, связанных с конкретными обстановками: в органогенных карбонатах литорали и верхней сублиторали и в алевропелитовых осадках стагнационных участков дистального шельфа, склона и впадин бассейна. Сейчас известно, что отложения неопротерозоя ЮСК содержат остатки организмов нескольких групп растительного мира [2, 3]. Строматолитовые и микрофитолитовые карбонаты фиксируют жизнедеятельность цианобактериальных сообществ. В близких условиях фотической зоны обитали и представители эукариотных водорослей, ведущие, вероятно, как бентосный, так и планктонный образ жизни. В мелководных участках обнаружены микрофоссилии, сравниваемые с аэробными серобактериями и простекобактериями. В алевропелитовых, углеродсодержащих отложениях среднего – дистального шельфа и более глубоководных зонах известны многочисленные местонахождения микрофоссилий, интерпретируемых как разновидности анаэробных, сульфатредуцирующих и серных бактерий.

Значения C_{org} склоновых осадков превышают значения шельфовых в 2–5 раз [2]. Это служит косвенным показателем большей сохранности биопродукции в более глубоководных отложениях. Кроме окисления органики шельфовых карбонатов в субаэральном условиях, преобладание ОВ в мезобатиали объясняется двумя причинами. Первая заключается, скорее всего, в том, что немаловажная часть растительных остатков сносилась в участки бассейна с восстановительными условиями, где подвергалась деструкции бактериальными сообществами. Во вторых, изучение массы разнообразных микрофоссилий из углеродсодержащих алевропелитов [2, 3, 4] приводит к выводу, что ОВ могло формироваться в результате самодостаточной жизнедеятельности самих гелиофобных бактериоценозов.

Наибольшее распространение, как фитолитовых карбонатов мелководных зон шельфа, так и углеродсодержащих сланцев, а также максимальные содержания $C_{орг}$ [1] (табл.) приходится на предвендское время (жуинский горизонт), коррелируемое с развитием бассейна форланда. Несмотря на формальный аспект палеонтологических заключений, из таблицы видно, что для отложений этого времени зафиксирован максимум типовых таксонов микрофоссилий и фитолитов [4, 5, 6]. Предполагается, что основная доля углеводородного сырья образовалась именно в позднерифейских отложениях. ОВ продуцировалось в результате преобразования, как остатков фототрофных цианобактерий и водорослей, так и массы гелиофобных бактериоценозов. Но сохранение и аккумуляция ОВ происходила преимущественно в черносланцевых толщах прогнутых зон бассейнов. Эти толщи при складчато-надвиговых процессах подвержены деформации в большей степени, чем шельфовые отложения. Известные коллизионные события начала венда [1], вероятно, повлекли перераспределение углеводородного вещества в менее деформируемые и более проницаемые породы.

Таблица

Средние значения таксонов органических остатков и $C_{орг}$ в стратонах неопротерозоя ЮСК

Хроностратиграфическая шкала		Среднее количество типичных таксонов			Средние содержания $C_{орг}$	
Общая	Региональные горизонты	Микрофоссилий	Строматолитов	Микрофитолитов	Кол-во проб	мас. %
Нижний венд	Юдомский (нижняя половина)	15	5	3	370	0,93
Верхний рифей	Жуинский	33	8	15	495	4,91
	Дальнетайгинский	15	4	8	494	1,66
		10	5	6	201	1,10

Примечание: Выборка проведена по [1, 4, 5, 6]. В анализ вовлечены данные: по органическим остаткам – из отложений 34 свит и толщ пяти зон ЮСК; по $C_{орг}$ – из алевропелитовых отложений 19 свит трех зон ЮСК.

Таким образом, расцвет карбонатакопления и биоразнообразия в неопротерозое ЮСК является комплексным следствием, как обстановок предорогенной, стагнационной паузы в тектонической истории ЮСК, так и сукцессионных моментов в эволюции бактериально-водорослевых сообществ. Венд-кембрийские нефтегазопроявления Сибирской платформы являются производными трансформации массы растительных остатков предвендского возраста.

Традиционно считается, что наибольшей нефтегазоносностью отличаются осадочные бассейны, имеющие мощности свыше 5 км и высокие значения геотермического градиента (свыше $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). Такие бассейны получили название первично-нефтегазоносных [7]. Между тем мощности осадочного чехла в пределах ЮСК в среднем 1,5–2,5 км, что однако не помешало сформироваться здесь ряду крупных и уникальных месторождений углеводородов (УВ). Преобладающим типом продуктивных залежей УВ здесь являются тектонически-литологически экранированные, пластовые их разновидности, примерами которых являются месторождения: Марковское, Ковыктинское, Ярактинское, Аянское и др. Такие закономерности в распределении залежей обусловлены перераспределением УВ при деформации осадков позднекембрийского Байкало-Патомского бассейна в процессе каледонских коллизионных событий. В результате последних была сформирована складчатая покровно-надвиговая структура, глубоко проникшая в пределы южной части кратона [8, 9]. Часть рифейских толщ с возможными скоплениями УВ оказалась перекрыта тектоническими пластинами, что позволяет выделить вдоль ЮСК поднадвиговые зоны (Прибайкальская, Предпатомская) составляющие единую региональную структуру. Эти поднадвиговые зоны могли являться поставщиками УВ во внутренние регионы кра-

тона. Пути миграции УВ служили зоны тектонической расслоенности фундамента и чехла.

Суммируя вышеизложенное, можно сделать вывод, что формирование нефтесодержащих масс ЮСК началось в геодинамических обстановках соответствующих пассивной континентальной окраине и происходило в основном в условиях соответствующих становлению и развитию форландового бассейна. Основная масса УВ сырья первоначально была сосредоточена в неопротерозойских отложениях. Последующая история УВ связана с деструкцией первичных областей и их перераспределением. Наиболее ранние явления частичного перераспределения УВ, вероятно, были связаны с позднебайкальскими (ранневендскими) аккреционно-коллизийными событиями. Основная аккумуляция углеводородов в карбонатных и песчаных коллекторах неопротерозоя и кембрия юга кратона произошла в результате каледонской коллизии и формирования складчато-надвиговых дислокаций. В определенной мере на переформирование залежей УВ оказали влияние позднепалеозойские и мезо-кайнозойские структурные перестройки.

Исследования поддерживаются Российским фондом фундаментальных исследований, гранты 04-05-64159, 04-05-64412.

- [1] Тен Ю.М. Золото и нефть (история и современные вопросы недропользования). – М.: ООО «Геоинформцентр». – 2003. – 148 с.
- [2] Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 3. – С. 456-470.
- [3] Stanovich A. M. Relics of marine bacterial coenoses from the Neoproterozoic Formations of the South margin of Siberian Platform // Proceeding of SPIE. – V. 4939. – Instruments, Methods and Missions for Astrobiology VI (SPIE, Bellingham, WA, 2003). – P. 28-37.
- [4] Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. – М.: Недра, 1992. – 158 с.
- [5] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео". – 2000. – 320 с.
- [6] Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд. – 1974. – 96 с.
- [7] Хаин В.Е., Клещев К.А., Соколов Б.А. и др. Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР. – М.: Наука, 1988. С. 46-54.
- [8] Сереженков В.Г., Ситникова В.С., Аржанов Н.А. и др. Надвиговая тектоника и нефтегазоносность Предпатомского прогиба // Геология нефти и газа. – 1996. – № 9. – С. 4-10.
- [9] Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». – 2001. – 154 с.

ПАЛЕОСПРЕДИНГОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ИНДИКАТОРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ПАЛЕООКЕАНОВ

В.А. Симонов, А.Н. Диденко***

*Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, simonov@uiggm.nsc.ru

**Москва, Геологический институт РАН

Формирование литосферы океанов неразрывно связано с процессами спрединга в срединно-океанических хребтах. Достигая зон субдукции, океаническая литосфера нередко снова попадает в область влияния регионального растяжения, начиная с зарождения энзиматических островных дуг, когда возможно образование спрединговых центров [1].

По мере эволюции зон субдукции, примитивные островные дуги сменяются более развитыми островодужными системами, с которыми также связаны процессы растяжения [2]. Взаимодействие океанических плит с островными дугами приводит к растяжению в тыловых областях последних, где происходит активный вулканизм и формируются рифтогенные структуры задуговых бассейнов. Таким образом, спрединговые процессы играют активную роль при формировании практически всех типов океанических структур. Большой объем оригинального фактического материала по палеоспрединговым комплексам Урало-Монгольского складчатого пояса, имеющийся в распоряжении авторов, позволяет рассмотреть особенности магматических и геодинамических процессов формирования структур палеоокеанов на примере Палеоазиатского, Уральского и Туркестанского океанов.

Магматические системы древних океанов

В результате многолетних исследований палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса была создана представительная база оригинальных геохимических данных [3]. В последнее время она дополнена значительным количеством нового фактического материала, что дало возможность выяснить характерные особенности магматических систем, принимавших участие в спрединговых процессах. Большая степень измененности пород палеоспрединговых серий, потребовала применения комплексных исследований с использованием петрологических, петрохимических, геохимических, минералогических методов и анализа расплавных включений в сохранившихся первичных минералах.

Петрохимические данные. Гистограммы распределения отдельных элементов в породах палеоспрединговых комплексов показывают, что по содержанию SiO_2 преобладают базальтовые системы – 46–54 %. В то же время, отчетливо выделяются несколько групп со средними значениями TiO_2 – 0,4, 0,8, 1,8 и свыше 2 %. Группа с минимумом титана характеризует островодужные комплексы. Другие две группы отвечают образованиям срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов. Максимальными содержаниями TiO_2 обладают комплексы, формирование которых могло происходить внутри плит океанической литосферы. По содержанию калия в целом явно преобладают низкокалиевые (до 0,4 %) магматические системы.

По распределению щелочей в зависимости от SiO_2 составы пород из палеоспрединговых комплексов располагаются как в области нормальной щелочности, так и в поле щелочных серий. Наибольший разброс данных отмечается для пород из структур Палеоазиатского океана. Наиболее компактное поле, с преобладанием щелочных серий, образуют точки составов пород Туркестанского океана.

На диаграмме $\text{TiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ наибольший спектр значений компонентов отмечается для Палеоазиатского океана, палеоспрединговые комплексы которого развивались в разнообразных океанических и островодужных обстановках, включая системы задуговых бассейнов. Породы Уральского палеоокеана распределяются в основном вдоль оси TiO_2 , показывая достаточно устойчивую и несложную систему развития примитивной островной дуги с бонинитами на океанической литосфере. Составы пород Туркестанского палеоокеана фиксируют океанические характеристики, с преобладанием высокотитанистых магматических комплексов, близких к ассоциациям внутриплитных океанических островов.

На диаграмме MgO--SiO_2 видно, что бониниты достаточно хорошо представлены среди палеоспрединговых ассоциаций Палеоазиатского океана, есть и среди комплексов Уральского палеоокеана и совершенно не характерны для Туркестанского палеоокеана.

Геохимия редких элементов. Учитывая значительную степень измененности рассмотренных пород из палеоспрединговых комплексов, для подтверждения петрохимических данных были использованы редкие элементы, обладающие относительной устойчивостью при вторичных процессах.

По соотношению V-Ti виден существенный разброс составов пород из палеоспрединговых комплексов Палеоазиатского океана. Для Туркестанского палеоокеана точки располагаются в полях океанических островов и срединно-океанических хребтов, тогда

как для Уральского палеоокеана характерны условия срединно-океанических хребтов, переходящие в островодужные.

На диаграмме $Ti/Cr-Ni$ точки составов пород из палеоспрединовых комплексов Туркестанского палеоокеана располагаются в виде компактного поля в океанической области. Для Уральского палеоокеана отчетливо виден тренд со снижением Ti/Cr , при росте значений Ni , от океанических характеристик к условиям примитивных островных дуг с бонинитами. Палеспрединовые комплексы Палеоазиатского океана могли формироваться во всех возможных палеогеодинамических ситуациях.

По соотношению иттрия и циркония точки составов пород палеоспрединовых комплексов Палеоазиатского океана попадают в поля задуговых бассейнов и островодужных систем с бонинитами. Для пород Уральского палеоокеана отмечается преобладание островодужных характеристик.

Составы первичных минералов. В результате многолетних исследований палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса, оказалось, что только в отдельных образцах из офиолитов Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Южной Тувы, Южного и Полярного Урала, а также Тянь-Шаня присутствуют первичные магматогенные минералы, представленные в основном клинопироксенами.

На диаграмме TiO_2-FeO для составов клинопироксенов из порфиритов палеоспрединовых комплексов Палеоазиатского океана видно, что характеристики минералов из разных офиолитовых ассоциаций существенно различаются. Составы клинопироксенов Горного Алтая обладают минимальными значениями титана и приурочены к тренду пироксенов из бонинитов западной части Тихого океана. Минералы из порфиритов офиолитов Кузнецкого Алатау располагаются в островодужном поле, обладая более высокими содержаниями титана по сравнению с пироксенами из бонинитовых серий. По своему составу клинопироксены из пород Южной Тувы резко отличаются от минералов из других офиолитовых ассоциаций, прежде всего, существенно более высокими содержаниями титана. Они располагаются в области океанических пироксенов и приурочены к полю минералов из пород океанических островов и гайотов, что может свидетельствовать о воздействии глубинных мантийных плюмов на условия магмогенерации. Для клинопироксенов из палеоспрединовых комплексов Уральского палеоокеана устанавливаются более однообразные характеристики – преимущественно островодужные (со значительной приуроченностью к бонинитовому тренду) с переходом в океаническую область. Проведенные исследования клинопироксенов свидетельствуют о том, что офиолиты Северного Тянь-Шаня формировались в палеогеодинамических условиях развития системы островная дуга – задуговой бассейн.

Составы расплавных включений. Расплавные включения удалось найти и исследовать в клинопироксенах из единичных образцов пород палеоспрединовых комплексов Алтае-Саянской области (офиолиты Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Южной Тувы), Южного Урала (Ишкинское месторождение) и Северного Тянь-Шаня. На диаграммах составы гомогенизированных расплавных включений отчетливо распадаются на три группы, характеризую магматические системы, развивавшиеся в различных палеогеодинамических обстановках. Точки составов включений с наибольшими значениями титана (офиолиты Южной Тувы) указывают на ситуации внутриокеанических островов. Расплавы с минимальными значениями титана и калия (офиолиты Горного Алтая) отвечают геодинамическим обстановкам развития примитивных островных дуг с бонинитовыми сериями. Широкие вариации содержания калия при незначительных количествах титана характерны для магматических систем развитых островных дуг (офиолиты Кузнецкого Алатау). Расплавные включения в минералах базальтов Южного Урала свидетельствуют о развитии толеитовых серий островных дуг. Результаты исследований с помощью ионного зонда особенностей распределения редких и редкоземельных элементов в расплавных включениях свидетельствуют о формировании Киргиз-Терской офиолитов Северного Тянь-Шаня в условиях задугового палеобассейна.

Геодинамические условия формирования спрединговых комплексов в Палеоазиатском, Уральском и Туркестанском палеоокеанах

Спрединг представляет собой глобальное геодинамическое явление, приводящее к новообразованиям литосферы океанического типа. Традиционно считалось, что спрединг присущ дивергентным границам плит в срединно-океанических хребтах. Как показали исследования последних 20 лет, в том числе и авторов настоящей работы, явление спрединга не ограничивается только вышеуказанной геодинамической ситуацией. Особенно наглядно это проявилось при изучении и типизации древних офиолитовых ассоциаций, входящих в структуру покровно-складчатых поясов. Оказалось, что встречаемость «чистых» срединно-океанических офиолитов незначительна, а количество офиолитов, образованных в зонах развития примитивных и зрелых островных дуг, задуговых бассейнов и внутриплитных поднятий, в несколько раз выше.

Комплексное использование геолого-структурных, петро-геохимических, минералогических, термобарогеохимических, петромагнитных и палеомагнитных данных позволило обоснованно характеризовать палеогеодинамические процессы формирования спрединговых комплексов в структурах Палеоазиатского, Уральского и Туркестанского палеоокеанов. Данный подход дал возможность выделить шесть основных типов геодинамических обстановок.

1. Офиолиты, формирование которых происходило на дивергентных границах плит за достаточно короткое время и было одноактным. К этому же типу относятся первые стадии развития двухфазных офиолитовых комплексов.

2. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях внутриплитных океанических поднятий. Этот тип проявлен не во всех регионах и наиболее характерен он для второй фазы офиолитов Тянь-Шаня.

3. Офиолиты, сформировавшиеся в геодинамических условиях трансформных разломов. Выделение этого типа офиолитов по петро-геохимическим характеристикам практически невозможно, так как магматические породы этих комплексов имеют свойства нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. Но при этом обнаруживаются структурно-морфологические особенности, не свойственные офиолитам первых двух типов, которые выражаются в разноориентированности дайковых комплексов или в появлении ветвящихся, пересекающих друг друга небольших дайковых роев и отдельных даек.

4. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях примитивных (энсиматических) островных дуг. Отличительной особенностью этих ассоциаций является появление в разрезе бонинитовых серий.

5. Офиолиты, сформированные в геодинамических условиях энсиалических островных дуг. К структурно-морфологическим особенностям этих офиолитов можно отнести преобладание силлов над дайками, причем силловые пакеты зачастую построены по типу «силл в силле».

6. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях задуговых бассейнов.

В результате проведенных исследований было установлено, что палеогеодинамические обстановки развития спрединговых процессов имели свои характерные особенности в различных океанах.

Наиболее сложная ситуация устанавливается для Палеоазиатского океана. Здесь можно выделить по крайней мере четыре палеогеодинамические обстановки развития спрединговых процессов. Прежде всего, это спрединг в рифтогенных структурах при расколе древних сиалических блоков, сменившийся, возможно, спредингом в условиях, близких к срединно-океаническим хребтам и трансформным разломам с формированием собственно океанической литосферы. Следующей стадией, связанной с началом развития зон субдукции, является спрединг в условиях формирования на океанической литосфере примитивных островных дуг с бонинитами. Третий тип представлен спрединговыми комплексами развивавшимися в условиях раскола развитой островной дуги и начала форми-

рования задугового бассейна. Четвертая обстановка связана с развитием спрединговых процессов в задуговых бассейнах.

Для Уральского палеоокеана устанавливаются два типа геодинамических обстановок формирования палеоспрединговых комплексов. Офиолиты Полярного Урала связаны с образованием океанической литосферы в срединно-океанических хребтах и последующим развитием примитивных островных дуг с бонинитами. Для офиолитов Южного Урала характерны более развитые островные дуги.

Для Туркестанского палеоокеана можно выделить также два типа геодинамических ситуаций. В случае Южного Тянь-Шаня в условиях срединно-океанических хребтов формировалась океаническая литосфера, на которой при повторном спрединге происходило образование внутриплитных океанических островов. Для офиолитов Северного Тянь-Шаня характерны обстановки системы островная дуга – задуговой бассейн.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02-05-64332) и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса – от палеоокеана к континенту».

- [1] Karson J.A., Collins J.A., Casey J.F. Geochemical and geological evidence bearing on the origin of the Bay of Islands and Coastal complex ophiolites of Western Newfoundland // Tectonophysics. – 1985. – V. 16. – N. 1/2. – P. 1-40.
- [2] Karig D.E. Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // J. Geophys. Res. – 1970. – N. 75. – P. 239-254.
- [3] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. – М.: Геос, 2002. – 294 с.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ПАЛЕООКЕАНОВ: ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

В.А. Симонов, А.Ю. Дунаев**, С.В. Ковязин***, В.В. Зайков***

*Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, simonov@uiggm.nsc.ru

**Миасс, Институт минералогии УрО РАН

***Новосибирск, Институт минералогии и петрографии ОИГГМ СО РАН

Большое значение при исследовании палеоокеанов имеют офиолитовые ассоциации, представляющие собой фрагменты различных структур древних океанов. Породы офиолитов обычно в значительной степени изменены и в большинстве случаев очень трудно выяснить особенности магматических систем, что соответственно не позволяет обоснованно реконструировать геодинамические условия развития палеоокеанических структур.

Выходом в данной ситуации могут служить исследования первичных магматогенных минералов и находящихся в них расплавных включений. Такие данные для офиолитов Урало-Монгольского пояса получены, но публикаций по этой теме до настоящего времени существует весьма ограниченное количество [1, 2, 3, 4]. Это связано в основном с тем, что за время своей длительной истории офиолиты неоднократно подвергались воздействию разнообразных метаморфических процессов и в современном состоянии практически все минералы замещены вторичными ассоциациями. В редких случаях удастся найти реликты первичных магматогенных минералов – преимущественно это клинопиксен. Для большинства пород из офиолитов Урало-Монгольского пояса не отмечается и этих относительно устойчивых минералов. В таком случае, характерном для преобладающего числа древних структур Палеоазиатского и Уральского палеоокеанов, основная надежда связана с хромшпинелидами, сохраняющимися даже при полном преобразовании всех других первичных минералов. Несмотря на все сложности работы с этими минералами, для некоторых офиолитовых ассоциаций оказалось возможным найти и проанализи-

ровать расплавные включения в хромшпинелидах из ультраосновных пород [5, 6], но для офиолитов Урало-Монгольского пояса, судя по доступным публикациям, подобный подход до настоящего времени не использовался.

В данном сообщении на примере результатов исследования структур Уральского палеоокеана рассматриваются возможности применения расплавных включений в хромшпинелидах для реконструкции особенностей магматических и геодинамических систем древних океанов. Нами были изучены хромшпинелиды из пород офиолитовой ассоциации, вмещающей Ишкининское колчеданное месторождение (Южный Урал). В состав офиолитов входят лавы, дайки, габброиды, пироксениты и серпентизированные перидотиты [7]. Расплавные включения были найдены в хромшпинелидах из серпентинитов. Агрегаты зерен (0.2–1 мм) с тонкими тальк-серпентиновыми прослойками формируют фактически линзы хромититов размером до 20 см. Зерна в большинстве случаев имеют правильные октаэдрические формы. По своему составу рассмотренные хромшпинелиды соответствуют хромитам, алюмохромитам и субферрихромитам [8].

Расплавные включения (10–50 мкм) располагаются равномерно в зернах хромшпинелидов и приурочены, в основном, к центральным частям кристалликов – первичные. Включения заполнены микрозернистой массой, сложенной, главным образом, клинопироксенами и плагиоклазами. В ходе экспериментов образцы хромититов нагревались до 1250°C и резко закаливались. Из прогретых образцов готовились полированные пластинки, которые изучались в отраженном свете. После нагрева и закалки включения содержат гомогенное стекло с газовым пузырьком. Составы стекол закаленных расплавных включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск (табл.).

Обращает на себя внимание высокие (до 3.7 мас. %) содержания Cr_2O_3 в расплавных включениях (см. табл.), что является, по нашему мнению, скорее всего свойством самого уже рудоносного расплава, а не результатом экспериментов, которые мы старались проводить без длительных выдержек.

По содержанию SiO_2 (60–65 мас. %) стекла закаленных включений отвечают андезитам и по этим показателям они хорошо согласуются с данными по дайкам и частично лавам Ишкининского месторождения [7]. На диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ включения в хромшпинелидах располагаются в поле пород нормальной щелочности, как и лавы, дайки и расплавные включения в клинопироксенах. По соотношению $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ включения ассоциируют как с известково-щелочными, так и толеитовыми сериями. В то же время, данные по другим диаграммам ($\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{TiO}_2-\text{K}_2\text{O}$) свидетельствуют о том, что они явно представляют толеитовые расплавы. Судя по низким значениям калия (0.1–0.44 мас. %) и титана (0.2–0.8 мас. %), это в основном островодужные толеиты.

Рассматриваемый объект представляет собой единственный для Урало-Монгольского пояса случай, когда удалось исследовать расплавные включения в клинопироксенах из даек [7] и в хромшпинелидах из ультраосновных пород. В результате мы имеем возможность проследить эволюцию магматических систем при формировании офиолитов, вмещающих Ишкининское месторождение. Включения в пироксенах характеризуют наиболее глубокие и близкие к исходным расплавы, сохранившие в наибольшей степени первичные характеристики благодаря быстрому подъему в ходе спрединговых процессов, формировавших дайковые серии. В то время как, включения в хромшпинелидах были захвачены, скорее всего, в ходе кристаллизации магм в камерах, где происходило фракционирование поступающих глубоких расплавов. Сравнивая составы включений в пироксенах и в хромшпинелидах, видим, что эволюция магматических систем шла с накоплением SiO_2 и щелочей, падением MgO и ростом роли FeO . Составы дайковых пород располагаются вдоль трендов расплавов, подтверждая справедливость выводов, сделанных на основе расплавных включений. Таким образом, включения в целом свидетельствуют об эволюции первичных базальтовых магм в камерах с формированием дифференцированных остаточных рудоносных расплавов.

Представительные анализы стекол прогретых включений (мас. %) в хромшпинелидах из гипербазитов Ишкининского месторождения

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	1A1	64.06	0.21	14.53	0.51	5.11	0.04	1.94	8.86	2.19	0.19	0.03	97.67
2	1A1	64.28	0.20	14.65	0.53	4.99	0.02	1.89	8.78	2.03	0.20	0.02	97.58
3	1A2	63.51	0.20	13.83	1.79	5.92	0.05	2.11	8.28	2.31	0.20	0.00	98.20
4	1A2	63.90	0.19	14.10	1.27	6.30	0.03	2.05	8.35	2.23	0.20	0.04	98.65
5	1A3	62.53	0.14	13.77	2.98	8.08	0.08	2.23	6.96	2.38	0.17	0.02	99.34
6	1A4	62.17	0.15	13.24	3.68	8.72	0.07	2.40	6.52	2.36	0.20	0.00	99.51
7	1A4	63.38	0.12	13.30	3.19	8.24	0.07	2.41	6.57	2.20	0.19	0.02	99.70
8	1A5	63.14	0.13	15.14	3.13	6.20	0.07	2.14	7.49	2.20	0.22	0.02	99.87
9	1A6	62.80	0.15	15.40	2.39	5.88	0.05	1.83	7.65	2.09	0.17	0.00	98.42
10	2A10	60.15	0.25	15.04	2.60	6.95	0.14	3.08	6.17	2.93	0.31	0.05	97.66
11	2A10	60.29	0.27	15.77	2.30	6.34	0.15	3.00	6.36	3.15	0.30	0.06	98.00
12	2B15	64.56	0.14	14.67	2.17	5.35	0.10	1.97	5.48	2.78	0.44	0.02	97.67
13	3A16	63.65	0.62	14.99	3.39	4.98	0.05	1.38	6.22	2.42	0.29	0.07	98.05
14	3A19	60.63	0.78	17.83	3.12	4.48	0.06	1.41	6.65	2.52	0.44	0.06	97.97
15	3B21	63.20	0.89	17.89	1.49	2.95	0.05	1.41	7.15	2.57	0.28	0.00	97.88
16	3B21	64.50	0.83	18.05	1.04	2.65	0.05	1.23	7.47	2.53	0.26	0.00	98.61
17	3B22	60.91	0.35	19.55	1.59	3.32	0.07	1.82	8.47	2.26	0.23	0.00	98.57
18	3B22	61.53	0.31	19.70	0.96	3.14	0.08	1.63	8.55	2.39	0.20	0.00	98.48
19	3B23	64.14	0.40	17.74	1.85	3.02	0.03	1.49	6.93	2.41	0.23	0.00	98.24
20	3B25	64.90	0.57	17.62	1.82	2.75	0.07	1.25	6.76	2.43	0.25	0.01	98.43
21	3B26	64.47	0.29	18.27	1.12	2.74	0.04	1.46	7.56	1.79	0.27	0.03	98.04
22	3C27	63.25	0.21	14.19	2.34	7.35	0.10	2.67	7.39	1.22	0.42	0.05	99.18
23	4A29	61.80	0.22	14.91	1.34	5.70	0.08	2.38	9.24	1.97	0.10	0.01	97.74
24	4B32	62.21	0.25	17.72	1.40	5.28	0.04	2.24	8.45	2.13	0.18	0.02	99.93
25	4B33	64.08	0.15	14.11	0.80	5.42	0.04	2.31	8.09	2.49	0.23	0.04	97.76
26	4B35	64.79	0.23	13.75	1.21	6.48	0.08	2.14	7.21	2.82	0.23	0.08	99.02

В результате проведенных исследований можно сделать следующие основные выводы.

1. Исследования включений в хромшпинелидах позволили получить прямые доказательства кристаллизации хромититов офиолитов Урало-Монгольского пояса из рудоносных расплавов в ходе кристаллизационной дифференциации в камерах.

2. Установлены составы фракционированных рудоносных расплавов, формировавшихся в результате эволюции исходных для офиолитов Южного Урала магм.

3. Данные по расплавленным включениям в хромшпинелидах хорошо согласуются с петрохимией лав, даек и расплавных включений в клинопироксенах и подтверждают сделанные ранее выводы [7] о формировании вмещающих Ишкининское месторождение офиолитов в островодужной палеогеодинамической обстановке.

4. Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что расплавленные включения в хромшпинелидах содержат важную информацию о магматических системах Уральского палеоокеана. Применение подобного подхода для офиолитов Алтае-Саянской области позволяет надеяться на успешное решение ряда проблем магматизма и палеогеодинамики Палеоазиатского океана.

[1] Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. – 247 с.

- [2] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7-8. – С. 182-199.
- [3] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. – М.: ГЕОС, 2002. – 294 с.
- [4] Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В. Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джижинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 6. – С. 651-662.
- [5] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.J. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol. – 2001. – 42. – P. 655-671.
- [6] Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P. et al. Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite // Earth Planet. Sci. Lett. – 1997. – V. 146. – N 3-4. – P. 489-497.
- [7] Симонов В.А., Зайков В.В., Бушман Б., Ковязин С.В. Условия формирования базальтоидов Ишкининского колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН. – 2000. – С. 174-181.
- [8] Дунаев А.Ю., Чуринов Е.И. Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения // Металлогения древних и современных океанов – 2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. – С. 226-231.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ ИНДО-АЗИАТСКОГО СЕКТОРА ЗЕМЛИ

А.В. Синцов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, specialolimp@mail.ru

Э. Зюсс, выделяя окраины атлантического и тихоокеанского типов, отмечал своеобразие строения Центральной и Южной Европы и Азии, их отличие от тихоокеанских окраин. Объяснял он данное отличие широким проявлением инденторной тектоники. В настоящее время северная область Индийского океана выделена Ю.М. Пушаровским [1] в одном ранге с окраинами Атлантического, Восточно- и Западно-Тихоокеанского типов. Выделенные типы отличаются друг от друга характером взаимодействия континентальной и океанической коры.

В субдолготных поясах тихоокеанского типа при общем субпараллельном движении континентальных и океанических плит (Азиатской на юг, а Кула и Тихоокеанской на север на западе океана, Американских также в меридиональном направлении, но под небольшим углом к Тихоокеанской и Фараллон – на востоке океана) взаимодействие между ними происходит в субширотном направлении. Такой характер взаимодействия приводит к тому, что более легкие континентальные массы с погружающейся плиты просто надвигаются на края континента. Поэтому в них резко преобладают меланжево-надвиговые деформации в продолжение всего деформационного процесса. Надвиги здесь являются результатом субдукции, а не столкновения континентальных масс. В случае различной скорости движения или их встречного трансформного движения здесь будут проявляться и сдвиги (например, правосторонний Сан-Андреас – на востоке, левосторонний Сихотэ-Алиньский – на западе Тихого океана), ориентированные субпараллельно границе взаимодействия плит [2]. Связь между океанической и континентальной частями литосферных плит здесь не нарушается, коллизионные процессы не играют существенной роли; инденторная тектоника отсутствует. Характер взаимодействия создает условия для “вклинивания” в береговые сооружения пришедших издалека фрагментов-террейнов океанической, субокеанической, континентальной коры.

Особенности геодинамики Индо-Азиатского сектора, в отличие от Перитихоокеанского сектора, обусловлены тем, что как движение масс, так и их взаимодействие осуще-

ствлялись в одном меридиональном направлении. В результате на севере Индийского океана сложилась своеобразная геодинамическая ситуация. Австралийский материк повсеместно обрамляется шельфом, континентальным склоном, континентальным подножием, а на удалении от материка (1,5–4 тыс. км) располагаются глубоководные желоба с сопутствующими им структурами. В океаническом пространстве между материком и зонами субдукции располагаются фрагменты коры континентального и субконтинентального типа. Этот регион "...является уникальным по сложности структуры и кинематике движений, включающих существование целого ансамбля микроплит, разделенных многочисленными зонами спрединга, субдукции и сдвиговых разломов. При этом вся эта мозаика возникла в основном за последние 85–80 млн лет истории Земли в процессе сложного взаимодействия конвергирующих... литосферных плит" [3, с. 373]. В ходе этих процессов к северо-западу от Австралии была создана внутриокеаническая Индонезийская складчатая область.

Аналогичные обстановки в геологическом прошлом (по крайней мере с верхнего рифея) проявлялись неоднократно и являлись, по-видимому, характерными для геодинамики Палеоазиатского региона [4, 5, 6]. Существование такого типа обстановок обусловило гетерогенное, мозаично-блоковое (микроплитное) строение региона, преобладание аккреционных систем, сочетающихся с коллизионными линейными поясами, проявление современной сейсмичности на широкой площади Азиатской окраины. В частности, Центральнo-Азиатская подвижная область как единая структура была сформирована к концу палеозоя за счет последовательного сближения и столкновения Сибирского континента с Сино-Корейским, Таримским, Таджикским, Каракумским, Казахстанo-Северо-Тянь-Шаньским и другими континентальными массивами. Эти крупные блоки обрамляются герцинскими складчатыми системами линейного облика. До герцинской складчатости в океаническом пространстве южнее (в современных координатах) Сибирского материка происходило независимое от материка столкновение периокеанических островных дуг, микроконтинентов, подводных плато и т. п. между собой.

На востоке океана между Индонезией и Австралией расположена петлеобразная островная дуга Банда, вытянутая в субширотном направлении. Аналогичные петлеобразные дуги, Скотия и Антильская, имеются только соответственно на западе океана в проливе Дрейка, разделяющем Южную Америку и Антарктиду, и в Карибском море (реликт океана Тетис), разделяющем Северную и Южную Америки. Южнее Антильской дуги располагается еще не поглощенный реликт субширотной Галапагосской зоны спрединга. Можно предположить, что такие петлеобразные субширотные островные вулканические дуги были в прошлом широко представлены в геодинамике периферии Евразии на западных и восточных ограничениях последовательно закрывающихся субширотных палеоокеанов.

При субдукции и последующей коллизии в возникающих складчатых поясах складчатые деформации сменялись сдвиговыми, на которые наступало надвиговое поле [7, 8, 9]. Такая смена деформационных процессов обуславливалась (и обуславливается) широко проявленной в этих поясах инденторной тектоникой с пододвиганием инденторов (Аравия, Индостан – в относительно недалеком геологическом прошлом и в настоящее время, Австралия – вероятно, в относительно недалеком будущем) под основной континентальный массив. Процесс взаимодействия в этом случае носит сложный характер. Океаническая плита, погружаясь под материковую, приближает находящуюся на ней островную дугу, микроконтинент, композитный террейн, горно-складчатое сооружение к границе столкновения. Сближение и последующее столкновение происходят за счет механического отделения части низов литосферы и крутого погружения их блоков в мантию. При погружении океанического "слоя" взаимодействуют уже только материковые части плит. Именно благодаря такому межматериковому сжатию имеет место экстремальное проявление наиболее интенсивной коллизии, возникают системы высокогорных складчато-покровных поясов, завершающих продолжительную и сложную структурную эволюцию.

Отличие геодинамики Индо-Азиатского сектора от тихоокеанских окраин заключа-

ется и в том, что первый формировался под влиянием двусторонней субдукции, а последнее – односторонней. Евразийская плита двигалась в южном направлении (в современных координатах), а навстречу ей двигались плиты с материками гондванской группы. Поэтому в зонах конвергенции, находящихся на значительном удалении от Евразии, при встречном направлении субдукции океанических составляющих литосферных плит происходили столкновения остающихся на поверхности масс, формировались начальные орогенно-складчатые системы. При дальнейшем развитии процесса с южной окраиной Евразии сталкивались уже не только блоки с континентальной или переходного типа корой, но и горно-складчатые системы, что приводило к созданию наиболее высоких горных цепей, отчленению остаточных морей средиземноморского типа; островные дуги, разделяющие океаны субширотной и субмеридиональной ориентировки, подвергались продольному сжатию, приобретая петлеобразную форму.

Основными геодинамическими событиями позднепротерозойско-кайнозойского периода Земли были распад мезогейского суперконтинента на Лавразийскую и Гондванскую группы континентальных массивов, раскрытие в мезопротерозое разделяющего их океанического пространства, возникновение зон субдукции и сопутствующих им структур (неопротерозой-нижний палеозой), закрытие океанического пространства (средний палеозой-настоящее время). Специфической чертой возникшего в результате распада океанического пространства являлось обилие микро- и мезоконтинентов [4]. Наиболее крупные фрагменты распавшегося суперконтинента или скопления более мелких фрагментов отшнуровывали в едином океаническом пространстве отдельные океаны (Палеоазиатский, Тетис и др.), закрытие которых происходило последовательно по мере надвигания на них крупных континентальных фрагментов (в частности, Сибирского) или составных массивов (Азия, Евразия). Пассивные окраины на рифтогенном основании формировались только после распада суперконтинента; в последующем их заложение осуществлялось на аккреционном основании. При таком характере взаимодействия отсутствуют условия для образования террейнов, в чем уже убедились европейские геологи, отказавшись, после почти двадцатилетнего апробирования, хорошо зарекомендовавшего себя на тихоокеанских окраинах террейнового анализа. Цикл Вильсона – последовательное раскрытие и закрытие океанов примерно вдоль одной линии – при данном характере взаимодействия также “не работает”.

При своем становлении, двигаясь в меридиональном направлении, субширотные континентальные и океанические структуры Индо-Азиатского сектора за счет геометрии движения по расходящимся к экватору и сходящимся к полюсам меридианам также испытывали соответствующее растяжение и сжатие, что приводило к формированию структурных элементов субмеридиональной ориентировки. Примером может служить Аравийско-Индийский хребет на севере Индийского океана, отторжение острова Мадагаскар от Африки и т. д. Формирование отмеченных и других меридиональных структур растяжения происходило одновременно с формированием коллизионного Альпийско-Гималайского пояса субширотной ориентировки. Древними аналогами таких ситуаций, возможно, являются так называемые Муйские глыбы в Байкало-Муйском офиолитовом поясе, Тувино-Монгольский микроконтинент и его окружение на юге Сибири [10], Лутский блок Альпийско-Гималайского пояса и другие, дискордантные к общему субширотному простиранию, структурные элементы.

В Индо-Азиатском секторе в поле напряжений, генерируемым постоянным сжатием меридионального направления, была создана строго ориентированная система зон деформаций: субширотных структур сжатия, диагональных сдвигов и меридиональных сбросов и раздвигов, перекрытых мощнейшими надвигами. Эти структурные преобразования сопровождалась гранито-купольным (в связи со сдвигами) и гранитным (в связи с надвигами) тектогенезом. Однако субмеридиональное сжатие подвижной области было обусловлено не только смещением к югу (в современных координатах) Сибирского материка, но и встречным движением мезо- и микроплит, композитных массивов. Такая ситуация приве-

ла к созданию мозаичного структурного стиля на севере и юге Центрально-Азиатской подвижной области, разделенных осевой системой поясов линейной складчатости, проходящей севернее Памира, Таримской, Северо-Китайской платформ, обособлению остаточных морей в Европейской части Евразии, сжатию островных дуг, расположенных на границе океанических бассейнов субширотной и субмеридиональной ориентировки.

Встречное движение океанической и континентальной масс и последующее их “лобовое”, “таранное” столкновение обусловило кардинальное отличие геодинамического развития Индо-Азиатского сектора от тихоокеанских окраин. Последние, в отличие от первых, отражают (и отражали) динамику ортогонального (широтного) взаимодействия однонаправленно (меридионально) движущихся плит. Поэтому модели геодинамического развития, разработанные на примерах тихоокеанских окраин, не могут быть применимы при изучении Индо-Азиатского сектора и составляющих его объектов.

- [1] Пущаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. – 2004. – № 3. – С. 3-12.
- [2] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Хинчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. – С. 7-41.
- [3] Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный Мир, 2001. – 606 с.
- [4] Геологическая история территории СССР и тектоника плит. – М.: Наука, 1989. – 205 с.
- [5] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геол. и геофиз. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1280-1293.
- [6] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 3. С. 354-359.
- [7] Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. – С. 106-113.
- [8] Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. – М.: Научный мир, 1997. – 314 с.
- [9] Синцов А.В. Структурно-кинематический анализ Байкало-Патомского складчатого пояса в связи с проблемой его происхождения // Геол. и геофиз. – 2003. – Т. 44. – № 9. – С. 917-926.
- [10] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Байкало-Муйский трансект // Геол. и геофиз. – 1994. – № 3. – С. 94-110.

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ПОЗДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ТЕКТНИЧЕСКИЕ, КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ЭВСТАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ

Ю.К. Советов

Новосибирск, Институт геологии СО РАН, sovets@uiggm.nsc.ru

Осадочные бассейны неопротерозоя не образуют на юго-западе Сибирской платформы непрерывный пояс, что связано с первичной зональностью седиментации и постседиментационными деформациями и эрозией окраины платформы. Автономное образование, предопределенное геодинамическими обстановками, и отсутствие жесткой стратиграфической основы заставляет опираться, при сравнительном анализе отложений разных палеогеографических зон, на реперные тектонические и климатические события. К таким стратиграфическим реперам относятся отложения, фиксирующие: 1) заложение авлакогенов и рекурентный рифтинг, 2) подъемы Сибирского кратона и распространение потоков кластического материала, 3) ледниковые покровы и постгляциальные подъемы уровня моря, 4) образование карбонатных платформ, 5) эвстатические колебания уровня моря и связанные с ними сиквенсы. В качестве опорных элементов корреляции стадий позднеопротерозойской истории седиментации разных тектонических структур рассматриваются нижние границы венда и кембрия. Стратиграфический диапазон осадочных объектов

позднего неопротерозоя Сибирской платформы соответствует позднему рифею и венду или криогению и эдиакарию международной стратиграфической шкалы [1]. Нижняя граница венда проведена по подошве тиллитов в основании оселковой серии Присаянья и регионального марнинского ледникового горизонта, стратиграфического аналога тилитов Марино и Варангер [2], нижняя граница кембрия близка к подошве немакит-далдынского яруса, который считается верхним подразделением венда в России [3] и нижним подразделением кембрия междунациональной шкалы [1]. Основание этого яруса совмещено с основанием регионального енисейско-присяянского горизонта, обозначающего начало рифтогенного геодинамического этапа эволюции Сибирского кратона [4].

Корреляция стадий седиментации в разных тектонических структурах, от Енисейского кряжа до Патомского нагорья, дает возможность соединить в ряд все зоны от континента к шельфу, континентальному склону и его подножью. Стратиграфическая схема построена на представлении о близком во времени образовании серий и свит: 1) угловской, редколесной, устьтагульской, шаманской, верхней части ушаковской, верхней части жербинской; 2) немчанской (таежнинской), гребенской и веселовской, икейской, качергатской, жербинской; 3) верхнего сиквенса подъемской, столбовской и чистяковской, удинской, верхнего сиквенса улунтуйской, жуинской и кулекинской; 4) среднего сиквенса подъемской, столбовской и чистяковской, верхнего сиквенса (огнитского) марнинской, улунтуйской, валюхтинской; 5) нижнего сиквенса с тиллитами или их аналогами в основании подъемской, столбовской, алешинской и чистяковской, марнинской, голоустенской, джемкуканской; 6) вулканитов и базитовых пластовых интрузий и ассоциирующихся диамиктитов (тиллитов) чивидинской, шангулежской, нуганской, харлухтакской; 7) аллювиальных толщ в основании лопатинской, северореченской, шангулежской и, соответствующих им, глубоководных отложений медвежевской свиты начала позднерифейского рифтинга. Заложение позднерифейских авлакогенов на Енисейском кряже и в Присаянье близко во времени появлению Патомской пассивной окраины новообразованного Палеоазиатского океана.

Корреляция седиментационных последовательностей удаленных друг от друга регионов Сибирской платформы показывает общую закономерность: на вендских шельфах и аллювиальных равнинах Енисейского кряжа, Присаянья и Прибайкалья накапливались близкие по мощности отложения, тогда как на континентальном склоне и его подножье в Патомском нагорье мощность толщ отложений подводных гравитационных потоков в два раза выше. Корреляция однотипных стадий седиментации убеждает в том, что чапская, оселковая и байкальская серии идентичны по последовательности событий и представляют собой региональные аналоги венда. Наиболее широко проявленное покровное континентальное оледенение, аналог Варангера, привело к глубокой эрозии ложа и создало региональную эрозионную поверхность на которой залегают эти серии. Ранневендское оледенение ассоциируется с аккрецией островных дуг к Сибирскому кратону. Более древнее оледенение, следы которого сохранились в авлакогенах, вероятно, стратиграфически соответствует Стертской эпохе. Тиллиты этого уровня (чивидинская и харлухтакская свиты) тесно связаны с рифтингом и образовались подводными гравитационными потоками в авлакогенах и на континентальном склоне.

Наиболее ранние окраинноконтинентальные осадочные комплексы, судя по возрасту наиболее древних офиолитов [5], образовались на юго-западе Сибирского кратона около 1 млрд лет тому назад. Складчатость и гранитоидный магматизм, во время аккреции между 900 и 750 млн лет [6, 7], преобразовали западную пассивную окраину в комплекс складчатого основания, на котором заложились поздненеопротерозойские авлакогены нового этапа рифтинга [8]. Позднепротерозойская история осадконакопления на юго-западе Сибирского кратона отражает пять этапов геодинамической эволюции и перестройки плана погружения.

Первый этап – рифтинга, наиболее представлен в Вороговском и Тейско-Чапском авлакогенах Енисейского кряжа [8] и Удинско-Бирюсинском (карагасском) авлакогене

Присаянья. Авлакогены – относительно узкие прогибы, ориентированные под небольшим углом к современному краю кратона, залежились на разнородном основании: нижнепротерозойском фундаменте и складчатом комплексе раннепротерозойской пассивной окраины. Начальная стадия рифтинга отмечена континентальными грабенами с аллювиально-дельтовыми комплексами, ориентированными, в целом вдоль прогибов. Примечательная особенность этих структур на второй стадии – рекуррентный рифтинг, переуглубление бассейнов и появление внутрикратонных ледниковых покровов, разгружавших кластический материал в глубоких бассейнах авлакогенов и синхронной Патомской пассивной окраине. Вероятная корреляция со Стертовской гляциальной эпохой объясняет взаимосвязь тектоники и климата глобальной перестройкой кинематики литосферных плит. Вторая особенность – внутрикратонные источники кварцевого и аркозового кластического материала. Третья особенность – широкое развитие приливных и приливно-волновых карбонатных платформ – наиболее важное доказательство высокого стояния уровня моря и спрединга дна растущего Палеоазиатского океана.

Второй этап связан с мировой Варангерской гляциальной эпохой и резким падением уровня Мирового океана. Шельфы пассивных окраин в начале раннего венда осушились и подверглись эрозии периферическими и внутрикратонными ледниками. Наиболее представительные континентальные тиллиты находятся в основании оселковой и байкальской серий, их морские аналоги находятся в основании дальнетайгинской серии Патомской пассивной окраины. Оледенение маркировано отложениями морен, гляцифлювиальных задровых равнин, эоловых полей и покровными доломитами стадии дегляциации. Этап оледенения связан с изменением кинематики литосферных плит и началом перестройки структурного плана, что особенно ярко проявилось на третьем этапе.

Третий этап – аккреции Сибирского кратона и начала формирования суперконтинента Палеопангея (Паннотия) (600–570 млн лет) – отражен в формировании на кратоне обширных терригенных и карбонатных шельфов окраинных остаточных бассейнов закрывающегося позднерифейского океана. Наиболее представительные ареалы вендских шельфовых отложений с подчиненными флювиально-дельтовыми системами, в подъемской, столбовской, марнинской и удинской, голоустенской и улунтуйской, валюхтинской, никольской и ченченской свитах выходят далеко за пределы авлакогенов. Передовые прогибы, с которыми связаны наибольшие мощности шельфовых отложений, только частично унаследованные, в целом же новообразованные структуры, смещенные в сторону кратона и залеженные на разнородном основании. Ярким примером может служить Северо-Енисейские и Южно-Енисейский, Прибайкальский прогибы. Погружение краев Сибирского кратона было связано с тектонической нагрузкой аккреотирующих островодужных террейнов и компенсировалось поднятием внутренних областей кратона. Источники кластического материала находились на кратоне, что доказывается измерениями направлений течений в аллювиальных ассоциациях.

Четвертый этап – коллизионный (570–550 млн лет) отмечен образованием континентальной молассы, представленной отложениями таежнинской, гребенской и веселовской, икейской, и качергатской свит и синхронными отложениями прибрежноморского комплекса жербинской свиты. Моласса образовалась в передовых прогибах, смещенных на кратон и представляет непрерывный пояс терригенного осадконакопления протяженностью более 3000 км, возникшего за счет разрушения внешних орогенов. Поток кластического песчано-илового материала был столь обилен, что вышел за пределы передовых прогибов и сформировал базальные горизонты чехла Сибирской платформы [9].

Пятый этап – рифтогенный (545–500 млн лет), поздневендско-раннекембрийский связан с коллапсом орогенов, трансензией Сибирского кратона, образованием карбонатных платформ и интракратонного бассейна общего погружения с солеродной областью, мигрировавшей со временем на север и северо-восток. На этом этапе сформировался “подвешенный кластический осадочный бассейн” с новыми внешними источниками материала за счет эродированных сводовых поднятий [4]. Перестройка областей сноса и плана

погружения Сибирского кратона подчеркивается местными несогласиями, но, в целом, история осадконакопления непрерывная, и кластические отложения енисейско-присянского (усть-тагульского) горизонта часто объединяются в серии вместе с докембрийскими отложениями.

Палеоазиатский океан как геодинамическая система существовал в интервале 750–570 млн лет, редуцированные его части, по-видимому, продолжали функционировать до 545 млн лет. Распад вендского аккреционного ансамбля Палеопангеи (Протогондваны, Паннотии) коренным образом изменил палеогеографию, поэтому палеозойский океан, окружавший Сибирский кратон, нуждается в ином названии.

Исследование поддержано РФФИ, проект 04-05-65299 и Интеграционным проектом “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”.

- [1] Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. Vol. 27. no. 2. P. 83-100.
- [2] Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присянья и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция”, (в печати).
- [3] Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Scientific Press Ltd, 1997. 153 с.
- [4] Советов Ю.К. Сводовая фаза рифтогенеза и развал Палеопангеи (Паннотии) в позднем вендераннем кембрии по данным анализа периферического форландового бассейна на юго-западе Сибирской платформы // Эволюция геологических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. С. 192-194.
- [5] Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 311-325.
- [6] Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin // Precambrian Research, 2001. V. 110. P. 109-126.
- [7] Верниковский В.А., Метелкин Д.В. К проблеме положения Сибири в структуре Родинии: анализ мезо-неопротерозойских континентальных окраин и палеомагнитных данных // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. С. 80-83.
- [8] Советов Ю.К. Позднерифейский рифтогенез и байкальский цикл геодинамического развития Сибирской платформы // Рифей Северной Евразии. Геология, общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1997. С. 223-230.
- [9] Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // Russian Journal of Earth Sciences. V. 4. no. 5. 2002. P. 363-387.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ И ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ КАК ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

А.А. Сорокин*, А.Б. Котов**, Н.М. Кудряшов***, Е.Б. Сальникова**

*Благовещенск, Отделение региональной геологии и гидрогеологии АмурНЦ ДВО РАН,
sorokin@ascnet.ru

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

***Апатиты, Геологический институт Кольского НЦ РАН, nik@geoksc.apatity.ru

Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из главных геологических структур восточной окраины Азии. Согласно современным тектоническим моделям, он

рассматривается в качестве реликта океанического пространства, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна [6] (или микроконтинента [2]). Несмотря на важную роль пояса в структуре Азиатского континента, многие вопросы, относящиеся к особенностям его строения и формирования, в частности, связанные с оценкой размеров океанического бассейна и специфики процессов его закрытия, остаются дискуссионными. Соответственно возникают значительные неопределенности в представлениях о процессах формирования и эволюции континентальной коры региона в палеозое и мезозое. Сложившаяся ситуация, в первую очередь, обусловлена слабой изученностью магматизма как в обрамлении пояса, так и непосредственно в его структуре.

В последние годы авторами получены первые геохронологические (U-Pb метод по цирконам) данные, с одной стороны, уточняющие существующие геодинамические модели, а с другой – задающие для этих моделей определенные ограничения. В первую очередь это касается фанерозойских гранитоидных и габбро-гранитоидных ассоциаций восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса и его южного обрамления.

Фрагменты древней океанической коры. Эти образования в пределах восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса известны в виде относительно полно представленных офиолитовых комплексов (Янканский, Тукурингский, Селемджинский террейны) или вулканогенно-кремнистых ассоциаций (Джагдинский, Ниланский, Ланский террейны).

Исходя из геологических данных, возрастной диапазон палеоокеанических пород восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса может быть ограничен интервалом от силура или девона до раннего мезозоя включительно, но, к сожалению, изотопные определения возраста для данного фрагмента пояса практически отсутствуют. Исключение составляет единственная датировка, полученная авторами для габброидов Джагдинского офиолитового комплекса Тукурингского террейна – 271 $\pm$ 2 млн лет.

Габбро-гранитоидные ассоциации в структуре восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса.

Наиболее древней является ассоциация высокоглиноземистых габбро-кварцевых диоритов-тоналитов Тукурингского террейна, для которых получена оценка возраста 468 $\pm$ 4 млн лет. Эта ассоциация прорвана гранитоидами с возрастом 415 $\pm$ 7 млн лет. Несколько более молодой возраст имеют лейкограниты Джагдинского террейна – 454 $\pm$ 5 млн лет. Исключительно важный момент заключается в том, что указанные гранитоидные комплексы оказываются древнее, чем предполагаемый возраст (силурийский или девонский) наиболее ранних палеоокеанических образований восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса и также древнее палеошельфовых отложений в южном обрамлении этой структуры. Это обстоятельство позволяет предполагать, что эти образования скорее всего являются фрагментами континентальных окраин, перемещенными в структуру складчатого пояса в результате сравнительно молодых продольных движений.

Помимо "экзотических" раннепалеозойских интрузивных комплексов в структуре восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса достаточно широко представлены позднепалеозойские габбро-гранитоидные и гранитоидные ассоциации. Принципиальное значение среди них имеют:

- раннепермские габброиды (263 $\pm$ 1 млн лет), прорывающие (?) офиолитовый комплекс Янканского террейна;
- раннепермские (279 $\pm$ 7 млн лет) гранитоиды, прорывающие вулканогенно-кремнистые и терригенные комплексы Янканского террейна;
- раннепермские (268 $\pm$ 4 млн лет) гранитоиды, прорывающие вулканогенно-кремнистые и терригенные комплексы Селемджинского террейна;
- раннепермские (254 $\pm$ 4 млн лет, 251 $\pm$ 3 млн лет) гранитоиды, прорывающие терригенные комплексы Токурского террейна [1].

Все перечисленные выше комплексы имеют геохимические признаки субдукционного происхождения.

Габбро-гранитоидные ассоциации южного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса

В строении Аргунского, Мамынского и Буреинско-Цзямусинского террейнов южного обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса выделяются многочисленные докембрийские и фанерозойские магматические комплексы, хотя возраст большинства из них не имеет надежного обоснования.

Наиболее древними интрузивными комплексами для которых получены определения возраста и которые несут информацию об истории формирования Монголо-Охотского складчатого пояса являются раннеордовикские (495 ± 3 млн лет) гранитоиды Мамынского террейна и ранне- и среднеордовикские (472 ± 2 млн лет и 467 ± 6 млн лет) гранитоиды восточной части Аргунского террейна. Нельзя не отметить близость возрастов магматических комплексов, установленных в структуре восточного сегмента складчатого пояса (см. выше) и в пределах его южного обрамления. В связи с этим можно предположить, что все указанные образования являются фрагментами единого в прошлом раннепалеозойского орогенного пояса. Здесь исключительно важное значение приобретает корреляция раннепалеозойских образований региона. Если полагать, что указанные магматические комплексы представляют собой фрагмент Енисей-Забайкальского раннепалеозойского пояса, то раскрытие Монголо-Охотского палеоокеана может связываться с отчленением Аргунского и Мамынского террейнов от южной окраины Сибирского континента в результате правосторонних сдвигов [6]. Не исключен вариант принадлежности их к орогенному поясу Вундурмиао, протягивающемуся вдоль северной окраины Сино-Корейского кратона. В пользу последнего представления свидетельствуют палеомагнитные данные [8]. Если признать допустимым такое предположение, то «отпадает» вопрос о времени «заложения» Монголо-Охотского океана, поскольку в таком варианте не было раскола некогда единого континента, и континентальные окраины имели независимую (до момента сближения и столкновения) геологическую историю. Данная проблема требует дальнейших исследований. Тем не менее, в обоих случаях южное (в современных координатах) обрамление палеоокеана в силуре и девоне развивалось в обстановке пассивной континентальной окраины, на что указывает палеошельфовые отложения соответствующего возраста.

К настоящему времени на основании U-Pb геохронологических данных в пределах Аргунского и Мамынского террейнов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса удалось выделить позднедевонские (376 ± 8 млн лет, 371 ± 6 млн лет) гранитоиды. По представлениям авторов они могут отвечать самым первым этапам субдукционных процессов вдоль южного обрамления (в современных координатах) палеоокеанической акватории и превращения пассивной континентальной окраины в активную, при том, что основной этап субдукционных процессов пришелся на раннюю пермь (см ниже).

В пределах северных окраин Аргунского и Мамынского террейнов, обращенных в сторону структур Монголо-Охотского складчатого пояса, весьма широко развиты интрузии габбро-диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации (урушинский комплекс), для которых получена серия тождественных определений возраста: 278 ± 8 млн лет, 278 ± 7 млн лет, 276 ± 8 млн лет, 274 ± 9 млн лет. Эти породы характеризуются геохимическими признаками субдукционного происхождения и представляют собой фрагменты позднепалеозойской магматической дуги, возникшей в обстановке активной континентальной окраины, связанной с сокращением Монголо-Охотского океана. Важным моментом является синхронность проявления гранитоидов Янканского террейна Монголо-Охотского пояса (см. выше) и Аргунского террейна южного обрамления пояса. Это обстоятельство дает основание предполагать, что Янканский террейн является аккреционной призмой южного обрамления палеоокеана.

Следующим этапом широкого проявления гранитоидного магматизма в южном обрамлении Монголо-Охотского складчатого пояса является рубеж позднего триаса – ранней юры. В частности, выделены гранитоиды с возрастом 212 ± 5 млн лет, 208 ± 6 млн лет, 201 ± 6 млн лет, 190 ± 3 млн лет. Достаточно четко масштабы и закономерности рас-

пространения раннемезозойского магматизма, связанного с формированием этой структуры, были установлены сравнительно недавно и только для западного выклинивания этой структуры [3, 7]. В связи с этим выделение раннемезозойских магматических образований в рассматриваемом регионе имеет важное значение для реконструкции одного из заключительных этапов формирования Монголо-Охотского складчатого пояса и восточной окраины Азиатского континента в целом. Согласно литературным данным, раннемезозойский гранитоидный магматизм охватил весь ансамбль тектонических блоков, расположенных между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами [3, 7, 4 и др.]. В этой связи есть все основания предполагать, что его проявление обусловлено каким-то общим геологическим событием. По мнению авторов, наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования многочисленных интрузий раннемезозойских гранитоидов является коллизия Северо-Азиатского кратона, Амурского супертеррейна и Сино-Корейского кратона.

Таким образом, полученные на сегодняшний день U-Pb геохронологические данные позволили уточнить или коренным образом пересмотреть представления о формировании Монголо-Охотского складчатого пояса:

- Наличие в структуре пояса позднепалеозойских гранитоидов с четкими интрузивными контактами и геохимическими особенностями, указывающими на их субдукционное происхождение, требует пересмотра тезиса об определяющей роли раннемезозойской субдукции [2, 5, 6] в истории его формирования.

- Выявлена синхронность раннепермского магматизма, проявленного в пределах Янканского террейна аккреционного клина и южного континентального обрамления складчатого пояса. Это свидетельствует о том, что формирование аккреционных призм происходило не только вдоль северного, но и вдоль южного обрамлений палеоокеана.

- Начало субдукционных процессов в южном обрамлении пояса нами фиксируется по средне- позднедевонскими гранитоидам северной окраины Аргунского террейна. Основной же этап субдукции под эту окраину проявился в раннепермское время, что выразилось во внедрении интрузий габбро-диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации.

- Присутствие в Монголо-Охотском поясе ордовикских интрузивных комплексов, более древних, чем ожидаемый возраст палеоокеанической коры, может свидетельствовать о том, что в процессе его формирования проявлялись крупномасштабные сдвиговые перемещения, в результате которых в структуру пояса могли быть «помещены» фрагменты континентальных окраин.

- Триасово-юрские гранитоиды в южном обрамлении восточного сегмента Монголо-Охотского пояса принадлежат большому ареалу раннемезозойского магматизма, охватившему весь ансамбль геологических структур между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами. Они связываются авторами с коллизией указанных кратонов.

Исследования выполнены в рамках проекта Президиума ДВО РАН (грант № 04-3-A-08-061), интеграционного проекта Президиумов ДВО РАН и СО РАН (грант № 04-2-0-00-022).

- [1] Агафоненко С.Г., Сережников А.Н., Яшнов А.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Тугурская серия. Лист N-51-XXV. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.
- [3] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164-178.
- [4] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н. и др. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 519-524.

- [5] Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3-23.
- [6] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т.22. № 6. С.7-41.
- [7] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Е.Б. Сальникова и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42-63.
- [8] Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V. Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments of southern margin of Mongol-Okhotsk ocean, Far East of Russia // Journ. Geoph. Res. 2002. V. 107. № B-10. P. 10.1-10.22.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.М. Спиридонов, Л.Д. Зорина

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

Построены геолого-генетические модели формирования золотометалльных рудно-магматических систем (РМС) забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса, расположенных в очагово-купольных и очагово-депрессийных структурах. Для построения моделей использована предложенная Л.Н. Овчинниковым [1] формула генотипа, позволяющая конструировать генетические модели на основе единого каркаса. Формула генотипа есть результирующая функция всех процессов, задействованных в формировании месторождений, и в общей сложности включает 12 факторов, обозначенных буквами русского алфавита (табл.).

При моделировании авторы ориентировались на проведенную ими систематику, отражающую особенности конкретных месторождений, которая включает типизацию месторождений по формационным, структурным, минералогическим, геохимическим и геолого-промышленным признакам, анализ вещественного состава руд, гидротермально измененных пород и сопровождающих их геохимических полей, анализ физико-химических условий формирования месторождений и источников рудного вещества, учет особенностей геодинамических обстановок и геолого-структурного положения РМС. При построении моделей учтены особенности формирования Дарасунской, Карийской, Любавинской, Ушумунской, Ключевской, Итакинской, Ново-Широкинской очагово-купольных систем и Балеиской очагово-депрессийной системы.

Генетические модели изученных золоторудных месторождений описываются следующими формулами генотипа:

– месторождений в очагово-купольных структурах (ОКС)

$$Г_{Т(окс)} = f [A_3(A_2), B_{10}(B_{10б}, B_{10в}), B_2, Г_{3-4}(Г_2, Г_{10}), D_1(D_8, D_4, D_с, D_7), ЖГ, ж, р, Z_1, K_3, L_{1,5}] + E, И, М_{Т2};$$

– месторождений в очагово-депрессийных структурах (ОДС)

$$Г_{Т(одс)} = f [A_3(A_2), B_{9ж2}, B_2, Г_{3-4}(Г_2, Г_{10}), D_1(D_4, D_с, D_8) ЖГ, ж, р, Z_1, K_3, L_3] + E, И, М_{Т3}.$$

Модели в целом незамкнуты, в них можно включать любые дополнительные параметры, уточнять и детализировать их составные части, исключать параметры, оказавшиеся ненужными. Эти формулы могут служить алгоритмом для компьютеризации моделирования процесса рудообразования.

Определены поисковые признаки и предложены геолого-структурные, минералогические и геохимические критерии оценки золотометалльных РМС в обстановках коллизии континентальных плит и рифтогенеза. При прогнозной оценке учитывается общий рудный потенциал всех рудных проявлений РМС, что выводит такие системы в разряд крупных объектов. Запасы месторождений очагово-купольных структур коллизионного этапа

**Схема геолого-генетических моделей золоторудных месторождений, локализованных
в очагово-купольных и очагово-депресссионных структурах забайкальской части
Монголо-Охотского складчатого пояса**

Генетические параметры	Буквенное обозначение	Главные модельные показатели	
		Месторождения очагово- купольных структур	Месторождения очагово- депресссионных структур
Глубинность геологического процесса, порождающего рудообразование	А	Верхнемантийный, мантийно-коровый, $A_3(A_2)$	Верхнемантийный, мантийно-коровый. $A_3(A_2)$
Геодинамические обстановки	Б	Зоны столкновения плит (коллизонная), $B_{10}(B_{10\delta}, B_{10\text{в}})$	Рифтогенная (образование депрессий) $B_{9\text{ж}_2}$
Геологические процессы, порождающие рудообразование	В	Верхнемантийные, базальтоидный магматизм, B_2	Верхнемантийные, базальтоидный магматизм, B_2
Источники рудного вещества	Г	Верхняя мантия (очаг в земной коре, вмещающие породы), $G_{3-4}(G_2, G_{10})$	Верхняя мантия (очаг в земной коре, вмещающие породы), $G_{3-4}(G_2, G_{10})$
Источники рудообразующего раствора	Д	Магматические (D_1), грунтовые (D_4), смешанные ($D_с$) воды, газовый флюид (D_8), расплав (D_7)	Магматические (D_1), грунтовые (D_4), смешанные ($D_с$) воды, газовый флюид(D_8)
Источник энергии рудного процесса	Е	Внутреннее тепло Земли (мантийный плюм или астеносферный выступ), E	Внутреннее тепло Земли (мантийный плюм или астеносферный выступ), E
Рудообразующий раствор: 1. Растворитель (Жр) 2. Жидкое растворенное вещество (Жж) 3. Растворенный газ (Жг)	Ж	Вода (Жр); Гидроксо-хлоридные и гидросульфидные комплексы $Au, Ag, As, Cu, Bi, Pb, Zn, Sb, W, B, Fe, Hg; Na, K, Ca, Mg$ (Жж); Cl, B, S, CO_2 (Жг)	Вода (Жр); Гидрокарбонатные и хлоридные комплексы Au, Ag, As, Sb, Hg, Fe (Жж); CO_2, Cl, S, F (Жг)
Среда отложения	З	Преимущественно алюмосиликатные породы (Z_1)	Преимущественно алюмосиликатные породы (Z_1)
Механизм отложения	И	Конвективный перенос вещества в сочетании с движением раствора в пористой среде (И)	Конвективный перенос вещества в сочетании с движением раствора в пористой среде (И)
Зональность	К	От центра к периферии: редкометалльная→турмалиновая→актино-лит-магнетитовая→колчеданная→полиметаллическая→сульфосольная→сульфоантимонитовая зоны; ряд зональности халькофильных металлов (K_3)	От центра к периферии: адуляр→халцедон-кварцевая→пираргирит-миаргиритовая→арсенопирит-кварцевая→антимонит-кварцевая зоны; ряд зональности халькофильных металлов (K_3)
Взаимодействие с вмещающими породами	Л	Пропилиты (L_1), листвениты-березиты (L_5)	Аргиллизиты (L_3)
Термодинамическая обстановка рудоотложения продуктивных стадий	М	Среднетемпературная мезотермальная (M_{T2}) $T^{\circ}C$ 450-75. P 2820-60 бар Ссолей 50,5–1,2 мас % экв $NaCl$. Глубина образования 1–3 км	Низкотемпературная эпитеpmальная (M_{T3}) $T^{\circ}C$ 250-80. P 165-45 бар Ссолей 7,6–0,5 мас % экв $NaCl$. Глубина образования 200–400 м от поверхности

от общих запасов золоторудных месторождений региона составляют 68 %, прогнозные ресурсы – 83 %; запасы месторождений очагово-депресссионных структур рифтогенного этапа – 32 %, ресурсы 17 %.

[1] Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. – М.: Недра, 1988. – 255 с.

ПАЛЕОБИОТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ИЗУЧЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА

*А.М. Станевич**, *В.К. Немеров***, *Ю.К. Советов****, *Е.Н. Чамта*****, *Т.А. Корнилова**

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

***Иркутск, Институт геохимии СО РАН, nemerov@igc.irk.ru*

****Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, sovet@uiggm.nsc.ru*

*****Иркутский государственный педагогический университет*

В толщах неопротерозоя южной окраины Сибирского кратона (ЮСК) выявлены три основных этапа эволюции обстановок осадконакопления, определивших последовательную смену типов палеобассейнов: рифтогенной пассивной окраины континента, задугового и форланда [1]. Результаты изучения органических остатков из этих отложений обычно не увязываются с реконструкцией истории седиментогенеза. Но, как показал анализ многочисленных данных, как латеральные, так и возрастные ряды органических остатков, вероятнее всего, отражают элементы закономерной зависимости, как от смены обстановок седиментогенеза, так и от их эволюции во времени. Из позднерифейских и вендских толщ ЮСК давно известны и продолжают изучаться, как следы жизнедеятельности (строматолиты и микрофитолиты), так и непосредственно остатки (микрофоссилии – М) древних водорослей и бактерий. Традиционно, на основе эмпирически значимых форм этих остатков, в позднем докембрии ЮСК решались две задачи: разноранговая корреляция хронологически спорных подразделений внутренних районов территории с региональными горизонтами унифицированной схемы и последних с подразделениями типовых разрезов рифея и венда (Восточно-Европейская платформа, Южный Урал, Учуро-Майский и другие районы Сибири и др.).

По мере изучения М и появления новых изотопных данных становилось все яснее, что большинство форм не имеют того корреляционного потенциала, которое им придавалось долгое время. Проблема видится в том, что «стратиграфичность» органических остатков докембрия определяется не столько описанием и сравнением формальных таксонов, сколько последующим выявлением биологической сущности родственных ассоциаций форм и установлением эволюционных тенденций их возрастных рядов. Большинство органостенных М докембрия рассматривается в группе акритарх. Но, хорошая изученность их многочисленных и разнообразных форм выглядит диссонансом по отношению к систематически неопределенному статусу этой классификации (Acritarcha Evitt, 1963). Первоочередными задачами разрешения этого проблемного несоответствия являются выяснение принадлежности акритарх к крупным таксонам бактерий, водорослей и, возможно, других организмов. Реальными критериями сравнения современных микроорганизмов и протерозойских М остаются особенности морфологии и условия обитания. С этих позиций была начата экобиологическая интерпретация ассоциаций М из отложений ЮСК. Морфологические особенности М определяли сравнение с возможными типами современных водорослей и бактерий, чьи метаболические особенности более соответствовали реконструируемым биотопам. Преимуществом изученных толщ является то, что они отражают условия шельфа, склона и котловины приконтинентального бассейна на разных

стадиях его позднепротерозойского развития. Два нижеприведенных примера такого анализа показывают вероятные пути экобиологической интерпретации.

Из алевроаргиллитов ченчинской свиты, подстилающих гравелитопесчаники жербинской свиты венда на р. Бол. Чуе были получена оригинальная ассоциация форм М [2]. Разрез представлен глинисто-алевритовыми отложениями с тонкой ритмичной слоистостью, включающими тонкие прослои известняков. Северо-восточнее, мощность ченчинской свиты существенно увеличивается, и в ее составе преобладают уже строматолитовые и микрофитолитовые известняки с прослоями алевролитов, мергелей и кварцевых песчанников. К западу от р. Бол. Чуи мощность ченчинской свиты увеличивается незначительно, а углеродистые отложения верхней части свиты, сменяющие вверх по разрезу мелководные строматолитовые известняки, свидетельствуют о стагнационной обстановке этой части бассейна. Можно заключить, что подавляющая часть осадков ченчинской свиты формировалась в обстановках внутришельфовой карбонатной платформы. Верхнеченчинские слои в разрезе на р. Бол. Чуе отражают мелководные условия существенно силикокластического, пассивного осадконакопления, обусловленного видимо поперечным выступом шельфа, разделяющим поля строматолитовых построек в раннеченчинское время. Этот же выступ в позднеченчинское время уже разделял строматолитовые карбонаты шельфовой платформы на востоке и углеродсодержащие глинистые известняки, формирующиеся западнее, в локальном прогибе шельфа. Эта впадина, скорее всего, представляла собой апикальный фрагмент глубоководной части предвендского форландового бассейна с застойным, углеродпродуцирующим типом биолитогеоза [1]. Таким образом, условия формирования верхнеченчинских слоев в разрезе на р. Бол. Чуе соответствуют обстановкам верхней сублиторали с пассивным режимом седиментации. Фоновое осаждение алевроитов и органогенных слойков с М происходило в обстановке изолированного, вероятно, барьерными рифами участка шельфа, без существенного влияния штормов и интенсивных течений.

С указанными условиями хорошо согласуются результаты биологической интерпретации М. Была установлена совокупность форм, сравнимая по морфологии и размерам (в среднем 7-35 мкм) с некоторыми представителями современных зеленых водорослей. При изучении форм *Dictyotidium minor* Stan. в электронном микроскопе были обнаружены структуры, указывающие на близость строения этих акритарх и современных ценобиальных зеленых водорослей *Pediastrum boryanum* (Turp.) Menegh [3]. Формы родов *Tchuja* и *Centrum* Stan. по своим признакам хорошо сопоставляются с широко распространенными видами-космополитами зеленых водорослей *Tetraëdron minimum* (A. Br.) Hansg. и *Chlorotetraëdron fitridens* (Berk – Mannag.) Kom. et Kovac. (Chlorococcales). Толстостенная оболочка, которая часто наблюдается у М и является родовым признаком для акритарх *Retiforma* Mikh., свойственна апланоспорам или акинетам, в частности, современных *Tetrasporales* [4]. Проведенные сравнения подтверждает и наличие спорополленина, характерного для форм акритарх и ряда зеленых водорослей.

Сочетание разнообразия и, одновременно, морфологической общности форм ченчинского тафоценоза указывает на их принадлежность к одному сообществу. Судя по строению форм и по аналогии с современными особями, они, вероятно, вели планктонный образ жизни. Планктонные формы, возможно, были связаны с макрофитовой стадией жизни водорослей, не исключая факультативно бентосное состояние [4, 5]. Морфологические разновидности акритарх вполне укладываются в ряды морфотипов, отражающих различные стадии жизненного цикла некоторых представителей зеленых водорослей, включая и возможный тип полового размножения. Таким образом, сопоставление основных морфотипов акритарх ченчинской свиты с репродуктивными стадиями жизненного цикла современных зеленых водорослей вполне согласуется с реконструкцией гидродинамически пассивной и фотически благоприятной обстановки местонахождения «микробиоты».

Следующим примером экобиологической интерпретации является анализ новых

микрофитологических и седиментологических данных из отложений позднерифейской ипситской свиты Бирюсинского Присяяня. Анализ седиментационных текстур и состава алевролитов и песчаников показал, что отложения изученных разрезов отражают фрагменты латеральной последовательности на шельфе ипситского времени. В этом ряду выделяются две группы обстановок. По отложениям части разрезов первой группы восстанавливается смена условий формирования под- и надприливной карбонатной платформы, последующих трансгрессии и отложения ламинитовых алевролитов на проксимальной части внутреннего шельфа. Более глубоководную зону шельфа характеризуют пологокослойчатые песчаники и алевролиты другой части разрезов которые образовались в зоне между базами волн спокойной погоды и штормов.

Отложения разреза горы Красивой и др. характеризуют вторую группу обстановок, представленную многократным наслоением штормовых слоев (темпеститов). Темпеститы имеют характерную для штормовых отложений последовательность текстур и бугорчатую косую слойчатость. В целом, анализ седиментологических последовательностей нижней подсвиты ипситской свиты дает основание для заключения о накоплении, главным образом, проксимальных штормовых осадков на пологом склоне и редкое проникновение в эту зону обстановок внутреннего шельфа.

Микрофоссилии из терригенных отложений ипситской свиты изучены в органическом остатке от кислотного растворения проб на оптических и электронных микроскопах, а также в петрографических шлифах. К каждой из двух групп обстановок осадконакопления приурочены находки различных по составу ассоциаций акритарх. Из первой ассоциации к аллохтонным формам в первую очередь можно отнести *Centrum Stan.*, *Floris Stan.* и *Octoedryxium Rud.*, что подтверждается их беспорядочным расположением по отношению к другим формам и внутренним текстурам слойков. Орторомбические очертания форм *Octoedryxium Rud.* могут определяться процессами кристаллизации захваченной серы и последующей ее диффузии из клеток аэробных серобактерий в диагенезе [6]. Это предположение вполне согласуется с находками их форм на участке развития субаэральной карбонатной платформы. Морфологические особенности зональных *Centrum Stan.*, исходя из примера ченчиинской «микробиоты» свидетельствуют об их сопоставлении с планктоном зеленых водорослей. В этих же слойках находятся мелкие объемные формы (*Bavlinella Shep.* и др.), которые в отличие от вышеуказанных М, отчетливо ассоциируются с линзами и пятнами углеродистого вещества. Отнесение их к бентосу сапрофитных бактерий *in situ* подтверждается многочисленными наблюдениями подобных форм в шлифах углеродистых алевропелитов из многих свит региона [1, 2], где отсутствовали более сложные формы.

Не вызывает сомнений аллохтонный характер акритарх второй ассоциации. Их формы полностью сплюснуты и значительно деградированы. Пока нет альтернативы достаточно доказательному выводу о сопоставлении форм *Leiosphaeridia Eis.* с репродуктивными органами бурых водорослей [7]. Предполагается, что их деструктированные формы и водорослевый детрит с мелководных участков местообитания водорослей были перенесены в более глубоководную зону отложения темпеститов. Здесь происходила дальнейшая деструкция, которая выражена не только коккоидными формами, сопоставляемыми с бактериями, но и развитием, по-видимому, более высокоразвитых организмов (красные водоросли), реликты которых наблюдались под электронным микроскопом. Таким образом, выделенные в ипситской свите две экобиологические ассоциации акритарх, несмотря на ту или иную степень дискуссионности их биологической интерпретации, содержат реликты форм различных крупных таксонов естественных классификаций.

Как приведенные, так и другие примеры показывают, что экобиологический профиль является определяющим для дальнейших исследований М в докембрии ЮСК. При этом можно прогнозировать значительный вклад палеофитологических данных в результаты стратиграфического, биоэкологического и геодинамического направлений исследований докембрийских толщ ЮСК. Думается, что даже небольшие успехи на этом пути по-

зволят наметить критерии стратиграфичности прежде "немых" представителей микробиот древних бассейнов. Подтверждением последнему тезису является распространение ассоциации М, в которую входят формы ченчинской «микробиоты», кратко описанные выше. Эта ассоциация, которая раньше включалась в III-а подкомплекс Сибирской платформы [2], совместно с «микробиотой» уринской свиты [8], единственные, которые заслуживают внимания при корреляции стратонов. Выдержанный уровень появления форм этой ассоциации, большая часть которых сопоставляется с зелеными водорослями, установлен в десятках разрезов разнофациальных отложений подвендского возраста [2]. Оформление новых признаков М этой ассоциации в конце позднего рифея в той или иной мере определялось условиями стагнационных процессов при формировании бассейна форланда. Дальнейшая детализация исследований, как предполагается, позволит конкретизировать известные и выявить новые сукцессионные последовательности в истории геодинамической эволюции позднего докембрия ЮСК и других регионов.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 04-05-64159.

- [1] Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 3. – С. 456-470.
- [2] Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. – М.: Недра, 1992. – 158 с.
- [3] Станевич А.М., Корнилова Т.А. Реликты водорослевых сообществ неопротерозоя юга Сибирской платформы // Проблемы геологии и географии Сибири. – Материалы науч. конф. – Вестн. Томск. гос. ун-та. – 2003. – № 3 (II). – С. 187-189.
- [4] Водоросли. Справочник / С.П. Вассер, Н.В. Кондратьева, Н.П. Масюк и др. – Киев: Наук. Думка. – 1989. – 608 с.
- [5] Algae. An introduction to phycology / C. van den Hoek, D.G. Mann, H.M. Jahns. Cambridge University Press. – 1995. – 627 p.
- [6] Stanevich A.M. Relics of marine bacterial coenoses from the Neoproterozoic Formations of the South margin of Siberian Platform // Proceeding of SPIE. – V. 4939. – Instruments, Methods and Missions for Astrobiology VI (SPIE, Bellingham, WA, 2003). – P. 28-37.
- [7] Кирьянов В.В. К вопросу о природе некоторых раннекембрийских сфероморфных акритарх // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. – Киев: Наук. думка. – 1986. – С. 40-45.
- [8] Файзуллин М.Ш. Новые данные о микрофоссилиях байкалия Патомского нагорья // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 3. – С. 328-337.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ КАНСКОГО И АРЗЫБЕЙСКО-ДЕРБИНСКОГО КОМПОЗИТНЫХ БЛОКОВ (МИКРОКОНТИНЕНТОВ)

О.М. Туркина, А.Д. Ножкин

Новосибирск, Институт геологии СО РАН, turkina@uiggm.nsc.ru

Канский и Арзыбейско-Дербинский блоки представляют собой наиболее крупные структурные элементы позднедокембрийского аккреционного пояса в юго-западном обрамлении Сибирского кратона. Результаты исследования последних лет по строению, составу и времени образования слагающих эти структуры метаморфических и магматических комплексов создали основу для формирования представлений о гетерогенности и разновозрастности этих блоков. Для выделения главных этапов формирования коры в докембрийском складчатом обрамлении Сибирского кратона проведен анализ ранее полученных и новых изотопно-геохимических данных, суммированных в табл. Определение этапов корообразующих событий основано на оценке модельных возрастов относительно деплетированной мантии – T(DM). Нами использован комплексный подход, включающий анализ изотопного состава с одной стороны гранитоидов и кислых метавулканитов, а с

другой – метатерригенных пород, что позволяет корректно судить об изотопных параметрах нижне- и верхнекорового уровней, являющихся соответственно субстратом для образования кислых расплавов и источником детритового материала. Полученные результаты дают также важную информацию об особенностях аккреционных процессов при формировании позднедокембрийского пояса.

Таблица

Sm-Nd изотопные данные для пород Канского и Арзыбейско-Дербинского блоков

Номер пробы	Порода	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T*, млн лет	T(DM), млн лет	ϵNd
Канский блок						
70-94	Ортогнейс	0,09694	0,511301±7	2270	2405	+3
163-93	Парагнейс	0,120473	0,511737±16		2303	
210-96	Парагнейс	0,108760	0,511342±16		2614	
143-94	Тоналит	0,116840	0,512608±6	680	855	+6,4
83-94	Трондьемит	0,096210	0,512521±8	700	820	+6,7
Арзыбейско-Дербинский блок						
178-90	Тоналит	0,111144	0,512419±8	1000	1090	+6,8
65-97	Тоналит	0,129700	0,512530±8	1000	1130	+6,7
168-89	Гранит	0,132150	0,512630±7	560	974	+4,5
107-89	Диорит	0,109181	0,512423±17	500	1062	+1,4
104-89	Плагногранит	0,107050	0,512493±11	500	940	+2,9
101-91	Гранит	0,09370	0,512552±6	500	760	+4,9
98-86	Гранит	0,095540	0,512431±12		930	+2,4
12-92	Парагнейс	0,115900	0,511858±12		1322	
25-95	Парагнейс	0,131973	0,512442±10		2009	
88-86	Парагнейс	0,114984	0,511922±20		1893	

Примечание. * – возраст, установленный U-Pb датированием или принятый для расчета ϵNd .

В строении Канского блока на основании характера метаосадочно-вулканогенных ассоциаций и их геохимических параметров выделяется два террейна: Центральный и Шумихинско-Кирельский (западная часть блока). Центральный террейн включает ранне-протерозойские структурно-вещественные комплексы Канского и Идарского зеленокаменных поясов (ЗКП). Нижние части разреза ЗКП представлены метавулканидами коматитовой, толеит-базальтовой и известково-щелочной (андезит-дацит-риодациты) ассоциаций [1]. В верхней части разреза доминируют метаосадочные отложения: метаграуваки, мраморы, реже метапелиты с редкими субпластовыми телами амфиболитов. Метавулканогенные образования по характерным геохимическим параметрам: обогащенности крупноионными литофильными элементами, относительному обеднению Nb (Ta) сопоставимы с магматическими ассоциациями энсиалических островных дуг и задуговых бассейнов. Терригенные метаосадки по редкоземельному составу близки грауваккам энсиалических островных дуг или активных континентальных окраин, что предполагает преимущественно локальный источник сноса детритового материала, представленный магматическими комплексами ЗКП. Это заключение подтверждается данными по изотопному составу кислых метавулканитов и метаосадков, которые имеют близкие значения модельного возраста (2300–2400 млн лет). Некоторое «удревнение» модельного возраста (2614 млн лет) для одной из проб парагнейсов может свидетельствовать о небольшом вкладе терригенного материала, образованного за счет кристаллических комплексов фундамента Сибирского кратона. В качестве потенциального источника сноса могли выступать метаморфические и гранитоидные комплексы Бирюсинского и Ангара-Канского выступов, которые характеризуется диапазоном модельных возрастов T(DM) – 2,5–2,8 млрд лет [2].

Шумихинско-Кирельский террейн образован позднерифейскими метавулканогенными и интрузивными комплексами, которые сопоставимы с магматическими ассоциациями океанических островных дуг [3, 4]. Формирование коры этого террейна относится к позднерифейскому этапу T(DM) – 820–855 млн лет.

Совокупность имеющихся Sm-Nd изотопных данных доказывает композитную природу Канского блока, состоящего из двух разновозрастных террейнов, образование которых связано с раннепротерозойским и позднерифейским этапами корообразующих событий. Результаты Ar-Ar изотопного датирования амфиболов и биотитов из метаморфических пород раннепротерозойского и позднерифейского возраста показывают, что наиболее мощные тектоно-термальные (метаморфические) их преобразования, сопровождавшиеся перестройкой Ar-Ar изотопной системы, произошли в венде – 590–550 млн лет назад [5] и завершились внедрением трондьемитов Верхнеканского массива на рубеже ~555 млн лет. Таким образом, современная структура этого блока сформировалась к концу венды в результате латеральной аккреции разновозрастных коровых террейнов.

Основанием для объединения в один блок двух разнородных террейнов: Арзыбейского и Дербинского служат новые Sm-Nd изотопные данные, а также ряд особенностей состава терригенных метаосадков и гранитоидов, установленных ранее [5, 6]. Стратифицированный метаморфический комплекс Арзыбейского террейна включает нижнюю метавулканогенную толщу, протолиты которой соответствуют островодужным толеитовым базальтам и известково-щелочным вулканитам базальт-андезитового ряда, и верхнюю, образованную метаграувакками [7]. На основании изотопного датирования установлено [8], что формирование коры Арзыбейского террейна произошло в мезопротерозое. Островодужный вулканизм начался менее 1100 млн лет назад и завершился интрузией плагиогранитоидов на рубеже ~1020 млн лет. Островодужные плагиогранитоиды и посттектонические граниты характеризуются диапазоном модельных возрастов T(DM) – 974–1130 млн лет.

Дербинский террейн образован метаосадочным комплексом со сменой вверх по разрезу метатерригенных (граувакки, реже пелиты и кварциты) отложений метакarbonатно-терригенными и метакarbonатными (мраморы). Гранитоиды, интрузирующие метаосадочные отложения, слагают син- и постскладчатые субпластовые тела и мелкие массивы, а по составу варьируют от кварцевых диоритов, тоналитов до плагио- и микроклиновых гранитов. Соответствие гранитоидов по составу I-типу гранитов свидетельствует о том, что их формирование происходило за счет плавления не метатерригенных осадков, а метаматических источников кристаллического основания стратифицированных толщ. По результатам петролого-геохимического моделирования [6] образование микроклиновых гранитов могло быть связано с плавлением тоналитовых источников, близких по редкоэлементному составу плагиогранитоидам Арзыбейского террейна, что подтверждается данными по изотопному составу. Установленный для гранитоидов дербинского комплекса диапазон модельных возрастов T(DM) преимущественно в интервале 930–1060 млн лет показывает, что формирование их нижнекоровых источников, также как и островодужного комплекса Арзыбейского террейна относится к мезо-неопротерозойскому этапу. Это служит веским аргументом в пользу аналогии кристаллического основания Дербинского террейна островодужному комплексу Арзыбейской глыбы.

Важные черты сходства двух террейнов установлены также в составе и изотопных характеристиках метатерригенных отложений. Те и другие обнаруживают сходство по геохимическим параметрам с граувакками субдукционных обстановок, а в той или иной мере проявленное обогащение такими элементами как Th и легкие лантаноиды предполагает варьирующий вклад кислых магматических пород в источнике сноса. Убедительным свидетельством участия древнего кратонического материала в формировании осадков является установленный диапазон модельных возрастов T(DM) 1322–2009 млн лет, который может быть интерпретирован как результат смешения детритового материала, образованного в результате эрозии мезо-неопротерозойских островодужных магматических ассо-

циаций, подобных развитым в Арзыбейском террейне, и гранитоидов и метаморфических комплексов фундамента Сибирского кратона. Такая трактовка модельных возрастов метаосадков согласуется с особенностями их редкоэлементного состава. Таким образом, Арзыбейский и Дербинский террейны несмотря на различия породных ассоциаций, обнажающихся на современном эрозионном срезе, имеют общие черты в последовательности формирования коры, включающей образование мезо-неопротерозойских островодужных комплексов и последующее осадконакопление за счет эрозии магматических ассоциаций субдукционного происхождения и поступления детритового материала с кратона, что дает основание для объединения этих террейнов в составной или композитный блок. Становление коры Арзыбейско-Дербинского блока в отличие от Канского происходило в результате процессов вертикального наращивания ювенильной островодужной коры осадочными отложениями, источником сноса которых являлись, в том числе и комплексы фундамента Сибирского кратона, то есть отвечает механизму вертикальной аккреции. Накопление терригенных осадков, очевидно, происходило не ранее начала неопротерозоя (< 1000 млн лет).

Таким образом, для позднедокембрийского аккреционного пояса в юго-западного обрамления Сибирского кратона установлены палеопротерозойский (2300–2400 млн лет), мезо-неопротерозойский (930–1100 млн лет) и неопротерозойский (820–860) этапы корообразующих событий. Формирование Канского и Арзыбейско-Дербинского композитных блоков произошло в результате латеральной аккреции разновозрастных террейнов и вертикального наращивания ювенильной коры за счет накопления осадков, образующихся при участии древнего кратонического материала.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» и РФФИ (проекты № 04-05-64301 и 03-05-64936).

- [1] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса // Геология и геофизика. – 2001. – 42. – 7. – С. 1058-1078.
- [2] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Деленицин А.А. Состав и основные этапы формирования раннедокембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: ЦИК, 2003. – С. 510-514.
- [3] Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимия шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Канской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. – 1998. – 39. – 8. – С. 1103-1115.
- [4] Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д., Грачева Т.В., Шевченко Д.О. Новые данные о возрасте шумихинского палеостроводужного комплекса (Восточный Саян): позднерифейско-вендское корообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы // Геол. и геофиз. – 2000. – 45. – 12. – С. 1790-1797.
- [5] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В. и др. Этапы метаморфизма и гранитообразования в неопротерозойском аккреционно-коллизийном поясе северо-западной части Восточного Саяна // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: ЦИК, 2003. – С. 339-341.
- [6] Туркина О.М. Гранитоиды дербинского комплекса (Восточный Саян): геохимия и источники расплавов // Геология и геофизика. – 1997. – 38. – 7. – С. 1192-1201.
- [7] Туркина О.М. Тоналит-грондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 2002. – 43. – 5. – С. 420-433.
- [8] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В. и др. Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Докл. РАН. – 2004. – 394. – 6. – С. 812-817.

МОРФОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА ПО ГРАВИТАЦИОННЫМ АНОМАЛИЯМ

Е.Х. Турутанов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tur@crast.irk.ru

Комплексные геолого-геофизические исследования по геотрансекту, пересекающему Ангаро-Витимское поле развития гранитоидов, которое многими исследователями объединяется в единый батолит, в совокупности с изотопно-радиологическими датировками слагающих его пород дают основание предполагать, что гранитоидные массивы, включаемые в состав батолита, имеют различные размеры, формы и возраста [3, 4, 7]. В некоторых сечениях относимые к батолиту граниты слагают массивные тела, имеющие ширину более 100 км и распространяющиеся до глубины 20 км [5]. В зоне Восточно-Сибирского трансекта граниты образуют пластинообразные тела толщиной 10 км, как бы «переслаивающиеся» с метаморфизованными венд-кембрийскими метаморфическими осадочными толщами, которые сохранились в «провесах кровли» и также имеют форму пластин. Система таких пластин полого погружается в южных румбах, что согласуется с генеральной вергентностью каледонид [4].

Именно эти результаты дают основание предполагать, что Ангаро-Витимское поле гранитоидов, по-видимому, сложено разнообразными по величине, по форме, а, судя по радиологическим определениям возраста [7], и по времени образования массивами, становление которых происходило в различных геодинамических обстановках, соответствующих как субдукционным, так и коллизионным условиям. Однако такие выводы пока сделаны на основании результатов работ по одному трансекту (комплексному геолого-геофизическому разрезу земной коры), пересекающему Ангаро-Витимский батолит [4]. Решение поставленной выше задачи требует построения трехмерных моделей всех крупных плутонов, входящих в Ангаро-Витимское поле гранитоидов.

Нами предпринята попытка провести геолого-геофизические исследования на всей территории Ангаро-Витимского поля гранитоидов с целью разделения этого поля на массивы, относящиеся к раннепалеозойской коллизии Сибирского континента с системой островных дуг, и массивы, связанные с позднепалеозойско-раннемезозойской субдукцией литосферы Монголо-Охотского океана под Сибирский континент. С этой целью на основе интерпретации геологических и геофизических (гравиметрических) данных была определена форма и размеры гранитоидных плутонов, составляющих северо-восточное окончание батолита.

Обширная зона гранитизации в районе среднего течения реки Витим протянулась с северо-запада на юго-восток почти на 300 км. В районе исследований широко распространены палеозойские интрузии. Наиболее крупными из них являются Ингамакитский и Оронский гранитоидные массивы. Их выходы имеют сложную форму и составляют по площади первые тысячи км². Указанные плутоны сходны между собой по составу и сложены лейкократовыми гранитами и гранодиоритами, недостаток плотности которых относительно вмещающих толщ близок к 0.1 г/см³ [5, 6].

Средне-Витимская зона гранитизации приурочена к полосе пониженных значений гравитационного поля. Полоса эта неоднородна по простиранию: местами она расширяется, что сопровождается уменьшением значений поля (увеличением интенсивности отрицательных аномалий).

Для расчетов были использованы изостатические аномалии. При ширине геологических объектов более 20–25 км влияние компенсационных масс можно сильно уменьшить, осуществив переход от изостатических к так называемым декомпенсационным аномалиям [1]. Эти аномалии практически не содержат региональный фон, обусловленный особенностями глубинного строения, а отражают плотностные неоднородности верхней части земной коры, причем вызываются они любыми отклонениями плотности геологических обра-

зований от ее среднего стандартного значения ($2,67 \text{ г/см}^3$). По методике вычисления декомпенсационных аномалий, подробно рассмотренной в [1], нами построена карта этих аномалий на территорию распространения гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (рис. 1).

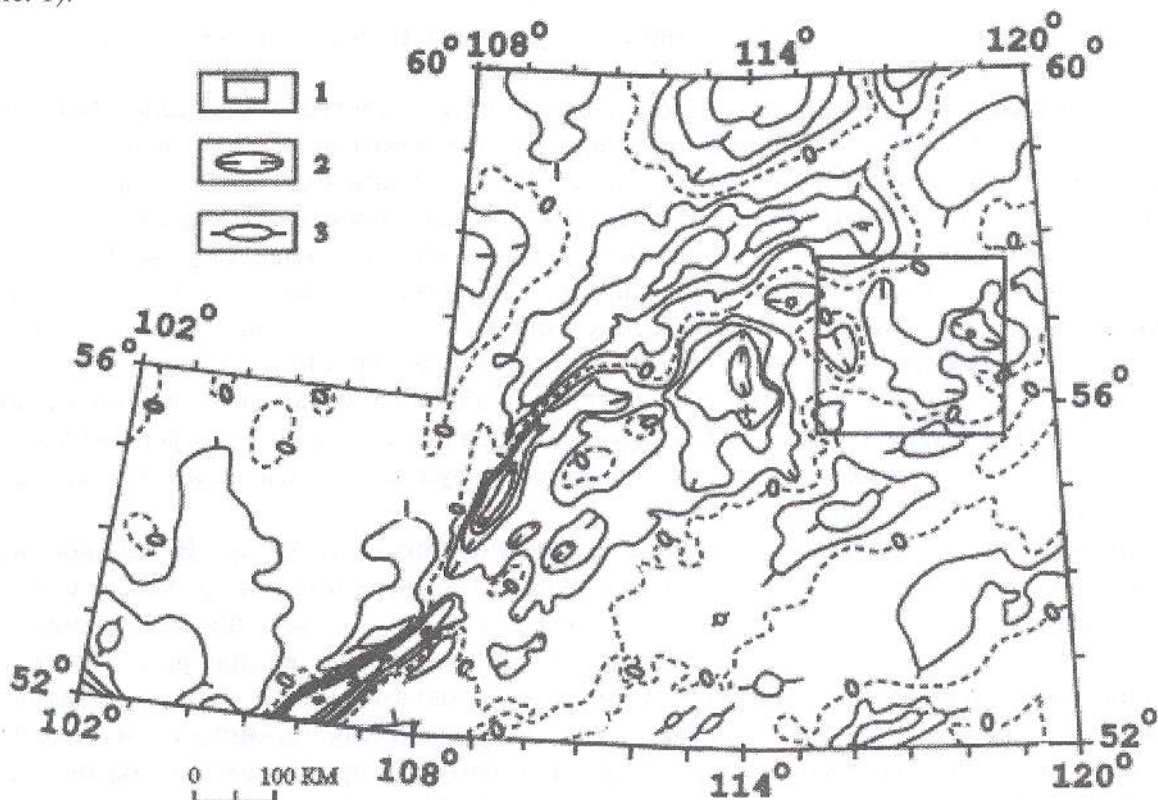


Рис. 1. Карта декомпенсационных аномалий территорий Ангаро-Витимского поля развития гранитоидов: 1- район исследований; 2- области относительно пониженных значений силы тяжести; 3- области относительно повышенных значений силы тяжести.

С этой целью были обобщены гравиметрические данные среднего масштаба по территории Саяно-Байкальской складчатой области и построена карта декомпенсационных аномалий масштаба 1:500 000 с сечением изолиний 5 мгл. Для удобства изображения на рис. 1 эта карта показана с сечением изоаномал через 20 мгл (в 1 см – 125 км).

Представление о форме и размерах гранитных интрузий получено методом подбора моделей, гравитационное влияние которых рассчитывалось по программе для полигональных призм [9]. Результаты количественных расчетов подтверждают возникшее при качественном анализе гравитационного поля предположение о том, что Оронский, Ингамакитский и ряд других, более мелких гранитных массивов, расположенных в пределах полосы пониженных значений гравитационного поля, на глубине сливаются в единое линейно-вытянутое интрузивное тело. Площадь его проекции на земную поверхность превышает 14 000 кв. км. Плутон протягивается на расстояние около 300 км при ширине, изменяющейся от 30 до 100 км. Его вертикальная мощность (толщина) изменяется по простиранию от 2 до 14 км (рис. 2), составляя в среднем 5–6 км. На разрезах этот плутон представляет собой уплощенное по вертикали линзовидное тело, осложненное в отдельных местах раздувами мощности и боковыми апофизами.

Плутон имеет крутые контакты на северо-востоке и пологие на юго- и северо-западе. В целом интрузивное тело представляет огромную пластину со сложно построенной подошвой и субгоризонтальной кровлей. Отнесение его к какой-то определенной форме интрузивных тел затруднительно, хотя, судя по интерпретационным разрезам, она близка к лополитообразной (рис. 3).

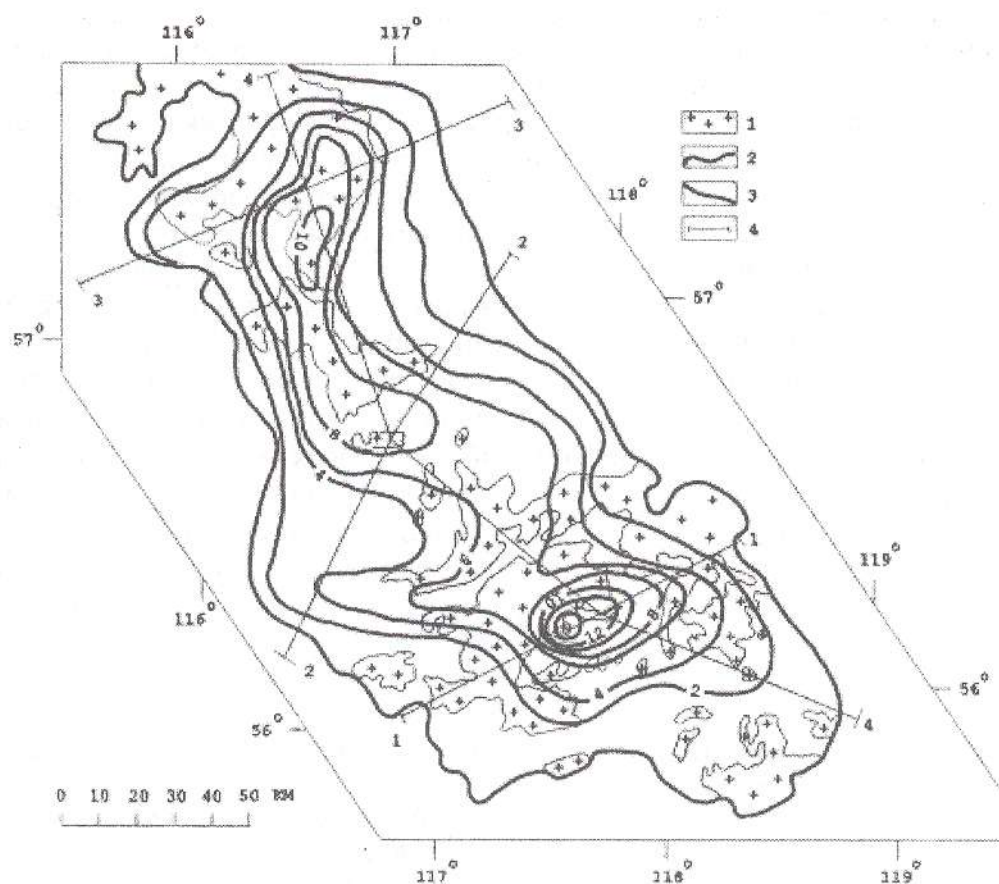


Рис.2. Схема изолиний мощности Средне-Витимской зоны гранитизации: 1- выходы гранитоидов на земную поверхность; 2- контуры проекции plutона на земную поверхность; 3- изолинии мощности, км; 4- интерпретационные разрезы.

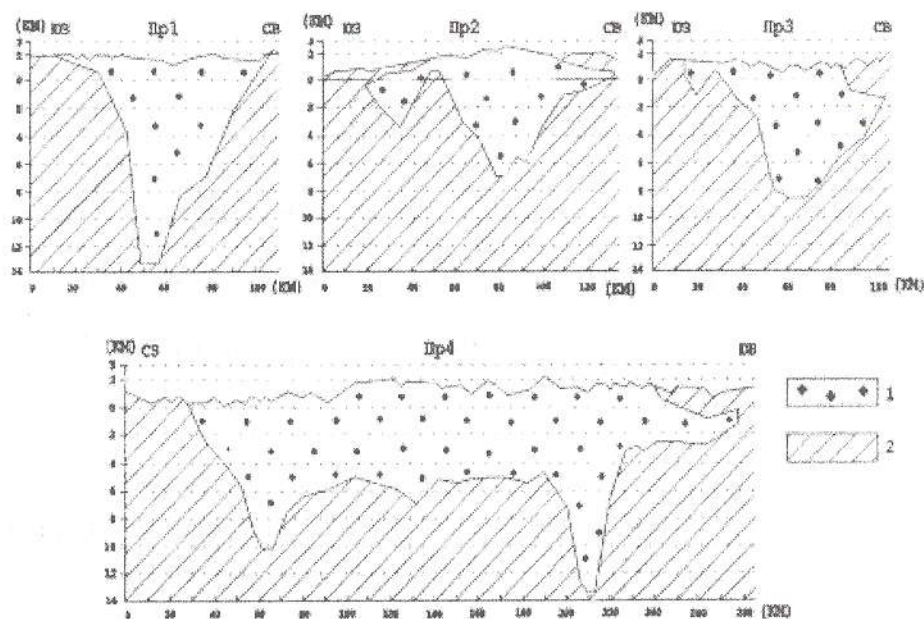


Рис.3. Интерпретационные разрезы Средне-Витимской зоны гранитизации: 1- сечения, определенные с использованием автоматизированной системы подбора методом горизонтальных полигональных призм; 2- вмещающие породы.

При формировании плутона существенную роль, по-видимому, сыграла ослабленная зона глубокого заложения. Растекание вещества к юго- и северо-западу свидетельствует о большой нарушенности вмещающих пород на этих участках.

Суммируя вышеизложенные данные объемного моделирования можно сделать вполне определенный вывод, что характерной чертой морфологии гранитоидных тел северо-восточного фланга Ангаро-Витимского поля гранитоидов, расположенных в пределах Средне-Витимской зоны гранитизации, является их уплощенность, хотя на отдельных участках плутон достигает значительных размеров по вертикали. Его кровля субгоризонтальна, а подошва осложнена поднятиями и опусканиями. В разрезах проявляются раздувы и утонения, но они имеют подчиненное значение. По-видимому, магматические очаги образуются в пределах земной коры и перемещаются вверх целиком под действием гравитационной неустойчивости [8]. Результаты расчетов показали, что на фоне средней толщины земной коры рассматриваемого района в 40 км [2] доля гранитов в вертикальном разрезе оказывается небольшой. Вопрос о морфологии гранитных плутонов и объеме гранитоидного магматизма, связанного с коллизионными и субдукционными геодинамическими обстановками является значимым в теоретическом отношении, и решение его может представлять существенный вклад в познание природы гранитоидного магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 04-05-64850.

- [1] Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 104-108.
- [2] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Новоселова М.Р., Балк Т.В. Объемная модель литосферы южной части Восточной Сибири // Геотектоника. 1989. № 1. С. 96-106.
- [3] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология. 1997. № 10. С. 37-44.
- [4] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 52-58.
- [5] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.
- [6] Письменный Б.М., Алакшин А.М. Строение земной коры Средне-Витимской горной страны // Геология и геофизика. 1983. № 4. С. 23-31.
- [7] Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46-60.
- [8] Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 60 с.
- [9] Godson R.H. Gravpoi: A Modification of Three-Dimensional Gravity Modeling Program. U.S. Geol.Surv. Open-File Rept. 83-346. Denver: 1983. 53p.

ФРОНТАЛЬНЫЙ УСТУП ВЫСОКИХ ГИМАЛАЕВ – МОРФОТЕКТОНИКА

Г.Ф. Уфимцев

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

Одна из главных особенностей Гималаев – это практическая односкатность этого горного сооружения. Оно располагается над крупнейшим и высочайшем на континенте скате цокольной (базисной) поверхности, перепады высот на котором достигают 4500–5000 м и большей частью приурочены именно к полосе Высоких Гималаев. Эта особен-

ность морфотектоники Гималаев имеет два следствия: 1) они начисто лишены водораздельной роли и 2) поскольку скат цокольной поверхности под ними сопоставим по своим параметрам с континентальными склонами, то здесь также должен проявляться краевой гравитационный эффект, дополнительно усиленный значительными объемами недр, залегающими выше цокольной поверхности. Поэтому мы должны ожидать здесь значительного проявления гравитационной тектоники в приповерхностных частях литосферы. Может быть, одним из свидетельств этого является выжимание на поверхность из зон разломов тектонитов, слагающих приподовшенные гряды в основаниях тектонических уступов [1].

Неотектоническая структура Гималаев представляет собой сочетание складчатых (Сивалик) и покровно-надвиговых (собственно Гималаи) форм, к которым в тыловой части горного сооружения, в Трансгималаях, добавляются массивы автономно воздымающихся (всплывающих) молодых гранитов или гранито-гнейсовых куполов. В собственно Гималаях между геологически зафиксированными положениями выходов на поверхность зоны Главного Центрального надвига и подошвой его тектонического уступа подчас обнаруживается большое несоответствие, указывающее на то, что значительная часть его аллохтона, например на пересечении через Долину Катманду, прекратила активное развитие и в неотектоническом процессе участвует как пластина, испытывающая и складчатые, и разрывные деформации. Другая, обращающая на себя внимания морфологическая особенность, это то, что южные и юго-западные крутые и высокие (до 3000 м и более) стенки горных массивов, составляющих Высокие Гималаи, также располагаются в удалении от выхода на поверхность Главного Центрального надвига. Именно этому феномену посвящено настоящее сообщение.

В первую очередь, следует отметить это обстоятельство, что Высокие Гималаи, несмотря на их монументальность при взгляде с юго-запада, не представляют собой монолитного горного сооружения. Они составлены несколько удлиненной или даже изометричной формы высокогорными массивами-гималами, которые друг от друга разделены глубокими поперечными проходами, освоенными главными гималайскими реками (Арун, Трисули, Кали-Гандак) или даже представляют собой поперечные неогеновые впадины, днища которых впрочем испытали инверсионные воздымания (Мустанг). Но такие поперечные линеаменты в лобовой части аллохтона неотектонической составляющей Главного Центрального разлома имеют, видимо, гораздо большее распространение (рис. 1) и разделяют ее на ряд секций с разной величиной выдвигания на юго-запад – по сути дела это небольшие трансформные сдвиги.

Морфотектоническая структура Высоких Гималаев определяется сочетанием следующих элементов. На юго-западе они граничат со среднегорной тектонической ступенью, т.н. мидлендом, отделяющей их от Низких Гималаев. Граница представляет собой переменной крутизны и ступенчатости тектонический уступ с выпуклыми в плане и в профиле фронтальными склонами, разделенными поперечными долинами-линеаментами (рис. 1, 2). Это типично надвиговой уступ, причем его ступенчатость указывает на чешуйчатое строение лобовой части аллохтона, и может быть выделено до 3-х частных сместителей. Фронтальный сместитель является ограничением наклонной ступени с высотами более 3000 м, служащей пьедесталом собственно высокогорных массивов-гималов, которые отделены от нее крутыми и высокими (до 3000 м у Аннапурны) стенками, за которыми на северо-восток чаще всего следуют наклонные в этом же направлении участки вершинной поверхности (см. рис. 2) – высокогорные массивы-гималы по большей части представляют собой в целом и в их отдельных вершинах куэстоподобные выступы, обращенные фронтом на юг и юго-запад. При этом гималы, как правило, сложены слоистыми толщами, полого падающими на север и северо-восток, что еще более подчеркивает их куэстоподобный облик (рис. 3).

При взгляде на тектонический рельеф отдельных частей Высоких Гималаев видно, что их морфотектоническая структура имеет двойственный характер и определяется главнейше двумя элементами: 1) выпуклыми склонами уступа Главного Центрального надвига

и сопутствующими им поперечными долинами-линеаментами и 2) по преимуществу спрямленными и обращенными на юго-запад фронтальными стенками гималов (см. рис. 1). При этом между ансамблями этих форм обнаруживается хорошо различимое азимутальное несогласие, определенно указывающее на их как бы структурную независимость друг от друга. Главное же заключается в том, что ансамбли фронтальных стенок гималов являются элементами *внутренней* морфотектоники аллохтона Главного Центрального надвига. Какой же процесс обусловил их образование и развитие?

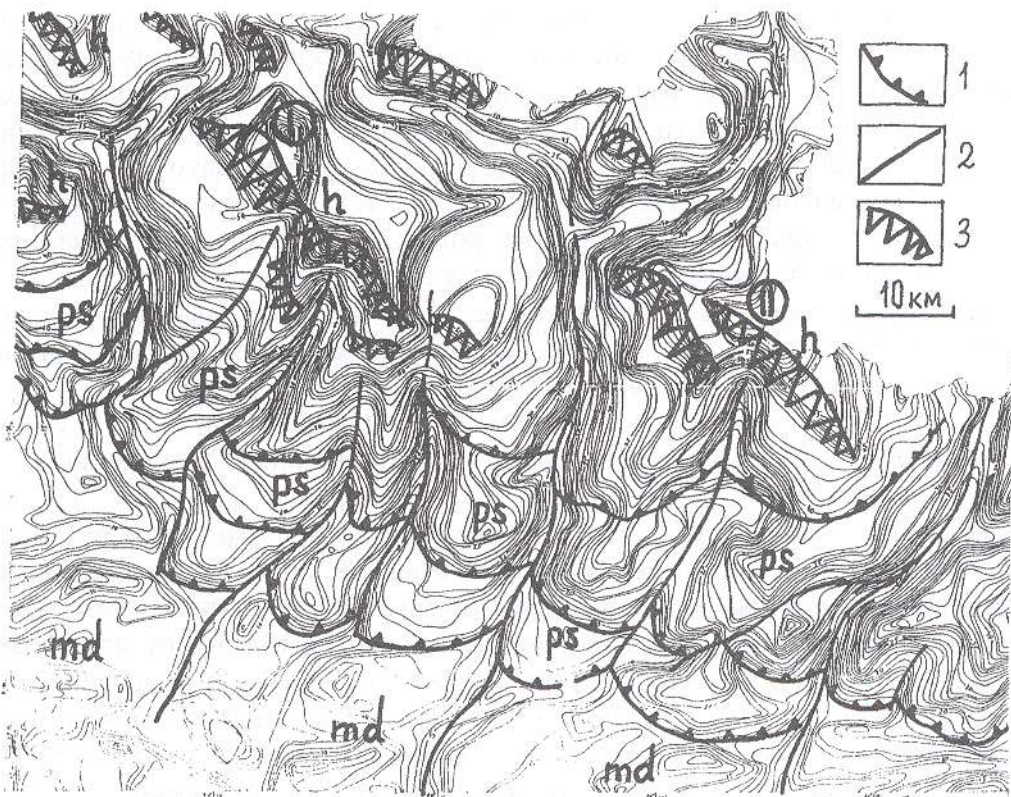


Рис. 1

Рис. 1. Тектонический рельеф Манаслу (I) и Ганеш Гималов (II) и его интерпретация. 1 – сместители Главного Центрального надвига; 2 – поперечные линеаменты; 3 – фронтальные стенки гималов: md – срединная ступень или мидленд ; ps – пьедестальная ступень ; h – гималы.

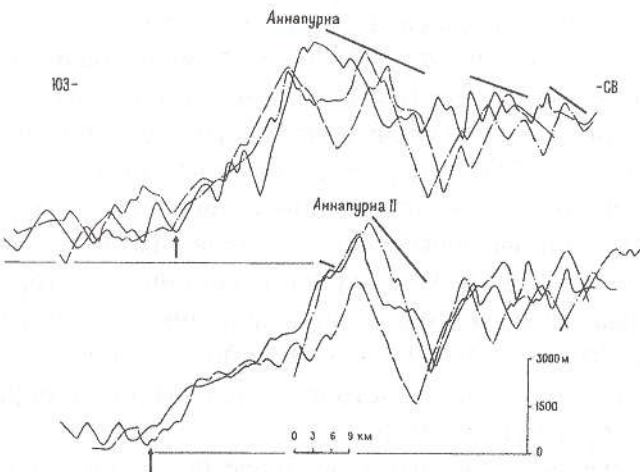


Рис. 2

Рис. 2. Поперечные современные профили Аннапурна Гимала.

Стрелками показан выход к поверхности Главного Центрального надвига.



Рис. 3

Рис. 3. Куэстоподобная Тхарпу Чулу в системе Аннапурна Гимала и пьедестальная ступень под ней. Вид с юго-востока. По фотографии.

Сопоставление тектонического рельефа Высоких Гималаев с геологическими материалами свидетельствует, что высокогорные массивы-гималы по преимуществу представляют собой моноклиналильные пластины, перемещающиеся и воздымающиеся на юго-запад либо по пологопадающим межформационным контактам (Эверест), либо скользят по поверхностям напластования – по сути дела это результат тектонического скупивания и сокращения поперечных размеров верхних частей аллохтона Главного Центрального надвига под воздействием субгоризонтального сжатия. Моноклиналильные слоистые пластины выдвигаются в свободное полупространство, разрушаются на фронтальных стенках гималов, а обломочный материал от них поступает в долины. Таким образом новейшая геодинамика Высоких Гималаев характеризуется, в первую очередь, взаимосвязанным действием экзогенных и эндогенных процессов, эффективно обеспечивающим удаление "лишних" объемов приповерхностных частей литосферы.

РФФИ 02-05-64022.

[1] Nakata T., Iwata Sh., Yamanaka H. Tectonic landforms of se Veral active faults in Western Nepal Himalayas // Jour.of Nepal.Geol.ociety, 1984, vol.4. – p. 177-2000.

ТЕКТОНИКА ЗОНЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА (КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)

В.С. Федоровский

Москва, ГИН РАН, west45@online.ru

В Ольхонском регионе Западного Прибайкалья, обнаружен неизвестный ранее тип магмо-метаморфической смеси, возникший как следствие коллапса коллизионного сооружения и названный метаморфическим минглингом [1]. В докладе обсуждаются вопросы тектоники метаморфического минглинга в пределах типовой местности (тектонотип).

1. Неизбежное следствие коллизионной геодинамики – распад, коллапс коллизионных систем. Аномально мощная континентальная кора, возникающая в результате коллизии, гравитационно неустойчива. Она обречена на разрушение, и такой коллапс происходит в режиме растяжения. Быстро накапливаются данные, свидетельствующие о проявлении коллапса практически на всем протяжении геологической истории. По-видимому, сколько существует коллизия, столько существует и коллапс подобных систем. Можно говорить о двух сценариях геодинамики коллапса: 1) постколлизионный коллапс и 2) синколлизионный (синорогенный) гравитационный коллапс. Явления, сопровождающие постколлизионный тип коллапса, установлены на всех континентах, во многих хорошо изученных регионах и литература по этой тематике обширна. Иная картина возникает при обращении к проблемам коллапса синорогенного типа – исследования идут пока в значительной мере ощупью. Определенное значение здесь имеет и психологический фактор – коллапс рождается в недрах самой коллизии, саморазрушение изначально заложено в коллизионной геодинамике. Сталкиваясь с такими «противоречиями», геолог испытывает удивление и смятение. Ему непросто отделить одни процессы от других, представить себе картину одновременного проявления сжатия и растяжения в одном и том же объеме геологической среды. Вместе с тем, сомнений в том, что явления такого класса существуют, нет. Достаточно ясно и то, что исследование синорогенического коллапса коллизионных систем – актуальная и фундаментальная проблема геодинамики. Реальные шансы для продвижения в этом направлении дает коллизионная система Западного Прибайкалья. В современном срезе здесь вскрыты глубинные горизонты земной коры. Реакция на коллапс именно таких горизонтов – мало исследованный аспект коллизионной геодинамики.

2. Наиболее яркие проявления коллапса в регионе – синметаморфический магматический минглинг [2] и метаморфический минглинг [1, 3]. В докладе приводится материал по тектонике зоны метаморфического минглинга. На значительном протяжении она совпадает с т.н. Чернорудской зоной, давно выделенной в Приольхонье. В свое время, главным признаком, который использовался при выделении Чернорудской зоны были не тектонические ее свойства, а проявленный здесь метаморфизм гранулитовой фации. Очевидно, однако, что для выделения тектонической единицы это второстепенный критерий. Как и следовало ожидать, по мере нарастания геологического материала границы зоны, да и ее внутреннее содержание становились все более неопределенными. Что представляет собой Чернорудская зона в свете современных данных? Она протягивается вдоль уступа Приморского хребта в виде полосы, ориентированной с юго-запада на северо-восток, имеет протяженность более 50 км при ширине в плане до 1,5 км. За северо-западную границу зоны обычно принимается ярко выраженный в рельефе кайнозойский Приморский разлом – и это неверно. Вдоль разлома ныне повсеместно закартирована полоса раннепалеозойского коллизионного шва системы террейн-континент (бластомилониты по раннедокембрийским и раннепалеозойским породам, а также специфические меланжи с отторженцами гранулитов, погруженными в бластомилонитовый матрикс). Господствующее развитие здесь получили синметаморфические сдвиговые деформации. В региональной структуре породы коллизионного шва составляют самостоятельную зону; они должны быть изъяты из состава Чернорудской зоны, в которую прежде включались. С другой стороны, с юго-востока Чернорудская зона ограничена зоной купольного тектогенеза хребта Томота с тотальным развитием здесь гнейсов, мигматитов и гранито-гнейсов. Метаморфизм – амфиболитовая фация, на северо-востоке – субгранулитовая. Граница двух зон хорошо распознается и представлена высокотемпературными бластомилонитами амфиболитовой фации, проявленными на большом расстоянии – от верховий рек Борсоя и Горхона на юго-западе до залива Мухур и пролива Малое Море на северо-востоке. Чернорудская зона и зона хребта Томота различаются кардинально: и по составу образующих их пород, и по метаморфизму, но, главным образом, по стилю тектоники. В составе Чернорудской зоны нет никаких признаков купольного тектогенеза, в то время как в зоне хребта Томота гранито-гнейсовые купола – один из основных элементов тектоники. Обе зоны, вместе с тем, были охвачены единым ореолом метаморфизма и сдвиговым тектогенезом, что привело к заметной нивелировке структурных признаков. Именно это обстоятельство затрудняет определение границы зоны на ее северо-восточном фланге. Прежде в состав зоны здесь включалось все побережье залива Мухур и части Малого Моря – до полуостровов Шида и Хадарта. Однако уже в долине среднего течения р. Кучелги (до ее выхода к заливу Мухур), на левом борту, картируется полоса гнейсов и мигматитов, свидетельствующая о распространении сюда пород зоны хребта Томота. Полоса этих пород непрерывно прослеживается к горным массивам, обрамляющим с северо-запада залив Мухур. Собственно Чернорудская зона здесь быстро сужается (менее километра) и прослеживается уже с трудом до ущелья р. Сармы. – в месте ее выхода из Приморского хребта. На берега залива Мухур Чернорудская зона вообще нигде не выходит. Обширный конус выноса в устье р. Сармы перекрывает здесь все коренные породы, но дешифрирование космических снимков позволяют уверенно трассировать структурные линии и предполагать, что к Чернорудской зоне могут быть отнесены гранулиты полуострова Хадарта и небольших островов в Малом Море. После значительного перерыва (акватория пролива Малое Море) гранулиты чернорудского типа обнаруживаются на северо-восточной окраине острова Ольхон, где они занимают полтора километра скального побережья в районе мыса Хобой (двупироксеновые гнейсы и мраморные меланжи) и далее эта зона пропадает в водах Байкала. Именно в таком, новом понимании ее объема, Чернорудская зона и представляет собою полосу мощного проявления сдвигового тектогенеза и метаморфического минглинга. В прежних границах в ее состав, как теперь стало ясно, включались четыре зоны, закартированные ныне: 1) зона коллизионного шва; 2) зона метаморфического минглинга (собст-

венно Чернорудская зона); 3) зона купольного тектогенеза хребта Томота; 4) зона линейно-складчатых деформаций Томота – Гызги-Нур, включающая многочисленные тела базитов и гипербазитов. Остается сожалеть, но это факт – в районе пос. Черноруд чернорудской зоны вообще не существует.

3. Внутреннее строение Чернорудской зоны отличается исключительной сложностью. В целом ее характеризует линейно-петельчатый рисунок, что связано с присутствием здесь огромного числа аллохтонных тел базитов и гипербазитов разного размера, закатанных в метаморфический матрикс. Но не только это. Самые ранние этапы деформаций, которые удастся реставрировать, связаны с покровным тектогенезом и они синхроничны уже максимальному метаморфизму. Следовательно, все, что происходило до выхода на пиковые параметры метаморфизма, остается неизвестным. Никакой структурной информации по этой истории не сохранилось – она стерта. Документируются два этапа покровных деформаций. Оба – на фоне уже гранулитового метаморфизма. Они сменяются тотально проявленной сдвиговой деформацией, ранние этапы которой реализованы на том же гранулитовом фоне, а поздние отражают начало спада метаморфизма, его регрессивную ветвь. Многочисленные аллохтонные тела базит-ультрабазитов образуют вместе с метаморфическим матриксом чрезвычайно неоднородный «субстрат» – «куски», нодули, шары базитов и ультрабазитов как бы плавают среди пироксеновых гнейсов, кварцитов и мраморов. Соотношения тел базитов и гипербазитов с вмещающими породами в большинстве случаев дискордантные. Нередко можно наблюдать отчетливые структурные несогласия на контактах таких тел, в том числе и под прямым углом (когда внутренняя структура базитовых тел срезана директивными структурами метаморфического матрикса). В базит-метаморфических структурных комбинациях активно участвуют синметаморфические гиперстеновые граниты (жильный комплекс). Можно наблюдать два типа таких соотношений. Один из них – граниты образуют вокруг тел базитов и гипербазитов сплошную рубашку (шары базитов как бы заключены в гранитную скорлупу). Другой вариант – граниты формируют бесчисленные жилы, рассекающие сами нодули базитов, и такие жилы обычно ориентированы под прямым углом или косо по отношению к контактам базитов с вмещающими породами. Нередко секущие жилы являются ответвлениями от гранитных оболочек, облекающих тела базитов. Рисунок жил позволяет заключить, что трещины, ставшие их вместительным, возникали в процессе сдвиговой деформации и при вращении, роллинге вязких (жестких) тел базитов в маловязком (пластифицированном) метаморфическом матриксе. Генезис самих гранитов и их приуроченность к контактам базитов-ультрабазитов могут получить объяснение, исходя из таких данных. Если мы имеем дело с метаморфическим минглингом, то ясно, что процесс происходил в поле деформации и сопровождался фрагментацией базитовой магмы, отделения от магматической камеры многочисленных нодулей, которые и закатывались в метаморфический матрикс. Температура таких фрагментов намного превышает температуру метаморфизма, что могло приводить в локальному выплавлению гранитов из пород вмещающей рамы (возможно поэтому так обычны гранитные рубашки вокруг тел базитов). Второй вариант, который тоже кажется достаточно реальным – возникновение кольцевых трещин вокруг тел базитов, вращающихся в матриксе, а также и поперечных трещин, разрывающих сами нодули в процессе сдвиговой деформации, которая была очень энергичной. Скорее всего, перечисленные варианты не альтернативны, и в реальной действительности они оба имели место.

4. Реологическая неоднородность Чернорудской зоны, связанная с присутствием многочисленных жестких тел базитов и гипербазитов в маловязком метаморфите, привела к столь же частым локальным искажениям общего директивного направления, свойственного сдвиговой системе в целом. Вокруг таких тел (нодулей), а их размеры колеблются от первых метров до километра, тесно сжатые складчатые пакеты испытывают развороты, завихрения, обрисовывают крупные сигмоиды. Такие же рисунки часто образуют и внутренние бластомилонитовые швы, разделяющие многочисленные мелкие сдвиговые пла-

стины. Интересный момент – соотношения мраморного меланжа и метаморфического минглинга. Оба явления имеют синметаморфическую природу, связаны со сдвиговым тектогенезом и тесно переплетены во времени и пространстве. Материал по этой проблеме пока противоречивый. Не всегда удается выстроить четкую последовательность событий. И все же в большинстве мест получены данные, свидетельствующие об экспансии мраморного меланжа, пересечении им структур, сформированных метаморфическим минглингом. Вместе с тем такие наблюдения не обязательно свидетельствуют о единственно правильной интерпретации. Дело в том, что явления роллинга, сопровождавшие сдвиговую деформацию жестких базитовых нодулей, почти всегда нарушают исходную картину соотношений и поэтому зачастую не удается решить – с чем мы имеем дело – с меланжем, или минглингом. На самом деле, по-видимому, они реализуются одновременно и вперемежку, отражая сугубо локальные условия тектогенеза, бесчисленные варианты реализации сдвиговой кинематики в реологически резко неоднородной среде. В докладе приводятся примеры таких соотношений (один из них – на участке Тонта – восток. Крупные жилы синметаморфических гиперстеновых гранитов содержат здесь многочисленные нодули метабазитов и гиперстеновых гнейсов. Сами граниты превращены в очковые бластомилониты с мощно проявленной директивной структурой. При этом ни боковые породы, ни нодули на первый взгляд как бы не затронуты такой деформацией и это означает, что сдвиг реализовался в этот момент непосредственно по разрывам, в которых концентрировалось гранитное вещество. Формально контактовые соотношения говорят о более молодом возрасте базитов, чем бластомилонита по граниту (базит пересекает граниты под прямым углом), однако такой взгляд ошибочен – в процессе сдвига нодуль базитов вращается (роллинг) и наблюдаемая очень отчетливая картина вообще не отражает исходных соотношений пород и не может использоваться как доказательство. Здесь же, неподалеку, присутствуют и выходы синметаморфического мраморного меланжа с обломками и базитов, и гранитов, захваченных мраморным матриксом. А в нескольких шагах от таких обнажений, можно видеть, как граниты прорывают меланж, но немного поодаль – сами попадают в обломочный материал меланжа. Весь этот хаос, толпа событий сбивают с толку, и так будет до тех пор, пока мы будем выдумывать упрощенные сценарии, диктовать природе – как надо делать правильно. Истинная картина оказывается во сто крат сложнее.

5. До сих пор мы предполагали, что на общем фоне экспансии сдвигового тектогенеза лишь мраморные меланжи выжимаются из зон транспрессии и формируют синметаморфические покровы, срезающие генеральную сдвиговую структуру. Сейчас, однако, получены данные, свидетельствующие о том, что в этом процессе участвуют и другие породы Чернорудской зоны. Картируемые структурные рисунки таких выжатых покровов силикатных пород установлены в районе пос. Тонта. Но и в этих случаях мраморные меланжи отличаются более разнообразным и сложным структурным рисунком, пересекая и эти аллохтоны. По-видимому, подобные структурные узоры и кинематика в целом должны объясняться в рамках данных о реологических свойствах пород, охваченных как собственно коллизионным тектогенезом, так и деформациями, сопровождавшими эпизоды коллапса.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 02-05-64182).

- [1] Федоровский В.С., Хромых С.В., Сухоруков В.П., Куйбида М.Л., Владимиров А.Г., Скляр Е.В., Докукина К.А., Чамов С.Н. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. 2003, с. 255-259.
- [2] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А. Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Докл. РАН, 2001, 381 (4), с. 1-6.
- [3] Федоровский В.С. Геолого-структурные индикаторы коллапса коллизионной системы каледонид Западного Прибайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. 2003, с. 254-257.

ЦИФРОВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА БАЙКАЛЬСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

В.С. Федоровский, Е.Е. Арбузова**, В.М. Ряховский**, Т.М. Сковитина****

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

**Москва, Государственный геологический музей, katty@sgm.ru, rwm@sgm.ru

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

Подготовлена и в 2004 г. издана геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона Западного Прибайкалья. Масштаб карты 1:100000. Она представляет собой уменьшенную копию рабочего оригинала карты (1:25000), составленного на базе материалов, полученных в результате многолетних исследований, которые проводились с использованием космических снимков, аэрофотоснимков четырех масштабов, в том числе крупномасштабных (1:12000 и 1:5000). Высокая степень обнаженности территории, великолепная дешифрируемость космических и аэрофотоснимков обеспечили большую точность в нанесении геологических границ. Выявлена коллизионная природа метаморфического комплекса, составляющего структурный каркас региона, получены многочисленные данные, позволившие пересмотреть традиционные представления о раннедокембрийском возрасте метаморфических пород, определить их раннепалеозойский возраст и отнести всю систему к ранним каледонидам. По многим параметрам Ольхонский регион должен рассматриваться как геодинамический полигон. Хотя основные моменты коллизионной геодинамики уже нашли здесь свое решение, немалое число проблем остается нерешенным, постоянно возникают новые. Больше всего они относятся к тектонической позиции и генезису систем синметаморфического гравитационного коллапса коллизионного сооружения – новому и пока еще слабо изученному явлению в коллизионной геодинамике. Для решения подобных тем кроме традиционных методических подходов перспективным может оказаться использование ГИС-технологий. Нами (с группой коллег) задумана работа поискового характера по составлению на площадь полигона пакета ГИС-карт геологического содержания, что может открыть такие возможности для сравнительного анализа, которые недоступны при использовании обычных приемов полевых и камеральных исследований.

Две крупных фундаментальных проблемы могут найти решение при реализации этой задачи; они касаются геодинамики коллизии и рифтогенеза. Коллизионная система Ольхонского региона возникла в раннем палеозое в результате столкновений типа дуга-террейн и террейн-континент. Это – классический геодинамический сценарий. Установлено вместе с тем, что еще до окончания сжатия и коллизии в глубинных уровнях коры начинают действовать процессы развала, коллапса аномально мощной коллизионной коры. Режим такого коллапса – растяжение. Мы сталкиваемся здесь, таким образом, с удивительной ситуацией, когда на каком-то отрезке геологического времени, в одном и том же объеме земной коры режимы сжатия и растяжения реализуются одновременно. Геодинамика подобного типа известна в геологической литературе как синорогенический коллапс. Однако изучение этих процессов – в зачаточном состоянии. На площади Байкальского геодинамического полигона впервые открыты неизвестные пока в других коллизионных зонах свидетельства такого коллапса: синметаморфический магма-минглинг (Скляров и др., 2001) и метаморфический минглинг (Федоровский и др., 2003). Присутствуют и пока не очень четкие признаки кордильерского стиля геодинамики, отражающей растяжение континентальной коры (по типу кордильерских метаморфических ядер на западе США). Вместе с тем структурно-тектонические соотношения самой коллизионной системы и систем орогенического коллапса здесь (как впрочем, и везде) остаются практически неисследованной проблемой. Несмотря на это все же ясно, что какие-то закономерности такого рода в природе существуют. Для их поиска, кроме обычных геологических приемов, целесообразно привлечение и многокомпонентного сравнительного анализа. Под

ним мы понимаем не только корреляцию отдельных структур коллизии и коллапса (это не всегда надежно и мало эффективно), а корреляцию между собой целых группировок различных структурных комбинаций. Невероятно надеяться на то, что такую задачу удастся решить «вручную». Новые идеи не появятся как следствие одного лишь упорного рассматривания различных карт. Лишь перевод всего имеющегося геологического материала «в цифру» может обеспечить реализацию такого подхода. Мы ожидаем прямой эффект от использования ГИС-технологий. Результат, который будет получен, может, в случае удачи, дать ответы на многие мало исследованные вопросы финальных эпизодов коллизионной геодинамики. Например, коллапс (а это неизбежное следствие всех коллизионных систем) – что определяет его структурную позицию в коллизионной системе? Каковы пространственные соотношения структур коллизии и коллапса? В чем интрига взаимодействия этих двух кардинально противоположных процессов (коллизии и коллапса), реализуемых – и это совершенно необычно – не только одновременно, но и в условиях одной и той же геологической среды? Вторая проблема – иного рода. Регион входит в состав одной из крупнейших в мире современных континентальных рифтовых систем (Байкальской). Соотношения Байкальского рифта и структуры фундамента, на котором он был заложен, одна из тем, постоянно обсуждаемых в литературе. Общепринятых представлений или концепций (в рамках Байкальского геодинамического полигона) пока не разработано, а те, что существуют – не отвечают современному геологическому материалу. Это и понятно, так как совсем недавно в Ольхонском регионе был доказан раннепалеозойский возраст метаморфических пород и образованных ими структур, была выяснена коллизионная природа всей этой, как теперь стало очевидно, каледонской системы. Эти и многие другие новые данные обуславливают необходимость и новых подходов к решению проблем корреляции неотектоники и тектоники фундамента.

Исследователи обращают внимание на различные черты тектоники этой территории и нередко приходят к взаимоисключающим выводам. По-видимому, это не случайно, так как расшифровка интегральной картины не поддается простым решениям. Так, например, совпадение простираций альпийских и каледонских структур давно замечено здесь геологами и объяснялось как унаследованность развития (Думитрашко, 1952, Петрушевский, 1960). Однако высказывались и противоположные взгляды, о независимом развитии Байкальской рифтовой зоны, несмотря на то, что наследование простираций древних разрывных нарушений здесь, хотя и не повсеместно, существует (Николаев, Солоненко, Хилько, 1975). В некоторых работах подчеркивается избирательный характер унаследованности, что не исключает и широкого проявления дискордантных соотношений Байкальской рифтовой зоны с древними структурами фундамента (Замараев и др., 1979). Еще одна группа исследователей видит проявление закономерностей в распределении по площади элементов унаследованности в одних регионах и их отсутствие в других. Так, на юго-западном фланге рифтовой зоны унаследованность ею древнего структурного плана проявляется довольно четко, в то время как на северо-восточном фланге кайнозойская структура резко дискордантна по отношению к простиранию докембрийских складчатых комплексов и основных тектонических швов фундамента. Такая специфика связывается с аккрецией Евразийской и Амурской плит и развитием Монголо-Охотского коллизионного пояса (Васильев, Беличенко, Резницкий, 1997).

Выразительная черта рельефа региона – абсолютное преобладание форм тектонического генезиса. Связь тектоники и рельефа достаточно очевидна; она исследована в трудах многих геологов (В.В. Ламакин, Н.А. Флоренсов, Г.Ф. Уфимцев, В.Д. Мац и др.). По нашим данным, влияние эрозионных факторов минимально или несущественно – таковы климатические особенности этого безводного каменного плато. Вокруг – гигантская котловина Байкала, более 20 % мировых запасов пресной воды, а на побережье – сухая безводная степь. Структурный ансамбль современной рифтовой системы формирует генеральный левосдвиговый рисунок, а собственно Байкальский рифт обнаруживает большое сходство со структурами растяжения типа пулл-апарт, сопровождающими сдвиговую де-

формацию (такое сходство очевидно, например, при сравнении Байкальского рифта и рифтовой зоны Долины Смерти в Калифорнии и Неваде, США).

Рельеф территории представляет собой комбинацию невысоких, но протяженных «хребтов» и разделяющих их узких впадин. Характерна очень четкая «литологическая» идентификация рельефа. Практически все «хребты» образованы «легким» гнейсово-мигматитовым комплексом, а все впадины – остальными, очень пестрыми по составу породами, среди которых немало «тяжелых» базитов и гипербазитов. Структура современного рельефа, таким образом, очень напоминает комбинацию клавиш, весьма точно отражающих состав фундамента. А в нем, в свою очередь, – это сдвиговые пластины, разделенные швами бластомилонитов. При формировании современного рельефа рифтовой зоны именно эти швы практически в 100 % случаев были использованы молодыми разломами, ограничивающими отдельные горсты и грабены клавишной системы. Замечательно, однако, то, что палеозойская и кайнозойская структуры формировались, хотя и в одном и том же кинематическом стиле (сдвиг), векторы движений по ним были прямо противоположными. В результате – при общем совпадении генеральных линеаментов – это привело к возникновению разнонаправленных древних и молодых пулл-апарт систем, сопровождавших сдвиги (Федоровский, Складов, Складова, 2002). В целом достаточно уверенно распознаваемая на первый взгляд корреляция неотектоники и тектоники фундамента, оказывается не всегда поддающейся расшифровке, а нередко и невозможной без применения специальных методик. Подход к решению проблем и здесь мы видим в использовании ГИС-технологий и дистанционных методов (космические и аэрофотоматериалы). Мы располагаем полными комплектами космических снимков всего региона и окружающих областей масштаба 1:100000 с американских спутников ЛАНДСАТ 4 и 7, частично – со спутника ТЕРРА. Имеются аэрофотоснимки четырех масштабов, два из которых – специальные залеты. Рабочие аэрофотоснимки масштабов 1:5000 и 1:12000 в сочетании с великопленной обнаженностью территории позволяют получать картировочный материал исключительной точности. Степень дешифрируемости аэрофотоснимков – высокого класса. Совместное использование ГИС-технологий, космических и аэрофотоматериалов могут реально обеспечить объективный сравнительный анализ и вскрыть закономерности, которые трудно обнаружить с помощью традиционных методов.

Обе проблемы, указанные выше (хотя они не только «разведены» во времени на 500 млн лет, но, на первый взгляд, не имеют и признаков для генетической корреляции), на самом деле оказываются родственными. Коллапс коллизионных систем (первая проблема) и современный рифтогенез (вторая проблема) объединяет очевидный факт – и то, и другое реализуется в режимах растяжения земной коры. Интуитивно чувствуется, что закономерности их развития могут быть близки. Можно надеяться, что критерии для поиска закономерностей тектоники и геодинамики удастся обнаружить.

В настоящее время реально подготовлены цифровая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона и в таком же масштабе – объемная (3D) электронная ГИС-карта рельефа этой площади. То и другое демонстрируется в докладе.

Весь же пакет ГИС-материалов должен включать около 30 «слоев», которые будут приведены к единому масштабу. Базовая интегрированная карта – Геологическая карта Байкальского геодинамического полигона масштаба 1:100000. ГИС-технологии позволят применять сравнение любых комбинаций таких слоев между собой. В составе пакета мы планируем подготовить такие материалы:

1. Геологическая карта в стандартной легенде;
2. Тектоническая карта;
3. Карта тектонических покровов ранней генерации;
4. Карта вязких сдвигов ранней генерации;
5. Карта вязких сдвигов поздней генерации;
6. Карта купольных зон;
7. Карта гранитных жил купольного генезиса;

8. Карта гранитных жил сдвигового генезиса;
9. Карта структур транспрессии и транстенсии в связи со сдвиговым тектогенезом;
10. Карта распространения и структурной позиции базитов и гипербазитов;
11. Карта распространения и структурной позиции синметаморфических меланжей;
12. Карта структур коллапса (магматический и метаморфический минглинг);
13. Карта метаморфизма;
14. Карта геодинамики;
15. Схемы палинспастики для различных эпизодов коллизии и коллапса;
16. Карта точек отбора геохронометрических проб с данными анализов;
17. Карта точек отбора петро- и геохимических проб с данными анализов;
18. Карта электронной визуализации рельефа (радарная, база космических данных);
19. Карта рельефа региона в формате 3Д (объемная);
20. Геологическая карта в формате 3Д (объемная);
21. Геоморфологическая карта;
22. Карта неотектоники;
23. Карта современных пулл-апарт структур;
24. Карта современных сдвигов и листрических структур;
25. Интегральный аэрофотоплан в масштабе карт;
26. Карта результатов дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:5000, 1:12000, 1:25000 и 1:100000, приведенная к единому масштабу генеральной ГИС-карты;
27. Карта дешифрирования космических снимков, приведенная к масштабу ГИС-карты;
28. Карта дешифрирования космических радарных цифровых моделей рельефа.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» и Российского фонда фундаментальных исследований (02-05-64182, 03-05-64393).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДАРНОЙ СЪЕМКИ (ТРЕХСЕКУНДНАЯ ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ РЕЛЬЕФА, США) ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В ОЛЬХОНСКОМ РЕГИОНЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В.С. Федоровский, А.И. Иоффе
Москва, ГИН РАН, west45@online.ru

Аэрофотосъемка и космические спектрзональные съемки давно стали незаменимым материалом не только при геологическом картировании (без них современная геологическая съемка вообще немыслима), но и при других исследованиях геологического содержания. В тени, между тем, остается еще один метод, основанный на использовании радарного сканирования Земли с космических аппаратов. По сути, мы получаем мощный инструмент для изучения рельефа и вряд ли нужно объяснять геологу, что это означает – многие структуры любого возраста дешифрируются на аэрофотоснимках и космических снимках благодаря именно тому, что они в той или иной мере отпрепарированы в рельефе.

До последнего времени при работе в Западном Прибайкалье мы использовали мелкомасштабные (тридцатисекундные) цифровые модели рельефа, которые позволяют обнаруживать лишь наиболее крупные структуры регионального класса. Нужно заметить при этом, что материал, основанный на альтиметрическом сканировании земной поверхности, не повторяет ни аэрофотосъемки, ни космической фото- или спектрзональной съемки. Это совершенно иной аспект дистанционных методов. Недавно в открытом доступе в Интернете (США) появились цифровые данные альтиметрического зондирования Земли из

Космоса в новом масштабе, позволяющие генерировать цифровые модели рельефа практически на всю планету с разрешением три секунды в пикселе. Практически это означает, что на выходе можно получить цифровую модель рельефа в масштабе примерно 1:250000, что является существенным продвижением в самой методике. В докладе мы хотим обсудить некоторые аспекты реального использования результатов космической радарной съемки на примере конкретной местности – Ольхонского региона в Западном Прибайкалье. Для построения трехсекундных цифровых моделей рельефа этого региона мы используем цифровую базу радарных данных на регион, помещенную американскими коллегами в открытом и бесплатном доступе в Интернете, а также специальные компьютерные программы для обработки этих данных.

1. Радарная съемка позволяет обнаруживать крупные структуры регионального характера. Ей пока недоступно обнаружение локальных структур, что прекрасно удается делать при использовании обычных аэрофотоснимков. Впрочем, такое не удастся сделать и при работе с обычными космическими снимками. Масштаб космоснимков, которыми мы располагаем, – 1:100000 и хотя их отличает великолепная степень дешифрируемости, ограничения, свойственные самому масштабу, конечно, присутствуют: мелкие структуры не видны и на них (да и вряд ли можно ожидать такое). Эту роль успешно выполняют аэрофотоснимки, особенно крупномасштабные (в нашей базе имеются аэрофотоснимки масштабов 1:5000, 1:12000, 1:25000). Комплексное использование всех дистанционных материалов дает весьма внушительный результат – от 50 до 100 % всех структур территории в целом дешифрируются и могут быть закартированы с невиданной точностью (в максимуме ошибка в нанесении геологических границ составляет не более 2,5 м).

2. В Ольхонском регионе радарная цифровая модель рельефа позволяет видеть многие крупные сдвиговые пластины раннепалеозойского возраста, составляющие каркас картируемой в современном срезе региональной коллизионной системы (в работе мы применяем 2 варианта: визуализация модуля градиента рельефа и визуализация угловой компоненты градиента рельефа). Контуры таких пластин в большинстве случаев совпадают с границами кайнозойских сдвигов, сопровождавших формирование Байкальского рифта. Отчетливо дешифрируются косо ориентированные к главным линейам пулл-апарт системы и поперечные пулл-апарт структуры, сопровождавшие молодые сдвиги. Контрастно проявлены крупные структурные несогласия (например, косое срезание пакета раннепалеозойских сдвиговых пластин Приольхонья коллизионным швом системы террейн-континент такого же возраста). Знаменитый Приморский разлом, хорошо выраженный в рельефе в виде уступа одноименного хребта протяженностью почти 100 км и прекрасно дешифрируемый при использовании аэрофотоснимков, и космических снимков, на радарных изображениях выглядит, пожалуй, наиболее контрастно. Неожиданным оказалось довольно четкое отличие площадей развития раннедокембрийских и раннепалеозойских пород в целом. Использование других дистанционных приемов не позволяло увидеть эту разницу, но радарная цифровая модель каким-то образом подчеркивает неувидимые на первый взгляд особенности и это можно использовать при дешифрировании.

В докладе приводятся конкретные примеры и сравнительный анализ различных дистанционных методов, включая аэрофотоснимки нескольких масштабов, космические снимки стотысячного масштаба, тридцати- и трехсекундные радарные цифровые модели рельефа. Комплексное использование всего пакета дистанционных данных может реально обеспечить надежность карт геологического содержания.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ БАЗИТОВЫХ ПАЛЕОПОТОКОВ И СИЛЛОВ НА КОНТИНЕНТАХ

Г.С. Федосеев

Новосибирск, Институт геологии СО РАН, fedoseev@uiggm.nsc.ru

1. Уверенная реконструкция геодинамических палеообстановок с масштабным проявлением базитового магматизма в значительной степени зависит от корректного определения фациальных условий кристаллизации магмы. Поэтому не случайно, что надежная идентификация фациальной принадлежности эффузивовидных базитовых тел всегда была предметом острых дискуссий не только в России, но и за рубежом. В последнее время внимание геологического сообщества обращается на результаты детального картирования и ревизионных работ, в которых убедительно показано, что пластовые базитовые тела континентальных эффузивно-осадочных комплексов оказываются в основном не лавовыми потоками, а пластовыми интрузивами [1–5]. Прямым следствием подобных заключений является уточнение устоявшихся представлений о некоторых геологических событиях в истории Земли. Например, в перекрывающих комплексах такие пластовые базиты должны непременно исключаться из состава стратиграфических подразделений. В противном случае неизбежно выделение мифических "вулканических" свит и гомодромных вулканогенно-осадочных и вулcano-плутонических ассоциаций. Действительно, если в континентальном палеобассейне доказывается инъекционная природа магматитов, считавшихся ранее эффузивами, то объем насыщенных ими стратиграфических подразделений должен измениться, а базиты могут быть выделены в самостоятельные силловые или дайково-силловые комплексы. Соответствующим образом должны измениться и представления о характере металлогенической специализации магматических образований и закономерностях их пространственного размещения. Однако традиционное допущение о мгновенном заполнении межпластовых магматических камер не позволяет в полной мере осмыслить природу механических и термодинамических процессов, протекающих в экзо- и эндоконтактах пластовых тел и проливающих свет на решение данной проблемы. В этой связи нами была предпринята попытка феноменологического толкования процесса контактового взаимодействия базитовой магмы и вмещающих пород с позиций комплексного (термореодинамического) подхода, поскольку механизм формирования магматитов в континентальных палеобассейнах является ключевым моментом в проблеме формирования многих базитовых и базит-гипербазитовых интрузий, сопровождающихся медно-никелевым, благороднометалльным и титано-магнетитовым оруденением.

2. Большинство исследователей, профессионально занимающихся изучением пластовых тел, единодушны в том, что решение проблемы надежной идентификации пластовых тел может быть получено только при изучении верхних контактов, где имеется возможность найти достоверные признаки активного поведения магмы по отношению к кровле, либо установить характер ее захоронения осадочными, вулканическими и (или) осадочно-вулканогенными образованиями. При изучении пластовых базитовых тел в Минусинском и Кузнецком прогибах, а также в северо-западной части Сибирской платформы (плато Путорана) нами были установлены контакты нового типа, главной чертой которых является не высокотемпературное воздействие на вмещающие породы (ожидаемая пироксен-роговиковая фация) и не образование дочерних даек в экзоконтакте (свидетельство взламывания кровли), а закалочные и реологические процессы, протекающие при средних и, возможно, низких (пренит-пумпеллиитовая фация) температурах. Установлено также, что внедрение базитовой магмы в анизотропных отложениях осадочных бассейнов носило зачастую не меж- (по границам слоев пород с различной компетентностью), а внутрислойной (использование диаклазовых поверхностей, приуроченных к маломощным прослоям с карбонатами, гипсом, водой, битумами и т. п.) характер. Изменение термодинамических (стеклование, пузырение, теплопроводность и пр.) и реологических (жидкотекучесть, вяз-

кость, дифференциация и пр.) параметров при послойном внедрении магмы обуславливается неравновесным состоянием системы "магматический расплав – контактовая зона". Оно определяется избыточным магматическим давлением, перепадом температур и наличием термоизолирующего приконтактового слоя. Чтобы обеспечить продвижение магмы при умеренных скоростях в субгоризонтальном направлении на расстояния, измеряемые иногда сотнями километров, избыточное магматическое давление должно быть, по-видимому, длительно действующим (в противном случае следует допустить высокие скорости продвижения магмы в интрапотоках). Наличие же термоизолирующего слоя (базальты с пузыристой и пенистой текстурой), являющегося возможной реакцией магматического расплава на перепад температур и локальную декомпрессию, может обеспечить автономность существования плоской магматической камеры как динамической системы в течение длительного времени. Инъектирующая по ослабленным зонам магма стеклется и пузырится; пронизывает пористые породы кровли, образуя своеобразные базальтовые инъекции с весьма причудливыми очертаниями. Процесс внедрения нередко сопровождается заметным деформированием первичной слоистости вмещающих пород. Ориентировка инъекций является ортогональной по отношению к субгоризонтальному направлению движения магмы. Поэтому ранее они были названы дивертикулами (буквально "развивающийся в направлении, перпендикулярном к главному") и интерпретировались нами как типичные примеры активного магматического контакта. Обилие инъекций в кровле пластовых тел обычно создает полное впечатление магматического пропитывания экзоконтактовых пород. Однако при детальном изучении в псаммитах обнаруживаются явные признаки механического перемещения и вязко-пластического перетока в приконтактовом слое вмещающих толщ. Деформация слоистости в этом случае подчеркивает механическую активность инъекции магматического расплава. Нередко в разрезах удается наблюдать только головные части дивертикулов, которые в конгломератах и конглобрекциях легко можно принять за обломки нижележащих эффузивовидных базитов и сделать ложное заключение о холодном типе контакта. Количество отшнурованных (галькоподобных) базальтовых дивертикулов обычно небольшое, а максимальное их удаление от поверхности силлов редко превышает 1 м. Частота встречаемости подобных дивертикулов зависит от состава вмещающих пород: среди обломочных пород – это обычное явление, в туфовых отложениях они случайны, а в известковых алевролитах пока неизвестны. Таким образом, реальное разнообразие контактовых процессов при формировании базитовых пластовых тел достаточно велико и не все они укладываются в рамки известных моделей, разработанных для количественной оценки термодинамического взаимодействия базитовой магмы и вмещающих пород. Более того, при доказательстве эффузивной природы пластовых тел еще нередко используются исключительно конвергентные признаки (наличие стекла и гиалокластитов, пузыристых и миндалекаменных текстур, брекчиевидных и конгломератовидных пород в верхних экзоконтактах, столбчатой лептоклазовой отдельности, газовых каналов в нижних эндоконтактах и т. д.).

3. Для многих изученных базитовых пластовых тел характерным является вязко-пластичное состояние магмы на конечных стадиях формирования контактовых зон. Пластичное поведение крупнолейстовых порфиритов установлено в верхнем контакте силла Усть-Коксинский-2. Здесь образуются валиковые макроструктуры, подчеркивающиеся захваченным песчаниковым материалом вмещающих пород. Магма ведет себя настолько активно, что способна отщеплять от кровли разноразмерные линзы, клинья, слои и блоки, нередко сохраняющие первично-слоистое строение. Примечательно, что на обнаженных поверхностях валиковые и шарообразные макроструктуры похожи на канатные лавы, а в поперечных разрезах – на шаровые. Однако в изученных регионах автором не было встречено образований, достоверно сопоставляемых с классическими подушечными лавами, которые подробно и всесторонне охарактеризованы в специальных работах по подводному вулканизму. Яркие картины пликативных дислокаций установлены также в верхней контактовой зоне Кыргайского базальт-долеритового силла, являющегося, по существу,

фрагментом крупного пластового тела в основании Бунгарапской мульды. В карьере, вскрывшем силл на полную мощность (15–20 м), вмещающие породы представлены отложениями мальцевской серии – разноцветными песчаниками, алевролитами и линзами конгломератов. На всем протяжении верхнего контакта прослеживается маломощный слой сероцветных алевропесчаников с карбонатно-алевролитовым цементом. В разрезе контактовая поверхность характеризуется многочисленными выступами базальтов в сочетании с "карманами" песчаников. Верхняя поверхность слоя алевропесчаников при этом остается сравнительно спокойной, поэтому мощность буферного слоя непрерывно меняется от 1–1,5 м до полного исчезновения (пережимы), что позволяет говорить о повсеместном перетекании карбонат-алевролит-песчаникового материала. Залегающий несколько выше слой компетентных красноцветных песчаников подвержен деформации в значительно меньшей степени. Он практически не меняет своей мощности и лишь местами осложняется мелкими сдвигами и складками волочения. На тех участках, где сероцветные песчаники полностью отжимаются, базальты входят в соприкосновение с красноцветными песчаниками. Вышележащие слои осадочных пород имеют в основном моноклинальное залегание, и лишь на отдельных участках они проявляют слабо выраженную конформность с деформированным прослоем красноцветных песчаников. Примечательно, что в кровле не установлено дочерних даек (апофиз) и нет заметного теплового воздействия на пластифицированные песчаники со стороны базальтов. Миндалекаменные текстуры развиты ограниченно, а полнокристаллические разности долеритов отсутствуют даже в центральных частях силла. Можно полагать, что в данном случае между пластовым телом и главной массой вмещающих пород изначально формировался промежуточный слой, который можно рассматривать в качестве дисперсной системы с явно выраженной склонностью к текучести. Именно в нем и происходит разрядка контактных напряжений, связанных с внедрением магматических масс, которое, судя по всему, было достаточно спокойным, поскольку на всем протяжении контакта наблюдаются в основном пликативные дислокации, а малоамплитудные дизъюнктивные срывы играют явно подчиненную роль.

4. Окончательное оформление конфигурации верхних контактов силловых тел сопровождается брекчиеобразованием. Различается два типа приконтактных брекчий – катакластические и реологические. Первые обычно образуются в некотором удалении от контактовой поверхности в тех породах, для которых был превышен предел прочности. Состав обломков и катаклазит-милонитового цемента в них практически одинаковы. Можно предположить, что реологические брекчии возникают только в том случае, если контрастные по текучести горные породы взаимодействуют в условиях сдвиговых деформаций, при этом верхний слой представлен осадочными текучими породами, а нижний – твердеющей магмой с постепенно меняющейся вязкостью. Допускается, что при стекловании и переохлаждении магма из подвижного (активного) компонента превращается в консервативный (пассивный) компонент. Представляется также вполне вероятным, что, если вначале магма разрывает пласты осадочных пород, то впоследствии продукты ее кристаллизации подвергаются механическому разрушению под воздействием более пластичных вмещающих пород.

Полученные новые данные позволяют акцентировать внимание на реологическом аспекте динамики контактовых процессов, рассматривая их с позиций непрерывного изменения вязкости магматического расплава и текучести вмещающих пород в условиях сдвиговых напряжений и повышенной диссипации тепловой энергии. В этом случае становятся понятными многие явления, сопутствующие формированию пластовых базитовых интрузивов: отторжение пластинчатых ксенолитов и ксенолитовых блоков со следами магматических инъекций и пластической деформации, образование бугристой контактовой поверхности с провесами и задирами кровли, появление валиковых макроструктур и формирование реологических брекчий как нового типа пород. При этом не удастся установить прямых следов ожидаемого высокотемпературного воздействия базальтовой магмы на вмещающие породы, поэтому, наряду с терминами "холодные" и "горячие", вводит-

ся понятие о "теплых" контактах. Специфическая особенность последних – образование в условиях умеренных температурных градиентов и пренит-пумпеллиитовой фации. Установлено несколько видов контактового воздействия основной магмы. Их разнообразие связывается с вариациями физических свойств пород кровли, а также с невысокими скоростями напорного течения магмы. Тепловая и динамическая "разгрузка" медленно заполняющихся магматических камер, превращающихся при остывании и кристаллизации в недифференцированные силлы, обеспечивается механическими и реологическими процессами.

Работа выполнена при поддержке Интеграционных проектов СО РАН № 6.7.6 и № 69 и гранта РФФИ № 02-05-64792.

- [1] Лапин Б.Н. Траппы оз. Лама (Норильский район) // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. – С. 121-138.
- [2] Федосеев Г.С. О вероятной интрузивной природе "покровных" базальтов Сибирской платформы // Вестн. ТГУ, серия "Науки о Земле". – 2003, – № 3 (1). – С. 176-169.
- [3] Anderson H.E., Davis D.W. U-Pb geochronology of the Moyi sills, Purcell Supergroup, southeastern British Columbia: implications for the Mesoproterozoic geological history of the Purcell (Belt) basin // Can. J. Earth Sci. – 1995. – 32, No. 8. – P. 1130-1193.
- [4] Boulter C.A. Comparison of Rio Tinto, Spain, and Guaymas Basin, Gulf of California: An explanation of a supergiant massive sulfide deposit in an ancient sill-sediment complex // Geology. – 1993. – 21, No. 9. – P. 801-804.
- [5] Raymond A.C., Murchison D.G. Development of organic maturation in the thermal aureoles of sills and its relation to sediment compaction // Fuel, 1988. – 67, No. 12. – P. 1599-1608.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО КОМПЛЕКСА (УРАЛЬСКАЯ ОКРАИНА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА)

Е.В. Хаин, А.А. Федотова*, Д.Н. Ремизов***

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

**Сыктывкар, Институт геологии КНЦ УрО РАН, remizov@rol.ru

Офиолиты Полярного Урала хорошо изучены, однако многими исследователями на протяжении ряда лет ставился вопрос о выделении в составе Войкаро-Сыньинского массива более позднего по отношению к офиолитам интрузивного комплекса мафитового или мафит-ультрамафитового состава [1, 2 и др.]. Этой проблеме посвящен ряд работ, тем не менее, вопрос о составе, объеме, происхождении разновозрастных комплексов габброидов, и даже о правомерности их выделения остается открытым до настоящего времени. В результате исследований междуречья рек Лагортаю и Прав. Пайера (восточный склон Полярного Урала), выявлены новые данные, отражающие взаимоотношения пород офиолитовой и, по видимому, более поздней интрузивной ассоциаций.

В строении района выделяются три крупных комплекса пород. С северо-запада на юго-восток это: дунит-гарцбургитовый комплекс мантийных тектонитов (1), сложно построенная дунит-пироксенит-габбровая часть офиолитового разреза (2) и комплекс интрузивных габброидов (3). В подчиненном объеме присутствуют диабазы параллельных даек, несомненно связанные происхождением с габброидами офиолитов.

Дунит-гарцбургитовый комплекс (1), образующий водораздельную часть Полярного Урала, детально изучен и подробно описан в литературе [3, 4, 5, 6, 7]. Нами получены новые данные о геологическом строении второго и третьего перечисленных комплексов и их соотношениях, на основании которых мы выделяем комплекс интрузивных габброидов, отличный от выделявшегося ранее по своему объему и составу.

Собственно офиолитовый комплекс мафит-ультрамафитовых пород (2) включает дуниты, пироксен-содержащие дуниты, расслоенную последовательность пород от верлитов до лейкократовых габброидов, изотропные габбро и габбро-диабазы комплекса параллельных даек. Дуниты через пироксен-содержащие дуниты связаны постепенными переходами с массивными крупнозернистыми пироксенитами. Характерно также полосчатое чередование, сетчатые и пятнистые взаимоотношения дунитов и массивных пироксенитов. Этими породами образованы тела размерами до нескольких километров, распространенные преимущественно на водоразделе рек Лагортаю и Трубаю. Подобные тела рассматриваются как характерные для зоны перехода от мантии к коре или как верхняя часть мантийного комплекса в известных офиолитовых разрезах. Ритмично чередующиеся верлиты, пироксениты и габброиды, от меланократовых до лейкократовых входят в состав расслоенного комплекса. Полосчатость (от нескольких миллиметров до дециметров, как правило, порядка 1–1,5 см) по всей видимости, является первично магматической, однако ориентировка зерен минералов свидетельствует о том, что породы претерпели метаморфические преобразования, с которыми, вероятно, связаны также и складки, деформирующие первичную полосчатость. Расслоенная верлит-пироксенит-габбровая последовательность является типичным комплексом офиолитовой ассоциации, что согласуется с геохимическими данными [2, 6, 8]. Не менее характерными для офиолитов являются изотропные габброиды, ассоциирующие с диабазами. В бассейне р. Прав. Пайера хорошо сохранилась переходная зона от массивных габброидов к диабазам, ее строение свидетельствует о несомненной принадлежности этих пород к единому комплексу. Эта зона состоит из многочисленных скринов габброидов, расположенных между пакетами диабазовых тел и отдельными телами диабазов, в некоторых случаях имеющими ступенчатую конфигурацию. Характерной особенностью этой зоны является присутствие небольших тел габбро-пегматитов без зон закалки, прорывающих как более ранние габбро, так и диабазы. Диабазы и габброиды переходной зоны вмещают серию жил лейкократовых пород: фельзитов, плагиоклазовых пород, амфибол-плагиоклазовых пегматоидных пород и плагиогранитов, содержащих магматические брекчии с обломками габброидов и диабазов. Второй район распространения комплекса параллельных даек – каньон р. Лагортаю, особенность этого разреза – широкое распространение серпентинизированных ультрамафитов в виде скринов в дайковом комплексе. Строение сохранившейся здесь переходной зоны от габброидов к комплексу параллельных даек также свидетельствует, скорее всего, о первоначальном единстве габбро-диабазового комплекса, сформировавшегося в верхней части офиолитовой последовательности.

Рассмотренная дунит-пироксенит-габбровая ассоциация пород (комплекс 2) формирует геологическое тело сложного строения и конфигурации, занимающее значительную площадь восточного склона Полярного Урала. Наибольшей ширины выхода эта структурная единица достигает на широте р. Прав. Пайера, где составляет не менее 4 км. Внутреннее строение рассматриваемого комплекса связано с неоднократным сдвиганием фрагментов офиолитовой последовательности в результате совмещения по тектоническим контактам на разных уровнях разреза, вероятно, первоначально являвшегося единым. В бассейне р. Прав. Пайера один из таких тектонических контактов подчеркнут зоной серпентинитового меланжа.

Породы дунит-пироксенит-габбровой ассоциации (2) контактируют на западе с мантийными тектонитами (1), а на востоке – с крупными телами интрузивных габброидов (3), формирующих также и небольшие тела, приуроченные к плоскостям тектонического совмещения в поле распространения комплекса (2). Эти соотношения определяют сложную в плане форму геологического тела, образованного породами дунит-пироксенит-габбрового комплекса офиолитовой ассоциации.

Интрузивные тела комплекса габбро-норитов и оливиновых габброидов (3) занимают значительную часть объема Войкаро-Сыньинского мафит-ультрамафитового комплекса. Крупные тела протяженностью в десятки км хорошо выражены в рельефе восточного

склона Полярного Урала и формируют обособленную горную гряду между водораздельной частью Полярного Урала и восточными предгорьями. Тела вытянуты в северо-восточном направлении вдоль простирания большинства контактов, границ тела мантийных ультрамафитов, контактов внутри дунит-пироксенит-габбрового комплекса. Нами изучено одно из крупных тел габбро-норитов и оливиновых габброидов, занимающее значительную часть водораздела рек Лагортаю и Трубаю, а также ряд более мелких тел в этом районе. Относительно небольшие интрузии этого же комплекса обнаружены нами в 2004 году в верховьях р. Прав. Пайера.

Ширина выхода тела габбро-норитов и оливиновых габброидов, расположенного на водоразделе рек Лагортаю и Трубаю, составляет около 4 км, протяженность превышает 10 км. На северо-западе оно граничит с полосчатыми габброидами и пироксен-содержащими дунитами. В направлении от внутренней части интрузивного тела габброидов к его северо-западному контакту наблюдается постепенное изменение размерности пород от крупнозернистых (бассейн руч. Норитового) до среднезернистых (левобережье р. Лагортаю между руч. Норитовым и следующим вверх по течению Лагортаю ее левым притоком). Западнее по этому притоку р. Лагортаю обнаружена закалочная зона габбро-норитового массива. С экзоконтактной зоной массива габбро-норитов пространственно ассоциируют тела пегматоидных пород. Вблизи контакта отмечены пегматиты, кристаллы амфибола в которых достигают 0,5 м. На расстоянии нескольких сотен метров от контакта в направлении от контакта массива в полосчатых пироксенитах и габброидах находится тело пегматоидных габбро-норитов и пироксенитов, с характерными размерами кристаллов 1–2 см, встречаются кристаллы до 10–15 см. На простирании экзоконтактной зоны на расстоянии около 5 км в км в левом борту долины р. Трубаю расположено еще одно тело характерных пегматоидных габбро-норитов. Юго-восточный контакт массива габбро-норитов хорошо обнажен в правом борту долины р. Трубаю. Здесь габброиды контактируют с крупным линзовидным телом дунитов (0,5х5 км), удлинённым вдоль общего направления простираций контактов. Здесь в эндоконтактной зоне массива распространены габбро-пегматиты с ориентированными кристаллами пироксена и плагиоклаза, достигающими нескольких см в длину.

Необходимо отметить, что отчетливый интрузивный контакт в юго-западной части рассматриваемого массива габбро-норитов (левобережье р. Лагортаю выше руч. Норитового) показан на геологической карте в работе [1]. Однако в описании и легенде к карте габбро-нориты рассматриваются в составе ранней офиолитовой формации, в противоположность оливиновым габбро более позднего комплекса.

Внутреннее строение массива габбро-норитов наиболее полно изучено по ручью Норитовому. Здесь представлена последовательность пород, свидетельствующая о том, что габбро-нориты и оливиновые габброиды формируют единое тело и, по всей видимости, могут быть отнесены к единому интрузивному комплексу.

В районе р. Прав. Пайера крупные интрузивные тела габбро-норитов отсутствуют. Видимо именно поэтому здесь сохранился наиболее полный разрез вмещающей их мафитовой части собственно офиолитового комплекса, что и послужило, очевидно, основанием для выделения его под названием Пайерского покрова [4, 5]. Однако в поле развития полосчатых пород офиолитовой ассоциации, вблизи поверхности тектонического сдвигания удалось обнаружить серию тел и жил габбро-норитов и вебстеритов с отчетливыми зонами закалки, граничащее с расслоенными габброидами и породами дунит-гарцбургитового комплекса. Вмещающие породы содержат крупные кристаллы пироксенов и плагиоклаза, импрегнированных, по всей видимости, во время внедрения новых порций базитовой магмы в офиолитовый разрез по ослабленным зонам.

Таким образом, новые данные о геологическом строении мафит-ультрамафитового Войкаро-Сыньинского комплекса подтверждают ранее высказывавшуюся точку зрения о присутствии в его составе двух ассоциаций: офиолитовой и интрузивной. Интрузивная ассоциация выделена в новом объеме и составе. На основании полученных данных сделан

вывод о том, что широкое развитие интрузивных тел габброидов, возможно, объясняет такие специфические особенности Войкаро-Сыньинской офиолитовой ассоциации как отсутствие эффузивно-осадочной части последовательности и подчиненное развитие диабазовых комплексов. Можно предположить, что породы верхней части офиолитового разреза были поглощены новыми порциями магмы в промежуточных очагах, отвечающих в современной структуре массивам габбро-норитов и оливиновых габброидов. Возможно, эти породы могут быть обнаружены в виде скиалитов или ксенолитов внутри массивов при их более детальном изучении.

В настоящее время проводится исследование состава пород и минералов, а также распределения в них редких и редкоземельных элементов для проверки правомерности вышеизложенных выводов, базирующихся пока преимущественно на геологических данных.

Верхний предел возраста офиолитовой ассоциации, установленный нами по данным U-Pb исследования цирконов из жилы плагиогранитов, секущей ранние генерации параллельных даек и запечатанной дайками более поздней генерации, составляет 490 ± 7 млн лет [9]. Габброиды интрузивных тел заведомо являются более молодыми, однако данные об их возрасте в настоящее время отсутствуют.

Внедрение интрузий габбро-норитов отразило важный этап в геологической истории Уральской окраины Палеоазиатского океана, последовавшей за формированием офиолитовой ассоциации. Особенности этого этапа рассмотрены нами более подробно в отдельной публикации, входящей в настоящий сборник.

Работа проведена при поддержке РФФИ (проект 02-05-64798), Программ № 5, 7 ОНЗ РАН.

- [1] Савельев А.А. Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. – 1997. – № 1. – С. 48-58.
- [2] Saveliev, Sharaskin, D'Orasio. Plutonic to volcanic rocks of the Voykar ophiolite massif (Polar Urals): structural and geochemical constraints on their origin // Ofioliti. – 1999. – 24. P. 21-30.
- [3] Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. – М.: Наука, 1967. – 280 с.
- [4] Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 221 с.
- [5] Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Геотектоника. – 1977. – № 6. – С. 46-60.
- [6] Путеводитель экскурсии “Офиолиты Полярного Урала”. Четвертая полевая офиолитовая конференция МПГК. Проект № 39. М.: Наука, 1978. – 165 с.
- [7] Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. – 246 с.
- [8] Sharkov E.V., Chistyakov A.V. et al. Evolution of composition of major mineral phases in layered complex of ophiolite assemblage: evidence for the Voykar ophiolites (Polar Urals, Russia) origin // Ofioliti. – 1999. – 24. P. 247-257.
- [9] Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. U-Pb возраст плагиогранитов Войкаро-Сыньинского офиолитового комплекса Полярного Урала. Докл. РАН, в печати.

U-Pb ВОЗРАСТ (SHRIMP-II) ГИПЕРСТЕНОВЫХ ПЛАГИОГРАНИТОВ ЧЕРНОРУДСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

*С.В. Хромых**, *С.А. Сергеев***, *Д.И. Матуков***, *А.Г. Владимиров**, *А.С. Мехоношин****,
*В.С. Федоровский*****, *Н.И. Волкова******, *С.Н. Руднев**, *В.В. Хлестов******,
*Д.С. Юдин******

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, serkhrom@uiggm.nsc.ru

**Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, Dmitry_Matukov@vsegei.ru

***Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru

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

*****Новосибирск, Институт минералогии и петрографии СО РАН,
nvolkova@uiggm.nsc.ru

*****Аналитический центр ОИГТМ СО РАН, plk@ngs.ru

Ольхонский регион Западного Прибайкалья является коллизионной системой, сформированной в раннем палеозое в результате взаимодействия Ольхонского террейна и цоколя Сибирской платформы [1, 2]. На современном эрозионном срезе Приольхонья и острова Ольхон обнажен пакет тектонически наложенных пластин, сложенных метаморфизованными породами от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма [2]. Общая мощность пакета тектонических пластин варьирует от 15 км (в наиболее широкой северо-восточной части) до 1–2 км на юго-западе, в районе пос. Еланцы. Уровень метаморфизма и глубинности эрозионного среза закономерно увеличивается от берега оз. Байкал по направлению к цоколю Сибирской платформы, а наиболее глубинные уровни коллизионной системы проявлены в пределах Чернорудской гранулитовой зоны Приольхонья [3].

В пределах всех тектонических пластин, отвечающих различным уровням метаморфизма и глубинности, присутствуют многочисленные жилы, дайки и пластообразные тела синметаморфических гранитов, формирование которых связывается с купольным и более поздним сдвиговым тектогенезом [2]. На синметаморфическую природу гранитов указывает в первую очередь их минеральный состав – среди распространения пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма проявлены гранат-содержащие биотитовые и мусковит-биотитовые граниты, иногда с турмалином, в то время как в Чернорудской зоне, где уровень метаморфизма пород отвечает гранулитовой фации, единственным темноцветным минералом гранитов является гиперстен. В последнее время были проведены петрологические исследования синметаморфических гранитов, участвующих в строении гранитогнейсовых куполов и слагающих синсдвиговые жилы в пределах Центральной купольной зоны Приольхонья, отвечающей условиям амфиболитовой фации метаморфизма [4]. Однако дискуссионным остается вопрос о происхождении и возрасте синметаморфических гранитов, прорывающих метабазитовые толщи, подверженные гранулитовому метаморфизму в Чернорудской зоне Приольхонья.

Для выяснения возраста и генезиса синметаморфических гиперстенсодержащих гранитов авторами был изучен крупнейший в Чернорудской зоне Сапшиланский массив, расположенный в 500 м к западу от одноименного озера и в 2 км к юго-западу от пос. Улан-Харгана. Выбор этого массива не случаен. Большинство синметаморфических гранитов в Чернорудской зоне представлено маломощными линейными жилами и дайками, конформно вписанными в общий структурный рисунок вмещающих метаморфических толщ. На этом фоне Сапшиланский массив с размерами 0.5×1 км выглядит аллохтонным телом, однако по очертаниям он конформен к вмещающим кварцитам, мраморам и двупироксеновым кристаллическим сланцам (рис. 1). Кроме того, можно наблюдать переходы от маломощных крутопадающих гранитных жил к пластообразному телу массива. Эти структурно-геологические данные свидетельствуют о том, что становление массива происходи-

ло в обстановке транспрессии с выжиманием из зон максимального сжатия в ходе сдвигового тектогенеза субгоризонтальной гранитной залежи, сопровождавшей формирование дуплекс-структуры (структура «пальмового дерева»). Граниты подобного типа известны в пределах распространения пород амфиболитовой фации метаморфизма Ольхонского региона (участок Нут-гей и Центральная купольная зона) [5].

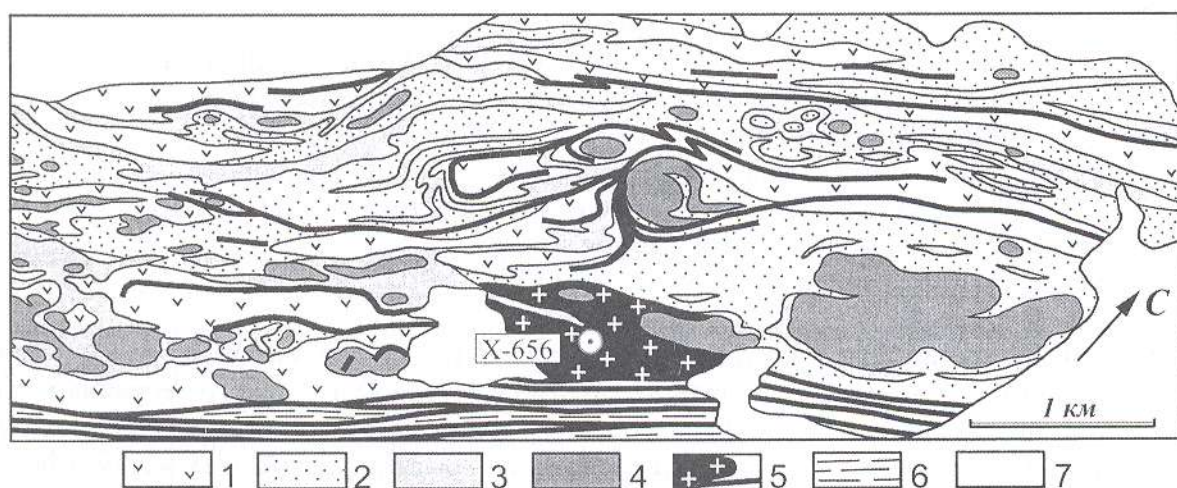


Рис. 1. Схема расположения Сапшиланского массива в Чернорудской гранулитовой зоне.

1–3 – метаморфические толщи Чернорудской зоны: 1 – двупироксеновые кристаллические сланцы, 2 – кварциты, 3 – мраморы; 4 – интрузивные тела и будины базит-ультрабазитов чернорудского комплекса; 5 – лейкограниты Сапшиланского массива и отдельные жилы лейкогранитов; 6 – структурно-вещественные комплексы зоны хребта Томмота (гранат-биотитовые и биотитовые плагиогейсы), высокотемпературная часть амфиболитовой фации метаморфизма; 7 – четвертичные отложения.

Главный объем массива представлен среднезернистыми гиперстенсодержащими плагиолейкогранитами, которые прорываются более поздними мелкозернистыми биотит-гранатовыми лейкогранитами. Последние представлены единичными жилами, и занимают не более 5 % площади массива. Главная фаза массива представлена плагиолейкогранитами, сложенными в основном кварцем (45–50 об %), андезином (40–45 %) и калиевым полевым шпатом (5–10 %), темноцветы представлены единичными крупными зернами гиперстена, в значительной степени замещенным куммингтонитом. Обращает на себя внимание необычный вещественный состав плагиолейкогранитов – на фоне повышенных содержаний кремнезема ($\text{SiO}_2 = 76\text{--}77$ мас. %) наблюдается резкое истощение другими петрогенными элементами ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.4\text{--}0.5$ мас. %, $\text{MgO} = 0.1\text{--}0.3$ мас. %, $\text{TiO}_2 = 0.03\text{--}0.05$ мас. %, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.03$ мас. %), характерен резко натриевый уклон ($\text{Na}_2\text{O} = 3.3\text{--}3.6$ мас. %, $\text{K}_2\text{O} = 0.7\text{--}0.8$ мас. %, $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} = 0.18\text{--}0.22$). Содержания редких и редкоземельных элементов (за исключением Sr) находятся на аномально низком уровне ($\text{Rb} = 1\text{--}3$ г/т, $\text{Ba} = 100\text{--}150$ г/т, $\text{Zr} = 5\text{--}15$ г/т, сумма РЗЭ = 9–25 г/т). Авторами была предпринята попытка провести численное моделирование поведения редких и редкоземельных элементов в процессе выплавления гранитов, используя имеющиеся петрогеохимические данные по двупироксеновым кристаллическим сланцам (метабазитам) Чернорудской зоны, предположительно являющимися субстратом для плагиогранитных расплавов.

При модельных расчетах использовались концентрации Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Ta, Th, U и редкоземельных элементов, коэффициенты распределения в системе «минерал-расплав» взяты из [6]. Моделирование проводилось в варианте релеевского плавления, предусматривающей отделение выплавки от рестита, что наиболее вероятно для анатексиса в условиях вязко-пластичных сдвиговых деформаций, зафиксированных в Чернорудской зоне.

Концентрации редких и редкоземельных элементов в модельных выплавках рассчитывались по классической формуле, приведенной в [7]:

$$C_1 / C_0 = 1 / D_0 \times (1 - PF / D_0)^{(1/P-1)},$$

где C_1 и C_0 – концентрации элементов в модельной выплавке и исходном субстрате соответственно, F – степень плавления, D_0 – суммарный коэффициент распределения данного элемента для исходной породы (до начала плавления), P – аналогичный коэффициент для минерального ансамбля, перешедшего в расплав. Для расчета коэффициента P был принят усредненный состав лейкогранитов Сапшиланского массива (5): кварца 48, плагиоклаза 45, калишпата 5, гиперстена 2, апатита и циркона по 200 г/т. Плавление предполагалось конгруэнтным (без разложения минеральных фаз). Результаты расчетов для степеней плавления 10–30 % показали, что модельные расплавы резко отличаются от гранитов, слагающих Сапшиланский массив. Они обеднены Sr, и характеризуются повышенными содержаниями Rb, Ba, Zr, редкоземельных элементов. Таким образом, можно констатировать, что релеевское плавление в закрытой системе не позволяет получить расплавы, сопоставимые с составами лейкогранитов. Можно уверенно предполагать, что главным фактором, контролирующим состав лейкогранитов Сапшиланского массива, являлись механизмы неравновесного плавления в «открытой» системе и дифференциации, связанной с особенностями флюидного режима в условиях вязких сдвиговых деформаций. Это предположение было подтверждено ранее на основании изучения синметаморфических гранитов Центральной купольной зоны Ольхонского региона [4].

Для проведения геохронологических исследований из пробы плагиолейкогранитов была выделена монофракция циркона. U-Pb датирование цирконов было проведено на ионном микрозонде Shrimp-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Отобранные цирконы были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодно-люминисцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Накопление катодолюминесцентных изображений проводилось на сканирующем электронном микроскопе. Рабочее расстояние составляло 25–28 mm, ускоряющее напряжение – 20 kV, ток сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея – 4–6 nA. Было установлено, что преобладающая часть зерен цирконов содержит древние ядра, которые можно интерпретировать как реликты субстрата, подвергшегося гранулитовому метаморфизму и последующему плавлению. Возраст метаморфогенных ядер цирконов не определялся из-за высокой радиогенной составляющей и неоднозначности их интерпретации. Возраст цирконов, имеющих магматическое происхождение, был определен по мелким зернам и каймам, обрастающим реликтовые ядра. Измерения U-Pb отношений на Shrimp-II проводились по методике, описанной в [8]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 nA, диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [9]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416,75 млн лет [10]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 95 % (σ), погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 99,5 % (2σ). Построение графика с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [11] (рис. 2). Как следует из полученных экспериментальных данных, возраст гиперстеновых плагиолейкогранитов Чернорудской гранулитовой зоны составляет 496 ± 3 млн лет.

Эта оценка возраста синметаморфических гранитов Чернорудской гранулитовой зоны согласуется с оценками возраста гранулитового метаморфизма, полученными по двупироксеновым кристаллическим сланцам Чернорудской зоны (485 ± 5 млн лет, [12]) и ост-

рова Ольхон (494 ± 16 млн лет, [13]), а также совпадает в пределах аналитической ошибки с возрастом синтектонических кварцевых сиенитов острова Ольхон (500 ± 6 млн лет, [13]).

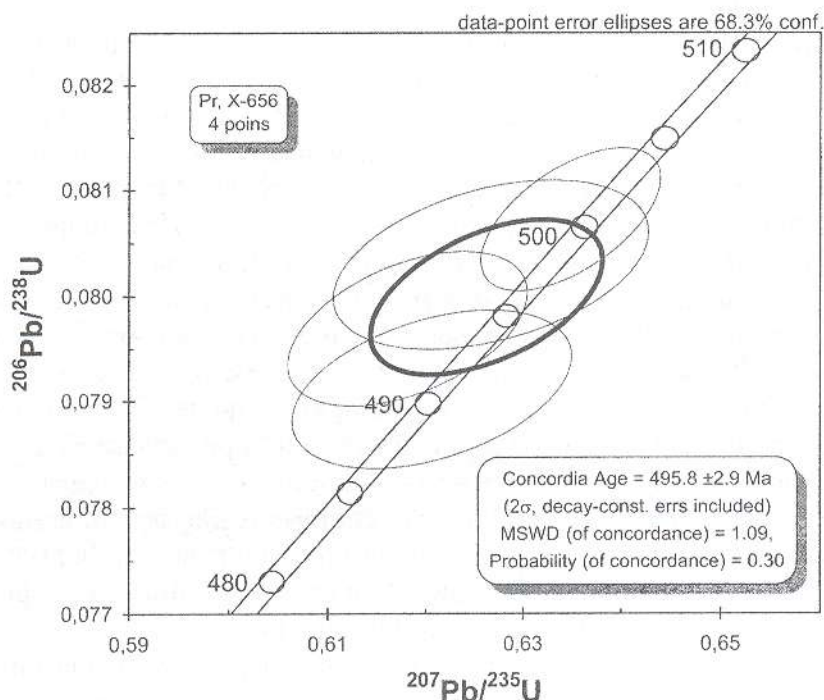


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для гиперстенсодержащих плагиолейкогранитов Сапшиланского массива.

Заключение. Изотопно-геохронологические данные, полученные по изучению единичных зерен циркона в гиперстеновых плагиогранитах Чернорудской гранулитовой зоны, а также результаты численного моделирования поведения редких и редкоземельных элементов позволяют рассматривать возрастной рубеж в 500 млн лет как оценку кульминации коллизионного тектогенеза, синхронного с гранулитовым метаморфизмом.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (проект № 6.7.2), РФФИ (проекты № 02-05-64182, 02-05-65091, 03-05-65099), Минобрнауки России (проект № УР.09.01.018).

- [1] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3-22.
- [2] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [3] Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М.: ГИН, 2004.
- [4] Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизионной системы Западного Прибайкалья // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 6, с. 771-777.
- [5] Докукина К.А. Синкинематические граниты зон транспрессии коллизионной системы Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Материалы межведомств. тектонического совещ. М.: GEOS, 2001, т. 1, с. 213-215.
- [6] Складарев Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- [7] Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. Cosmochim. Acta., 1970, v. 34, p. 237-243

- [8] Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, Reviews in Economic Geology, 7, 1-35.
- [9] Ludwig, K.R., 2000. SQUID 1.00, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. No.2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
- [10] Black, L.P., Kamo, S.L. etc., 2003, TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. Chemical Geology, 200, 155-170.
- [11] Ludwig, K.R., 1999. User 's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
- [12] Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др., U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990, с. 170–183.
- [13] Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии – раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – М.: Геол. ин-т РАН, 2004. – 36 с.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СИНХРОННО-ПУЛЬСАЦИОННОГО ВНЕДРЕНИЯ МАГМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО АРЕАЛ-ПЛУТОНА

А.А. Цыганков, Д.И. Матуков**, Н.Г. Бережная**, В.Ф. Посохов*, Б.Ц. Цыренов**

*Геологический институт СО РАН, tsygan@gin.bsc.buryatia.ru

**ЦИИ ВСЕГЕИ, shrimp@vsegei.ru

Главным событием позднепалеозойской геологической истории Забайкалья было формирование гигантского гранитоидного ареал-плутона, известного под названием Ангаро-Витимский батолит (АВБ), занимающего площадь порядка 150 000 км². Время и условия становления АВБ неоднократно пересматривались [2, 5, 6], однако к настоящему времени позднепалеозойский (С-Р) возраст подавляющей части гранитоидов батолита подтвержден многочисленными данными изотопного датирования наиболее распространенных разновидностей пород входящих в его состав [сводка в 6]. Это послужило основой для новых геодинамических интерпретации условий формирования АВБ [1, 4, 6]. Среди опубликованных моделей, пожалуй наибольшей популярностью пользуется «плюмовая» модель [6] в которой решающая роль в массовом выплавлении кислых магм отводится мантийному магматизму. Нельзя не отметить, что предложенные геодинамические модели имеют слишком общий характер, а выполненные ранее петрологические построения [2] не учитывают новых геохронологических данных. Вместе с тем, абсолютный возраст, при условии достаточно высокой разрешающей способности методов датирования, задает дополнительный «временной» параметр, который наряду с физико-химическими условиями (Р-Т-Хфл. – состав и степень плавления протолита) является важнейшей характеристикой процессов генерации и кристаллизации магм.

Нами впервые для Ангаро-Витимского ареал-плутона предпринята попытка датирования пространственно сопряженных массивов, с целью выяснения реальных временных соотношений между ними. При выборе объектов исследований мы исходили из ранее установленной [2, 3] последовательности формирования АВБ: ранний этап – гранитоиды повышенной основности (монцонитоиды, сиениты, гранодиориты) – примерно 10 % объема батолита. В качестве типичных представителей выбраны Хасуртинский монцонит-сиенитовый и Хангинтуйский гранодиоритовый массивы. Главный этап – умеренно кислые граниты нормальной щелочности, включающие авто- и аллохтонные разности – около 90 % объема батолита. Представителем данного типа гранитоидов АВБ является Зелено-гравский массив автохтонных биотитовых гнейсогранитов. Согласно существующим

представлениям перечисленные массивы принадлежат к первой и второй фазам баргузинского комплекса. Они расположены в юго-западной части батолита в Итанца – Курбинском и Курба – Удинском междуречье, примерно в 140–150 км к северо-востоку от г. Улан-Удэ. На этой же площади широко распространены гранитоиды зазинского комплекса, считавшегося более поздним по отношению к баргузинскому.

Хасуртинский массив расположен в междуречье Курбы и Уды и сложен монцонитами, монцосиенитами и кварцевыми сиенитами. Преобладают монцониты и монцосиениты, тогда как более кислые разности пользуются относительно ограниченным распространением. Все разновидности представляют собой мелко-среднезернистые слабопорфировидные породы, сложенные плагиоклазом, пертитовым K-Na полевым шпатом, амфиболом, моноклинным пироксеном, биотитом и кварцем в различных пропорциях, с характерной монцонитовой или гранитовой (в наиболее кислых разностях) микроструктурой. Для изотопно-геохронологических исследований использованы типоморфные для массива биотитовые монцониты, сложенные плагиоклазом (≈ 50 об. %), пертитовым K-Na полевым шпатом (≈ 25 об. %) и биотитом. В небольшом количестве присутствует клинопироксен (единичные зерна), практически полностью замещенный автометаморфическим актинолитом, и первичномагматическая роговая обманка. Содержание кварца не превышает 1–2 об. %. Акцессорные минералы: Mt, Ap, Ttn, Zr. Для Rb-Sr датирования дополнительно отобрана серия проб монцонитов и сиенитов. Rb-Sr методом (валовые пробы монцонитов и монцосиенитов, монфракции Bt и Kfs из монцонитов, ГИН СО РАН) получен возраст 283.1 ± 2.8 Ma, MSWD = 1.17, Isr = 0.70630.

Для U-Pb датирования (ионный микрозонд SHRIMP-II, Центр Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского) отобраны зерна цирконов (из той же пробы, что и монофракция биотита), среди которых преобладают прозрачные светло-розовые кристаллы коротко призматического облика до дипирамидальных, или идиоморфные зерна цирконового габитуса. Цирконы оптически незональны, иногда содержат включения. Размер кристаллов от 150 до 600 мкм, коэффициент удлинения (КУ) 1.5–1.7. В катодолюминесценции (КЛ) наблюдается секториальная магматическая зональность. Содержание U изменяется от 332 до 664 г/т, Th/U отношения от 1 до 0,69, что характерно для цирконов магматического генезиса. По 7 точкам получено конкордантное значение возраста 283.7 ± 5.3 Ma, MSWD = 0.024, что практически идентично возрасту, полученному Rb-Sr методом по валовым пробам и биотиту. Это позволяет заключить, что полученный возраст соответствует времени кристаллизации монцонитов Хасуртинского массива.

Хангинтуйский массив слагает южные склоны хребта Улан-Бургасы в правобережье среднего течения р. Курбы. Массив имеет достаточно однородное строение, сложен биотит-роговообманковыми порфировидными гранодиоритами, представляющими собой среднезернистые массивные породы, с крупными (до 2 см и более) порфировидными выделениями калиевого полевого шпата. Основная масса сложена зональным плагиоклазом, амфиболом, биотитом и кварцем. Акцессорные минералы: Mt, Ap, Ttn, Zr, единичные зерна ортита. Для Rb-Sr датирования использованы валовые пробы по которым получен возраст 329 ± 50 Ma, MSWD = 1.11, Isr = 0.70644.

Цирконы, отобранные из пробы гранодиорита, представлены призматическими идиоморфными кристаллами гиацинтового габитуса. Окраска кристаллов изменяется от светло-розовой в прозрачных и полупрозрачных зернах до коричневой в мутных. Внутреннее строение характеризуется большим разнообразием газово-жидких и расплавных включений, высоким двупреломлением, слабо проявленной зональностью по краям кристаллов. Размер кристаллов 70–400 мкм, КУ 2.0–4.0. В КЛ прозрачные и полупрозрачные цирконы состоят из светлой зональной внутренней части и небольшой темной оболочки. Содержание U – 284–983 мг/г, Th/U отношение – 0.42–0.93, что характерно для цирконов магматического генезиса. Более высокое содержание U (1428 мкг/г) и низкое Th/U отношение (0.05) отражает проявление метасоматических процессов. Возраст, определенный по 9 точкам, составляет 302.3 ± 3.7 Ma, MSWD = 0.26. Это значение не противоречит Rb-Sr

определению (с учетом большой погрешности последнего) и может быть принято за возраст Хангинтуйского массива.

Зеленогровский массив представляет, как отмечалось, автохтонную фацию главной фазы баргузинского комплекса. Массив расположен в междуречье Россыпная – Лапчаха (правые притоки р. Ангыр – Итанцинский) и сложен среднезернистыми гнейсовидными, часто порфировидными биотитовыми гранитами. Ориентировка гнейсовидности выдержана на всей площади массива и согласуется с элементами залегания вмещающих пироксеновых кристаллосланцев, ксенолиты (останцы) которых встречаются в разных частях массива. В приконтактовой зоне широко распространены мигматиты. Наиболее типичные разновидности пород имеют аллотриоморфнозернистую структуру и гнейсовидную текстуру. Порфировидные выделения представлены плагиоклазом (олигоклаз, андезин) и калиевым полевым шпатом. Среднезернистая основная масса состоит из плагиоклаза, микроклина, кварца и биотита. Акцессорные минералы: Zr, Ap, Ttn, Mt, ортит (ед.з). Rb-Sr возраст определен по серии валовых проб, по которым получено значение 299 ± 19 Ma, MSWD = 3.1, Isr = 0.7077.

Цирконы из гнейсовидных гранитов Зеленогровского массива представлены призматическими и длиннопризматическими идиоморфными кристаллами розовато-коричневой и коричневой окраски, цирконового габитуса. Внутреннее строение характеризуется тонкой магматической зональностью, метамиктными скоплениями в центральных частях кристаллов, большим количеством газово-жидких и расплавных включений. Размер кристаллов 80–400 мкм, КУ 1.5–4.0. В КЛ наблюдается тонкозональное строение центральной части и темная широкая, вероятно позднемагматическая, оболочка по краю кристаллов. В единичных зернах циркона присутствуют (белые в КЛ) перекристаллизованные детритовые ядра. Содержание U изменяется от 700 до 1000 мг/г, Th/U отношения 0.33–0.57, что характерно для цирконов магматического генезиса. Более высокие содержания U (1600–2000) и низкие Th/U отношения (0.15–0.3) связаны с постмагматическими процессами. Возраст, полученный по 9 точкам, составляет 325.3 ± 2.8 Ma, MSWD = 2.5.

Опубликованные изотопно-геохронологические данные (Rb-Sr и U-Pb) по Ангаро-Витимскому батолиту подтверждает справедливость выделения двух основных этапов его формирования (340–320 Ma и 310–270 Ma), однако «содержание» этих этапов, а возможно и их объем, представляются иными, чем это предполагалось ранее [2]. Так, в составе баргузинского комплекса все датированные породы, которые по петрографическому определению могут быть отнесены к «гранитоидам повышенной основности», включая описанные выше Хасуртинский монцонит-сиенитовый и Хангинтуйский гранодиоритовый массивы, принадлежат ко второму этапу. Умереннокислые гранитоиды, в том числе и гнейсовидные граниты Зеленогровского массива, описанные ранее [2] в качестве типичных представителей главной (второй) фазы, имеют преимущественно более древний возраст (первый этап), но некоторые датировки соответствуют и второму этапу. Датировки субщелочных лейкогранитов зазинского комплекса полностью попадают во временной интервал второго этапа баргузинских гранитоидов. Типичные для зазинского комплекса граниты Ангырского массива, расположенного на изученной нами площади, имеют возраст 303.4 ± 7.3 Ma (U-Pb) [6]. Аналогичные граниты интродуцируют гранодиориты Хангинтуйского массива, возраст которого 302.3 ± 3.7 Ma. Кроме того установлено прорывание «ангырскими» гранитами монцонитов хасуртинского типа, слагающих относительно небольшой останец (?) среди ангырских гранитов. Вместе с тем возраст монцонитов собственно Хасуртинского массива (несколько десятков километров от указанного останца) 283.7 ± 5.3 Ma.

Таким образом, изотопно-геохронологические данные вступают в явное противоречие с геологическими наблюдениями. Это противоречие может быть следствием некорректного определения абсолютного возраста, однако близость или даже совпадение датировок, полученных независимыми методами свидетельствует об их достаточно высокой надежности. Другое объяснение может заключаться в том, что внедрение близких по со-

ставу магм и кристаллизация петрографических сходных пород, таких например, как монцониты хасуртинского типа, или граниты ангырского типа, не одноактный процесс. Иначе говоря, в пределах некоторой площади такие внедрения могут происходить неоднократно, из разных, сосуществующих, вероятно разноглубинных очагов. В подтверждение этого предположения можно привести следующие факты: площадь, занимаемая монцонитами хасуртинского типа (и их дифференциатами) оценивается в 900 км² [3], причем собственно Хасуртинский массив – наиболее крупное тело монцонитоидов по которым и определен возраст, не составляет и половины этой площади. Все остальное закартировано в качестве разновеликих «останцов» среди более поздних гранитоидов, при этом многие из них удалены от Хасуртинского массива на расстояние в 10-ки километров. Тоже самое можно сказать и об ангырских гранитах. В пределах рассматриваемой площади они слагают нескольких относительно небольших изометричных массивов, но кроме того распространены на огромной площади в виде неправильных, переходящих друг в друга тел, морфологию которых определить весьма трудно. Вместе с тем слагающие их породы имеют сходный внешний облик и соответственно, состав. Трудно предположить, что в том или другом случае внедрение магм на площади в сотни квадратных километров происходило одноактно. Скорее наоборот – в обоих случаях сегрегация магм и их внедрение в верхнюю кору имело пульсационный характер, поэтому временные взаимоотношения между рассматриваемыми типами пород могут быть разными. Тем более эти соотношения будут разными в масштабах всего батолита, что и подтверждается отсутствием корреляции между составом пород и этапами формирования батолита.

Таким образом, можно сформулировать следующие основные выводы:

На раннем этапе становления АВБ преобладали коровые граниты (высокое I_{Sr}), в том числе автохтонные, что возможно было связано с относительно небольшой степенью плавления.

На позднем этапе вероятно участие мантийного вещества, подтверждающееся промежуточными значениями первичных отношений изотопов стронция, а также повышенной основностью гранитоидов. Одновременно с этим происходила генерация более кислых субщелочных гранитоидных магм, вероятно из иных, типично коровых магматических очагов.

В целом, формирование батолита продолжалось порядка 70 Ма, на протяжении которых существовали два максимума магматической активности. В течение всего этого времени внедрение магм разного состава имело синхронно-пульсационный характер.

Исследования поддержаны грантом Президента РФ (МД-4314.2004.5).

- [1] Киселев А.И., Гордиенко И.В. Деламинационный магматизм постколлизийных этапов развития Монголо-Сибирского региона как отражение гравитационной нестабильности литосферы // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2000. с. 24-27.
- [2] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. 141 с.
- [3] Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
- [4] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Шалаев В.С. Гранитоиды восточной части Ангаро-Витимского батолита: U-Pb изотопные данные // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. РФФИ в Азиатской части России. Иркутск, 2002. с. 400-401.
- [5] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 515 с.
- [6] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 451-466.

РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ)

А.В. Черемных

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

Данная работа проводится для установления взаимосвязей разломно-блокового строения и напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры. Известно, что простираание основных рифтообразующих разломов хорошо согласуется с современным региональным полем напряжения. Однако не все региональные разломы имеют сформированный магистральный сместитель. На крупных масштабах часто картируется разломно-блоковое строение.

Одной из закономерностей блокового строения земной коры является наличие преобладающих размеров неоднородностей. Так, для Байкальской рифтовой системы (БРС), развивающейся в северо-восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса, характерны региональные блоки с размерами: 40, 60, 90 км (среднее – 76 км) [1]. При этом блоки в подвижных зонах имеют меньшие размеры, чем в стабильных областях. Эта особенность позволяет по размерам «кусковатости» земной коры выявлять подвижные области и слабонарушенные блоки. Картирование разломно-блокового строения, проведенное для восточного побережья озера Байкал [2], позволило проследить эти закономерности на более крупном масштабе. Были проанализированы размеры локальных блоков района исследований. Распределение блоков с размерами меньше 5 и 8 км, позволило оконтурить зоны региональных разломов территории. Таким образом, были выделены зоны влияния: 1) Турка – Усть-Баргузинского разлома, 2) южной кулисы Баргузинского разлома, 3) разлома юго-восточного обрамления Баргузинской впадины (далее по тексту Суво-Усть-Баргузинский), 4) Чивыркуйского разлома. Зоны этих региональных дизъюнктивов имеют разломно-блоковое строение. В их пределах был произведен сбор материала по тектонической трещиноватости горных пород и последующее восстановление ориентировок осей главных нормальных напряжений по соответствующим методикам [3, 4]. Это позволило установить следующие закономерности.

Для Турка-Усть-Баргузинской разломной зоны широко развиты сдвиговые поля напряжений, а условия растяжения проявлены в меньшей степени. Систематизация полей напряжений в зоне регионального разлома показала, что для локальных разрывов СВ простираания наиболее характерными являются обстановки сдвига и растяжения со сдвигом с СЗ ориентировкой оси растяжения и СВ – оси сжатия (рис. 1-IA). В зонах влияния СЗ разрывов преобладает противоположная картина, когда оси растяжения ориентированы в СВ и субширотном направлениях, а оси сжатия – в СЗ и субмеридиональном (рис. 1-IB). В разломных узлах фиксируются обстановки растяжения, растяжения со сдвигом и сдвига (рис. 1-IV).

Для южной кулисы Баргузинского разлома – 8 решений соответствуют сдвиговому полю напряжений, 1 растяжению и 1 растяжению со сдвигом (рис. 1-II). Сдвиговое поле напряжений характерно для основного сместителя южной кулисы Баргузинского разлома, который имеет СВ простираание. Оси растяжения здесь имеют СЗ и субмеридиональное направление, а оси сжатия СВ и субширотное. В зонах локальных разломов СЗ простираания фиксируется поле сдвига и растяжения со сдвигом с ориентировками осей растяжения СВ и субширотного направления.

В зоне Суво-Усть-Баргузинского регионального разлома в равной степени присутствуют решения соответствующие растяжению и сдвигу. При этом поля растяжения и сдвига характерны как для разрывов СВ простираания, так и – СЗ (рис. 1-III). Особенностью этой зоны разлома является отсутствие нескольких отличающихся решений при восстановлении поля напряжений в точках наблюдения.

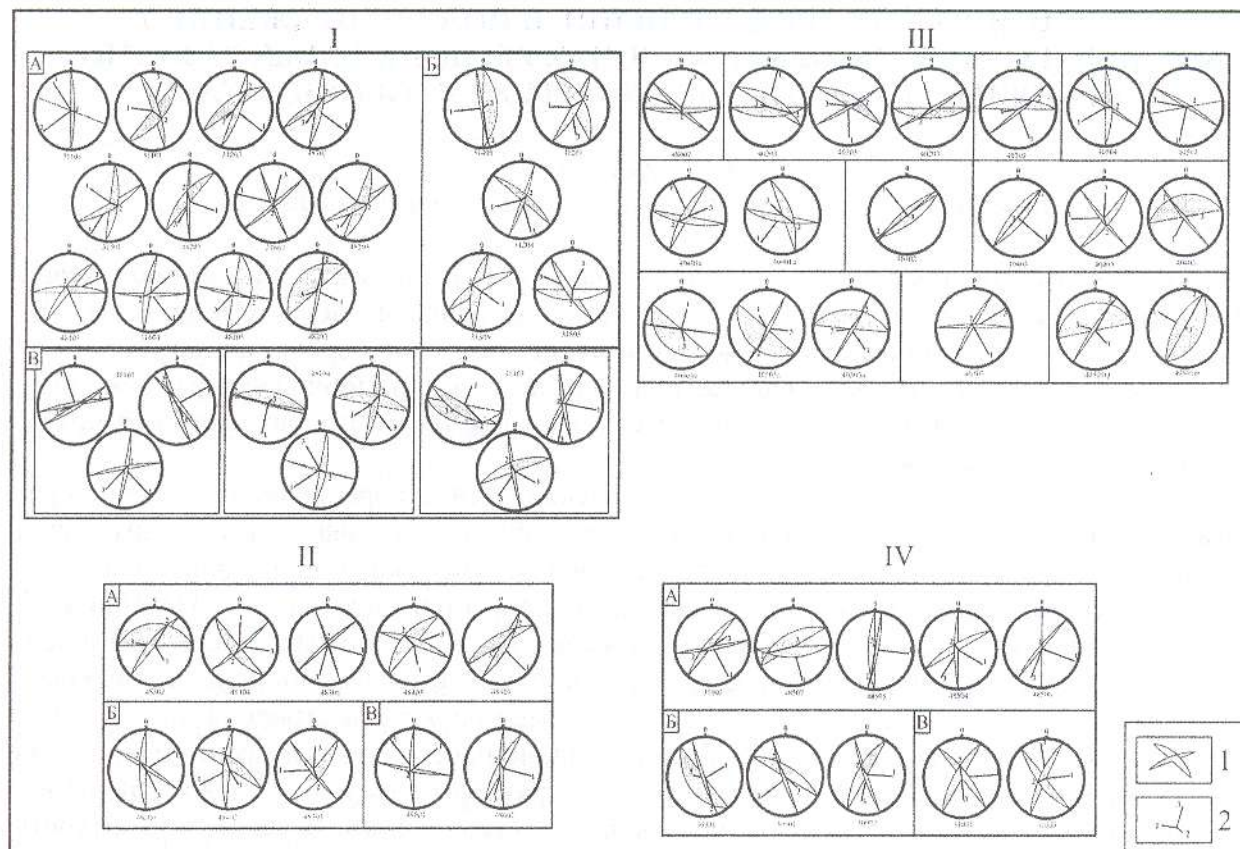


Рис. 1. Диаграммы ориентировки векторов главных нормальных напряжений в зонах региональных разломов.

I – Турка – Усть-Баргузинский разлом, II – южная кулиса Баргузинского разлома, III – Суво-Усть-Баргузинский разлом, IV – Чивыркуйский разлом. А – в пределах локальных разрывов северо-восточного простирания; Б – локальных разрывов северо-западного простирания; В – в узлах сочленения локальных разрывов.

Диаграммы представлены в проекции верхней полусферы: 1 – сопряженные сколы; 2 – оси главных нормальных напряжений: 1 – растяжения, 2 – промежуточная, 3 – сжатия.

Для зоны Чивыркуйского разлома (рис. 1-IV) не производилось систематизации точек наблюдения в зависимости от элементов залегания локальных разрывов, т. к. внутреннее строение зоны еще требует некоторого уточнения. Тем не менее, выявляется четкая тенденция того, что на мысах, в пределах которых были сделаны основные наблюдения, восстанавливается два-три вероятных решения о поле напряжения – как для узлов сочленения разрывов. Поля напряжений соответствуют сдвигу и растяжению.

Для того чтобы проследить изменение полей напряжения вдоль простирания региональных разломов были построены графики углов наклона к горизонту осей главных нормальных напряжений (рис. 2). При построении графиков использовались только наблюдения произведенные вблизи локальных разрывов СВ простирания, т. к. именно они наиболее подвержены активизации в региональном поле растяжения. Исследование показало, что в пределах зон региональных разломов ось растяжения практически во всех решениях субгоризонтальна, а промежуточная ось и ось сжатия вдоль по простиранию дизъюнктива имеют угол наклона от субвертикального до субгоризонтального (см. рис. 2). При этом они как бы «меняются» местами, чем и обусловлены наблюдаемые вариации напряженного состояния вдоль разломов. Это может быть обусловлено многими причинами, такими как: избирательная активизация локальных разрывов в процессе развития регионального разлома, одновременным действием различных полей напряжений в зоне динамического влияния крупного дизъюнктива и другими.

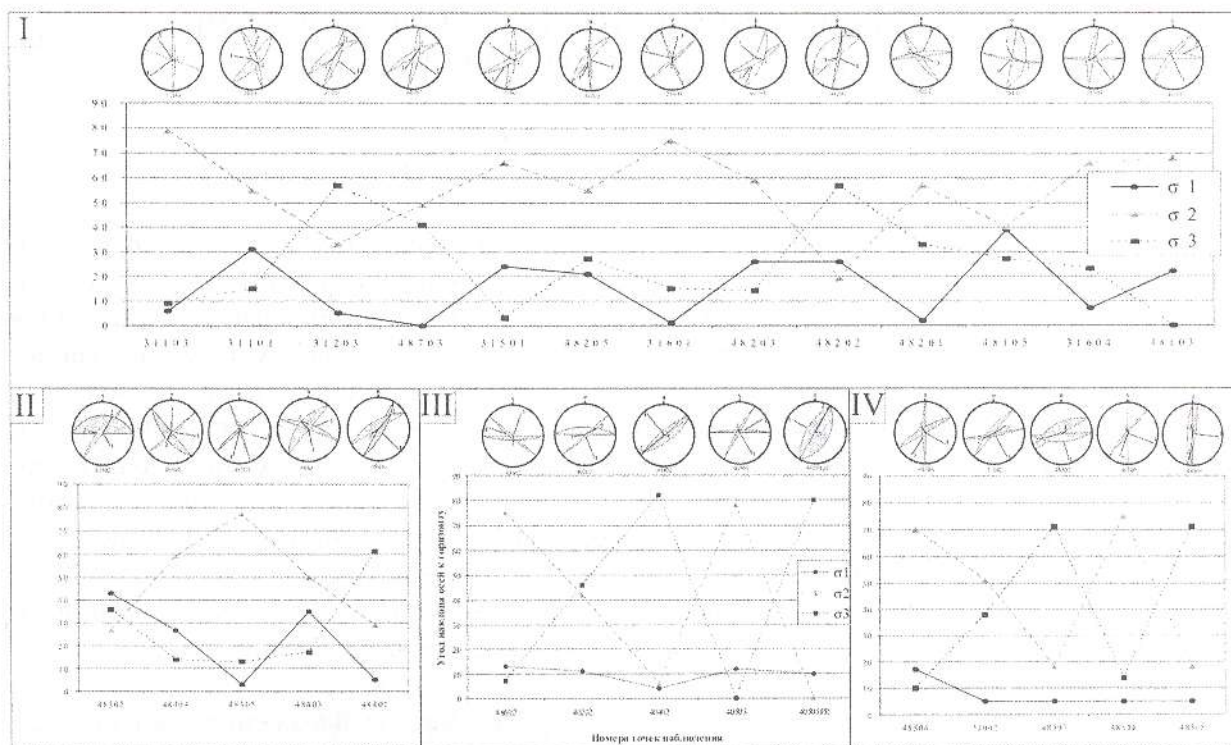


Рис. 2. Графики изменения вдоль простирания региональных разломов углов наклона к горизонту осей главных нормальных напряжений.

I–IV – региональные разломы (соответствуют рис. 1) σ_1 – ось растяжения, σ_2 – промежуточная ось, σ_3 – ось сжатия.

Таким образом, поля напряжений верхней части земной коры в зонах региональных разломов, восстановленные по трещиноватости горных пород, хорошо коррелируют с разломно-блоковым строением, сформированным за неотектонический этап развития региона. Широкое проявление на территории полей сдвигового типа (в том числе вблизи разрывов СВ простирания) возможно обусловлено действием данного поля напряжения на ранней стадии развития БРС [5, 6], однако требует дальнейшего изучения.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант 03-05-65276.

- [1] Черемных А.В. Тектонофизический анализ разломно-блоковой делимости литосферы юга Восточной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1998. 19 с.
- [2] Черемных А.В. Разломно-блоковое строение земной коры Байкальской рифтовой зоны (на примере восточного побережья оз. Байкал) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. (Иркутск, 20–23 октября 2003 г.). – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. с. 268–271.
- [3] Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- [4] Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
- [5] Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part. 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. No. XX. p. 1–38.
- [6] Парфеев А.В., Саньков В.А., Мирошников А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 14–28.

СТРУКТУРЫ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОГО РЕГИОНА

Б.М. Чиков, С.В. Зиновьев, Е.В. Деев

Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, chikov@ngs.ru

Региональная геологическая структура Кузнецко-Алтайского региона, сформированная в результате «закрытия» Центрально-Азиатского палеоокеана и герцинского орогенеза, последовательно эволюционировала в условиях конвергенции глыбовых террейнов Центрального Казахстана и Джунгарии (западная группа) и глыб Минусино-Тувинно-Монгольской группы с востока. В северной (Кузнецкой) части региона преобладало сближение глыб в субширотном направлении, а в Алтайском звене – по оси СВ-ЮЗ. В межглыбовой области особую роль играли коллизионные взаимодействия блочных доменов в мезозойско-кайнозойское время; здесь к основным проявлениям коллизионного процесса относятся перманентные импульсы ориентированного нагружения, ударные и колебательные взаимодействия блочных доменов и, как следствие, региональные деформации геологической среды. Отражением и моделью такого проявления конвергенции и коллизионных взаимодействий на заключительном этапе могут служить новейший рельеф и сейсмичность региона.

Коллизионные структуры региона имеют морфологическое выражение как в рельефе поверхности Земли, так и в структуре литосферы до глубин не менее 300 км [1]. Она начала формироваться на западе «мезозойского Центрально-Азиатского континента» в триасе-начале юры [2]. Последующие активизации типа неотектонической также имели структурообразующее значение, дополняя или усложняя древний структурный рисунок. В результате на субстрате тектонических комплексов палеозойид сформировалась послегерцинская структура региона.

Общие принципы и методические приемы анализа коллизионной тектоники разработаны на примере Горного Алтая, где были выделены мозаично-глыбовые террейны (срединные массивы), объединяющие системы блоковых структур и межблоковых деформационных зон, и коллизионные системы, включающие коллизионные швы и реликтовые блоки доколлизийного субстрата [3]. В обсуждаемом исследовании вместе с развитием этих принципов и методических приемов особое значение придается ревизии материалов геологических съемок 50–60-х годов, когда в соответствии с методическими рекомендациями широко использовались приемы «восстановления» первичного состава и возраста породных комплексов со «снятием» динамометаморфизма. Контроль камеральной ревизии осуществлялся авторами в процессе полевых работ.

На основе анализа наблюдаемых характеристик и соотношений геологических тел разработана иерархическая классификационная система структурно-вещественных комплексов эпигерцинских коллизионных структур Кузнецко-Алтайского региона. На этой основе построена картографическая модель распределения и соотношений коллизионных систем, деформационно-метаморфических зон (зон смятия) и блоковых террейнов региона (рис. 1).

Коллизионные системы (КС) сформированы в результате конвергенции указанных ранее глыбовых террейнов и перманентного множества коллизионных взаимодействий блочных доменов Кузнецко-Алтайского региона. Наиболее крупная КС занимает бассейн среднего течения Катунь, Салаирская разделяет Кузнецкий и Барнаульский массивы, а Темиртауская обособляется между Кузнецким и расположенными южнее Сумультинским и Кабырзинским террейнами. Эти системы при общем северо-западном и субмеридиональном простирании виргируют, разделяются на более мелкие или выклиниваются. Они также включают малые деформационно-метаморфические зоны и относительно целостные структуры блокового типа (см. рис. 1).



Рис. 1. Схема послегерцинских (мезозойских) коллизионных структур Кузнецко-Алтайского региона.

1 - коллизионные системы, 2 - деформационно-метаморфические зоны, 3 - мозаично-блоковые террейны, 4 - остаточные блоки в коллизионных системах, 5 - морфологически выраженные зоны разломов, 6 - граница с осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты, 7 - государственные границы, 8 - границы коллизионной области.

Мозаично-блоковые террейны: К - Кузнецкий, Б - Барнаульский, Ка - Кабырзинский, С - Сумультинский, Ч - Чарышский, Р-А - Рудно-Алтайский, У - Уюкский, Чу - Чулышманский.

Основные деформационно-метаморфические зоны: 1 - Иртышская, 2 - Бухтарминская, 3 - Белухинская, 4 - Курайская, 5 - Таштагольская, 6 - Кузнецко-Абаканская.

Для КС характерны: а) пластинчато-блочное расчленение складчатых толщ и интрузивных массивов в результате механической деформации ориентированного нагружения; б) породные массивы интенсивно трещиноваты и имеют «разборный» вид в результате сочетание деформаций регионального кливажа и трещин механического разрушения породных массивов; в) рассредоточенные и локализованные проявления стресс-метаморфизма различной интенсивности, зон катаклаза и милонитизации, в т. ч. с кливажом течения по границам литонов и в точках колебательного взаимодействия блочных доменов; г) принципиальное сохранение слоевых и контактных соотношений геологических тел; д) на геологических картах гранитоидные массивы имеют удлиненную и линзовидную форму, а линии региональных разломов образуют конкордантные системы.

Деформационно-метаморфические зоны (ДМЗ) образуют своего рода коллизионный каркас Кузнецко-Алтайского региона (Кузнецко-Абаканская, Иртышская, Бухтарминская,

Курайская, Белухинская и др. – см. рис. 1). В принципе, ДМЗ представляют собой зонально-линеamentные и узловые структуры – это концентрации множества зон механических деформаций и динамометаморфизма породного субстрата. В свою очередь, пространственно сближенные ДМЗ могут приобретать вид пояса, пучка, ветвления и т. п. В поясах эти зоны разделены зонами, структурно-формационные парагенезы которых аналогичны КС. Примером пояса ДМЗ является Удинско-Бухтарминская концентрация (ранее «Северо-Восточная зона смятия»); этот пояс включает Змеиногорскую, Кедровско-Бутачихинскую, Бухтарминскую и другие ДМЗ и их ответвления; аналогичная поясовая концентрация образует Телецко-Курайский пояс. Показательно Маркакольское разветвление, где Бухтарминская ДМЗ «сливается» с Иртышской, продолжаясь в Синдзяне (Китай) в виде ветвящегося деформационно-метаморфического пояса.

К наиболее характерным чертам ДМЗ сдвиговой природы относятся: а) большая протяженность с резко выраженной анизотропией; б) зональная концентрация динамометаморфических породных ассоциаций; в) максимальная для региона концентрация зон разломов; г) проникающий кливаж течения и максимальная для региона степень стресс-метаморфизма. Динамометаморфизм пород протолита унаследованно проявляется в течение длительного периода коллизионных взаимодействий региональной блочной среды, поэтому слоевые и контактные соотношения «доколлизийных» геологических тел в ДМЗ практически не сохраняются. К индикаторным характеристикам таких ДМЗ относятся: а) ориентированно полосчатый и тонколинзовидный облик породных массивов тектонитов, б) линзовидно-ленточная форма катаклазированных и разгнейсованных гранитоидных тел, линейность которых соответствует анизотропии среды.

Теоретическая модель строения деформационно-метаморфических зон включает четыре типа структурных элементов [4]: 1) концентрированные системы разломов преимущественно сдвигового типа; 2) комплексы приразломных тектонитов; 3) реликтовые линзы существенно деформированного «доколлизийного» субстрата и 4) новообразованные «тела включения» (тела ультраметаморфитов, «постколлизийных» интрузий, кластических даек и т. п.). Региональные особенности строения ДМЗ определяются структурными соотношениями и масштабом проявления этих элементов, а также формационной (породно-минеральной) спецификой тектонитов.

Мозаично-блоковые террейны (МБТ) Кузнецко-Алтайского региона разнообразны по размерам (см. рис. 1). Наиболее крупные из них имеют удлиненно-ареальную форму в плане и представляют собой системы блоковых структур, разделенных зонами межблоковых деформаций. К характерным свойствам крупных МБТ относятся: а) относительно слабое преобразование «доколлизийных» структурно-вещественных парагенезов в процессе конвергенции Джунгарской и Тувино-Монгольской глыб; б) интрузивные и стратифицируемые формаций имеют преимущественно ареальную форму обособления на дневной поверхности; в) зоны разломов разноориентированы и локализованы; г) степень динамометаморфизма породных комплексов минимальная для региона; д) в породных массивах преобладают системы трещин регионального кливажа, которые в крупных гранитоидных массивах дополняются системами трещин кристаллизационной отдельности (веерные, обволакивающие и пр.); е) на геологических картах наглядной индикаторной характеристикой МБТ является ареальная форма обособлений крупных гранитоидных массивов в ареальных полях вмещающих пород.

Отдельные МБТ обнаруживают признаки последовательного разрушения исходной структуры. Наиболее интенсивно процесс разрушения наблюдается на востоке Алтайском звене региона. Примером служит Чулышманский террейн, юго-восточная часть которого представляет собой мелкоблоковое «крошево» с обширными зонами межблоковых коллизионных взаимодействий, а диагональные зоны смятия северо-западного простирания буквально рассекают МБТ на пластины (см. рис. 1). Юго-восточная окраина этой структуры соответствует зоне постепенного перехода в коллизионные системы восточной окраины Монгольского Алтая.

Заключение

1. Коллизионный режим характеризуют периодические геодинамические активизации регионального масштаба, которые обусловлены механической энергией конвергенции Тувино-Монгольской и Джунгарской литосферных глыб, коллизионными взаимодействиями межглыбовых блоков (энергия коллизионной системы), энергией «внешнего» воздействия мантийных плюмов и внедрения в кору региона крупных масс магмы. К основным проявлениям коллизионного процесса в межглыбовой области относятся перманентные импульсы (активизации) ориентированного нагружения, региональные ударные и колебательные взаимодействия блочных доменов, новообразованные деформации геологической среды. Активизации сопровождаются перестройкой палеозойской коры и контрастным стресс-метаморфизмом пород в ДМЗ за счет проявления эффектов механического, теплового и химического воздействия на зонально-пластинчатые (блочные) структуры и породные среды.

2. Коллизионная структура Кузнецко-Алтайского региона имеет принципиальное морфологическое сходство с такими коллизионными системами Юго-Восточной Азии как Циньлинь-Дабишань между глыбовыми массами Северного и Южного Китая или Индосинийский пояс между глыбой Янцзе и Гималайской системой [5–7].

Исследования проведены при поддержке проекта РФФИ № 04-05-64788, Фонда содействия отечественной науке, гранта ОИГТМ СО РАН (ВМТК № 1734), программы МО РФ "Университеты России" (проект ур.09.01.019).

- [1] Бушенкова Н.А., Тычков С.А., Кулаков И.Ю. Исследование структуры верхней мантии Центральной Сибири и прилегающих районов на РР-Р волнах // Геология и геофизика. 2003. – Т. 44. – № 6. – С. 474–490.
- [2] Боголепов К.В. О структуре мезозойского Центрально-Азиатского континента // Докл. АН СССР, 1967. – т. 174. – № 1. С. 167–169.
- [3] Чиков Б.М., Зиновьев С.В. Послегерцинские (раннемезозойские) коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика. – 1996. – т. 37. – № 11. – С. 61–70.
- [4] Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика, 1992. – № 9. – С. 3–39.
- [5] Чиков Б.М., Лин Ге. Тектоника Индосинийского коллизионного пояса (Юго-Восточная Азия) // Геология и геофизика, 1995. – № 12. – С.3–16.
- [6] Chikov B.M. Mesozoic-Cenozoic Collision Structures in the South-East of the Asia // 30th IGC. – Beijing, China, 1996.
- [7] Chikov B.M., Wei Zhoulin, and Li Zhichun. The tectonics and oil and gas content of the activated Yangtze platform (SE Asia) // Pacific Geology, 1994. – № 5. – PP. 20–31.

МОДЕЛЬ МАГМООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО ПЕРЕСЕЧЕНИЯ КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Т.Г. Чурикова****, Г. Вёрнер**, В.М. Ряховский

* Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
churikova@pisem.net

** Геттинген, Германия, Центр геологических наук Геттингена, Университет Геттингена,
gwoerne@gwdg.de

*** Москва, Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН,
rwm@sgm.ru

Макро- и микроэлементы, а так же изотопы Sr, Nd и Pb в породах были проанализированы в лавах северного пересечения Камчатки, которое простирается на 220 км вкост дуги от ее фронтальной зоны (ВВФ) через Центральную Камчатскую депрессию (ЦКД) к Срединному хребту (СХ). Было опробовано 9 верхнеплейстоценовых и голоценовых стра-

товулканов и 2 больших лавовых поля расположенных в 110 до 400 км над поверхностью субдуцируемой плиты, что позволило количественно оценить пространственные вариации пород, а так же относительное количество мантийной и субдукционной составляющих в формировании расплавов. Схема опробования показана на рис. 1.

Геохимия и петрохимия пород. Породы ВВФ относятся к средне-калиевым сериям за исключением нескольких низко-калиевых толеитов, которые встречаются на вулканах Гамчен и Шмидта (рис. 2). Наиболее высокие щелочи наблюдаются в породах СХ, лавы которого представлены средне- высококалиевыми известково-щелочными сериями. Вблизи основания стратовулкана Ичинский были опробованы шлако-лавовые базальтовые конуса, обогащенные HFSE элементами с внутриплитными геохимическими признаками (т. н. базальты внутриплитного типа: ВПТ). Большинство пород ЦКД среднекалиевые известково-щелочные.

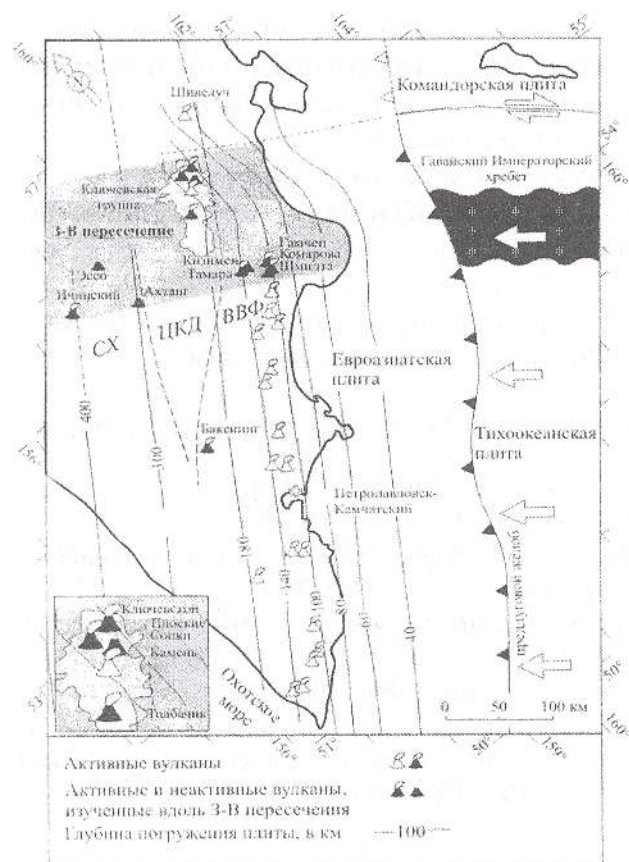


Рис. 1: Общее тектоническое положение Камчатской дуги и вулканов северного пересечения. Глубина субдуцируемой плиты взята из [5].

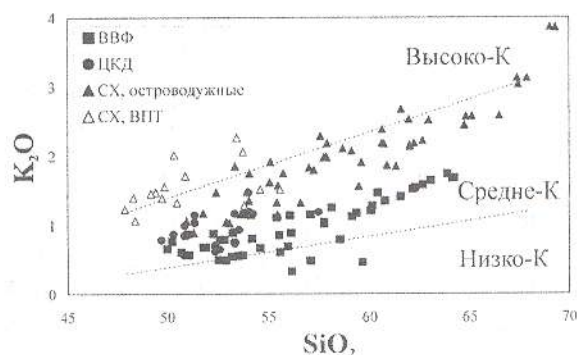


Рис. 2: Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для вулканических пород 3-В пересечения северной части камчатского полуострова. ВПТ лавы Ичинского (СХ) попадают в поле высоко-К серий. Концентрации элементов даны в вес. %.

Все породы имеют типичные островодужные признаки с различным обогащением LILE и LREE и низкими HFSE (рис. 3, серое поле). Концентрации LILE (Sr, Ba, Rb, Be, Pb, U, Th) и HFSE (Zr, Nb, Hf, Ta) возрастают от фронта к тылу дуги с возрастанием глубины субдуцируемой плиты от 110 км под ВВФ до 400 км под СХ. Интересной особенностью всех изученных пород Камчатки являются низкие концентрации HREE, которые в два раза ниже, чем в NMORB и не меняются значимо во всех трех регионах. Базальты ВПТ Ичинского вулкана обогащены по всем несовместимым элементам в сравнении с породами самого стратовулкана.

На диаграмме зависимости $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ изотопных отношений фигуративные точки всех пород ложатся довольно близко к области NMORB [1, 3]. Тем не менее, лавы ЦКД обогащены по $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношению (до 0.70366) при постоянном $^{143}Nd/^{144}Nd$, что свидетельствует о добавке субдукционного флюида и подтверждается высокими изотопными значениями ^{18}O [4]. Поле точек СХ имеет широкий диапазон значений по Nd изотопам, в то время, как Sr изотопные отношения не изменяются. Такой тренд, а также обогащение пород СХ по ряду несовместимых элементов (в т. ч. HFSE) предполагает до-

бавку обогащенного мантийного компонента типа OIB в тыловой части дуги [3]. Породы ВВФ занимают поле, близкое NMORB.

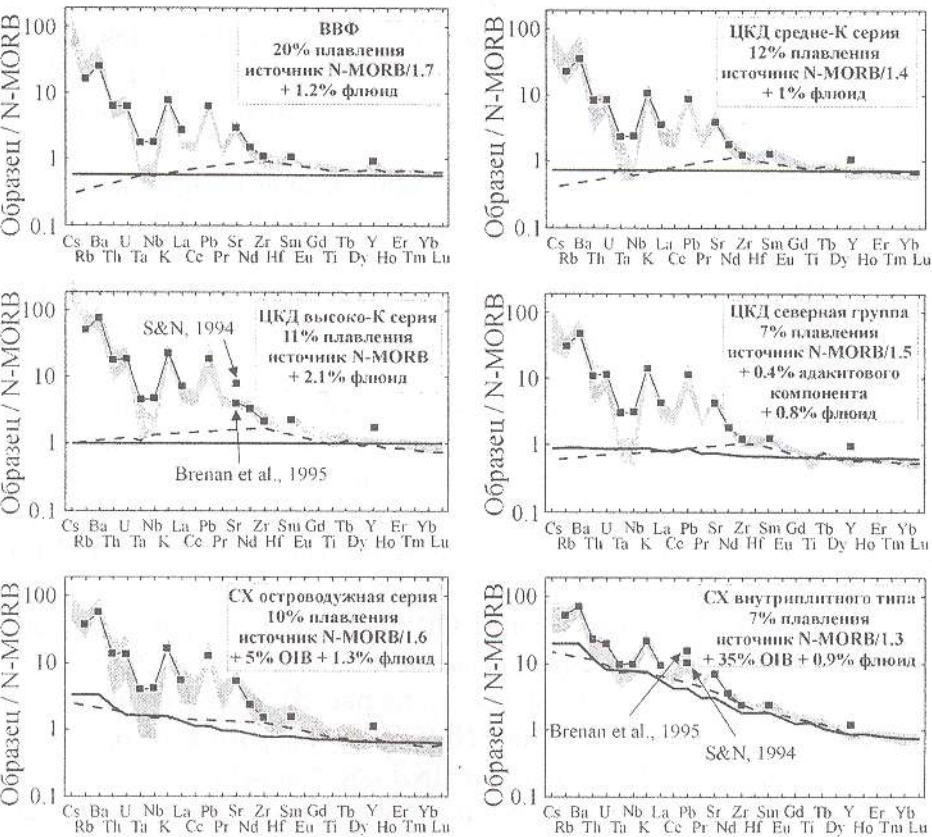


Рис. 3: Нормализованные к значениям NMORB [9] спайдерограммы для пород (серое поле) и рассчитанных составов (сплошные линии с черными квадратами) разных вулканических серий лав северного пересечения Камчатки.

Пунктирной линией показан аппроксимированный состав расплава без наложения субдукционной компоненты. Условия моделирования показаны во врезках.

Модель магмогенерации. Оценка степени плавления мантийного вещества была осуществлена по соотношению CaO и Na₂O в породах [1] и составила от 7 % до 20 %, уменьшаясь от фронта дуги к тылу. Оценка состава флюида по методике, предложенной в [6, 7] представлена на рис. 4 А. Эта методика основана на предположении, что HFSE и HREE элементы не переносятся в значительных количествах флюидной фазой. Кривая состава мантийного источника (до добавки флюида) тогда может быть создана аппроксимацией таких элементов на спайдерограммах (пунктирная линия на рис. 3). Тогда разница концентраций для каждого элемента между этой линией и линией состава породы даст добавку субдукционного компонента [6]. Наши расчеты показали, что кривые состава субдукционного компонента для всех изученных пород удивительно схожи (рис. 4 А).

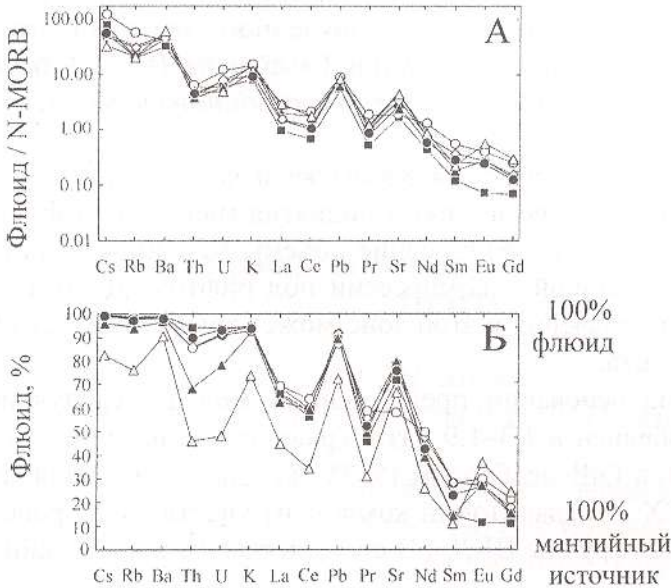


Рис. 4. А) Нормализованные к значениям NMORB [9] спайдерограммы состава субдукционного компонента для разных вулканических серий Камчатки, оцененные по [6]; Б) Процентное отношение субдукционного и мантийного источника для каждого элемента в породах. Символы как на рис. 2.

На рис. 4 Б показано процентное соотношение субдукционного и мантийного компонентов для каждого элемента в каждом типе пород пересечения. Наивысшая добавка субдукционного компонента наблюдается для LILE, уменьшаясь для LREE и далее для MREE, значения которых в основном определяются мантийным источником. Для пород CX мантийный компонент выше для большинства элементов, чем в лавах ВВФ и СКД. Имея оценку флюидной составляющей, мы рассчитали состав мантийных источников для разных типов пород Камчатки следующим образом:

1. Концентрации редких элементов в породах были пересчитаны на примитивные, мантийные составы, т. е. на $Mg\# 0.70$, предполагая фракционирование OI и Px и используя составы минералов из тех же пород.

2. По значениям HFSE и HREE оценили состав расплава мантийного источника. Эти составы довольно сильно различаются в разных сериях Камчатки и показаны пунктирной линией на рис. 3.

3. Полученные источники были смоделированы комбинацией следующих факторов: (а) в различной степени обедненный источник NMORB, (б) добавка компонента OIB в расплавах CX и (в) добавка адакитового компонента для пород северной группы ЦКД. Фактор обедненности источника NMORB был оценен по относительным концентрациям HREE в NMORB и в наших базальтах, и составил: $1/1.9$ для ВВФ, $1/1.7 - 1/1.3$ для ЦКД и $1/1.8 - 1/1.4$ для CX.

4. Источник OIB был рассчитан из состава базальта OIB, взятого из [9] как 6 % плавления гранатового перцолита. Чтобы воспроизвести реальные составы пород CX, нам потребовалась добавка источника OIB от 5 до 35 % (см. врезки на рис. 3). Обогащенный адакитовый источник был рассчитан как 20 % плавления NMORB с эклогитовым остатком ($Spx/Gr = 50/50$) и его добавка в породы северной группы ЦКД составила 0,4 %.

5. Концентрации Ba, Nb и Pb в водном флюиде в нашей модели были взяты из [2], всех других элементов – из [8].

6. Реальные составы пород были получены при добавке субдукционного компонента к мантийному источнику и последующего выплавления базальтов из полученных источников согласно степеням плавления, оцененным по $CaO - Na_2O$ систематике. Результаты моделирования показаны на рис. 3 сплошной линией. Количество субдукционного компонента меняется незначительно (от 0.7 до 1.2 %).

По нашим расчетам видно, что флюид под ВВФ и ЦКД обеднен по Ta, Nb и La в сравнении с флюидом под CX. Поскольку расчетные данные для Y довольно высоки, мы считаем, что субдукционный компонент под Камчаткой имеет только незначительные количества этого элемента, меньшие, чем были предложены в [8]. Степени плавления в нашей модели меняются от 9–12 % (для CX и ЦКД) до 20 % (для ВВФ), что соответствует ранее опубликованным данным для других островных дуг. Большие степени плавления в ВВФ обусловлены большим количеством водного флюида, полученного на первой стадии дегидратации субдуцируемой океанической плиты. Субдукция Гавайского Императорского Хребта также может играть важную роль как источник субдукционного компонента в этом регионе.

ЦКД имеет наивысшую магмопродуктивность на Камчатке и фактически в мире. Это может быть вследствие внутридугового рифтогенеза и поднятия мантии в этой зоне. Даже при низких степенях плавления (около 12 %) большие объемы мантии могут быть вовлечены в плавление в результате массивной декомпрессии под рифтом. Другой возможной причиной крупномасштабного плавления в этой зоне может также являться субдукция Гавайского Императорского Хребта.

Основные выводы, сделанные на основании предложенной модели, следующие: (1) мантийный клин под Камчаткой обеднен в 1.3–1.9 раз в сравнении с источником NMORB; (2) обогащенный источник типа OIB необходим (5–35 %) для воссоздания мантийного источника в задуговой зоне CX; (3) адакитовый компонент участвует в процессе магмогенерации под вулканами северной группы ЦКД; (4) степени плавления мантийного

материала меняются под Камчаткой от 20 % на фронте дуги до ≤ 10 % в задуговой части; (5) состав субдукционного компонента в различных вулканических сериях Камчатки по изученным элементам меняется незначительно; (6) количество флюида меняется от 1.2 % на фронте дуги до > 2 % под ЦКД; (7) небольшая разница существует по содержаниям HFSE во флюиде (повышенные значения в задуговой части).

Таким образом, три основных параметра ответственны за геохимическую зональность вкрест простирания Камчатской дуги: (а) в различной степени обедненные и обогащенные мантийные источники; (б) добавка субдукционного водо-насыщенного флюида от субдуцируемой плиты в мантийный клин и (в) различная степень плавления мантийного вещества. Обоеднение мантийного клина до наложения субдукционной составляющей происходило, вероятно, в результате внутридугового рифтогенеза и плавления крупных объемов расплавов, которые, например, представлены на Камчатке покровными базальтами и андезитами ниже-плейстоценового возраста.

Работа выполнена при поддержке проекта DFG Wo362/15-1+2, гранта 00-0504000 кооперационной программы РФФИ-DGF, грантов 43.700.11.0005 и 43.043.11.1606 Федерального агентства по науке и инновациям.

- [1] Чурикова Т., Дорендорф Ф., Вернер Г. Природа геохимической зональности вкрест простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 173-190.
- [2] Brenan, J. M., Shaw, H. F., Ryerson, F. J. & Phinney, D. L. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 degrees C and 2.0 GPa; constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1995. – 59. – P. 3331-3350.
- [3] Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J. Petrol.* – 2001. – 42 (8). – P. 1567-1593.
- [4] Dorendorf F., Wiechert U. & Wörner, G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka / Russia // *Earth Planet Sc Lett.* – 2000. – 175. – P. 69-86.
- [5] Gorbатов A. V. Sismicidad y estructura de la zona de subduction de Kamchatka. Ph.D. // Thesis, Instituto de Geofisica, UNAM, Mexico. – 1997. – 144 p.
- [6] Pearce, J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // In: Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J. (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester.* Nantwich: Shiva Publ. – 1983. – P. 230-249.
- [7] Pearce, J. A. & Parkinson, I. J. Trace element models for mantle melting; application to volcanic arc petrogenesis // In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. & Neary, C. R. (eds) *Magmatic processes and plate tectonics.* Geological Society Special Publications. London: Geological Society of London. – 1993. – P. 373-403.
- [8] Stolper, E. & Newman, S. The role of water in the petrogenesis of Mariana Trough magmas // *Earth Planet Sc Lett.* – 1994. – 121. – P. 293-325.
- [9] Sun, S. S. & McDonough, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds) *Magmatism in the ocean basins.* Geological Society Special Publications. London: Geological Society of London. – 1989. – P. 313-345.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И ЗОНЫ СОВРЕМЕННОЙ ДЕСТРУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

С.И. Шерман, В.А. Савитский

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

Разломной тектонике придается существенное значение при контролировании многих геолого-геофизических процессов. Как правило, независимо от типа процессов контролирующая функция разломов не постоянна. Она проявляется в моменты их активиза-

ции. Активизация разломов определяется тектоническими режимами и меняется во времени. Принятые определения «активных разломов» несколько различны, но, как правило, опираются на базовые понятия разломной тектоники [1–5]. Причину активизации разломов связывают с подвижками, смещениями их крыльев друг относительно друга. Результаты смещений фиксируются геологическими, геоморфологическими или геодезическими методами исследований. В зависимости от методов исследований изменяется интервал времени, по которому оцениваются процессы активизации и их датировка. Наиболее узкую возрастную вилку в пределах десятилетий дают геодезические методы. Однако и этот интервал времени, мгновенный для геологического летоисчисления, оказывается недостаточным для оценки периодичности в активизации разломов, контролирующих современные геолого-геофизические процессы, одним из наиболее социально важных из которых является сейсмичность. Она связана с пространственно-временной избирательной активизацией разломов. Ее причины до конца не изучены, однако отмечается, что в процесс активизации часто вовлекаются группы сближенных разноранговых разрывов. В понимании авторов активными разломами следует считать разрывы, геолого-геофизические процессы в областях динамического влияния [6] которых происходят в настоящее время или происходили не более чем в столетний предшествовавший период времени. Сближенные группы таких активных разломов объединяются в деструктивные зоны литосферы [7, 8].

Нами активные разломы литосферы Центральной Азии выделены на основе количественного индекса сейсмичности ξ_n (км⁻¹), под которым понимается число сейсмических событий n определенных энергетических классов k , приходящихся на единицу длины конкретного разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за заданный промежуток времени t (годы). Эта величина оценивается по уравнению: $\xi_n = n/L$ (1), где n – параметр, зависящий от k, M и t . В преобразованном для расчетов виде уравнение 1 может быть представлено в следующей форме [6]:

$$\xi_n = \frac{\sum_{k=8}^{16} n(M)}{L}, \quad (2)$$

где n – количество сейсмических событий энергетических классов k от 8 до 16 за промежуток времени t , зарегистрированных для разломов длины L при ширине области их динамического влияния M (км). Ширина зоны M оценивается по уравнению $M = bL$ (3), где L – длина разломов, км; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0.02 до 0.1 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов. При этом, принято во внимание известное положение о том, что при увеличении длины разрывов относительная ширина областей их динамического влияния отстает от роста длины [9].

Более глубокое изучение зон современной деструкции литосферы проведено в границах Байкальской рифтовой системы (БРС) и менее детально – в пределах Центральной Азии.

В границах БРС выделенная зона современной деструкции литосферы [10] представляет собой пояс современного разломообразования и/или активизации разломов более древнего заложения в сочетании с линейно расположенными стабильными за многолетний период времени ареалами концентрации эпицентров землетрясений (рис.). Генетически они отражают удлинения, слияния или формирования отдельных разрывов, что в целом воспроизводит процесс новейшей активизации разломов различных масштабных уровней на современном этапе развития рифтогенеза и синхронно сопровождающей его сейсмичности. Зона современной деструкции может рассматриваться как самостоятельная разрывная геотектоническая структура более высокого по сравнению с крупными разломами иерархического уровня. Область ее динамического влияния определяет современную сейсмическую активность БРС. В целом зона характеризуется стабильной во времени и пространстве сейсмичностью, в то время как внутри ее отдельных разломов наблюдается пространственно-временная миграция очагов землетрясений [8, 10]. Подтверждается

сделанный ранее В.В. Ружичем [11] более широкий вывод о том, что развитие всей Байкальской рифтовой зоны можно рассматривать как формирование крупномасштабного деструктивного элемента литосферы.

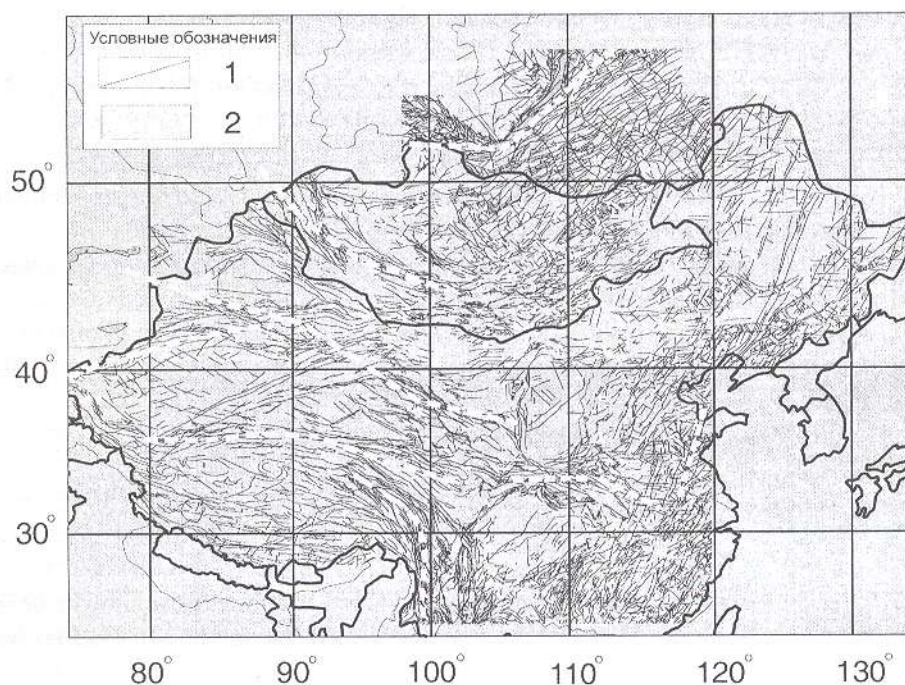


Рис. Зоны современной деструкции литосферы Азии.

1 – разломы; 2 – осевые линии зон современной деструкции литосферы.

Аналогичная работа по выделению зон современной деструкции литосферы проведена для территории Центральной Азии. При анализе эпицентрального поля сильных землетрясений с $M \geq 4.5$ Азии, было замечено, что на фоне общего распределения сейсмичности выделяются линейно-вытянутые зоны сгущения региональных и локальных разломов и повышения плотности эпицентров землетрясений, подобные деструктивной зоне в БРС. Проведенная работа позволила выделить в континентальной части Азии несколько зон современной деструкции литосферы (см. рис.). Пространство между сближенными зонами современной деструкции характеризуется рассеянным распределением сейсмичности. В узлах пересечения зон концентрация эпицентров землетрясений увеличивается.

Проведен анализ распространения зон современной деструкции литосферы по отношению к напряженному состоянию верхней части литосферы Азии [12, 13]. Центральные, осевые части зон деструкции тяготеют к областям длительного действия напряжений сжатия, растяжения и сдвига. Кроме того, намечаются некоторые другие важные закономерности расположения деструктивных зон: (1) зачастую их осевые линии приурочены к границам, разделяющим области с различными типами напряженного состояния; (2) развитие общего направленного процесса деструкции в области с одним типом напряженного состояния не прерывается при его переходе в области с другими типами полей напряжений. Учитывая самоподобие процесса разрушения и сейсмичности, доказанного многочисленными работами [14, 15 и мн. др.], можно полагать, что выявленные особенности проявляются на всех иерархических уровнях разломно-блоковой тектоники, вплоть до развития системы трещин в горном массиве.

Таким образом, можно утверждать, что зоны современной деструкции представляют собой высший иерархический ранг разрывных структур верхней части литосферы, отражают ее нестабильное состояние, контролируют сейсмичность и другие процессы, закономерности развития которых важно знать для прогноза социально опасных природных событий эндогенного происхождения. Практическая значимость подобных работ приобретает особую актуальность, так как картируемые в Центральной Азии зоны современной

деструкции литосферы отражают межблоковые границы сложной системы разломно-блоковых структур Евразийской плиты. Области их развития часто представляют важные в социальном плане территории, которые нередко густо заселены и урбанизированы (Прибайкалье, Средиземноморье, Китай, Индия, Иран, Ирак).

Работа выполнена при поддержке Интеграционной программы РАН и СО РАН № 6.7; гранта РФФИ 04-05-64348; Программы СО РАН 2003-101, гранта Минобразования E02-8-45.

- [1] Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин В.М. Активные разломы и сейсмоструктура северо-восточной Якутии. Якутск: ИЦ СО РАН, 1990. 148 с.
- [2] Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8 млн. Объяснит. записка / Под ред. В.Г. Трифонова. М.: ГИН, 1987. 48 с.
- [3] Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инж. геология, 1992, № 2. с. 17-32.
- [4] Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология, 1995, № 4, с. 16-27.
- [5] Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985, № 2. с. 16-26.
- [6] Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН, 2004 – в печати.
- [7] Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: Изд-во МТК, 1996. с. 157-158.
- [8] Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V. Active faults, seismicity and recent fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // Tectonophysics, 2004, Vol. 380. p. 261-272.
- [9] Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. В 3-х т. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1991, 261 с.; 1992, 227 с.; 1994, 262 с.
- [10] Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Докл. РАН, 2002, т. 387, № 4, с. 533-536.
- [11] Ружич В.В. Сейсмоструктурная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
- [12] Шерман С.И., Лунина О.В., Савитский В.А. Напряженное состояние и зоны современной деструкции литосферы Азии // Материалы Междунар. конф. «Проблемы и перспективы развития горных наук». Новосибирск: ИГД СО РАН, 2004 (в печати).
- [13] Шерман С.И., Лунина О.В. Напряженное состояние литосферы Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. С. 271-275.
- [14] Стаховский И.Р. Модель согласования скейлингов разломных и сейсмических полей. Физика Земли. 2001. № 7. С. 21-31.
- [15] Sherman S.I., Gladkov A.S. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // Tectonophysics, 1999, v. 308; p. 133-142.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РЕТРОГРАДНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОДАХ СЛЮДЯНСКОГО КОМПЛЕКСА

С.И. Школьник

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

Формирование высокоградных метаморфических комплексов южного обрамления Сибирской платформы связывается с раннепалеозойской (раннекаледонской) коллизией Сибирского континента и террейнов Центрально-Азиатского подвижного пояса [1, 2]. Непосредственное расположение Хамар-Дабанского террейна в области сочленения данных

структур определило его ключевое значение, как для расшифровки собственно коллизийных, так и последующих за пиком эндогенной активности событий.

Главной особенностью Хамар-Дабанского террейна является зональный метаморфизм, варьирующий от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Его высокоградная часть (Слюдянский комплекс), которая и явилась предметом исследования, сильно отличается от низко-среднетемпературных зон более сложной эволюцией в целом, а так же характером магматических и ретроградных метаморфических процессов [3]. В составе комплекса выделяются две серии осадочно-метаморфических пород: слюдянская и хангарульская, существенную роль в составе которых играют карбонатные породы, гнейсы и кристаллосланцы. Примечательной особенностью комплекса является развитие в его пределах пластовых известково-силикатных пород с волластонитом. Подобные волластонитсодержащие известково-силикатные породы известны во многих гранулитовых комплексах мира [4, 5, 6, 7 и др.]. Как правило, во всех рассмотренных случаях, образование метаморфогенного волластонита связывается с прогрессивным этапом и оценивается широким диапазоном Т-Р параметров (700–900°C и 5–9 кбар).

Относительно генетической природы пластовых волластонитсодержащих пород Слюдянского комплекса развивались как минимум, три точки зрения.

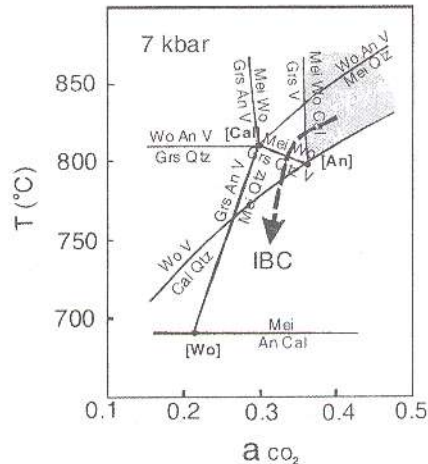
По первым двум точкам зрения волластонит относился к метаморфогенным минералам, образованным на разных стадиях метаморфического процесса. В соответствии с третьей точкой зрения волластонитсодержащие породы рассматривались как постметаморфические метасоматиты по благоприятному субстрату, т. е. как внеконтактные стратиформные скарны. Проведенные в последние годы исследования указали на отсутствие признаков аллохимической проработки в данных породах [8], а ряд петрографических и геоструктурных наблюдений позволяет считать, что образование волластонита связано с прогрессивной стадией. Для проградных парагенезисов характерен скаполит (мейонит), волластонит, клинопироксен (геденбергит-диопсидового ряда) $\pm$ сфен, кальцит, уграндитовый гранат и плагиоклаз.

Изучение реакционных взаимоотношений отвечающих прогрессивной стадии гранулитового метаморфизма зачастую довольно затруднительно, поэтому во многих случаях восстанавливается только постпиковая эволюция комплексов, обычно характеризующаяся различными P–T трендами. В одном случае она отвечает изотермальной декомпрессии (ITD), в другом – изобарическому охлаждению (IBC). В качестве примера можно привести гранулитовый массив Восточной Антарктики с характерным IBC-трендом (рис.). Изобарическое охлаждение известково-силикатных пород массива протекало при температуре от 800 до 750°C и давлении порядка 7 кбар.

Реакционные взаимоотношения в волластонитсодержащих породах Слюдянского комплекса, как правило, проявлены в виде:

- (1) гранатовых кайм обрамляющих скаполит, образующихся на контакте с волластонитом и кальцитом ($3Wo+Sc+2Cc=3Gross+3CO_2$) [подобные реакционные структуры характерны для гранулитовых комплексов, описанных 5, 7, 9, 10].
- (2) гранат-кварцевых кайм обрамляющих скаполит на контакте с волластонитом ($5Wo+Sc=3Gross+2Qtz+CO_2$) [5, 7, 9, 10].
- (3) и псевдоморфное замещение скаполита кальцитом и плагиоклазом ($Sc=Cc+3An$) [5, 7, 9, 10].

Все рассмотренные реакционные структуры образованы с участием в них скаполита, основного минерала распад (или синтез) которого всецело зависит от температурного фактора [11].



Температурный диапазон протекания реакции (3) широк и зависит, в первую очередь от состава скаполита и парагенных ассоциаций, чем выше доля мейонитовой составляющей в скаполите, тем выше температура его устойчивости. Например, чистый мейонит (Me 100) не стабилен при температуре ниже 875°C. В общем случае, термальная стабильность скаполита определяет минимальную температуру пика метаморфических событий.

Возникновение реакционных гранатовых кайм, как правило, является одной из показательных минеральных реакционных структур возникающих при изобарическом охлаждении в гранулитах. По составу гранат реакционных кайм – почти чистыйgrossуляр (73–90 %). При участии в ретроградных реакциях пироксена, количество не grossуляровых минералов в новообразованном гранате возрастает [4; 9]. Однако подобные реакционные взаимоотношения для Слюдянского комплекса не характерны.

С другой стороны, протекание реакций с образованием кайм вторичного граната (реакции 1 и 2) связывается [6, 9, 10] со снижением мольной доли CO₂ (благодаря повышению доли H₂O во флюиде). Подобные результаты были получены Эйткеном [11], который связывал образование поздних grossуляровых кайм в скаполитсодержащих ассоциациях с понижением температуры или с уменьшением мольной доли CO₂ во флюиде при постоянной температуре. В общем случае, формирование коронарных структур происходит при более высоких температурах, чем реакции с замещением скаполита (реакция 3).

Таким образом, возникновение реакционных структур с участием скаполита и граната в большей мере связано с изобарическим охлаждением гранулитов. Образование гранулитовых комплексов, характеризующихся подобными ИВС-трендами, как правило, связывается с коллизионными процессами с последующим растяжением коры.

Исходя из этого можно предположить, что начальные регрессивные изменения известково-силикатных пород Слюдянского комплекса протекали при относительном понижении температуры и (или) снижении мольной доли CO₂ во флюиде, наиболее вероятно, связанной с декомпрессией, сменившейся во времени изобарическим остыванием.

- [1] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Байкало-Монгольский геотрансект // Геология и геофизика. – 1994. – 7–8. – С. 94–110.
- [2] Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. – 2000. – 1. – С. 74–86.
- [3] Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. – Новосибирск: Наука, 1981. – 196 с.
- [4] Sivaprakash C. Petrology of Calc-Silicate Rocks from Koduru, Andhra Pradesh, India // Contribution Mineral Petrol. – 1981. – 77. – P. 121–128.
- [5] Warren R.G., Hensen B.J. Wollastonite and scapolite in Precambrian calc-silicate granulites from Australia and Antarctica // J. Metamorphic Geol. – 1987. – 2. – P. 213–223.
- [6] Motoyoshi Y., Thost D.E., Hensen B.J. Reactions textures in calc-silicate granulites from the Bolingen Islands, Prydz Bay, East Antarctica: implications for the retrograde P-T path // J. metamorphic Geol. – 1991. – 9. – P. 293–300.
- [7] Mathavan V., Fernando G.W.A.R. Reactions and textures in grossular-wollastonite-scapolite calc-silicate granulites from Maligawila, Sri Lanka: evidence for high-temperature isobaric cooling in the meta-sediments of the Highland Complex // Lithos. – 2001. – 59. – P. 217–232.
- [8] Резницкий Л.З., Школьник С.И., Левицкий В.И. Геохимия известково-силикатных пород харагольской свиты (Южное Прибайкалье) // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – 2. – С. 1–14.
- [9] Fitzsimons I.C.W. and Harley S.L. Garnet coronas in scapolite-wollastonite calc-silicates from East Antarctica: the application and limitations of activity-corrected grids // J. Metamorphic Geol. – 1994. – 12. – P. 761–777.
- [10] Shaw R.K., Arima M. High-temperature imprint on calc-silicate granulites of Rayagarda, Eastern Ghats, India; implication for the isobaric cooling path // Contribution Mineral Petrol. – 1996. – 126. – P. 169–180.
- [11] Aitken B.G. T-Xco₂ stability and phase equilibria of a calcic carbonate scapolite // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1983. – 47. – P. 351–362.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОТЕКТОГЕНЕЗА ЭНДОГЕННЫХ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.А. Щетников, И.А. Филинов

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

Новейшие тектонические процессы в лимническом морфогенезе Байкальской рифтовой зоны играют существенную роль. Эндогенные озерные котловины здесь представлены во множестве, и они достаточно разнообразны по механизмам формирования и особенностям развития. Впервые эту проблему обозначил Н.А. Флоренсов [1], но, к сожалению, его работа в данном направлении не была продолжена и поддержана другими исследователями. Уникальные рифтовые озера-гиганты Байкал и Хубсугул своей многогранной привлекательностью всегда почти полностью поглощали внимание специалистов.

Вместе с тем, расположенные вокруг этих водоемов разнообразные тектогенные озерные ванны меньших размеров в своей морфологии и истории развития также несут существенную информацию, полезную для понимания особенностей новейшей тектоники и геодинамики Байкальской рифтовой зоны.

Все тектонически обусловленные озерные водоемы здесь можно подразделить по занимающей ими общей структурной позиции на две основные группы: 1) озера, расположенные в днищах рифтов и 2) расположенные в их горном обрамлении – плечах-противоподнятиях.

Первая группа озер наиболее многочисленна и многообразна. В нее входят собственно большие рифтовые озера – Байкал и Хубсугул, почти полностью занимающие днища рифтовых депрессий, а также водоемы, фиксирующие участки интенсивных новейших погружений впадин. Среди последних выделяются: 1) озеровидные расширения речных русел; 2) озера, вложенные или прижатые к остаточным низкогорным массивам распадающихся краевых тектонических ступеней и внутривпадинных выступов фундамента; 3) водоемы в тылу наклонных блоков промежуточных тектонических ступеней, ограниченных листрическими сбросами; 4) озера в микрограбенах подошв сбросовых уступов.

Интересно то обстоятельство, что лишь изредка малые и средние озера Байкальской рифтовой зоны, образованные в результате интенсивного прогибания отдельных участков днища впадин, когда твердый сток не успевает их компенсировать, приурочены к участкам максимально глубокого заложения фундамента, о чем свидетельствуют в том числе и данные геофизических исследований [2, 3].

Например, в системе Цыпа-Баунтовских впадин (Северо-Восточное Прибайкалье) широко распространены озерные водоемы, вложенные или прижатые к остаточным низкогорным массивам распадающихся краевых тектонических ступеней и внутривпадинных выступов фундамента (рис.). Таково же оз. Котокель, расположенное недалеко от западного берега Среднего Байкала. Данная геоморфологическая ситуация иллюстрирует нам парадоксальное явление – эти тектонические блоки испытывают новейшие погружения с большей интенсивностью, чем сопредельные участки низких аккумулятивных равнин впадин с глубоким залеганием фундамента. Здесь можно наблюдать многочисленные свидетельства молодых ингрессий озер в сторону этих массивов. Водоемы тесно прижаты к остаточным низкогорьям или вложены в них. Их берега со стороны аккумулятивных равнин несут хорошо морфологически выраженные следы отступления, в то время как береговые линии со стороны поднятий крайне молоды: и в крупных чертах и в мелких деталях они повторяют топографию субэкрального рельефа, заливами здесь являются устья долин, а мысами – водоразделы. Геодинамика таких озерных котловин сопряжена с перестройкой речной сети, выраженной в скатывании речных русел в сторону озер и окружающих их денудационных низкогорий. Подобные особенности морфотектоники озерных котловин были описаны Г.Ф. Уфимцевым с А.В. Ивановым [4] в Нижнем Приамурье.

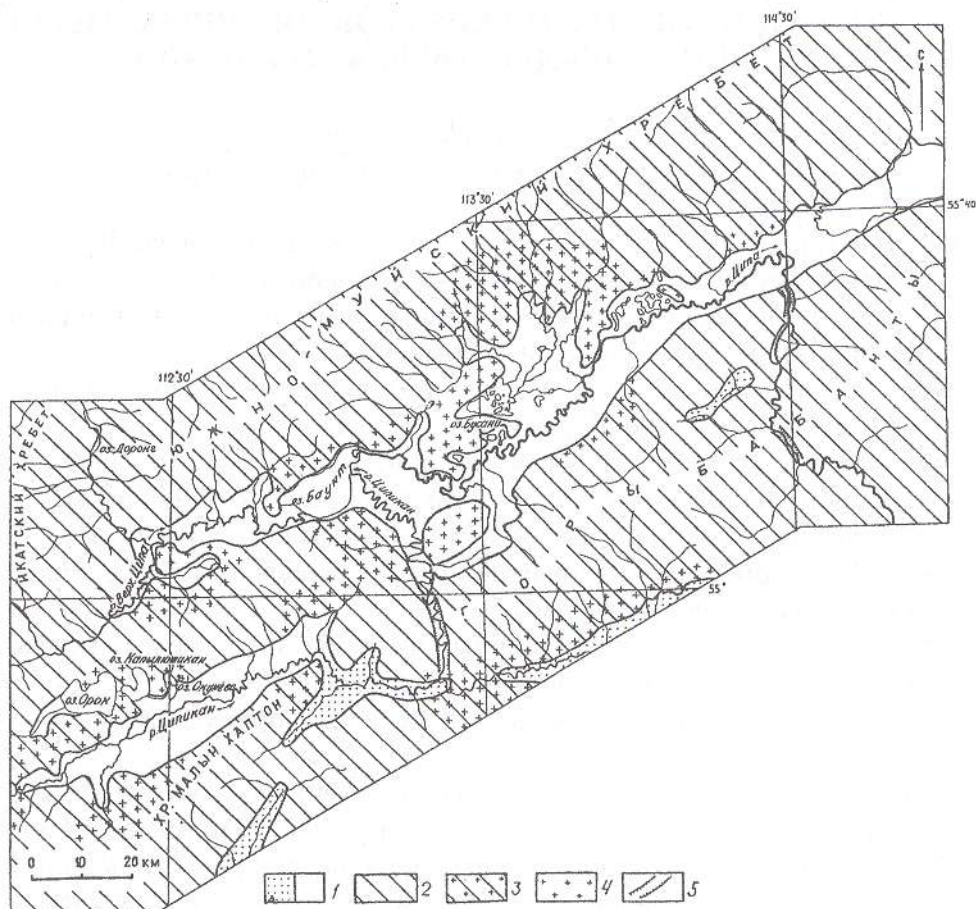


Рис. Карта-схема Ципа-Баунтовской секции Байкальской рифтовой зоны и ее окружения.

1 – мезозойские (а) и кайнозойские впадины; 2–3 – горное обрамление впадин (плечи-противоподнятия), в т. ч. низкотерра края тектонических ступеней (3); 4 – низкотерра между-впадинных перемычек и выступов фундамента впадин; 5 – antecedentные долины магистральных водотоков.

Широко распространенные в Прибайкалье озеровидные расширения речных русел также могут фиксировать ускоренные погружения выступов фундамента впадин, но уже скрытых под их осадочным выполнением. Например, таковые водоемы Койморского многоозерья в Тункинской впадине одноименного рифта (Юго-Западное Прибайкалье), согласно геофизическим данным [3] четко проецируются на более чем 400-метровой высоты блок фундамента, скрытый под почти 2-километровой мощности толщей кайнозойских отложений. Причем озеровидные расширения речных русел и центростремительный рисунок гидросети в этом районе – не единственные свидетельства новейших интенсивных погружений этого участка днища рифта. В с. Тунка, расположенном на окраине Койморского многоозерья, на предельно низкой и плоской пойменной террасе, в начале прошлого века были обнаружены остатки хозяйственных построек под более чем 12-метровой толщей наносов [5].

Все это свидетельствует о том, что описанные разновидности озер, в изобилии распространенные в днищах байкальских рифтов, могут служить своеобразными индикаторами тектонических инверсий.

Другой вид озер этой группы можно наблюдать на северной окраине Торской впадины Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье), в основании тектонического уступа ее горного борта. Блочные перемещения здесь происходят по листрическим сбросам [6] и блоки промежуточных тектонических ступеней по мере опускания приобретают наклон под горное обрамление впадины. В тылу блоков при этом образуются понижения. В одном из таких понижений у западного окончания изолированного массива высотой

776 м, вытянутого субшироко на 2 км вдоль подошвы тектонического уступа борта впадины, расположено оз. Улан-Нур. Сам массив имеет отчетливую асимметричную форму: крутой южный склон и пологий северный. При том, что его восточная часть возвышается над аккумулятивной равниной днища Торской впадины более чем на 100 м, а западная погребена под осадками предгорных конусов выноса. Тыловое понижение этого блока к западному своему окончанию расширяется и углубляется и в него вложена котловина озера Улан-Нур.

Примером последней разновидности озер данной группы может служить оз. Утренней Зари. В подошве тектонического уступа Обручевского сброса, ограничивающего Байкальский рифт с северо-запада, обычны следы проявления молодых тектонических перемещений – крутые эскарпы, подрезающие основания базальных фасет и сопровождающие их микрограбены и рвы над раскрывающимися зонами молодых сместителей. Обычно ширина микрограбенов не превышает 10 м, но на побережье бухты Малая Коса микрограбен в подошве тектонического уступа резко расширяется, глубина его достигает 4–5 м, и в этой части микрограбена располагается озеро. Восточный и западный берега его ограничены уступами бортов микрограбена.

Тектогенные озера в горном обрамлении рифтов имеют следующие разновидности: 1) обвально-плотинные (созданные крупными сейсмогенными обрушениями горных пород); 2) в долинах-грабенах и 3) водоемы в кратерах вулканов.

В Байкальской рифтовой зоне известно множество водоемов, созданных в результате экстремальных перемещений крупных объемов горных пород с бортов в днища горных долин – сбросообвалов. Согласно [7], формирование таких озер вполне вероятно имеет парагенетическую связь с рифтогенным процессом торошения и переукладки блоков верхней литосферной пластины, горизонтальная и вертикальная блоковая делимость которой четко упорядочена. Перемещения верхних ее блоков, размеры которых сопоставимы с величиной вертикального эрозионного расчленения, и могут провоцировать крупные сейсмогенные обрушения.

Озера в долинах-грабенах также широко распространены в пределах рифтовой зоны. Наиболее известные из них – озера Орон, Ничатка, Фролиха – малые аналоги оз. Телецкого на Алтае. Именно на них прежде всего обращал внимание Н.А. Флоренсов в своей работе [1], называя эти водоемы озерами байкальского типа.

Озера последней разновидности относятся к разряду экзотических для Байкальской рифтовой зоны образований. Здесь известен только один такой водоем. Он расположен в хр. Удакан (северо-восточный фланг рифтовой зоны) в кратере верхнечетвертичной вулканической постройки Аку и имеет размеры 350х600 м.

Одной из актуальных проблем в изучении морфогенеза малых и средних озерных котловин Байкальской рифтовой зоны остается установление соотношения в нем тектонических перемещений и экзогенных процессов, причем как на уровне формирования котловин этих водоемов, так и на уровне их преобразования. Особенно это касается озер в долинах-грабенах, подавляющее большинство котловин которых в регионе создавались при активном участии древнеледниковых процессов. Существенному преобразованию термокарстовыми процессами подвергаются берега озер, фиксирующих отдельные участки интенсивных новейших погружений днищ впадин (особенно берега озеровидных расширений речных русел), и которые расположены, как правило, на уровне низких заболоченных равнин.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (03-05-64898) и Совета по грантам президента РФ (МК 874.2003.05).

- [1] Флоренсов Н.А. некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. – М.: Наука, 1968. – С. 59-73.
- [2] Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кальнинг О.Г. Структура Ципинской (Баунтовской) и Ципиканской рифтовых впадин по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. – 1975. – № 8. – С. 103-110.

- [3] Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Отв. ред. Н.А. Флоренсов. – Новосибирск: Наука, 1973. – 135 с.
- [4] Уфимцев Г.Ф., Иванов А.В. Морфоструктура озерных котловин нижнего Приамурья // Геоморфология. – 1984. – № 1. – С. 91-97.
- [5] Львов А., Кропачев Г. Краткий отчет о результатах исследования "Аршана", произведенного по поручению Восточно-Сибирского отдела Географического Общества и Общества врачей // Изв. Вост.-Сиб. отдела РГО. – 1909. – Т. XL. – С. 41-77.
- [6] Уфимцев Г.Ф., Сковитина Т.М. Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала // Отечественная геология. – 2001. – № 2. – С. 26-29.
- [7] Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1992. – 215 с.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЯ ГАББРОИДОВ БИРХИНСКОГО МАССИВА И "ЗАКОНСЕРВИРОВАННЫХ" В НИХ ГРАНИТНЫХ ЖИЛ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

*Д.С. Юдин**, *С.В. Хромых**, *Т.Б. Колотилина***, *М.Г. Волкова***, *Д.А. Казанцева***

*Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, plk@ngs.ru

*Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru

В качестве объекта исследований авторами выбран один из крупнейших в Централь-но-Азиатском складчатом поясе Бирхинский габброидный массив, конформно вписанный в аккреционно-коллизийный коллаж ранних каледонид, непосредственно примыкающих к цоколию Сибирской платформы. На современном эрозионном срезе Бирхинский массив представляет собой изометричное тело с поперечными размерами 12х13 км. Мощность массива от дна озера Байкал до наивысшей гипсометрической точки составляет не менее 1700 м, что было подтверждено в ходе глубоководного опробования с помощью аппарата «ПАЙСИС» [1]. Согласно геофизическим данным [2], этот массив представляет собой чашеобразную линзу, распространяющуюся на глубину до 6 км. С учетом других тел, принадлежащих к бирхинскому комплексу (Бугульдейский и Улан-Нурский массивы), объем мантийных расплавов, участвующих в строении аккреционно-коллизийного коллажа, составлял не менее 2000 км³, что позволяет рассматривать их в качестве наиболее вероятного теплового источника метаморфизма.

Тектоническая позиция Бирхинского габброидного массива до сих пор оставалась дискуссионной. С одной стороны для него доказано активное внедрение во вмещающую метаморфическую раму (реликты зон закалки габброидов и фрагменты ороговикованных амфиболитов в бластомилонитовой оторочке) [3]. С другой стороны детальное картирование и структурно-геологическое изучение Ольхонского региона показали, что Бирхинский габброидный массив и его сателлиты участвовали в коллизийном тектогенезе, как твердые тела на фоне хрупко- и вязкопластичного сдвигового течения вещества в мигматизированных метаморфических толщах [4]. При реализации многократных вязких сдвиговых деформаций, Бирхинский массив испытывал роллинг, что в конечном итоге привело к формированию резко ассиметричной структуры Ольхонской коллизийной системы, когда на удалении от Бирхинского массива ее ширина превышает 30–40 км, а в месте прямого взаимодействия с цоколем Сибирской платформы (пос. Еланцы) – сокращается до 1,5–3 км при градиенте метаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации [5].

Внутреннее строение Бирхинского массива двухфазное (от ранних к поздним): 1-ая фаза в центральной части представлена низкощелочной габбро-пироксенит-анортозитовой серией в центральной части массива, 2-ая фаза, слагающая более 70 % площади массива, представлена монцогабброидами и их дифференциатами, которые в свою очередь, окружены мощной бластомилонитовой оторочкой с отчетливыми признаками амфиболизации

монцогабброидов и многочисленными трещинами отрыва, которые заполнены гранит-пегматитовым материалом.

Для определения возраста низкощелочных (островодужно-толеитовых) габброидов первой фазы, расположенных в центральной части Бирхинского массива, из образца 99–163 была отобрана монофракция первичномагматического амфибола (паргасита). Судя по полученному $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектру, здесь наблюдается устойчивое плато с возрастом 500.2 ± 3.4 млн лет, отвечающее 95 % выделенного ^{39}Ar (рис. 1). Полученная дата близка к U/Pb изотопным определениям возраста гранулитового метаморфизма Чернорудской зоны (485 ± 5 млн лет, [6]) и острова Ольхон (494 ± 16 млн лет, [7]), а также совпадает в пределах аналитической ошибки с возрастом синметаморфических гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской зоны (496 ± 3 млн лет, [8]) и возрастом синтектонических кварцевых сиенитов острова Ольхон (500 ± 6 млн лет, [7]). Возраст монцогабброидов, отвечающих второй (главной) фазе Бирхинского массива, пока не определен, но, вероятнее всего, он также отвечает кембро-ордовикскому рубежу (~ 500 млн лет, U/Pb изотопный метод; Е.В. Складов, В.С. Федоровский, А.Б. Котов, устное сообщение). Однако до сих пор не известно, где была отобрана проба для U/Pb изотопного датирования и пока невозможно ознакомиться с описанием ее петрографического и петрогеохимического составов.

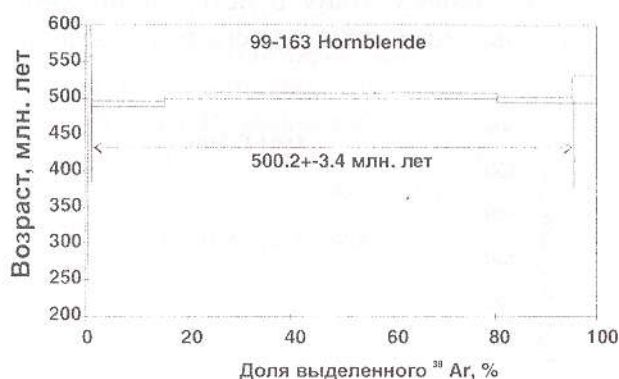


Рис. 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр для роговой обманки 99-163.

С целью определения возраста метаморфического преобразования пород Бирхинского габброидного массива были отобраны монофракции роговой обманки из измененных габброидов в районе карьера Нарин-Кунта, проведен сравнительный анализ возрастных спектров, полученных при датировании амфиболовых монофракций из монцогабброидов, подверженных площадной амфиболизации (образцы Ол-116, Ол-118 из зоны амфиболизации из жил законсервированных внутри оторочки Бирхинского габброидного массива) и из гранитной жилы, пересекающей метаморфическую оболочку массива (образец Ол-17). В спектрах, полученных при Ar/Ar датировании по вторичному амфиболу образцов Ол-116 и Ол-118 после незначительной лестницы вверх наблюдаются четкие плато, соответствующие возрастам 415 ± 2.7 млн лет и 410 ± 2 млн лет соответственно (рис. 2, 3).

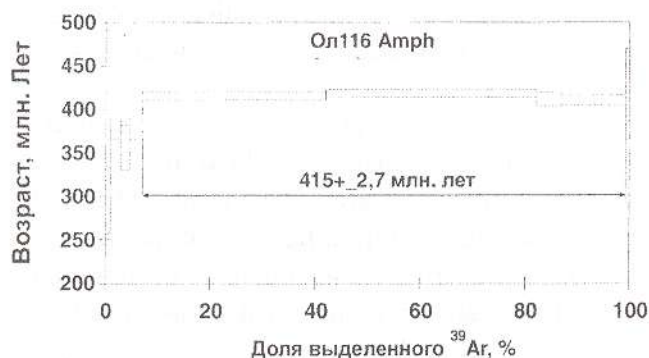


Рис. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр для амфибола Ол116.

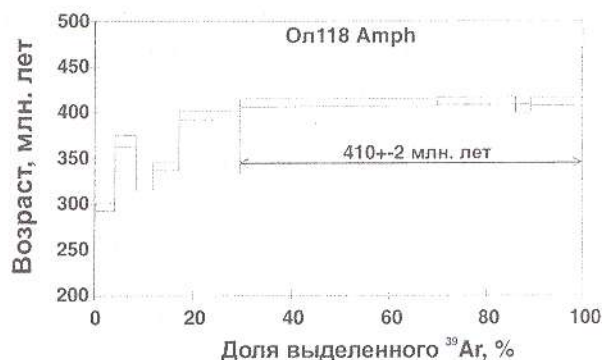


Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр для амфибола Ол118.

Биотит, отобранный из гранитной жилы, пересекающей метаморфическую оболочку массива, показал сложный дискордантный спектр, который может быть интерпретирован, как результат суперпозиции двух разновозрастных фаз. Древняя (максимально проявлена в высокотемпературной части спектра) с возрастом $415,8 \pm 5$ млн лет согласуется с возрастными, полученными по амфиболам Ол-116 и Ол-118. На основе промежуточного плато, наблюдающегося в средней части спектра, можно сделать вывод, что возраст более молодой фазы не превышает $373,2 \pm 4,7$ млн лет (рис. 4).

Поскольку образцы Ол-116 и Ол-118 были отобраны из жил, законсервированных внутри оторочки Бирхинского габброидного массива, а образец Ол-17 из жилы пересекающей метаморфическую оболочку массива, то можно предположить, что значение возраста $415,8 \pm 5$ млн лет соответствует времени внедрения этих жил. Отметим, что наиболее четкие плато получились по образцам из законсервированных жил, что является важным методическим аспектом при датировании геологических объектов, имеющих в своем составе подобные жилы.

Авторами также был продатирован образец Х681, отобранный из гранитной жилы, законсервированной в центре Бирхинского габброидного массива. Законсервированность позволила получить по биотиту из этого образца четкое плато с возрастом $428,4 \pm 5,9$ млн лет (рис. 5), вероятно, соответствующим более раннему этапу в истории Бирхинского габброидного массива по отношению к зафиксированному нами для его метаморфической оболочки.

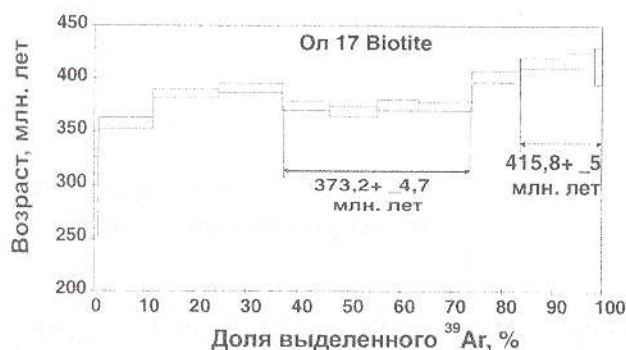


Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр для биотита Ол17.



Рис. 5. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр для биотита Х681.

Ar/Ar возрастные рубежи по Бирхинскому габброидному массиву совпадают с датировками, полученными по Ольхонской коллизионной системе [9], что является независимым подтверждением возраста геологических событий, происходивших в Западном Прибайкалье.

Основные выводы:

1. Возраст наиболее ранних магматических расплавов, участвующих в строении габброидов Бирхинского массива, равен 500 млн лет, что согласуется с возрастом гранулитового метаморфизма
2. Возраст наиболее поздних процессов амфиболизации, вероятнее всего, связанных с вязкими сдвиговыми деформациями при коллапсе орогена, равен 415–411 млн лет.
3. С учетом имеющихся геохронологических данных можно достаточно уверенно предположить, что низкощелочные габброиды первой фазы Бирхинского массива отражают ранние стадии коллизионного тектогенеза и их следует рассматривать как тепловой источник для высокоградиентного метаморфизма (до гранулитовой ступени включительно).
4. Наиболее четкие плато получились по образцам из законсервированных жил, что является важным методическим аспектом при датировании геологических объектов, имеющих в своем составе подобные законсервированные жилы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН СО РАН (проект № 6.7.2), РФФИ (гранты № 02-05-64455, 02-05-65091, 03-05-65099, 05-05-64608), Минобразования России (проект № УР.09.01.018).

- [1] Бухаров А.А., Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала: Взгляд из "Пайсиса". Новосибирск: Наука, 1996. 118 с.
- [2] Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х. Морфология Озерского и Крестовского габброидных массивов Прибайкалья // Сов. геология, 1982, № 5, с. 110-116.
- [3] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [4] Федоровский В.С. Геологическая карта Приольхонья. 2004.
- [5] Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсов Д.А. Базит-ультрабазитовые комплексы зоны сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона // Материалы науч. совещ. по Программе фундамент. исслед. (ИЗК СО РАН). Иркутск, 2003. С. 174-177.
- [6] Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др., U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170-183.
- [7] Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии – раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – М.: Геол. ин-т РАН, 2004 – 36 с.
- [8] Хромых С.В., Владимиров А.Г., Сергеев С.А., Матуков Д.А., Руднев С.Н. U-Pb возраст (Shrimp-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье), данный сборник.
- [9] Сухоруков В.П., Травин А.В., Федоровский В.С., Юдин Д.С. Возраст сдвиговых деформаций в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Геология и геофизика, 2004 (в печати).

МАГМАТИЗМ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ КОРОВЫХ И МАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

(данные геохронологических и изотопно-геохимических исследований)

В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко*, В.П. Ковач**, И.К. Козаков**, А.Б. Котов**,
Е.Б. Сальникова**, В.А. Пономарчук***, Н.В. Владыкин****, А.А. Воронцов****,
А.М. Козловский*, В.И. Лебедев*****, А.В. Никифоров*, В.М. Саватенков***

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

**Санкт-Петербург, Институт геохронологии и геохронологии докембрия

***Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН

****Иркутск, Институт геохимии СО РАН

*****Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов

В последние годы коллективами исследователей ИГЕМ, ИГГД, ГЕОХИ, ИГХ СО РАН, ТуВИКОПР СО РАН получен большой объем новой геохронологической и изотопно-геохимической информации, позволившей уточнить основные эпизоды в формировании континентальной коры и развитии магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

Позднерифейская эпоха. Впервые обосновано достаточно широкое развитие грениллитских структур в строении Южно-Гобийского микроконтинента. Нами они установлены в пределах Солонкерской зоны, где представлены парагнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами, гнейсовидными гранитами и гранитными пегматитами. Возраст последних оценен U-Pb методом (здесь и далее все подобные оценки возраста проведены

по циркону) и составил 952 млн лет. Близкий возраст (~920 млн лет) по данным Wang Tao имеют метаморфические комплексы в восточной части микроконтинента в районе Цаган-Хаирхана. Прорывающие их разновозрастные граниты имеют Nd модельные возраста $T_{Nd}(DM) = 0.97-1,4$ млрд лет, что позволяет предполагать принадлежность метаморфических комплексов к ювенильной коре гренвиллид.

На основе U-Pb определений по циркону установлено, что позднерифейский ультраосновной-щелочной магматизм, контролируемый грабенами в краевых участках Сибирской платформы, проявился в узком интервале времени. Так, возраст Белозиминского массива составил 642 млн лет, Жидойского массива – 632 млн лет, Ингилийского массива – 647 млн лет. Этот возраст согласуется с возрастом пород аналогичных ассоциаций на Енисейском кряже, а также в северной Канаде и Гренландии и, по-видимому, может рассматриваться как верхний возрастной предел рифтогенеза, расчленившего Лаврентийский и Сибирский кратоны. С этого времени, по нашему мнению, начинается многоэтапная история формирования Центрально-Азиатского палеоокеана, продолжавшаяся с позднего рифея, когда сформировалась кора байкалид, до раннего мезозоя, когда возникли индосиниды.

Венд-кембрийская эпоха. Как было показано многими исследователями (Гибшер А.С., Кепежинская П.К., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ярмолук В.В., Pfander E., Kroner A. и др.) формирование океанической и переходной (островодужной, океанических плато и островов) коры в ранних каледонидах происходило в интервале 570–510 млн лет. В соответствии с выполненными изотопно-геохимическими и геологическими исследованиями было установлено, что большую роль в строении раннекаледонских офиолитовых комплексов играли ассоциации с участием базитов OIB типа. Они являются преобладающими в составе офиолитового комплекса Баян-Хонгорской зоны, широко распространены в строении Озерной, а также, как показали исследования Альмухамедова А.И., Гусева Г.С., Кузьмина М.И., Плотникова А.А. и других, в строении Джидинской, Кузнецкого Алатау и других офиолитовых зон. Столь широкое их развитие свидетельствует о формировании каледонской океанической коры ЦАСП в секторе Земли, контролируемом мантийными плюмами.

Раннепалеозойская эпоха. Коллизия каледонских структур ЦАСП в единый супертеррейн, еще не связанный с Сибирским кратоном, произошла в узком интервале времени 500–485 млн лет и сопровождалась метаморфизмом, складчатостью, покровообразованием и интенсивным магматизмом. Важную роль в становлении этого магматизма сыграли внутриплитные процессы, приведшие к образованию ассоциаций с участием таких пород как щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные и сподуменовые граниты, расслоенные габбро-монцонитовые и габбро-сиенитовые массивы, карбонатиты (данные А.Г. Владимирова, А.Э. Изоха, В.В. Врублевского, И.К. Козакова, А.Б. Котова, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка). Среди них – Джаргалантский массив щелочных сиенитов (U-Pb метод, 494 млн лет), Батогольский массив нефелиновых сиенитов (Rb-Sr метод, 491 млн лет), Хоронугский массив щелочных и субщелочных гранитов (U-Pb метод, 495 млн лет), Башкымургурский габбро-сиенитовый массив (U-Pb метод, 464 млн лет), сподуменовые граниты и пегматиты Соль-Бельдыра (Rb-Sr метод, 491 млн лет), комплексы щелочных пород с карбонатитами Кузнецкого Алатау (510 млн лет, Sm-Nd метод) и многие другие. Соответствующие породы формировались как на коллизионной, так и поздне- и постколлизионной стадиях формирования ранних каледонид. На этой основе разработана модель формирования каледонид ЦАСП в результате столкновения (аккреции) лито-тектонических комплексов, образующих каледониды, с системой океанических островов (горячих точек), образованной выделенным нами Северо-Азиатским горячим полем мантии.

Позднепалеозойская – раннемезозойская эпоха. Получены новые результаты по динамике формирования позднепалеозойской – раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии. Ее развитие началось с образования Гоби-Тяньшаньской рифтовой системы в краевой части позднепалеозойского Северо-Азиатского палеоконтинента. Воз-

раст рифтогенеза оценен на основе датирования щелочных гранитов и пород базальт-комендитовых ассоциаций U-Pb и Rb-Sr методами соответственно в хр. Ноен-Тост (318 и 314 млн лет) и района Хан-Богд (292 и 290 млн лет), а также субщелочных гранитов в северной части Солонкерской зоны (289 млн лет, U-Pb метод). Таким образом, возраст рифтовой зоны определен в интервале поздний карбон – начало ранней перми, что согласуется с палеоботаническими данными и геохронологическими данными китайских исследователей по возрасту аналогичных ассоциаций пород в зоне Главного монгольского линейного элемента на территории Китая. На протяжении перми фронт рифтогенеза постепенно смещался вглубь континента, сформировав во второй половине ранней перми Гоби-Алтайскую и в поздней перми Северо-Монгольскую рифтовые зоны. Возраст последней оценен в интервале 267–250 млн лет на основе Rb-Sr датирования пород бимодальных базальт-пантеллеритовых ассоциаций в разных участках этой зоны. В раннем мезозое фронт рифтогенеза сместился из центральной и северной Монголии в восточную часть страны и Западное Забайкалье, где возник ряд грабенов субширотного – северо-восточного простирания. Возраст последних установлен по данным U-Pb датирования щелочных гранитов и составил для бимодальной вулканоплутонической ассоциации в районе сомона Улзийт – 211 млн лет и для аналогичной ассоциации в районе сомона Сант – 208 млн лет. Таким образом, установлено, что формирование позднепалеозойской – раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии продолжалось не менее 100 млн лет. Разработана модель, связывающая возникновение рифтовой системы и, в частности, миграцию фронта рифтогенеза по площади складчатой области с перемещениями южной части Северо-Азиатского палеоконтинента над горячей точкой мантии. В настоящее время проводятся палеомагнитные исследования, нацеленные на расшифровку палеогеографического положения последней.

Отличительной особенностью строения позднепалеозойской – раннемезозойской рифтовой системы стало формирование в ее пределах зонально-симметричных магматических ареалов с центральными батолитами и зонами рифтогенеза по их обрамлению, миграция которых по площади ЦАСП была согласована с миграцией области рифтогенеза. Детально изучено строение и особенности магматизма Монголо-Забайкальской раннемезозойской магматической области, являющейся крупным (1500x800 км²) зонально-симметричным ареалом магматических пород на западном окончании Монголо-Охотского пояса. Ядро ареала образует Хентей-Даурский гранитный батолит, а по периферии распространены вулканические и плутонические породы субщелочного и щелочного рядов – базальты, комендиты, щелочные и литий-фтористые граниты и т. д. Выполнены систематические U-Pb, Rb-Sr, ³⁹Ar-⁴⁰Ar, и K-Ar геохронологические и изотопно-геохимические исследования. В соответствии с ними формирование ареала произошло между 225 и 195 млн лет. На основании изотопно-геохимических и геохимических исследований показано, что батолитовое ядро ареала, а также лейкограниты периферических зон возникли при ведущей роли корового анатексиса. Мантийные источники расплавов установлены для бимодальных базальт-комендитовых ассоциаций и ряда щелочных гранитов в основании всего магматического ареала. Аналогичные особенности строения установлены для позднекарбонového Баргузино-Витимского и позднепермского Хангайского зональных магматических ареалов. Предложена модель, связывающая формирование батолитов со взаимодействием мантийных плюмов и литосферы в условиях активной континентальной окраины. В соответствии с ней мантийные плюмы инициировали активность внутриплитного типа, способствовали возникновению рифтовых расколов и обеспечивали формирование щелочнобазитовых и щелочносалических ассоциаций. В условиях стрессовых состояний, возникавших при разных типах коллизии в пределах активной окраины (континент-континент, континент-континентальный террейн), мантийные расплавы не поднимались выше низов коры. Их тепловое воздействие на породы коры вызывало анатексис и, в конечном итоге, определяло образование батолитов.

Позднемезозойская эпоха. Проведены исследования карбонатитов Карасутского типа в Туве. Определен их возраст в интервале 118–121 млн лет (Rb-Sr метод). По своим минералого-геохимическим особенностям эти карбонатиты родственны карбонатитам Монголии, Западного Забайкалья и Алдана (данные Андреевой И.А., Владыкина Н.В., Коваленко В.И., Кононовой В.А., Никифорова А.В., Риппа Г.С., Ярмолюка В.В.), которые также были сформированы в первой половине раннего мела. Это позволило выделить позднемезозойскую карбонатитовую провинцию Центральной Азии, формирование которой было связано с деятельностью Центрально-Азиатского горячего поля мантии, контролировавшего внутриплитную активность в позднем мезозое и кайнозое на этой территории.

Позднекайнозойская эпоха. В пределах позднекайнозойских Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской (ЮХВО) вулканических областей проведены геохронологические и вулканологические исследования продуктов новейшего вулканизма, характеризующих разные условия излияний, в том числе в условиях становления гор и наличия покровных ледников. Установлено, что формирование долинных лавовых потоков в ЮБВО началось с 3 млн лет, а в ЮХВО с 2,5 млн лет. При этом центральные участки Восточно-Саянского и Хангайского нагорий, с которыми соответственно связаны эти вулканические области, оставались не расчлененными, по меньшей мере, до 2 млн лет когда в их пределах произошли плато излияния. На основании этих соотношений сделан вывод о молодом (позднеплиоценовом) возрасте горообразования в Центральной Азии.

Выполнены исследования вариаций климата в зависимости от проявления эндогенных процессов в пределах Байкальской рифтовой зоны. Установлено, что формирование горного рельефа в регионе, которое произошло на рубеже 3 млн лет, сопровождалось сменой теплого климата более холодным. На основе сопоставления палеоклиматических шкал, составленных, во-первых, в соответствии с результатами изучения кернов байкальских осадков и, во-вторых, согласно палеоклиматическим реконструкциям условий (внутриледниковых или внеледниковых) вулканических излияний, учитывавших геохронологические данные о возрасте лав, сделан вывод, что холодным интервалам палеоклиматической шкалы соответствовали оледенения и внутриледниковые излияния в горном обрамлении оз. Байкал. Разработана хронологическая шкала тектонической истории Байкальской рифтовой области, определяющая, в частности, что с рубежа 3 млн лет регион вступил в новую фазу развития, характеризующуюся активизацией эндогенных и экзогенных процессов и предполагающую взаимосвязь процессов горообразования, вулканизма и оледенения.

Результаты, полученные в ходе выполнения работ по Программе № 7 ОНЗ, дали новые подтверждения ранее сделанным выводам о том, что практически каждая эпоха развития ЦАСП характеризовалась широким участием внутриплитного магматизма и что, следовательно, в формировании пояса важная роль принадлежала горячим точкам мантии. В то же время имеющиеся палеомагнитные данные свидетельствуют о существенной миграции Сибирского кратона и его обрамления, по крайней мере, в меридиональном направлении. Сочетание этих двух групп фактов предполагает, что миграция палеоконтинента проходила через сектор Земли, развитие которого контролировалось скоплением мантийных плюмов. Как показали наши совместные реконструкции с М.И. Кузьминым и В.А. Кравчинским, это скопление мантийных плюмов, выделенное ранее как Северо-Азиатское горячее поле мантии, по-видимому, может быть сопоставлено для палеозойской и раннемезозойской стадий развития ЦАСП с Афро-Атлантическим суперплюмом.

Работы выполнены при финансовой поддержке Программы № 8 ОНЗ, грантов РФФИ (02-05-64196, 02-05-64191), а также Программы поддержки ведущих научных школ НШ-1145.2003.5.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Арбузова Е.Е. 129
Ашурков С.В. 79
Бараш И.Г. 12
Баянова Т.Б. 49
Белоносов И.В. 36
Бережная Н.Г. 145
Бирюзова А.П. 60
Вернер Г. 155
Вещева С.В. 18
Владимиров А.Г. 40, 73, 141
Владыкин Н.В. 171
Волкова М.Г. 168
Волкова Н.И. 40, 141
Воронин В.И. 7
Воронцов А.А. 171
Гибшер А.С. 52
Гладкочуб Д.П. 24, 90
Глушкова Н.В. 77
Деев Е.В. 152
Диденко А.Н. 93
Донская Т.В. 24
Дунаев А.Ю. 97
Елизарова М.В. 12
Задонина Н.В. 7
Зайков В.В. 97
Зиновьев С.В. 152
Зорина Л.Д. 110
Изох Н.Г. 88
Иоффе А.И. 132
Казанский А.Ю. 36, 88
Казанцева Д.А. 168
Коваленко В.И. 171
Ковач В.П. 12, 171
Ковязин С.В. 97
Козаков И.К. 171
Козловский А.М. 171
Коломиец В.Л. 66
Колотилина Т.Б. 40, 168
Конев А.А. 12
Константинов К.М. 36
Корнилова Т.А. 112
Котов А.Б. 12, 26, 106, 171
Крамаров А.С. 88
Кудряшов Н.М. 106
Кузнецов А.Б. 18
Лебедев В.И. 171
Леви К.Г. 7
Левицкий В.И. 12
Леонов М.Г. 16
Летникова Е.Ф. 18
Лухнев А.В. 79
Лысак С.В. 21
Мазукабзов А.М. 24, 26, 90
Макагон В.М. 12
Макрыгина В.А. 29
Матуков Д.И. 73, 141, 145
Мельникова В.И. 32, 62
Метелкин Д.В. 36
Мехоношин А.С. 40, 141
Мирошниченко А.И. 79
Немеров В.К. 90, 112
Ненахов В.М. 43
Никитин А.В. 43
Никифоров А.В. 47, 171
Ножкин А.Д. 49, 115
Парфеевец А.В. 79
Переляев В.И. 52
Петрова З.И. 29
Пономарчук В.А. 54, 73, 171
Посохов В.Ф. 145
Постников А.А. 36, 56
Прибавкин С.В. 60
Пучков В.Н. 58
Пушкарев Е.В. 60
Радзиминович Н.А. 32, 62
Резанов И.Н. 66
Резницкий Л.З. 12
Ремизов Д.Н. 69, 137
Руднев С.Н. 73, 141
Рябинин А.Б. 52, 77
Ряховский В.М. 129, 155
Саватенков В.М. 171
Савитский В.А. 159
Сальникова Е.Б. 12, 106, 171
Сандиминова Г.П. 12
Саньков В.А. 79
Сенников Н.В. 84, 88
Сергеев С.А. 73, 141
Сизых В.И. 90
Симонов В.А. 93, 97
Синцов А.В. 100
Скляров Е.В. 26
Сковитина Т.М. 129
Советов Ю.К. 103, 112
Сорокин А.А. 106
Спиридонов А.М. 110
Станевич А.М. 36, 90, 112
Суворова Л.Ф. 29
Терлеев А.А. 56
Травин А.В. 40, 49, 54
Туркина О.М. 49, 115
Турутанов Е.Х. 119
Уфимцев Г.Ф. 122
Федоровский В.С. 26, 40, 125, 129, 132, 141
Федосеев Г.С. 134
Федотова А.А. 69, 137
Филинов И.А. 165
Хаин Е.В. 69, 137
Хлестов В.В. 141
Хромых С.В. 40, 141, 168

Цыганков А.А. 145
Цыренов Б.Ц. 145
Чатта Е.Н. 112
Черемных А.В. 149
Чиков Б.М. 152
Чурикова Т.Г. 155
Шерман С.И. 159

Школьник С.И. 12, 162
Щетников А.А. 165
Юдин Д.С. 40, 54, 141, 168
Юлдашев А.А. 36
Язев С.А. 7
Ярмолюк В.В. 47, 171

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

Материалы научного совещания
по Программе фундаментальных исследований
(19–22 октября 2004 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Технический редактор *А.И. Шеховцов*
Компьютерная верстка *А.В. Модонова*

Лицензия ИД № 05215 от 28.06.2001 г.
Подписано в печать 11.10.2004 г. Формат 60х90/8
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 17,8. Усл. печ. л. 20,3. Тираж 200 экз. Заказ 284.

Издательство Института географии СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1.