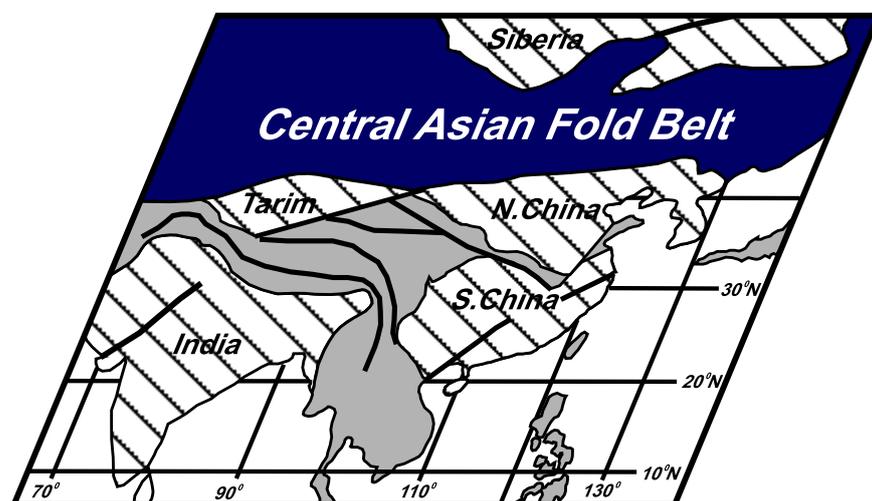




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ



2

ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 5

ИРКУТСК
2007

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
Институт земной коры**

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

Материалы Всероссийского научного совещания

(9–14 октября 2007 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 2

Иркутск
2007

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. – В 2-х томах. – Т. 2. – 171 с.

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

Основная тематика совещания:

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

Председатель Оргкомитета совещания

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

Ученые секретари совещания

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

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ 10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 07-05-06099)

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

ISBN 978-5-902754-26-8 (т. 2)

ISBN 978-5-902754-24-4

© Институт земной коры СО РАН, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

<i>ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ</i> А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, Е.В. Складаров	7
<i>СТРУКТУРА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ОЛОКИТСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i> А.М. Мазукабзов, А.М. Станевич, Д.П. Гладкочуб	10
<i>ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ХАМАРДАБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА</i> В.А. Макрыгина, В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий	13
<i>К ВОПРОСУ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ (БАССЕЙН Р. БАМБУЙКИ, ЮЖНО-МУЙСКИЙ ХРЕБЕТ)</i> О.Р. Минина	16
<i>РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО ТАННУ-ОЛА (ТУВА)</i> А.А. Монгуш, В.И. Лебедев, А.М. Сугоракова, В.А. Попов	18
<i>СРАВНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ОСНОВНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНА РЕКИ ЧАГАН-УЗУН (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ) В ГОЛОЦЕНЕ</i> Р.К. Непоп, А.Р. Агатова	21
<i>ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПОРОДАХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ ПРОВИНЦИИ: НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА Sr И Nd</i> А.В. Никифоров, Д.А. Лыхин	24
<i>ФОРМИРОВАНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Н.В. Дмитриева	27
<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ Pg-Ng ВНУТРИПЛИТНОГО ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ</i> А.Б. Перепелов, М.Ю. Пузанков, А.В. Иванов, С.И. Дриль	30
<i>ДИНАМИЧЕСКАЯ ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КУЗНЕЦКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ</i> О.П. Полянский, А.В. Бабичев, В.Г. Свердлова, С.Н. Коробейников	33
<i>ПОСТВАРИССКАЯ ГЕОДИНАМИКА УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА</i> В.Н. Пучков	36
<i>ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО ХАНГАЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ: ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ТЕПЛОСНАБЖЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ</i> С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, И.С. Брандт, С.Б. Брандт, Б.И. Писарский	40
<i>ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ИСТОЧНИКИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ</i> С.Н. Руднев, А.Э. Изох, В.П. Ковач, Р.А. Шелепаев, Е.Н. Лепехина, И.П. Падерин, С.Л. Пресняков, Л.Б. Терентьева	43
<i>ВОЗРАСТ ПРИШИЛКИНСКИХ ОФИОЛИТОВ (АГИНСКАЯ ЗОНА, МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОЯС)</i> С.В. Руженцев, Г.Е. Некрасов, И.П. Падерин, Б.Г. Голионко, Д.А. Лыхин	46
<i>ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА</i> Е.Ю. Рыцк, В.П. Ковач, В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко	49
<i>ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ В ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКАХ И ТЕПЛОМ ПОТОК ВОСТОКА ТУВЫ</i> К.М. Рычкова, А.Д. Дучков, В.И. Лебедев, И.Л. Каменский	52
<i>ИНФРАСТРУКТУРА ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ В ОБЛАСТИ НАУК О ЗЕМЛЕ</i> В.М. Ряховский, Н.Ю. Шульга	54

<i>ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ</i> В.М. Саватенков, Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолук, А.С. Бурмистров, В.С. Абушкевич	56
<i>ПАРАГЕНЕЗИСЫ АКЦЕССОРНЫХ ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕТАСОМАТИТАХ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА</i> В.Б. Савельева	59
<i>ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ЗОНЕ ИНДО-АЗИАТСКОЙ КОЛЛИЗИИ: АНАЛИЗ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ И СООТНОШЕНИЕ С СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ</i> В.А. Саньков, А.А. Добрынина, Л.М. Бызов, А.В. Лухнев	61
<i>РАЗРЫВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ И ХАНГАЯ</i> В.А. Саньков, А.В. Парфеев, Л.М. Бызов, А.И. Мирошниченко, Н.А. Радзиминович	63
<i>ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТНИКА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ</i> И.А. Свяжина, Г.А. Петров	66
<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙ-ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ОКИНО-КИТОЙСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)</i> И.Н. Семейкин	68
<i>УПРОЩЕННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА)</i> К.Ж. Семинский, Е.И. Когут	71
<i>УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ХРОМИТОВЫХ РУД В СТРУКТУРАХ ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ</i> В.А. Симонов, К.С. Иванов, С.В. Ковязин, В.Н. Смирнов	74
<i>УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД УСТЬ-СЕМИНСКОГО КОМПЛЕКСА В ГОРНОМ АЛТАЕ</i> В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, С.В. Ковязин	76
<i>ПАРАДОКСЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА НЕФЕЛИНОВЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ (ПРИОЛЬХОНЬЕ): УТОЧНЕНИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ИЛИ КЛЮЧ К НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ?</i> Е.В. Скляр, В.С. Федоровский, А.Б. Котов, А.В. Лавренчук, А.М. Мазукабзов, А.Е. Склярова	79
<i>БАЙКАЛЬСКАЯ (КАДОМСКАЯ) СКЛАДЧАТОСТЬ И ДЕФОРМАЦИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> Ю.К. Советов, С.А. Моисеев, В.В. Благовидов	82
<i>МОДЕЛЬ ОБМЕНА ВЕЩЕСТВОМ МЕЖДУ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРОЙ И АСТЕНОСФЕРОЙ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПЕРИОД ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ЦИКЛА</i> Л.В. Соловьева	85
<i>ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> А.А. Сорокин, А.Б. Котов, Н.М. Кудряшов	88
<i>ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНДЕЗИТОВ БУРУНДИНСКОЙ И УНЕРИКАНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН</i> А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин	90
<i>БАЗАЛЬТОВЫЕ АНДЕЗИТЫ СРЕДНЕГО ГАЛЛИКА АМУРО-ЗЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ: ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i> А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин, О.В. Мельникова	94
<i>ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ НА ПЛОЩАДИ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВЕЛИЧИНА ДИСКРЕТНОСТИ ЗНАНИЙ</i> А.М. Станевич, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов	96
<i>МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ОСТАТКИ КРУПНЫХ ЦИАНОБАКТЕРИЙ В НАМИНГИНСКОЙ СВИТЕ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ХРЕБТА УДОКАН</i> А.М. Станевич, Т.А. Корнилова, А.А. Постников, А.А. Терлеев	98
<i>ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ ЭКСПАНСИЯ АКРИТАРХ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ: РЕАЛИИ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ ОКРАИННЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> А.М. Станевич, К.Е. Наговицин	101

<i>ОСОБЕННОСТИ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ</i>	
С.И. Ступаков, В.А. Симонов, В.С. Бочкарев, А.Г. Клец, С.В. Ковязин	103
<i>К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДНОГО БРЕНЬСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i>	
А.М. Сугоракова	105
<i>ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ РВ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i>	
С.А. Татарников, С.И. Дриль, Т.А. Владимирова	107
<i>ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РВ ВО ВКРАПЛЕННИКАХ КПШ ПОРФИРОВЫХ ПОЗДНЕЮРСКИХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i>	
С.А. Татарников, И.Ю. Пархоменко	110
<i>МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ – ОТРАЖЕНИЕ ТИПОВЫХ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ УСЛОВИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРИЗНАКОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ</i>	
Ю.И. Тверитинов, Т.Ю. Тверитинова	111
<i>ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ НА ВНУТРЕННИХ РАЗДЕЛАХ ЛИТОСФЕРЫ</i>	
Т.Ю. Тверитинова	115
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА БАЗАЛЬТОВ БАЯНХОНГОРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА: ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ</i>	
Л.Б. Терентьева, В.П. Ковач, В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко, А.М. Козловский	118
<i>ВНУТРИПЛИТНЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО GPS-ДАННЫМ (АМУРСКАЯ ПЛИТА И АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ)</i>	
В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, П.Ю. Горнов, Е.В. Бойко, Б.Ф. Шевченко	121
<i>ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ЧЕРНОРУДСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЫ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
А.В. Травин, Д.С. Юдин, С.В. Хромых, Н.И. Волкова, А.С. Мехоношин, А.Г. Владимиров, Т.Б. Колотилина	123
<i>ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)</i>	
А.А. Третьяков, К.Н. Шатагин, К.Е. Дегтярев, А.Б. Котов	126
<i>АРХЕЙСКИЙ СЕРОГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ГАРГАНСКОГО БЛОКА: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗМОЖНЫЕ АНАЛОГИ</i>	
О.М. Туркина, Д.А. Бурдаков	129
<i>ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА</i>	
Е.Х. Турутанов	131
<i>ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И ГЕОХИМИЯ ПОРОД ХАНГАЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (МОНГОЛИЯ)</i>	
Е.Х. Турутанов, В.И. Гребенщикова, Р.В. Оглоблин	133
<i>ВНУТРЕННЯЯ АЗИЯ: НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ</i>	
Г.Ф. Уфимцев	136
<i>ВЯЗКИЕ СДВИГИ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ</i>	
В.С. Федоровский	138
<i>ПОЛЕВЫЕ МАКЕТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ И НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
В.С. Федоровский, Е.В. Скляр, А.В. Лавренчук, А.М. Мазукабзов, А.Б. Котов, А.Е. Склярова, Т.М. Сквитина	141
<i>СТРУКТУРА ПАЛЬМОВОГО ДЕРЕВА В ЗОНЕ ТРАНСПРЕССИИ ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
В.С. Федоровский, Т.М. Сквитина, В.В. Ким	144
<i>ВИТИМСКИЙ БАССЕЙН ФОРЛАНДА ДЕВОНА–КАРБОНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>	
А.В. Филимонов, О.Р. Минина	147

<i>СПЕЦИФИКА РАЗВИТИЯ ПАТОМСКОГО БАССЕЙНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ</i>	
Е.М. Хабаров	150
<i>ПЕРВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА АКТИВНОСТИ ТАРИМСКОГО ПЛЮМА В ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ</i>	
С.В. Хромых, А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида, А.В. Травин	152
<i>ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ И БИМОДАЛЬНЫЕ ДАЙКОВЫЕ ПОЯСА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ</i>	
А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов	155
<i>ОПЫТ РАСЧЕТА ИНФОРМАЦИОННОЙ ЭНТРОПИИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ПРИМОРСКОГО СБРОСА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
А.В. Черемных	157
<i>ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ СМЕНА МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ В РАСПЛАВНЫХ ЗОНАХ И ЛИНЗАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ ПО ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМАТИКЕ СТРОНЦИЯ</i>	
И.С. Чувашова, С.В. Рассказов, Е.В. Саранина, Н.Н. Фефелов, Т.А. Ясныгина	160
<i>ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ГРАНИЦ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА</i>	
Б.Ф. Шевченко, В.Б. Каплун	163
<i>ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)</i>	
С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, И.Г. Бараш	165
<i>КОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА, ЭТАПЫ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ</i>	
В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, В.П. Ковач, Е.Ю. Рыцк	167
<i>ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ</i>	
В.В. Ярмолюк, В.П. Ковач, В.И. Коваленко, Е.Б. Сальникова, Л.Б. Терентьева, И.К. Козаков, А.Б. Котов, Г. Энжин	170
<i>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</i>	171

ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

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

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

На основе анализа новых геологических, геохимических и радиологических данных с учетом современных представлений об эволюции конвергентных границ взаимодействующих литосферных плит реализуется актуалистический подход к палеогеодинамическим реконструкциям мезозойского этапа в Забайкалье и на сопредельных с ним территориях.

Геологическую основу территории распространения мезозойских структурно-вещественных комплексов определяют раннекаледонские тектонические структуры, широким поясом обрамляющие Сибирский кратон с юга и состоящие из террейнов разной геодинамической природы. Юго-восточнее к каледонидам примыкает зона более молодых складчатых комплексов, относимых к индосинидам. Фрагменты их представлены триасово-юрскими морскими толщами Агинского поля и позднепермскими–раннетриасовыми образованиями Джаргалантуринского прогиба Северной Монголии. Предполагается, что они отвечают реликтам океанического бассейна, поглощенного в процессе субдукции и последующей раннемезозойской коллизии [1–4]. Коллизионные процессы привели к возникновению Монголо-Охотского орогена, охватившего не только примыкающие к коллизионному шву складчатые зоны, но и юг Сибирского кратона. Орогенез сопровождался формированием межгорных и предгорных впадин, выполненных континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами юрско-раннемелового времени.

Закрытие Монголо-Охотского палеоокеана происходило постепенно с запада на восток [2]. В связи с этим полагают, что субдукционные процессы в Западном Забайкалье завершились к концу триаса [3–5]. Они сопровождались накоплением пермо-триасовых терригенно-вулканогенных толщ и внедрением щелочных гранитоидов, которые в целом составляют единый Северо-Монгольско-Забайкальский [6], или Селенгинский [3], вулканоплутонический пояс. В строении терригенно-вулканогенной толщи участвуют андезиты, трахиандезиты, андезибазальты, риолиты и трахириолиты, переслаивающиеся с континентальными обломочными породами. Они выполняют отдельные впадины или участвуют в строении вулканотектонических структур.

В последующей коллизионной истории формирования мезозойской структуры региона обособляются два крупных этапа – юрский и раннемеловой. Первый этап отражает становление горного сооружения, а второй – процесс его распада.

Судя по фрагментам вулканогенно-осадочных образований в Забайкалье и сопредельных регионах для первого этапа можно наметить три структурно-фациальные зоны, соответствующие структурам с разными режимами развития. В пределах краевых участков Сибирской платформы, вовлеченной в тектогенез, формируются предгорные прогибы – Присаянский и Южно-Алданский. В Западном Забайкалье формируются вулканотектонические структуры, в целом составляющие единый обширный Селенгино-Витимский прогиб. В Восточном Забайкалье образования ранней и средней юры формировались в условиях остаточного морского бассейна, сохранившегося после закрытия Монголо-Охотского океана. Разрастание орогена осуществлялось с юго-запада на северо-восток, что нашло отражение в сопутствующих его развитию вещественных комплексах. В Западном Забайкалье, где он уже достиг кульминации в развитии, началось формирование относительно небольших межгорных впадин в условиях растяжения, выполненных позднеюрскими преимущественно осадочными образованиями. В это же время южная окраина Сибирского кратона с Присаянским предгорным прогибом вовлекается в деформацию с формированием надвигов. В Восточном Забайкалье в поздней юре продолжают формироваться впадины с вулканитами среднего состава и их туфами. Окончательное становление орогена здесь произошло в конце поздней юры и сопровождалось сжатием и формированием надвигов. В Становой зоне становление орогена завершилось в начале раннего мела и сопровождалось гранитоидным магматизмом, высокотемпературным метаморфизмом [7], а также

формированием надвигов в предгорной части Южно-Алданского предгорного прогиба.

С раннего мела ситуация в сформированном горном сооружении приобретает иную направленность, и в его дальнейшем развитии начинают преобладать геодинамические условия растяжения. Основным показателем проявления подобных геодинамических условий являются межгорные впадины. Они составляют основу структурного плана позднемезозойского этапа, располагаются цепочкой вдоль крупных разломов. Раннемеловые осадочно-вулканогенные образования с размывом, а иногда с угловым несогласием залегают на разновозрастных подстилающих комплексах. Для некоторых впадин усматривается элемент унаследованного развития, когда меловые осадки продолжали накапливаться в позднеюрских впадинах (пример – Тугнуйская впадина).

Впадины имеют северо-восточное простирание с максимальными размерами по длинной оси до 180 км при ширине до 30 км (Ингодинская впадина). В поперечном сечении части впадин свойственно асимметричное строение с крутыми юго-восточными бортами. Углы падения слоев на крыльях чаще всего варьируются от 5 до 30°. Местами на фоне моноклинального падения слоев отмечаются малоамплитудные складки и разрывы, обусловленные своим происхождением либо дизъюнктивным нарушениям в фундаменте, либо гравитационным явлениям во время седиментации (оползание по склону впадины). Такие складки чаще всего встречаются в пачках тонкослоистых углисто-глинистых пород. Некоторые впадины осложнены поперечными поднятиями фундамента, в результате чего они распадаются на системы мульд. Впадины выполнены осадочно-угленосными отложениями мощностью до 2 км с небольшим объемом продуктов вулканической деятельности (от трахибазальтов до трахириолитов). Возраст вулкаников по результатам изотопного датирования колеблется в пределах 119–134 млн лет [8]. В низах разрезов отдельных впадин установлены углеродистые сланцы с обильной морской фауной (рыбные сланцы), связанные с кратковременной ингрессией опресненного моря по системе раннемеловых впадин в глубь Забайкалья с востока.

Многие исследователи считали, что межгорные впадины Забайкалья являются грабенами и генетически связаны с глубинными разломами северо-восточного простирания. Поскольку разрывные нарушения в мезозойской структуре играют существенную роль, то можно полагать, что часть впадин, особенно мелких, генетически связана с разломами. Сдвиговые движения по ним могли способствовать возникновению структур типа пулл-апарт, формирующихся в режиме трансенсии. На наличие сдвиговых перемещений и внутриконтинентального растяжения указывают палеомагнитные реконструкции раннемелового времени. В работах предшественников впадины по особенностям строения выделялись в самостоятельный тип структур «впадин забайкальского типа» [9]. При этом Н.А. Флоренсов первый обратил внимание на генетическую связь впадин и сводов и пытался объяснить их возникновение короблением земной коры в условиях горизонтального сжатия. Имеются попытки представить впадины как межкупольные депрессии, которые формировались в условиях тангенциального сжатия в процессе роста куполов. Однако данные по внутренней структуре и вещественному выполнению впадин указывают на то, что они соответствуют узким рифтам и их становление происходило в режиме растяжения [10]. Для обоснованного суждения о механизме формирования впадин необходимо учитывать геолого-структурные данные по поднятиям, сопряженным с ними. Наиболее цельной концепцией, дающей всестороннее объяснение возникновения позднемезозойских структур Забайкалья, является модель комплексов метаморфических ядер кордильерского типа [11, 12]. Она позволяет объяснить и увязать многие особенности строения впадин и поднятий Забайкалья.

Предлагаемый вариант реконструкции мезозойского этапа Забайкалья показывает, что в его эволюции восстанавливаются все черты, свойственные субдукционно-коллизийной геодинамике. Динамические обстановки, связанные с подобной геодинамикой, в разной степени отражены в геологической структуре данного региона и сопредельных территорий, и их роль более существенна, чем это полагалось ранее.

- [1] Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1545–1562.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. – М.: Недра, 1990. – 334 с.
- [3] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогюу О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.

- [4] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. – 2002. – № 4. – С. 42–63.
- [5] 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.
- [6] Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольно-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. – 2001. – Т. 9, № 4. – С. 351–380.
- [7] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. РАН. – 2006. – Т. 409, № 2. – С. 222–226.
- [8] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. и др. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. – 2002. – Т. 10, № 5. – С. 510–531.
- [9] Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.: Изд-во АН СССР, 1964. – 258 с.
- [10] Писцов Ю.П. Осадочные формации Забайкальской рифтовой системы // Советская геология. – 1982. – № 8. – С. 59–69.
- [11] Скляр 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.
- [12] Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Беличенко В.Г. Комплексы метаморфических ядер и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 10. – С. 1574–1583.

СТРУКТУРА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ОЛОКИТСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.М. Мазукабзов, А.М. Станевич, Д.П. Гладкочуб

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

При реконструкции рифейского этапа эволюции Палеоазиатского океана в Байкальском сегменте до настоящего времени ощущается нехватка необходимых структурно-геологических сведений, которые могли бы снять ряд дискуссионных вопросов, в частности касающихся структурной эволюции. Поэтому в данной работе обращено внимание на необходимость дополнительного изучения опорных разрезов с использованием более детальных структурных наблюдений на примере северо-западного фланга Олокинского прогиба.

Протяженность Олокинского прогиба, выполненного рифейскими осадочно-вулканогенными образованиями, достигает 150 км при ширине до 30 км. Он занимает особое тектоническое положение в Байкальской горной области и играет ключевую роль в расшифровке геодинамических условий становления рифейской структуры Северного Прибайкалья. На сложность строения Олокинского прогиба указывалось всеми исследователями, изучавшими этот регион, что видно из анализа существующих публикаций по данной территории [1–3].

На ранних этапах изучения и картирования Олокинского прогиба использовались главным образом литолого-стратиграфические принципы исследований, которые в малой мере сопровождались структурными наблюдениями. Этот подход, естественно, позволил выделить литологические комплексы, объединяемые в свиты, и представить строение прогиба в виде крупной синклиной структуры. Однако близость литологических наборов пород, участвующих в сложении свит, и средняя степень обнаженности региона вызывают сомнения в корректности таких построений. Это можно показать на примере разреза ондококой свиты в стратотипе р. Ондоко, располагающемся в северо-западном крыле Олокинского прогиба. Разрез свиты включает фациальные комплексы, отражающие разноглубинные морские обстановки. Строматолитовые доломиты и мергели образовывались в мелководной прибрежной зоне. Кварцевые песчаники и алевролиты отражают более глубоководное терригенное осадконакопление. Темные, до черных, углеродистые алевролиты и, в меньшей мере, слоистые известняки, скорее всего, образовались в застойных условиях глубоких впадин шельфа или полузамкнутых атоллов.

Общая последовательность образований северо-западного крыла Олокинского прогиба представляется следующим образом. В поперечном сечении, начиная с северо-западного фланга участка, прилегающего к зоне Абчадского разлома, вскрываются образования, объединяемые в ряд свит: тулуokitскую, тыйскую, авкитскую, стойбищную, итыкитскую, ондококую. Несмотря на то, что соотношения между выделенными свитами являются тектоническими, здесь выстраивается тектоно-стратиграфический разрез, нарастающий в юго-восточном направлении. В юго-восточной части участка вскрывается расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс Довыренского массива, прорывающий метаморфизованные образования ондококой свиты [3]. Массив имеет форму залежи, крутопадающей в юго-восточном направлении и вытянутой субпараллельно простиранию вмещающих пород.

В бассейне р. Ондоко на основе литологических методов составлен разрез ондококой свиты, который отображается в виде моноклиального крутозалегающего (до вертикального) комплекса осадочно-метаморфических пород. Ширина выхода на поверхность ондококой свиты не постоянна и варьируется в широких пределах. Так, на субмеридиональном отрезке р. Ондоко она составляет не менее 6 км, а в верховьях р. Олокит, т.е. в северо-восточном направлении, уменьшается практически в три раза. Мощность свиты оценивается в 2.3 км. Знакомство с этим разрезом показало, что так называемая моноклиаль характеризуется большим количеством мелкомасштабных складок изгиба с течением. Эти дислокации, как правило, наблюдаются на субгоризонтальных участках обнажений и наиболее идеально они просвечивают в отмытых обнажениях прирусловых частях р. Ондоко. Наблюдаемые размеры складок варьируются от первых десятков сантиметров до 2.0 м. Морфология замков этих складок вдоль осевой поверх-

ности варьируется от округлой до остроугольной, где степень сжатости складок достигает 15° . Подобное изменение морфологии замков складчатых дислокаций предопределяется литологией пород, вовлеченных в дислокационный процесс. В первом приближении эти складки можно было бы принять за дополнительные складки, которые сопровождают формирование главной структуры с субгоризонтальным положением шарнира, поскольку осевые поверхности данных складок близки к вертикальным и субпараллельны простиранию картируемой толщи. Однако шарниры этих складок имеют устойчивое погружение в северо-восточном направлении под крутыми углами, варьирующимися от 50° до вертикальных. По характеру соотношения с ранними структурными элементами и ориентировки шарниров наблюдаемые складки обладают всеми признаками наложенных структур. Простирание осевых поверхностей этих складок северо-восток $65\text{--}85^\circ$. В парагенезис этих складок входит кливаж осевой поверхности, который по степени выраженности в породах относится к селективному и сквозному типам. Последний по особенностям соотношения его со слоистостью меняется от секущего до послойного. По морфологическим признакам кливаж соответствует дискретному кренуляционному кливажу. Он наложен на более ранний кливаж, связанный с ранними этапами деформации.

Элементы непосредственного наложения складок разных генераций удалось наблюдать на левобережье р. Ондоко при картировании «горизонта» тонкослоистых доломитов. Здесь при достаточно хорошей обнаженности, в пределах участка 100×100 м, восстанавливается замок наложенной складки. Шарнир этой складки субвертикальный, а осевая поверхность имеет простирание северо-восток 75° .

Пликативная структура ранних этапов деформации сильно затушевана и восстанавливается с большим трудом. Для нее удастся установить кливаж осевой поверхности, единичные фрагменты замков складок продольного изгиба с пологим погружением шарниров в юго-восточном направлении.

Следовательно, структурные данные, полученные при изучении разреза, не подтверждают концепцию моноклиналичного строения. Наоборот, они указывают на его сложную структуру, обусловленную развитием в нем разномасштабных складок изоклиналичного типа. На это же могут указывать закономерно повторяющиеся в разрезе определенные наборы пород, составляющие горизонты. В связи с этим мощность ондокской свиты в разрезе завышена, и она должна быть переоценена в сторону уменьшения.

Полученные данные по структуре рассматриваемого региона позволяют высказать некоторые положения относительно становления структуры. В позднем рифее территория была вовлечена в длительное опускание с накоплением вулканогенно-осадочных образований. Во второй половине позднего рифея в процессе продолжающегося растяжения в относительно спокойных тектонических условиях произошло внедрение базит-ультрабазитовой залежи Довыренского массива. В последующем территория была подвержена первому этапу тангенциального сжатия, что привело к формированию складок первой генерации. О морфологии и степени сжатия складок первого этапа говорить не представляется возможным ввиду малого объема сведений о них. Единственное, что о них известно: это были складки продольного изгиба северо-восточного простирания ($45\text{--}55^\circ$) с пологими шарнирами. По времени проявления они, вероятно, коррелируются со складчатостью в пределах Мамской зоны [4]. В следующий этап, по времени синхронный с зональным метаморфизмом раннего венда, в условиях левосторонней транспрессии был сформирован структурный план толщ данной территории. В этот этап возникли складки изоклиналичного типа с крутыми шарнирами и закономерным левосторонним рисунком, сопровождавшиеся кливажем и вязкими разрывами. В это же время Довыренский массив был вовлечен в складчатые деформации и совместно с вмещающей толщей приобрел крутое залегание. Эти деформации в пределах массива отразились в виде разрывных нарушений, кинематика которых указывает на условия сжатия. Последующие деформации в районе проявились в раннем палеозое, поскольку образования ондокской свиты и Довыренского массива были перекрыты с угловым несогласием вендскими толщами [1, 5]. Последние в настоящее время деформированы и с крутыми углами залегают на подстилающих образованиях.

Таким образом, из краткого анализа видно, что складчатая структура северо-западной части Олокинского прогиба оказывается гораздо более сложной, чем это отражено в существующих геологических построениях. Кроме того, полученные данные указывают на то, что деформации конца позднего рифея–раннего венда в регионе протекали в условиях левосторонней

транспрессии, обусловленной коллизионными событиями байкальского этапа в эволюции Палеоазиатского океана. Этот вывод с позиции структурного анализа в определенной мере подкрепляет построения, развиваемые в работах [6, 7]. В связи с этим подобные работы структурно-кинематического направления представляют бесспорный интерес и должны проводиться при всех видах геологических исследований с целью получения недостающей информации, способствующей уточнению геодинамических обстановок в неопротерозойском этапе развития этого и других регионов Байкальской горной области.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (ОНЗ 10), Интеграционной программы СО РАН (ОНЗ 6.5) и РФФИ (проект 07-05-00339).

- [1] Мануйлова М.М., Васьковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. – М.–Л.: Наука, 1964. – 226 с.
- [2] Типы и фации метаморфизма севера Байкальской горной области / В.У. Болонев, Н.А. Доронина, В.Г. Кушев и др. – Новосибирск: Наука, 1983. – 152 с.
- [3] Гурулев А.С. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. – М.: Наука, 1965. – 124 с.
- [4] Флаасс А.С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии // Геотектоника. – 1971. – № 6. – С. 58–64.
- [5] Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. – М.: Недра, 1992. – 157 с.
- [6] Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41, № 3. – С. 230–240.
- [7] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 306 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ХАМАРДАБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

*В.А. Макрыгина**, *В.Г. Беличенко***, *Л.З. Резницкий***

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

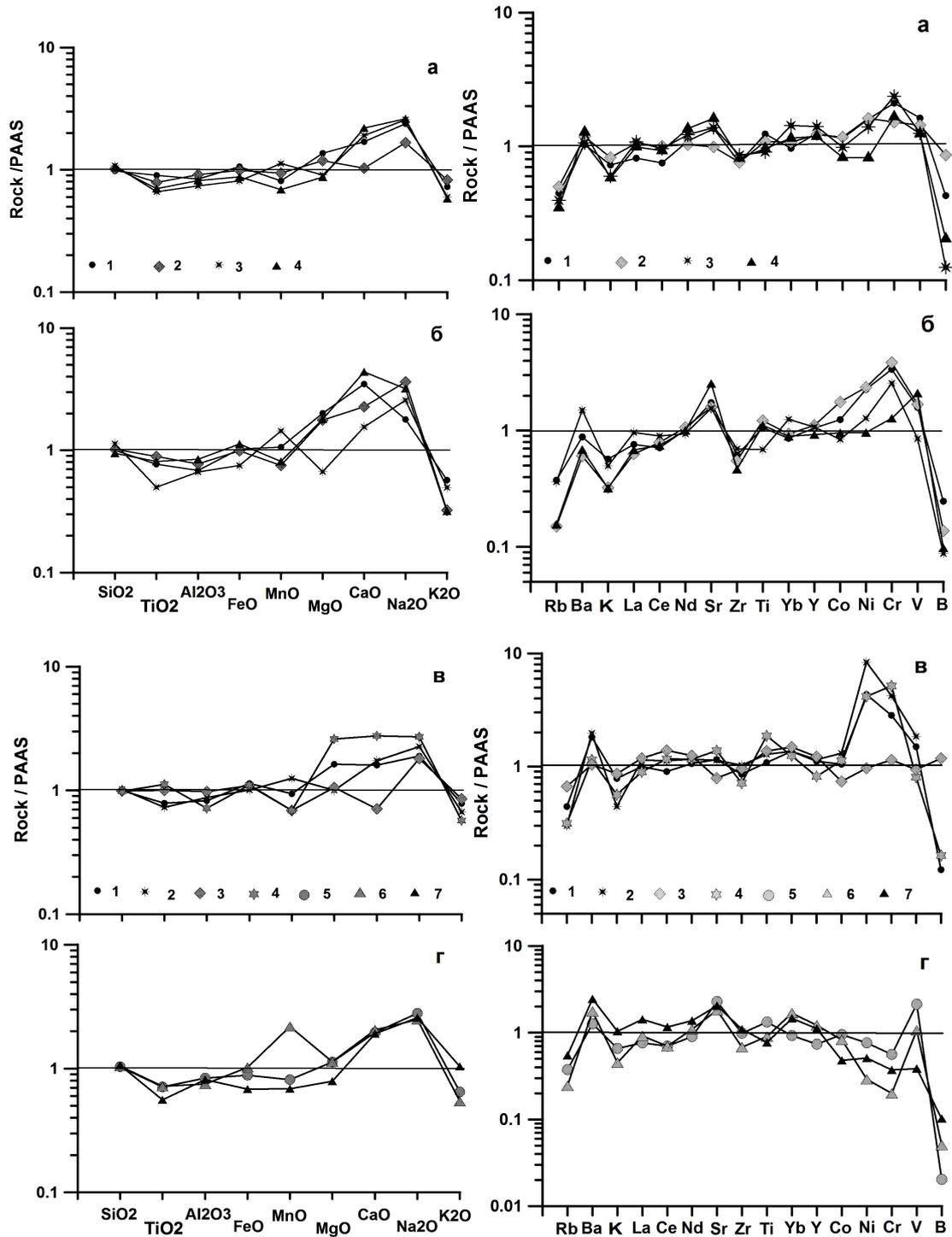
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, garry@crust.irk.ru

Получены новые данные по составу метатерригенных пород, пробы которых были собраны Л.З. Резницким, В.Г. Беличенко и Р.Г. Боосом в МНР по рекам Ури-Гол, Чандомань, у южного берега оз. Хубсугул и на р. Зун-Мурин в России. Данная территория очень слабо изучена. Дискуссионным является положение границы между Хамардабанским и Джидинским террейнами. В этом плане сравнение составов метатерригенных пород данной области и прилегающих отложений хамардабанской, хангарульской и слюдянской серий, изученных ранее, представляет интерес. Данные районы входят в состав зонального метаморфического комплекса и располагаются в области развития дистен-гранат-ставролитовой и силлиманитовой зон амфиболитовой фации. Рассматриваются две группы однородных по составу пород: 1) гранат-биотитовые гнейсы с кианитом, ставролитом, фибролитом и без них, 2) биотит-амфиболовые сланцы, иногда с гранатом. Эти породы переслаиваются со сланцами основного состава и карбонатными породами. Метатерригенные породы составляют от 20 до 60 % разрезов.

На диаграмме $Al_2O_3/SiO_2 - SiO_2$ все гранат-биотитовые гнейсы ложатся на кривую осадочных пород в поле граувакк, а фибролит- и ставролитсодержащие гнейсы – в область метапелитов. Биотит-амфиболовые сланцы в той или иной мере отклоняются в поле составов туффитов. Спайдерграммы макросостава гранат-биотитовых гнейсов демонстрируют совпадение их составов на всех изученных участках (рисунок, а). От состава PAAS (среднего австралийского сланца) они отличаются только повышенными содержаниями CaO и Na₂O, что указывает на их незрелость и малую долю калиевых гранитов в области сноса. Биотит-амфиболовые сланцы более разнообразны по соотношению MnO, MgO, CaO и Na₂O, что связано с варьирующей долей туфвого материала (рисунок, б). Гранат-биотитовые гнейсы всех четырех участков аналогичны средним составам одноименных пород слюдянской, хангарульской, хамардабанской, ольхонской, ангинской и таланчанской серий. При этом наиболее близки между собой и со сланцем PAAS метапелиты корниловской свиты хамардабанской серии и разреза по р. Ури-Гол. По картине распределения редких элементов гнейсы и сланцы изученных участков также сходны между собой (рисунок, а, б). От сланца PAAS они отличаются низкими содержаниями Rb, K и В, но высокими Sr, Ni и Cr, как и гнейсы слюдянской, хангарульской серий и шубутуйской свиты хамардабанской серии. Высокими концентрациями бора (близкими к PAAS) отличаются метапелиты р. Ури-Гол и корниловской свиты, что характеризует тонкозернистость фаций и большую соленость бассейна при их накоплении по сравнению с другими подразделениями разреза. В них же наблюдаются более низкие содержания Ni и Cr, как и в метаграувакках ольхонской, хангарульской и таланчанской толщ (рисунок, б, в, г).

В качестве других индикаторов условий седиментации используются величины отношений элементов. Так, отношение Mo/Mn (коэффициент стагнации по [1]) показывает степень окисленности–восстановленности вод бассейна с уменьшением его на порядок и более в аэрируемых бассейнах. Относительно более окисленными были условия при отложении метаграувакк уригольского разреза и ангинской толщи (Mo/Mn = 0.0003–4.0). В них наиболее высоки содержания марганца наряду с фосфором и низки – Mo, Ag и С. Но в этих толщах в связи с очень низкими концентрациями Mo это отношение практически не работает, хотя присутствие графита во многих породах говорит в пользу восстановительной обстановки седиментации. Величина отношения Sr/Ba меняется от 0.2 до 1.5 в каждом разрезе, что по [2] свидетельствует о смене от пресноводных (<1) до соленых морских (>1) вод в бассейне седиментации.

По сходству особенностей макро- и редкоэлементного состава между собой и с метаграувакками северной части Хамардабанского террейна все изученные разрезы принадлежат этому



Спайдерграммы макросостава (слева) и редких элементов (справа) гранат-биотитовых (а) и биотит-амфиболовых (б) гнейсов участков: 1 – Зун-Мурин, 2 – Ури-Гол, 3 – Чандомань и 4 – Южное Прихубсугулье; в и г – то же для средних составов метаграувак и метапелитов: 1 – слюдянской, 2 – хангарульской, 3–4 – корниловской и шубутуйской свит хамардабанской серии, 5 – ольхонской, 6 – ангинской и 7 – таланчанской толщ.

же террейну и отлагались в достаточно мелководных условиях с варьирующимися значениями окислительного потенциала и солености вод. Однако по геологической карте Е.П. Васильева пробы в каждом разрезе попадают в пределы выходов либо корниловской и шубутуйской свит хамардабанской серии, либо зунмуринской, которую многие исследователи склонны относить к Джидинскому террейну.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 05-05-64217, и Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ 7.10.1.

- [1] *Холодаев В.Н., Недумов Р.Н.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1991. – № 12. – С. 74–82.
- [2] *Маслов А.В., Алексеев В.П.* Особенности химического состава и РЗЭ-Th-Sc систематика тонкозернистых терригенных пород нижнего мезозоя Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 2007. – № 2. – С. 21–35.

К ВОПРОСУ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ (БАССЕЙН Р. БАМБУЙКИ, ЮЖНО-МУЙСКИЙ ХРЕБЕТ)

О.Р. Минина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, yaksha @rambler.ru

Вопрос о масштабах распространения среднепалеозойских стратифицированных отложений в Западном Забайкалье в настоящее время остро дискусионен. Отложения среднего–верхнего палеозоя во всех случаях вычлняются из состава раннедокембрийских или раннепалеозойских образований (бассейны рек Темник, Багдарин, Уакит, Ультзутуй, Кыджимит, Заза, Ямбуи, Джида), что не укладывается в традиционные представления о стратиграфии региона. Это предполагает необходимость кардинального пересмотра его геологической истории.

Бирамьино-Янгудская зона расположена в пределах Байкало-Муйского пояса. В результате геологического доизучения в рамках ГДП-200\2 в бассейне р. Бамбуйки были получены новые данные о возрасте, составе и структурном положении стратифицированных образований. Возраст большей их части по органическим остаткам определен как среднепалеозойский. Установлено широкое распространение микститовых комплексов. Палеозойские отложения слагают цепочку ксенолитов (отдельные до десятков кв. км), протягивающуюся в СЗ направлении примерно на 70 км. При изучении отложений были найдены разновозрастные комплексы органических остатков (определения К.Б. Кордэ, В.А. Лучининой, Л.Н. Небекикутиной, Б.А. Далматова, Т.Н. Корень, О.Р. Мининой). Детальное картирование отложений, относящихся к золотовской, аиктинской, огненной и аматканской свитам, в среднем течении р. Бамбуйки показало, что ранее считавшийся непрерывным разрез терригенно-карбонатного комплекса представляет собой пакет сложно построенных тектонических пластин и блоков [1, 2].

В терригенных породах стратотипического разреза аматканской свиты выделен нижнекаменноугольный комплекс миоспор и обнаружены многочисленные обрывки растительных тканей и веточки листостебельчатых мхов, похожие на род *Polysocetia* Neuburg, встречающиеся в карбоне–перми. В палеонтологических шлифах определены остатки криноидей, распространенных в девоне–перми, водоросли, остатки остракод и фораменифер среднепалеозойского облика. Из свиты выделена пачка доломитов, в которой установлены иглокожие и водоросли, распространенные в девоне–карбоне, и комплекс миоспор франского яруса верхнего девона. По разрезу свиты р. Тулуя установлен ниже-среднекаменноугольный комплекс миоспор.

В отложениях, относимых к золотовской свите, выделены разновозрастные комплексы палеонтологических остатков. В пачке водорослевых окремненных доломитов (рч. Чулегма, Аматканский) встречены остатки археоциат и нижнекембрийских водорослей. В известковистых доломитах р. Чулегма (среднее течение р. Бамбуйки), где предшественниками были найдены единичные остатки археоциат, обнаружен комплекс органических остатков, включающий водоросли, распространенные в кембрии, ордовике–девоне и девоне, остатки иглокожих, характерных для девона, и фораминифер, встречающихся в девоне–карбоне. В пачке массивных пятнистых водорослевых известковистых доломитов рч. Аматканский встречены девонские водоросли, тентакулиты и миоспоры. По разрезу р. Олингда в окремненных доломитах обнаружены водоросли, распространенные в кембрии–ордовике, в желваковых и водорослевых доломитах описаны сине-зеленые водоросли не древнее ордовика и сифоновые водоросли, распространенные в девоне–карбоне. В бассейне р. Жанок (ручьи Веселый и Бурный) определены красные и сине-зеленые водоросли (не древнее ордовика), сифоновые и харовые водоросли, распространенные в девоне–карбоне и характерные для девона.

Из состава золотовской свиты уч. Аматкан выделены отложения, отнесенные к огненной свите, включающие остатки среднекембрийских трилобитов и раннекаменноугольные комплексы миоспор. Установлено, что осадочный комплекс огненной свиты в стратотипической местности рч. Огне и по рч. Аматканский представляет собой олистострому тектоно-гравитационного генезиса [4, 5].

В двух разобренных частях разреза аиктинской надсвиты, сложенных темно-серыми тонкослоистыми известняками, выявлены водоросли, встречающиеся в верхнем девоне, и комплекс миоспор позднего девона–нижнего карбона. В темно-серых биотурбированных алевроитистых известняках (левобережье р. Бамбуйки) установлен комплекс миоспор, соответствующий палинозоне *Geminospora extensa* живетского яруса среднего девона, и девонские водоросли [1, 2].

Возраст чулегминской свиты бассейна р. Бамбукой, Олингды и среднего течения р. Бамбукой определяется по остаткам водорослей, фораминифер, сколекодонтов и миоспорам верхним девонем. Комплекс миоспор соответствует слоям с *Cristatisporites deliquescens* – *Verrucosisporites evlanensis* и определяет позднефранское время ее накопления [1, 3].

Состав отложений, временные интервалы распространения комплексов органических остатков хорошо коррелируются с отложениями Уакитской зоны. Карбонатные разрезы юктоконской серии, золотовской свиты и аиктинской надсвиты литологически наиболее близки и содержат сходные комплексы органических остатков. Возрастной интервал мухтунной свиты соответствует времени образования микститов огненной свиты, слоистой известково-доломитовой толщи, включаемых в состав аиктинской, терригенно-карбонатных пород, включаемых в состав жанокской свиты бассейнов р. Олингды, Жанок, В. Горбылок и верхнего течения р. Бамбуйки. Возраст чулегминской свиты бассейна р. Бамбукой, Олингды и среднего течения р. Бамбуйки по комплексам органических остатков (водоросли, фораминиферы, миоспоры) определен как позднефранский. Отложения чулегминской свиты по возрастному интервалу сопоставимы с отложениями уакитской терригенно-карбонатной толщи. Санская свита, являющаяся ее литологическим аналогом, образовалась в более позднее – среднефаменское – время.

Таким образом, в Бирамьино-Янгудской зоне выделен среднепалеозойский Бамбуйско-Олингдинский палеобассейн верхнего девона–карбона, сходный с Уакитским и, на наш взгляд, являющийся его продолжением. Карбонатные и терригенно-карбонатные разрезы юктоконской серии (Уакитский палеобассейн) и золотовской, аиктинской (Бамбуйско-Олингдинский палеобассейн) свит литологически близки и накапливались в обстановках карбонатного линейного побережья и прилегающего карбонатного шельфа. Они содержат сходные комплексы органических остатков и включают олистостромовые образования с фауной нижнего кембрия. Карбонатно-терригенные и терригенные отложения мухтунной, сырыхской и огненной свит этих бассейнов имеют единый возрастной интервал, сходные фациальные характеристики и включают отдельные тела олистостром. Верхнедевонские чулегминская и санская свиты формировались в обстановках палеодельты и аллювиальных конусов выноса.

- [1] Клейменов Ю.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200000. Изд. 2-е. Муйская серия. Объяснительная записка, лист N-50-II. – СПб.: ВСЕГИИ, 2001. – 150 с.
- [2] Минина О.Р., Гусаревич Г.А. Новые палеонтологические материалы по разрезу палеозоя р. Бамбуйки // Ежегодник-94. Вып.1. – Улан-Удэ: ГИН БНЦ СО РАН, 1994. – С. 18–22.
- [3] Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. – 17 с.
- [4] Минина О.Р., Далматов Б.А., Неберкутина Л.Н. Значение микрофоссилий для установления валидности местных стратиграфических подразделений (Западное Забайкалье): Тезисы докладов IX Всероссийской палинологической конференции. – М.: ИГиРГИ, 1999. – С. 195–196.
- [5] Минина О.Р., Ветлужских Л.И. К проблеме объема среднего кембрия и валидности местных стратиграфических подразделений Западного Забайкалья (Верхне-Ангарский и Южно-Муйский хребет) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания по интеграционным программам ОНЗ СО РАН. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 28–30.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО ТАННУ-ОЛА (ТУВА)

А.А. Монгуш, В.И. Лебедев, А.М. Сугоракова, В.А. Попов

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

Восточно-Таннуольская зона (ВТЗ) представляет собой южный сегмент Таннуольско-Хамсаринской венд-раннекембрийской островодужной системы. Особенности эволюции магматизма Восточно-Таннуольского сегмента, так же, как и всей островодужной системы, к настоящему времени изучены еще слабо. В данном сообщении кратко обобщены имеющиеся данные по геологии, петрогеохимии и возрасту раннекембрийских магматических пород ВТЗ.

Нижнекембрийские осадочно-вулканогенные образования ВТЗ наиболее хорошо представлены в долине р. Кадвой, где наблюдается четкое моноклиальное залегание пород с общим северо-западным падением под углами $55-77^\circ$ при общей мощности толщи около 6 км [1–4]. В нижней части разреза (кадвойская свита) преобладают порфириды авгитовые и плагиоклазовые, а также туфы основных и средних эффузивов, реже встречаются прослои альфитофиров и известняков. Низы кадвойской свиты, вдоль подножья гор, обрамляющих Убсунурскую озерную котловину, представлены зеленовато-серыми тонко рассланцованными, иногда плейчатными сланцами, образованными, вероятно, в результате сдвиговых дислокаций. Выше по разрезу признаков сдвиговых перемещений не отмечается. Средняя часть разреза (серлигская свита) имеет более дифференцированный состав и представлена туфогенными отложениями, известняками, кислыми вулканитами, как правило, лиловой и бордовой окраски (альбитофирами, кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами), порфиритами, песчаниками, алевролитами. Верхняя часть разреза (ирбитейская свита) сложена чередующимися известняками, туфами, базальтами, андезитами, песчаниками. Вся толща относится к нижнему кембрию на основании находок археоциат, фораминифер и эпифитоновой флоры в известняках из низов серлигской свиты, а также комплекса археоциат и трилобитов ботомского яруса в известняках ирбитейской свиты [1–4 и др.]. Не исключается более древняя (вендская) нижняя возрастная граница кадвойской свиты, но сейчас нет прямых данных, свидетельствующих об этом. Взаимоотношения между свитами описываются как согласные, однако местами между кадвойской и серлигской свитами отмечалось стратиграфическое, а между серлигской и ирбитейской свитами и структурное несогласие [1]. В целом, отличительными особенностями геологического строения вулканогенно-осадочной толщи ВТЗ являются обилие туфогенного материала по всему разрезу, фациальная изменчивость пород, усиливающаяся к верхам разреза, а также существенное количество кислых лав в средней части разреза толщи, которые составляют, по данным [2], примерно 1/3 объема всех излившихся пород кадвойского разреза.

В ВТЗ широко распространены породы гранитоидного, реже – габброидного состава. Возраст пород диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса в бассейне р. Ирбитей составляет 518 ± 2 млн лет, U-Pb метод по циркону из кварцевого диорита [5]. Примерно такое же значение возраста для тоналитов данного гранитоидного комплекса из левобережья р. Ирбитей получено С.Н. Рудневым (525 ± 5 млн лет, U-Pb метод по цирконам, устное сообщение). Необходимо отметить, что кварцевые диориты (проба Т-1), по цирконам из которых сделана датировка 518 ± 2 млн лет, ранее мы считали кислыми дифференциатами Ирбитейской габброидной расслоенной интрузии [6]. По нашим новым данным гранитоиды слагают самостоятельную, более крупную и молодую интрузию, а кварцевые диориты – её наиболее распространенная разновидность. Имеются указания о наличии в ВТЗ и более древних гранитоидов. Так, по данным Г.Н. Лукашева и О.И. Антоновой, галька гранита порфировидной структуры, состоящей из вкрапленников андезина и КПШ среди микрографической основной массы, содержится в базальных конгломератах доботомской серлигской свиты [1]. Можно также отметить, что галька различных по составу и структуре гранитоидов содержится и в конгломератах ордовикской шемущдагской серии, резко несогласно залегающей на нижне-среднекембрийской толще ВТЗ [1].

Субвулканические и эффузивные тела в бассейне р. Ирбитей, соответствующие уровням серлигской и ирбитейской свит (использованы авторские и неопубликованные петрохимиче-

ские данные В.П. Ковача), по химическому составу представляют непрерывный ряд от базальтов до риолитов. На петрохимических квалификационных диаграммах составы изученных 24 образцов перекрывают границу раздела толеитовых и известково-щелочных пород с преобладанием пород тоналитовой серии, а также попадают в поля как базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, так и трахиандезибазальтов и трахиандезитов. При этом, если базальты и андезиты ирбитейской свиты имеют толеитовый тренд, то для вулканитов серлигской свиты характерны и толеитовый и известково-щелочной тренды распределения. Содержание кремнезема в изученных образцах варьируется в интервале 46.31–74.87, титана – 0.33–2.0, калия – 0.12–2.62, натрия – 1.73–6.82, $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ – 2.84–7.40 (в мас.%). На дискриминационной диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ (мас.%) точки составов базальтов и андезитов тяготеют к полям толеитовых и известково-щелочных базальтов островных дуг. Спектры РЗЭ из силлов базальта и микродиорита, залегающих в ирбитейской свите, имеют отрицательный наклон ($\text{La}_{\text{PM}}/\text{Sm}_{\text{PM}} = 1.2-1.7$, $\text{La}_{\text{PM}}/\text{Yb}_{\text{PM}} = 2.2-6.4$) при общем низком уровне накопления элементов (2–12 ед/PM). На спайдерграмме спектры имеют слабый отрицательный наклон ($\text{Th}_{\text{PM}}/\text{Yb}_{\text{PM}} = 2.3-5.1$), минимумы по Nb, Ta и Ti, максимумы по Ba, K и Sr.

Ирбитейский габброидный массив представляет собой гигабиссальное небольшое ($\sim 1\text{км}^2$) интрузивное тело, прорывающее эффузивно-карбонатную пачку серлигской свиты и, в свою очередь, прорванное кварцевыми диоритами и тоналитами с возрастом ~ 520 млн [5]. Массив сложен оливинowymi габбро и габброноритами, габбро, габброноритами, габбродиоритами, а также габбродиоритами и аплитами дайковой фации. Для расслоенной серии пород Ирбитейского массива характерны недосыщенность кремнекислотой, низкая титанистость, высокая глиноземистость, умеренная магнезиальность, низкие содержания щелочей с преобладанием натрия над калием. Распределение редких земель в габбро имеет слабо фракционированный характер на уровне 1–2 ед/PM с незначительным обогащением MREE. Редкоземельные и редкие элементы также характеризуются слабо фракционированным распределением ($\text{Th}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}} = 0.5$) с отрицательной аномалией Nb и положительной Sr. Данный массив по возрасту, особенностям вещественного состава и геодинамической позиции [5, 6] можно сопоставить с Правотарлашкинским троктолит-анортозит-габбровым массивом Западного Сангилена [7] и габброидами Зубовского полигенного габбро-монцодиорит-граносиенитового массива Ондумской зоны Восточной Тувы [5].

Кварцевые диориты ВТЗ с возрастом ~ 520 млн лет относятся к натровой низкощелочной серии, по геохимическим (по данным метода ICP-MS) и изотопным ($\epsilon_{\text{Nd}}(518) = +6.9$, [6]) параметрам аналогичны островодужным поздневендским ($\epsilon_{\text{Nd}}(563) = +6.5$) и раннекембрийским ($\epsilon_{\text{Nd}}(536) = +6.4$) гранитоидам Восточной Тувы [8] и соответствуют гранитоидам раннеостроводужных структур по классификации А.Н. Дистановой и А.Е. Телешева [9]. Высокое положительное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в этих гранитоидах свидетельствует о существенно ювенильном (океаническом) характере субстрата, из которого выплавлялись их расплавы.

Подводя итоги, можно наметить следующие главные особенности эволюции раннекембрийского магматизма ВТЗ. Вулканогенно-осадочная толща накапливалась в условиях мелководного морского бассейна (обилие пирокластики, наличие рифогенных известняков) с участками суши, все более увеличивающимися по площади (наличие терригенных осадков – конгломератов, песчаников, и красноцветных вулканитов на уровне серлигской свиты). Остается неясным геологическое положение двуполевошпатовых гранит-порфиров, захороненных в базальных конгломератах серлигской свиты. Петрографические и петрохимические данные по вулканитам ВТЗ позволяют предполагать существование как верхнемантийных, так и нижнекорковых магматических очагов, причем роль последних увеличилась от кадвойского к серлигскому уровню. В ботомском веке (ирбитейский уровень) состав вулканитов меняется на существенно базальт-андезитовый толеитовый ряд. Примерно на границе атдабана и ботома происходила генерация верхнемантийных габброидных расплавов (Ирбитейский массив), почти сразу же, около 520 млн лет назад, формировались диорит-тоналит-плагиогранитные интрузии. В период с конца раннего кембрия и до среднего кембрия вулканическая деятельность, проявляясь лишь на локальных участках, в ВТЗ постепенно прекратилась.

Работа проводится при финансовой поддержке СО РАН (интеграционный проект 6.5) и РФФИ (гранты 07-05-00601, 07-05-10043).

- [1] Лукашев Г.Н., Антонова О.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-Х. Объяснительная записка. – М., 1961. – 113 с.
- [2] Пинус Г.В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. – 120 с.
- [3] Геология СССР. Тувинская АССР. Т. XXIX, часть I. – М.: Недра, 1966. – 460 с.
- [4] Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. – М.: Наука, 1970. – 158 с.
- [5] Монгуш А.А., Лебедев В.И., Бородин Е.В. и др. Геологическая позиция и вещественный состав габброидных массивов каледонид Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2007.
- [6] Монгуш А.А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Раннекембрийская вулканоплутоническая ассоциация основного-среднего состава Восточного Танну-Ола (Тува): геология, геодинамическая позиция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 41–44.
- [7] Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск: ИГ СО РАН, 2006. – 21 с.
- [8] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. – 2006. – № 2. – С. 3–33.
- [9] Дистанова А.Н., Телешев А.Е. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области (особенности проявления и эволюция) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 8. – С. 817–832.

СРАВНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ОСНОВНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНА РЕКИ ЧАГАН-УЗУН (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ) В ГОЛОЦЕНЕ

Р.К. Ненон, А.Р. Агамова

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

Оценка скоростей основных экзогенных рельефообразующих процессов внутриконтинентальных горных сооружений и выявление их пространственно-временной динамики позволяют не только обоснованно сравнивать степень влияния каждого из основных экзогенных процессов, но и оценивать роль эндогенного и экзогенного факторов рельефообразования этих территорий, а в конечном итоге – значительно детализировать и уточнять представления о развитии внутриконтинентальных областей новейшего орогенеза.

Бассейн реки Чаган-Узун, на примере которого мы проводим сравнение скоростей основных экзогенных рельефообразующих процессов, является одним из ключевых районов для решения поставленной задачи. Он включает северный макросклон Южно-Чуйского хребта и восточные макросклоны Северо-Чуйского хребта и Чаган-Узунского массива, обрамляющих Курайско-Чуйскую систему межгорных впадин с юга. Наряду с другими хребтами с высотами 3.4–4.0 тыс. м они образуют наиболее высокую юго-восточную часть Горного Алтая, в современном тектоническом плане представляющую собой транспрессионную зону магистральных правосдвиговых разломов, секущих Алтайское внутриконтинентальное поднятие [1]. На территории Чаган-Узунского бассейна широко представлены следы флювиальной, эрозионной и сейсмической деятельности.

В качестве временного интервала для оценки скоростей экзогенного рельефообразования высокогорных стран был выбран голоцен. Это последний характеризующийся относительным единством тектонических и климатических условий и длящийся в настоящее время период, благодаря чему голоценовые формы рельефа являются наиболее морфологически «свежими», что позволяет более точно оценивать скорости создающих их процессов. Кроме того, возраст голоценовых форм рельефа относительно просто устанавливается по соотношению с более древними элементами рельефа, что не требует их обязательного абсолютного датирования. И, наконец, так как исследуемый временной отрезок должен значительно превосходить период повторяемости сильных землетрясений, продолжительность голоцена является достаточной для более точной оценки скорости сейсмогравитационной денудации – для Курайско-Чуйской зоны межгорных впадин период повторяемости сильных землетрясений составляет 500–900 лет [2].

Нами были определены скорости основных экзогенных рельефообразующих процессов для территории бассейна реки Чаган-Узун в голоцене – сейсмогравитационной денудации, ледниковой и флювиальной эрозии.

Скорость сейсмогравитационной денудации рельефа была вычислена в результате расчета общего объема смещаемого в ходе сейсмических активизаций склонового материала и вклада в этот показатель афтершоков, сопровождающих сильные землетрясения [3]. Эта скорость составила $3 \cdot 10^{-5}$ м/год, при этом область действия сейсмоиндуцированных склоновых процессов локализуется на границах хребтов и в зоне их перехода к межгорным впадинам, что объясняется гобийским типом горообразования, реализующимся на территории Юго-Восточного Алтая.

Для оценки скорости ледниковой эрозии нами была разработана численная одномерная модель движения идеализированного ледника и его взаимодействия с ложем ледниковой долины в рамках теории пластического течения льда [4]. При этом значения физических констант, гипсометрические характеристики ледника и другие параметры, используемые при ее построении, максимально соответствуют геолого-геоморфологическим условиям Юго-Восточного Алтая и ледникам Чаган-Узунского бассейна. Такой подход дал возможность качественной оценки изменения продольного профиля ледниковой долины и скорости ледниковой эрозии на временах порядка 10^3 – 10^5 лет. Рассчитанная скорость ледниковой эрозии принимает максимальные значения вблизи снеговой линии, а ее абсолютное значение составляет $2 \cdot 10^{-3}$ м/год и явля-

ется нижней оценкой. В настоящее время область действия ледниковой эрозии в бассейне р. Чаган-Узун локализуется в приосевых частях Южно-Чуйского и Северо-Чуйского хребтов.

Скорость флювиальной эрозии для территории Чаган-Узунского бассейна была принята нами $1-5 \cdot 10^{-4}$ м/год на основе статистических данных зависимости скорости флювиальной эрозии от площади бассейна [5, 6] и с учетом малых углов наклона долин основных притоков (не более 3°). Для сравнения, толщина сносимого слоя для бассейна реки Чон-Кызылсу (Тянь-Шань) по результатам измерений на Тянь-Шаньской высокогорной физико-географической станции составляет $1.7 \cdot 10^{-4}$ м/год [7]. Данная скорость была получена путем непосредственного измерения взвешенных наносов и соответствует оценке скорости флювиальной эрозии, принятой нами для бассейна реки Чаган-Узун.

Сравнение скоростей основных экзогенных рельефообразующих процессов для бассейна реки Чаган-Узун показало, что скорость сейсмогравитационной денудации рельефа на один-два порядка меньше скорости флювиальной эрозии и на два порядка меньше скорости ледниковой эрозии. Таким образом, несмотря на грандиозное по объему перемещение масс на склонах, происходящее вследствие землетрясений практически моментально, на больших интервалах времени сейсмоиндуцированные склоновые процессы в меньшей степени преобразуют горный рельеф по сравнению с малозаметной на первый взгляд, но постоянной работой горно-долинных ледников и рек.

Рассчитанная скорость ледниковой эрозии позволяет выделить ледниковую деятельность среди всех экзогенных процессов как процесс, имеющий максимальную скорость. В настоящее время в таких горных системах, как Алтай, где современное оледенение сохранилось только в приосевых частях наиболее высоких хребтов, ледниковая эрозия моделирует лишь верхний ярус высокогорного рельефа, локализуясь в карах и цирках в верховьях долин. В периоды наступания ледники достигали большей мощности и длины, что приводило к увеличению скорости ледниковой эрозии и расширению области воздействия ледников на рельеф за счет сокращения области действия флювиальных процессов. Область действия ледниковой эрозии в голоцене была приурочена к долинам бассейна, не выходя за пределы макросклонов хребтов.

В прямой зависимости от изменения размеров области действия ледниковой эрозии находится площадь воздействия флювиальной эрозии, которая увеличивается по мере сокращения ледников в межстадиальные периоды и уменьшается с их продвижением вниз по долинам.

Роль сейсмоиндуцированных склоновых процессов в формировании горного рельефа, в целом, также возрастает в периоды отступления ледников, что связано с обнажением скальных бортов долин, при землетрясениях подвергающихся обваливанию, и развитием сейсмогенных оползней в моренных отложениях. При этом к голоцену область действия сейсмоиндуцированных склоновых процессов на рассматриваемой территории значительно сместилась к центральной части межгорной впадины, первоначальная площадь которой сокращалась по мере разрастания обрамляющих ее хребтов. Стадиальные подвижки ледников в голоцене практически не влияли на изменение размеров области действия сейсмоиндуцированных склоновых процессов. Даже в максимум своего развития ледники, хотя и достигали сейсмоактивной зоны сочленения Чуйской впадины и хребтов ее обрамления, но при этом уже не заполняли собой широкие долины. Как следствие, боковые морены голоценовых ледников расположены не на крутых бортах долин, а на их днищах. В современном виде область действия сейсмоиндуцированных склоновых процессов сформировалась уже к началу голоцена, после деградации ледников позднего плейстоцена, оставивших на бортах долин мощные толщи морен, подвергающиеся оползанию в ходе голоценовых сейсмических активизаций.

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

- [1] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.
- [2] Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника. – 2007. – № 2. – С. 3–22.
- [3] Непон Р.К., Агатова А.Р. Влияние афтершоковой деятельности на скорость сейсмогенной эрозии (на примере Чуйского землетрясения 2003 года) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещания по интеграционным программам ОНЗ СО РАН. Вып.4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 61–64.
- [4] Nye J.F. The effect of longitudinal stress on the shear stress at the base of ice sheet // J. Glaciol. – 1969. – 8. – P. 207–213.

- [5] *Burbank D.W.* Rates of erosion and their implications for exhumation // *Mineralogical Magazine*. – 2002. – 66(1). – P. 25–52.
- [6] *Milliman J.D., Syvitski J.P.M.* Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers // *Journal of Geology*. – 1992. – 100. – P. 525–544.
- [7] *Иверонова М.И.* Опыт количественного анализа процесса современной денудации // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* – 1969. – № 2. – С. 13–24.

ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПОРОДАХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ ПРОВИНЦИИ: НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА Sr И Nd

А.В. Никифоров, Д.А. Лыхин

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

Восточно-Саянская провинция щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами прослеживается на протяжении более 200 км вдоль южной границы Сибирской платформы. К ней относятся Белозиминский (Нижнесаянский), Среднезиминский (Верхнесаянский), Большештагнинский, Большежидойский (Задойский) массивы, Монкресовское и Ярминское поля даек ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов. Почти все массивы оценивались на предмет их рудоносности. Основными рудными компонентами выступают Nb, P₂O₅ и Ta, кроме того, в ряде случаев подсчитаны запасы TR₂O₃, Zn, Pb, Mo, CaF₂, Fe и TiO₂. Оценены вредные для технологического процесса примеси Th и U.

В строении рассматриваемых массивов принимают участие разнообразные силикатные, силикатно-карбонатные и карбонатные породы. Массивы различаются формой и размерами горизонтального сечения, структурой и составом породных ассоциаций. Большежидойский массив имеет существенно пироксенитовый состав, Среднезиминский – сиенит-карбонатитовый, Белозиминский – ийолит-карбонатитовый, Большештагнинский – ийолит-сиенит-карбонатитовый, в Ярминском поле даек преобладают пикриты и карбонатиты, а в Монкресовском поле распространены слюдистые пироксениты, ильменит-флогопит-серпентиновые породы и безрудные карбонатиты. В целом в строении массивов выделяются следующие основные группы пород (во временной последовательности): 1) якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртиты (P₂O₅, Fe, TiO₂); 2) сиениты, в том числе нефелиновые и щелочные; 3) существенно меллитовые породы; 4) пикритовые порфириды – альнеиты, слагающие дайкообразные тела и зоны брекчий; 5) карбонатиты, включающие ранние безрудные (P₂O₅), рудоносные (Th-Ta-Nb, P₂O₅), флюоритсодержащие (CaF₂) и анкеритовые (TR₂O₃, Zn, Pb, Mo).

На основе изучения массивов Восточно-Саянской провинции была детально обоснована на минералого-геохимическом уровне метасоматическая природа как нефелиновых разностей силикатных пород, так и собственно карбонатитов [1]. Распределение рудной минерализации также связывалось с метасоматическими процессами [2]. Эти представления вступали в противоречие с немногочисленными данными [3, 4] о присутствии в минералах щелочных пород и карбонатитов, в том числе в минералах ниобия, расплавных включений. Проводимые в последнее время в нашей лаборатории исследования [5] показали, что многие включения из силикатных пород представляют собой расплавы, обогащенные ниобием.

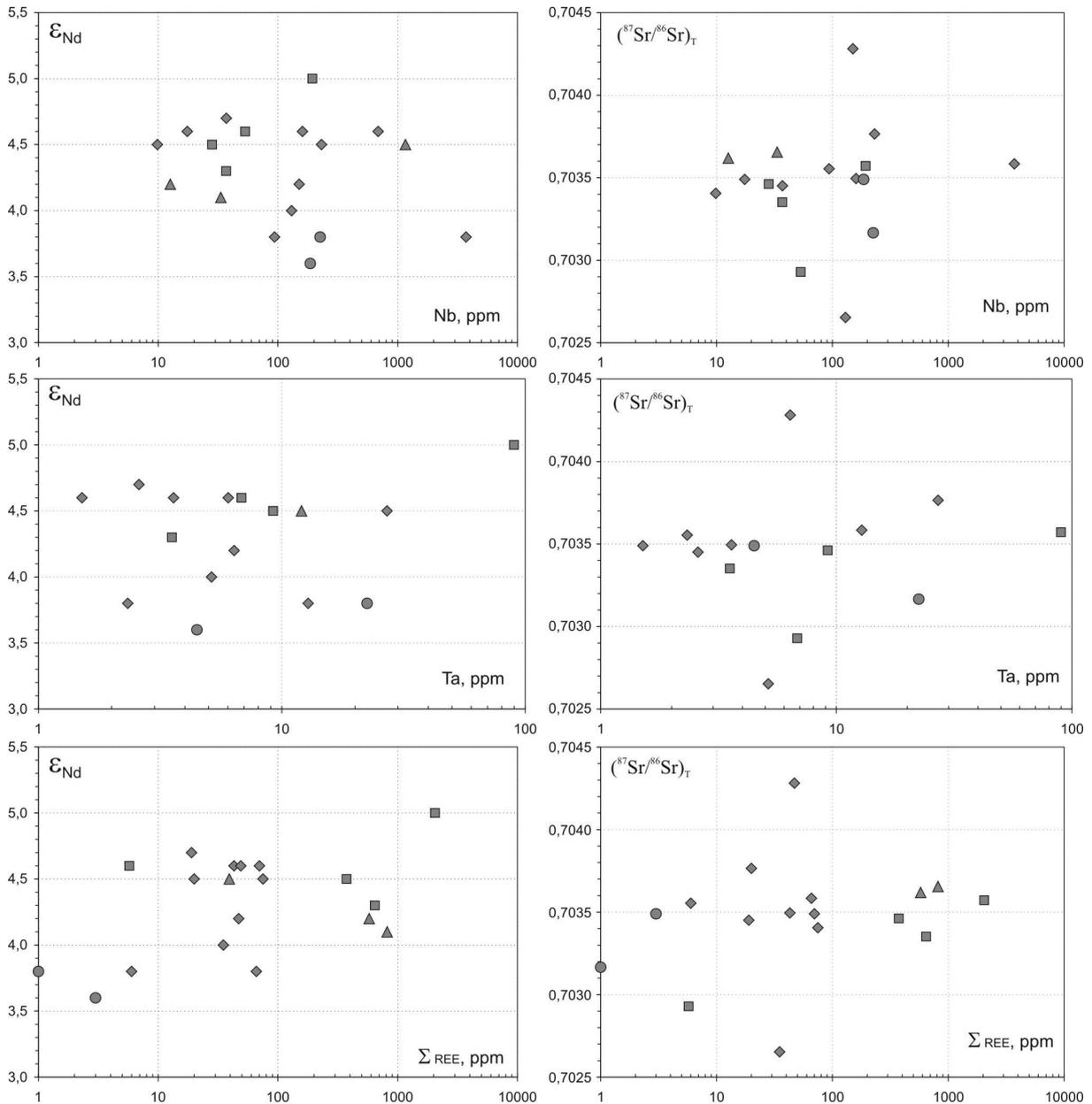
Одним из путей для разрешения этих противоречий и взаимной увязки фактических данных является изучение изотопного состава Sr и Nd в породах, слагающих данные массивы, и в особенности их рудоносных разностей. Эти исследования были проведены в изотопных лабораториях ИГЕМ РАН и ИГГД РАН. Время формирования массивов принималось по данным U-Pb геохронологии по цирконам [6].

В целом проведенные Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования показали, что все изученные породы имеют сравнительно узкие диапазоны изотопного состава Sr и Nd. В большинстве случаев первичные отношения стронция попадают в интервал 0.70285–0.70326, а параметр ϵ_{Nd} варьируется в диапазоне 3.6–5.0. Такие изотопные параметры исследованных пород показывают, что их источником мог выступать умеренно деплетированный мантийный резервуар. Подобные значения изотопного состава Nd и Sr в породах щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами достаточно обычны и характерны для пород щелочно-ультраосновных массивов других регионов мира, например для Северной Америки или Карело-Кольского региона.

Оценка зависимости изотопного состава пород от степени концентраций в них рудных

компонентов была приведена на графиках типа « ϵ_{Nd} – рудный компонент» и « $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$ – рудный компонент».

При рассмотрении графиков (рисунок) отчетливо видно, что вариации изотопного состава Sr и Nd не имеют значимой корреляции с основными рудными компонентами (Nb, Ta, REE). Корреляционные связи отсутствуют и на других, не представленных здесь, диаграммах. Отсюда следует вывод, что рудные компоненты имели тот же источник, что и «безрудные» породы, и, скорее всего, являлись их дифференциатами.



Массивы Восточно-Саянской провинции:

- ◆ Белозиминский ▲ Большетагнинский ■ Среднезиминский ● Большежидойский

Зависимость изотопного состава Sr и Nd от содержания «рудных» компонентов в породах щелочно-ультраосновных массивов с карбонатами Восточно-Саянской провинции.

Таким образом, проведенные исследования изотопного состава Nd и Sr главных разновидностей пород массивов Восточно-Саянской провинции, в том числе и их рудных редкометалльных разновидностей, показали, что источник этих пород по своим параметрам $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$

$=0.70285-0.70326$ и $\epsilon_{Nd}=3.6-5.0$ отвечает единому неоднородному умеренно деплетированному мантийному резервуару.

Работа проводилась при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64841), программы № 6 ОНЗ РАН.

- [1] *Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. – М.: Наука, 1972. – 257 с.
- [2] *Багдасаров Ю.А.* Фосфорно-редкометалльные карбонатиты Белозиминского массива (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44, № 2. – С. 148–159.
- [3] *Панина Л.И., Подгорных Н.М.* Включения расплавов в минералах карбонатитов Белозиминского массива // Докл. АН СССР. – 1975. – Т. 223, № 6. – С. 1447–1450.
- [4] *Пузанов Л.С.* О происхождении флюоритовой минерализации в карбонатитах Большетагнинского массива (Восточный Саян) // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 233, № 3. – С. 463–466.
- [5] *Андреева И.А., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.* Химический состав магмы (расплавных включений) мелилитсодержащего нефелинита карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян) // Докл. РАН. – 2004. – Т. 394, № 4. – С. 518–522.
- [6] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2005. – Т. 404, № 3. – С. 400–406.

ФОРМИРОВАНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Н.В. Дмитриева

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

Вопросы формирования докембрийской коры Сибирского кратона в последние годы активно обсуждаются в научной литературе [5, 7]. Здесь они рассматриваются главным образом в связи с проблемой выделения основных рубежей в истории образования, роста и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины кратона на основе результатов новейших геохронологических, изотопных и петролого-геохимических исследований магматических, метаморфических и осадочных пород. Предлагаемая модель формирования коры авторами обосновывается на базе данных, полученных в рамках Интеграционной программы СО РАН, проектов РФФИ и с учетом некоторых опубликованных материалов по другим регионам. Ниже кратко охарактеризованы семь крупных этапов образования, роста докембрийской коры и эволюции литосферного слоя.

1. Раннеархейский этап – формирование древнейшей тоналит-трондьемитовой коры в пределах Онотского и Булунского блоков с возрастом плагиогнейсов и плагиогранитоидов ~3.4 и 3.25 млрд лет соответственно. Данные по их изотопному составу: $T(DM) = 3.5-3.6$ и $3.3-3.5$ млрд лет и ϵNd (-0.4 до +1.2 и -1.6 до +1.4) показывают, что образование плагиогнейсов связано с вовлечением в область плавления более древней сиалической коры с возрастом до 3.6 млрд лет, выступавшей в качестве одного из источников кислых расплавов. Эта сиалическая кора являлась кристаллическим фундаментом для последующего вулканизма и седиментогенеза, субстратом для формирования расплавов, выступала в качестве источника терригенного материала и служила ядром аккреции более молодых коровых террейнов. Признаки наличия раннеархейской коры нами установлены и в Иркутном блоке. Гиперстенные плагиогнейсы этой структуры имеют возраст ~3.4 млрд лет и $T(DM)=3.6$ млрд лет.

2. Позднеархейский этап – формирование и дальнейшая эволюция коры Иркутного, Бирюсинского и Ангаро-Канского блоков. Как ранее было показано, кора этих блоков по петролого-геохимическим признакам гетерогенная, отличается разной степенью зрелости, что определяется геодинамическими условиями образования протолита кристаллических комплексов и дальнейшей его эволюцией. Более широко развитые в Иркутном блоке биотитовые ($\pm Orx$) гнейсы характеризуются $T(DM) = 2.9-3.0$ млрд лет. Эти данные подтверждаются Nd модельным возрастом ($T(DM) = 2.8-3.0$ млрд лет) раннепротерозойских гранитоидов Иркутного блока [4]. Образование коры рассматриваемых блоков, очевидно, происходило в две стадии: раннюю – формирование ювенильной островодужной коры (типа Иркутного блока) и более позднюю (~2.6–2.8 млрд лет) – развитие на ней активной континентальной окраины (Ангаро-Канский, Бирюсинский блоки), что обусловило рециклинг и «созревание» ювенильной коры. В позднеархейский этап происходило наращивание коры в зеленокаменных поясах Онотского и Булунского блоков. Данный этап завершается аккрецией блоков архейской коры и образованием первого суперконтинента (Пангея 0), что сопровождалось метаморфизмом (до гранулитовой фации), образованием Na-K гранитоидов (китойский комплекс, возраст 2.53 млрд лет) [3]. В конце этапа в основном сформирована зрелая – геохимически дифференцированная кора.

3. Раннепротерозойский этап. В формировании и эволюции континентальной коры данного этапа намечается несколько стадий (в млрд лет): 1) 2.45–2.3 – развитие в субдукционной обстановке новообразованной ювенильной коры: ТТГ комплексов основания и зеленокаменных поясов (Канский блок); 2) 2.3–2.0 – накопление существенно терригенных толщ в эпиконтинентальных бассейнах рифтового типа; 3) 2.0–1.9 – образование окраинно-континентального вулканического пояса и задуговых осадочных бассейнов; 4) 1.9–1.84 – становление коллизионного орогена: аккреция и коллизия блоков коры, метаморфизм раннедокембрийских комплексов (~1.9 млрд лет) и массовое син- и постколлизионное гранитообразование (1.87–1.84); 5) 1.75–1.74 – анорогенный гранитоидный магматизм. Следовательно, в первую, наиболее раннюю,

стадию произошел заметный латеральный рост коры за счет формирования ювенильных субдукционных комплексов, а в последующие, при формировании Ангарского складчатого пояса, преобладали процессы дифференциации и рециклинга архейской коры в результате терригенной седиментации и внутрикорового плавления; при этом осуществлялось и вертикальное ее наращивание, обусловленное явлениями коллизии и андерплейтинга мантийного вещества. Важным итогом в эволюции раннепротерозойской коры явилось формирование суперконтинента Пангея 1.

4. Мезопротерозойский этап – формирование ранних океанических и островодужных ассоциаций Саяно-Енисейского (арзыбейский, вероятно, исаковский, юдинский, попутнинский комплексы), а также Байкало-Муйского пояса (Кичерская, Парам-Шаманская зоны); происходит накопление карбонатно-терригенных толщ пассивной окраины кратона (сухопитская серия, Енисейский кряж). Завершился этап метаморфизмом и гранитоидным магматизмом (на Енисейском кряже – тейский комплекс, возраст ~870–880 млн лет; в Присаянье, Байкало-Муйском поясе – орогенез и гранитоиды ~800 млн лет) [6]. Орогенез ~800 млн лет объясняют аккрецией со структурами Родинии [8]. На Енисейском кряже эти процессы, очевидно, завершают развитие гренвиллид. Последние на Азиатском континенте считались редкими структурами, но недавно достоверно установлены в Южно-Гобийском микроконтиненте [8].

5. Неопротерозойский этап – раскол суперконтинента Родиния, образование Палеоазиатского океана, а в его пределах – островодужных комплексов Исаковского (Устькутукасского), Шумихинско-Кирельского, Предивинского террейнов, а также кувайских вулканических зон Восточного Саяна (возраст от 780 до 640 млн лет [2]. На юго-западной окраине кратона формируются рифтогенные структуры с внутриплитными бимодальными риолит-базальтовыми (возраст 0.78 и 0.75 млрд лет), трахибазальт-трахитовой (возраст 700 млн лет) и щелочно-пикритовой и карбонатитовой ассоциациями (возраст 670–640 млн лет). Развитие этого вулканоплутонического магматизма в Енисейском кряже происходит синхронно с накоплением преимущественно терригенных субаэральных и мелководных отложений рыбинской толщи, верхневороговской, чингасанской и чапской серий неопротерозоя. Эти магматические процессы, а также многочисленные рои даек Присаянья и Прибайкалья (возраст ~780–740 млн лет) [7] и протяженная цепочка ультраосновных щелочных интрузий в пределах южной и юго-западной окраины Сибирского кратона (возраст 655–630 млн лет) [8] характеризуют этапы растяжения, обусловленные распадом Родинии под воздействием плюма.

6. Вендский этап – аккреция неопротерозойских островных дуг и микроконтинентов, приращение их к кратону (600–550 млн лет). Индикаторами аккреционно-коллизионных процессов и связанных с ними тектонотермальных преобразований служат субсинхронность метаморфизма и гранитообразования в двух и более террейнах и образование одновозрастных фоландовых бассейнов.

7. Раннепалеозойский (каледонский) этап – завершающее коллизионное событие в ранней истории формирования Палеоазиатского океана. Наиболее полно каледонские события проявлены в Канском и Дербинском террейнах, а также в Южно-Енисейском кряже [1]. Ранний метаморфизм и внедрение синколлизионных гранитоидов произошли в Дербинском блоке в позднем кембрии (~ 500 млн лет). Последующие события фиксируются на рубежах 480–470 и 450–440 млн лет. Таким образом, неоднократное проявление кембро-ордовикского метаморфизма и коллизионного гранитообразования в пределах Дербинского блока обусловлено аккрецией с Канским террейном, новообразованными островными дугами и последующим его приращением к окраине Сибирского палеоконтинента, что завершило формирование аккреционно-коллизионного пояса складчатого обрамления.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64301, 06-05-64572), Президиума СО РАН по программе фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (№ 6.7.1) и комплексного интеграционного проекта СО РАН «Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга» (№ 6.6).

[1] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М. и др. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // Докл. РАН. – 2004. – Т. 397, № 3. – С. 374–379.

[2] Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 35–52.

- [3] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др.* Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1139–1150.
- [4] *Кирнозова Т.И., Бибилова Е.Б., Козаков И.К. и др.* Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы конф. по изотопной геохронологии. – СПб.: ЦИК, 2003. – С. 193–195.
- [5] *Розен О.М., Монаков А.В., Зинчук Н.Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. – 210 с.
- [6] *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2001. – Т. 9, № 4. – С. 3–15.
- [7] *Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии* / Под ред. Е.В. Складорова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 366 с.
- [8] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.Г. и др.* Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2006. – Т. 410, № 5. – С. 657–662.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ Pg-Ng ВНУТРИПЛИТНОГО ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

А.Б. Перепелов*, М.Ю. Пузанков**, А.В. Иванов***, С.И. Дриль*

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

**Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, puzankov@kscnet.ru

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

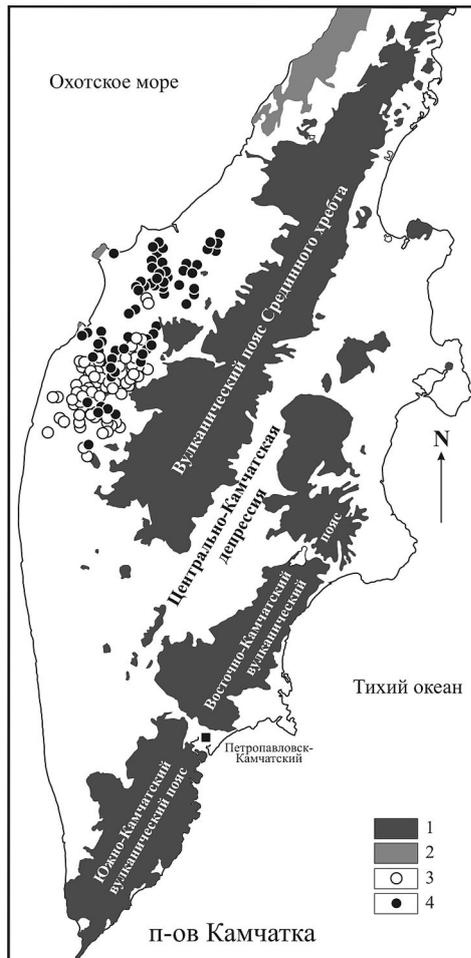


Рис. 1. Ареалы щелочно-базальтового магматизма Западной Камчатки.

1 – олигоцен-миоценовые и плиоцен-четвертичные вулканические пояса Камчатки (E_3-N_1 , N_2-Q_4); 2 – палеоцен-эоценовый вулканический пояс Западной Камчатки (E_1-E_2); 3 – верхнепалеоген-неогеновые ($E_2^3-E_3^1-N_2^1$) К-Na щелочно-базальтовые комплексы; 4 – верхнепалеогеновые ($E_2^3-E_3^1$) К-щелочные базальтоиды Западной Камчатки.

В тыловой зоне островодужной системы Камчатки (рис. 1) установлено развитие К-Na субщелочных и щелочных базальтоидных комплексов. Они представлены позднепалеогеновыми ($E_2^3-E_3^1$) щелочными базальтами и раннеплиоценовыми (N_2^1) базанитами внутриплитного геохимического типа (WPB). В пределах той же структуры обнаружены и изучены проявления К-щелочных базальтоидов $E_2^3-E_3^1$ возраста (трахибазальты, шонкиниты) с вещественными характеристиками, близкими к островодужному геохимическому типу (IAB) или к магматическим породам калиевого ряда, свойственным активным континентальным окраинам. Развитие WPB К-Na магматизма в тыловой зоне островодужной системы, его дискретность во времени, различия по составам, а также его ассоциация на определенных временных этапах с К-щелочным магматизмом предполагают разработку петрологической модели, которая могла бы объяснить причины формирования щелочных магм различных геохимических типов в рамках общей модели геодинамической эволюции территории в кайнозое.

Позднепалеогеновые щелочные базальты Западной Камчатки проявлены в виде дайковых серий, силлов и штоков среди палеогеновых терригенно-осадочных толщ. В субвулканическом залегании они представлены эссексит-диабазами и кринанитами. Минеральный состав щелочных базальтоидов характеризуется развитием редких вкрапленников хлоритизированного Ol, а также Crx и Pl в диабазовой и долеритовой основной массе пород. Микролиты представлены в них Pl, Fsp, Crx, Aeg-Aug, Aeg, TiMgt, Ilm, Ap, Anc и энigmatитом. Составы щелочных базальтоидов отличаются высокой натровой щелочностью, повышенными содержаниями HFSE (Ti, Ta, Nb) и умеренными содержаниями LILE (K, Rb, Ba, Th, U, LREE). Для них характерны низкая степень фракционирования REE ($La_N/Yb_N=2.3-2.7$) и низкие величины таких индикаторных редкоземельных отношений, которые указывают на сходство пород с WPB и E-MORB ($Ba/Nb=12-27$). На мультикомпонентных диаграммах распределения литофильных элементов щелочные базальты имеют значительное сходство графиков распределения с E-MORB, отличаясь от них наличием положительных аномалий в распределении Ba, K, Pb и Sr (рис. 2).

Изотопные характеристики пород отвечают резервуару MORB ($^{206}Pb/^{204}Pb=18.204$; $^{208}Pb/^{204}Pb=$

=37.690; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.451$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513122$) с несколько повышенными величинами отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703675$. Возраст щелочных базальтов установлен на примере одного из штоков кринанитов ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}=34\text{--}31$ млн лет).

Позднепалеогеновые К-щелочные базальтоиды Западной Камчатки также находятся в субвулканическом залегании в осадочном чехле территории. Трахибазальты имеют порфировую структуру с вкрапленниками Phl и Cpx в тонкозернистой основной массе, сложенной микролитами Fsp, Pl, Phl, Bt, Cpx, TiMgt, Ilm, Anc. В отличие от них шонкиниты имеют полнокристаллический облик, средне- и крупнозернистые структуры и сходный с трахибазальтами минеральный состав. Калиевые щелочные базальтоиды отличаются высокими содержаниями LILE (Rb, Ba, Pb), а также Zr и Hf и низкими концентрациями других HFSE (Ta, Nb), что отражается в высоких величинах индикаторных микроэлементных отношений ($\text{Ba}/\text{Nb}=90\text{--}260$) и в присутствии на мультиэлементных графиках отрицательных аномалий Ta, Nb (рис. 2). В отличие от К-Na щелочных базальтов Западной Камчатки К-щелочные базальтоиды имеют существенно более высокий уровень фракционирования REE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=8.6\text{--}16.0$). Величины индикаторных изотопных отношений для К-щелочных базальтоидов демонстрируют их отличие от изотопных характеристик резервуара MORB и слабовыраженное участие в образовании магм источника типа EM-II ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512979\text{--}0.513019$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70344\text{--}0.70395$). Возраст К-щелочных базальтоидов определен в диапазоне 34–30 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

Раннеплиоценовые базаниты Западной Камчатки слагают редкие субвулканические тела и представлены мелкопорфировыми породами с обильной вкрапленностью Ol и присутствием среди микролитов долеритовой основной массы Ol, Cpx, Pl, Fsp, TiMgt, Anc, а также нефелина (Ne) и лейцита (Lc). Базаниты имеют повышенные концентрации MgO, TiO₂, Na₂O и K₂O, высокие концентрации Co, Ni, Cr, HFSE (Nb, Ta), Th, U, а также LREE на фоне умеренных содержаний Zr, Hf, Rb, Ba, Sr, Pb. Породы обладают высоким уровнем фракционирования редкоземельных элементов ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=10.8\text{--}12.6$), а значения многих маркирующих редкоэлементных отношений ($\text{Ba}/\text{Nb}=10\text{--}12$; $\text{Sr}/\text{Nb}=17\text{--}18$; $\text{Ta}/\text{Yb}=1.3\text{--}1.6$) указывают на принадлежность базанитов Западной Камчатки к группе базальтоидов внутриплитного геохимического типа. На мультиэлементных диаграммах составы базанитов близки к OIB (рис. 2). Изотопные характеристики

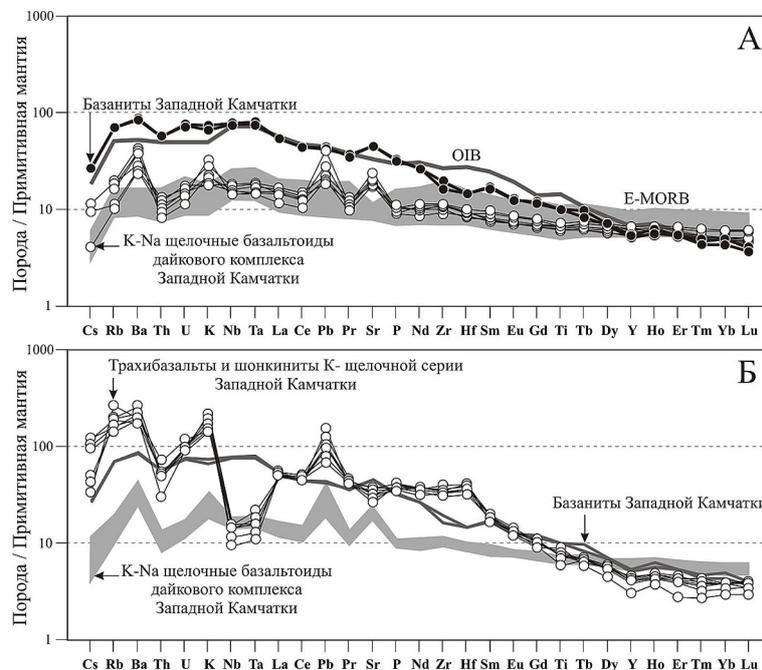


Рис. 2. Диаграммы распределения магматофильных элементов для К-Na и К-щелочных базальтоидов Западной Камчатки.

Содержания элементов в породах (ppm) нормированы на их концентрации в примитивной мантии [1]. Обозначения графиков см. на рисунке. А – графики К-Na щелочных базальтоидов, Б – графики К-щелочных базальтоидов. Составы OIB и E-MORB приведены по [1] и данным проекта GERM.

базанитов так же, как и щелочных базальтов Западной Камчатки, отвечают резервуару MORB ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.206$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.745$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.461$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513106$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703060$). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базанитов составил 3.8 млн лет.

Геодинамическая природа позднепалеогенового щелочного магматизма в тыловой зоне островодужной системы, представленного на Западной Камчатке как К-На, так и К-щелочными базальтоидами, предполагает реализацию процессов рассеянного рифтогенеза. Формирование магм WPB геохимического типа происходило на уровне Grt-содержащего перидотитового субстрата мантии (базаниты) и на уровне Sp-фации перидотитовой мантии (щелочные базальты). Калиевый магматизм связывается с процессами образования магм из флогопитсодержащего гарцбургитового субстрата верхней мантии. В верхнепалеогеновое время вслед за завершением развития палеоцен-эоценовой зоны субдукции со стороны Охотоморского бассейна (Западно-Камчатский вулканический пояс) в тыловой зоне структуры развивается задуговый спрединг. Подъем астеносферного вещества вызывает плавление метасоматизированного флогопитсодержащего субстрата верхней мантии с формированием К-щелочных базитовых расплавов и синхронное проявление по глубинным расколам литосферы мантийных К-На щелочно-базальтовых магм.

Геодинамическая обстановка проявлений раннеплиоценового базанитового магматизма на Западной Камчатке определяется прекращением олигоцен-раннемиоценовой субдукции океанической плиты Кула под континентальную окраину Камчатки и развитием в задуговой области структуры процессов рифтогенеза вплоть до этапа формирования новой плиоцен-четвертичной субдукции Тихоокеанской океанической плиты.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 07-05-00959-а, 07-05-10057-э), гранта НШ-5439.2006.5 и Интеграционного проекта Президиума СО РАН № 6.9.

- [1] Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geological Society special publication. № 2. Blackwell Scientific Publications. – 1989. – P. 313–346.

ДИНАМИЧЕСКАЯ ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КУЗНЕЦКОГО УГОЛЬНОГО БАСЕЙНА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

*О.П. Полянский**, *А.В. Бабичев**, *В.Г. Свердлова**, *С.Н. Коробейников***

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

**Новосибирск, Институт гидродинамики СО РАН, S.N.Korobeynikov@mail.ru

Кузнецкий бассейн со среднего палеозоя до середины мезозоя испытывал неоднократные изменения тектонических режимов от сжатия к растяжению [1, 2]. В пределах Кузнецкого бассейна выделяются следующие четко фиксируемые фазы тектогенеза: 1) тельбесская фаза на границе силура и девона, 2) антроповская фаза (ранее D₂), 3) абрамовская фаза (D₂), прослеживается в бассейне р. Кондома, 4) барзасская фаза на границе среднего и верхнего девона, проявлена в северо-восточной части бассейна на Бразасском поднятии, 5) абышевская фаза на границе девона и карбона, проявлена вдоль юго-западной окраины впадины; с этой фазой, очевидно, связаны движения в области Восточного Салаира, 6) саурская фаза (середина визе), 7) пфальцская фаза на границе между пермью и триасом, 8) древнекиммерийская фаза, фиксируемая на границе триаса и юры, 9) позднекиммерийская фаза, произошедшая после юрского времени. На протяжении всего времени формирования, в промежутках между фазами тектогенеза, происходило осадконакопление, в результате чего было аккумуляровано не менее 10 км отложений (без учета сноса осадков за счет эрозии). Другим достоверным критерием тектонического режима служат магматические и вулканические комплексы Кузбасса и его обрамления: дайки и силлы базитов являются признаком напряжений растяжения, интрузии гранитоидов – признаком коллизонных или сдвиговых деформаций.

Для выяснения механизмов формирования Кузнецкого бассейна нами разработаны численные модели термического состояния литосферы (i) и тектонических движений региона (ii). Геодинамическое моделирование на основе применения законов сохранения становится мощным аппаратом исследований в области наук о Земле в последние десятилетия [3, 4]. Однако приходится сталкиваться с рядом особенностей геодинамического моделирования. Среди них отмечаются следующие: а) неопределенность в задании начальных условий (начальной формы геологических структур); б) неоднозначность в выборе граничных условий; в) сложная реология геоматериалов (зависимость от температуры и состава пород, наличие контактов между блоками); г) как правило, известен только конечный результат природного «эксперимента» и лишь некоторые следы промежуточных состояний.

Названные трудности преодолеваются введением ряда упрощающих предположений. Во-первых, для упрощения решения задачи мы не рассматриваем единую тектоно-термальную модель, а разделили моделирование на две части: термальную и тектоническую. Термальная модель необходима для обоснования выбора реологических параметров литосферы этого региона. Во-вторых, мы ограничились двумерным представлением тектонического процесса: рассматривается задача плоского напряженного состояния. В-третьих, все этапы складчатости рассматриваются непрерывными во времени, хотя в реальности они проявляются как отдельные эпизоды, разделенные этапами осадконакопления. Это не сказывается на результирующей (финальной) форме бассейна и его обрамления, так как общая деформация в упруго-пластической модели аддитивна.

Были проведены тесты, направленные на то, чтобы установить начальную ориентацию бассейна и расположение главных разломов. По определению [5] тип бассейна пулл-апарт характеризуется удлинением в направлении сдвига. Поэтому рассматривались два варианта: длинная ось бассейна располагалась вдоль меридиана и вдоль параллели (современное положение длинной оси Кузбасса: СЗ–ЮВ).

Результаты моделирования получены в виде полей компонентов тензора главных напряжений, компонентов общего перемещения, упругой и пластической деформации, эффективных напряжений фон Мизеса. Эти распределения даны в узлах деформируемой сетки и изобража-

ются в виде последовательности временных картин или в анимационной форме. Во всех экспериментах наблюдалась характерная эволюция формы бассейна: от начальной, ромбической, к сигмоидной, при увеличении отношения длин большой и малой оси. Напряжения локализовались в углах ромба и по диагоналям модельной области. Конкретное распределение напряжений в каждом варианте модели зависит от вида граничных условий.

Начальные условия заключаются в задании стартовой конфигурации мозаичной блочной среды с наличием разломов, начальные напряжения задаются нулевыми. Рассматривались варианты стартовой конфигурации бассейна типа пулл-апарт размером 150×200 км в форме параллелограмма, вытянутого в меридиональном направлении. Такая форма выбрана на основе численного моделирования образования бассейнов структуры пулл-апарт [6]. Размер всей области модели составлял 450×500 км. В другом варианте модели рассматривался бассейн, вытянутый в широтном направлении. Модель была развернута на 90° относительно предыдущей. Граничные условия (постоянные скорости перемещения четырех боковых границ) варьировались с целью выбора наиболее приемлемого решения, удовлетворяющего набору геологических критериев, указанных выше. Использовались следующие варианты граничных условий: 1) плоское сжатие по оси С–Ю и одновременный сдвиг в направлении З–В (здесь и далее, С, Ю, З, В – сокращения для северной... и т.д. сторон модели); 2) плоское сжатие по оси З–В и одновременный сдвиг по направлению С–Ю; 3) в другом случае вместо плоского сжатия рассматривалось вдавливание одной из сторон с синусоидальной эпюрой скорости и одновременное плоское перемещение противоположной. Рассматривались режимы сжатия в нестесненных условиях, т.е. задавалась пара сходящихся границ, когда две другие границы в это же время оставались свободными. Известно, что Алтае-Саянская область, которая как бы «открыта» на северо-запад и юго-восток, находится в условиях умеренно-стесненного плоского сжатия [7].

Первый вариант модели состоял только из одного этапа приложения граничных условий: задавался правосторонний сдвиг со скоростью перемещения 0.5 мм/год и сжатия в направлении С–Ю со скоростью 0.25 мм/год среды, состоящей из трех блоков. Центральный пластичный блок («бассейн») заключен в более жесткую матрицу двух тел, контактирующих по границе раздела, на которой выполняются условия «склейки». Большая ось ориентирована в широтном направлении. В этой модели получена деформационная картина, соответствующая течению Куэтта, осложненная наличием пластичного «включения». Модель правостороннего сдвига рассмотрена с целью симитировать разворот центрального блока на угол около 30° по часовой стрелке, как это следует из палеомагнитных данных [8]. Как видно из моделирования, включение не испытывает значительного вращения, его длинная ось первоначальной широтной ориентации оказалась повернутой в результате сдвига лишь на $3\text{--}4$ градуса. Проводились эксперименты, когда предел пластичности задавался противоположным образом: блок бассейна был в два раза жестче, чем обрамление. Пределы пластичности были снижены до 10 МПа для бассейна и 50 МПа для обрамления, что соответствует экспериментам по деформации каррарского мрамора при температуре $700\text{--}900$ °С и скорости деформации 10^{-5} с⁻¹. Результаты в этом случае противоречат геологическим данным: блок бассейна не испытывает сколько-нибудь значительной деформации, не меняя первоначальной формы. По этим причинам соотношение пределов пластичности «жесткое включение – мягкая матрица» не удовлетворяет данным и в последующих моделях не используется.

Таким образом, простого сдвига недостаточно для разворота пластичного блока в жестком обрамлении. Наиболее «успешная» модель включала более сложную последовательность приложения внешних воздействий, а именно предполагалось, что в некоторый момент времени происходит смена направления действия тектонических сил. Это обосновывается существованием двух складчатых поясов в обрамлении Кузбасса: Томь-Колыванского и Салаирского. В этой модели, в отличие от предыдущей, присутствуют четыре тектонических блока, большая ось в начальном состоянии ориентирована в меридиональном направлении. По результатам моделирования приведены последовательные стадии деформирования модельной области Кузнецкого бассейна и обрамляющих структур в виде полей напряжений и деформаций, изменяющихся в динамическом режиме.

Основные результаты.

1. Адаптирован пакет MSC.Marc2005 для решения геотектонических задач в приближении больших деформаций, с учетом нелинейной реологии, с использованием remeshing-метода.

2. Двухстадийная модель развития Кузбасса ортогонального сжатия со сдвигом оказалась наиболее успешной в смысле согласования с наблюдаемыми данными.

3. Путем тестирования моделей при разном сочетании граничных и начальных условий показано, что финальная конфигурация Кузнецкого бассейна зависит от его начальной формы и ориентации.

4. Этапы сжатия и растяжения чередовались на протяжении его истории формирования. По результатам моделирования получена приемлемая оценка суммарной длительности этапов сжатия (около 100 млн лет), совпадающая с длительностью осадконакопления.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта СО РАН № 116 и при поддержке ведущей научной школы академика В.В. Ревердатто

- [1] Усов М.А. Тектоника Кузбасса // Вестник ЗСГУ. – 1940. – № 5.
- [2] Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса // Труды СНИИГГИМС. Вып. 4. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 299 с.
- [3] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во «Гео» СО РАН, 2001. – 409 с.
- [4] Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
- [5] Einsele G. Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. – Berlin: Springer-Verlag, 2000. – 792 p.
- [6] Полянский О.П., Добрецов Н.Л. Модель развития осадочного бассейна типа пулл-апарт // Докл. РАН. – 2001. – Т. 380, № 3. – С. 368–373.
- [7] Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмоструктурные деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 7. – С. 692–723.
- [8] Казанский А.Ю. и др. Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1107–1120.

ПОСТВАРИССКАЯ ГЕОДИНАМИКА УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

В.Н. Пучков

Уфа, Институт геологии УНЦ РАН, puchkv@anrb.ru

В течение длительного времени, по крайней мере с момента начала составления региональных и глобальных тектонических карт, Урал относился к варисцидам (герцинидам). Однако с начала 90-х годов в региональную тектонику все более прочно стал входить термин «уралиды». В настоящее время можно считать, что он применим ко всей западной и юго-западной фланговой зоне Урало-Монгольского пояса, включающей Новую Землю, Пай-Хой, Урал, Южный и Средний Тянь-Шань. Причины этого, отчасти рассмотренные нами [1], заключаются прежде всего в огромном различии времени их формирования. В западно- и центрально-европейских варисцидах орогенический процесс закончился формированием молассы в карбоне. Последующие дислокации, сопровождавшиеся в перми субсеквентным вулканизмом, были германотипными и не имели отношения ни к коллизии, ни к складчато-надвиговым дислокациям. Напротив, в уралидах в пермское время коллизионные процессы достигли своей кульминации и затем повторились во всей Урало-Новоземельской системе с разной степенью интенсивности в начале юрского времени.

В пермское время Урал представлял собой горное сооружение, расположенное на фланге системы орогенических поднятий и межгорных впадин Урало-Монгольского пояса и отделенное от Восточно-Европейской платформы Предуральским краевым прогибом. Именно в пермское время происходит формирование палингенных гранитов, возраст которых омолаживается от нижней перми на юге Урала до верхней перми на Среднем [2, 3]. Таким образом, масштаб вертикальной аккреции – нагромождения тектонических блоков континентальной коры и роста ее мощности, создавшего условия для палингенеза в ее пределах, – увеличивается в пермское время. Пермские деформации, вероятно унаследованные от позднекаменноугольных, отчетливо фиксируются там, где развиты пермские отложения, но, очевидно, они захватили и более древние отложения. Вместе с более древними отложениями западного склона Урала они участвуют в структурах «тонкокожей» тектоники, переходящих к востоку в «толстокожие» с образованием рампы: свидетельство увеличения пластичности более глубоких частей коры по направлению в глубь орогена. Именно в это время образовалась бивергентная структура Уральского орогена, выявленная сейсмопрофилем УРСЕЙС-95. При этом в восточном крыле орогена отслеживаются реликты более ранних (каменноугольных?) структур западной вергентности.

Интересен факт, ставший объектом пристального внимания геологов, изучающих стратотипические разрезы верхнего карбона и нижней перми Предуральского прогиба в последнее время [4; материалы полевой экскурсии на Южном Урале, 2007]. В глубоководных разрезах, где переувлажнение и рассредоточение осадков были минимальными, обнаружены десятки туфовых прослоев как кислого, так и основного состава, некоторые из которых достигают мощности 0.35 м. Трудно отказать от впечатления о том, что источником этих столь обильных продуктов извержений был Урал. Указывают на предположительное наличие позднекаменноугольно-пермских вулканов в Магнитогорском синклинии (Д.Н. Салихов, устное сообщение). Однако строгие доказательства молодого возраста этих вулканов отсутствуют. Вполне возможно, однако, что по крайней мере часть вулканов была связана с массивами Гранитной оси Урала, где они не сохранились вследствие глубокого размыва горного сооружения.

В то же время в поздней перми масштаб коллизионных процессов на Южном Урале, по сравнению с более северными районами, заметно ослабевает, и в ряде мест, к западу от ГУР, наблюдаются сохранившиеся от эрозии участки развития маломощных морских осадков казанского яруса с тетической фауной.

Для начала триаса характерно резкое усиление поднятий на Урале, с образованием грубо-терригенных и местами даже пролювиальных отложений нижнего триаса. Однако было бы неправильно связывать это явление с продолжением или возобновлением коллизионных процессов. Дело в том, что в самом начале триаса Урал был захвачен краем могучего Урало-Сибир-

ского суперплюма. Новые данные подтверждают синхронность этих процессов в Сибири и на Полярном Урале. В последнем случае базальты, развитые в районе р. Хальмер-Ю, в основании вулканогенно-терригенной серии, датируются Ar-Ag методом как 249.52 ± 0.7 млн лет (М. Рейхов, устное сообщение по новейшим результатам работ, совместных с автором), что является дополнительным подтверждением синхронности начала события на огромной территории [5]. Начало траппового вулканизма сопровождалось расколами земной коры, рассеянным рифтогенезом, с образованием многочисленных грабенов, хорошо выявляемых сейсмическими методами в Западной Сибири (наиболее крупный из них – Колтогорско-Уренгойский).

Несмотря на то, что противники плюмовой теории указывают на случаи, когда трапповый вулканизм не сопровождался интенсивными поднятиями, все же поднятия считаются одним из признаков плюма (суперплюма) [6].

Траппы Туринской серии формировались достаточно продолжительное время. Разрез базальтов из скв. 7, пробуренной в Назаровско-Карасевской системе грабенов, развитой непосредственно к востоку от Челябинского грабена, имеет усеченную нижнюю часть, и Ar-Ag возраст базальтов здесь – $243.32 \pm 0,57$, что отвечает низам среднего триаса (М. Рейхов, устное сообщение). Траппы ниже-среднетриасовой Туринской серии сменились в позднем триасе аллювиально-озерными угленосными отложениями Челябинской серии. Базальтовый магматизм, сильно затухая, проявлялся всё же в течение всего триаса. Сибирский вулканизм также оказался, вопреки расхожему мнению, весьма длительным (22–26 млн лет) [5].

В ранней юре в системе уралид проявились дислокации сжатия, отвечающие древнекиммерийской тектонической фазе. Интенсивность этих дислокаций и области их проявления распределены неравномерно [7]. На Тянь-Шане они не проявились, на Южном Урале интенсивно проявлены только на востоке, где юрские надвиги придали триасовым грабенам рамповую структуру. Они проявились в виде интенсивной складчатости на Среднем Урале в пределах Волчанской и Богословско-Веселовской впадин (можно предполагать присутствие существенной древнекиммерийской компоненты и в тех соседних структурах, где триас не развит). В то же время в расположенном непосредственно северо-восточнее, под покровом мезо-кайнозойского чехла Западносибирской плиты, Северососьвинском грабене древнекиммерийские складки и надвиги не проявились. Зато гряды Чернова и Чернышова на Полярном Урале, складчатые системы Пай-Хоя и Новой Земли целиком образованы этими дислокациями и имеют вид коллизионных структур. В связи с этим сделано предположение, что участок Палеоазиатского океана, который на этой широте сливался с Палеоуральским, сохранялся между Балтикой и Сибирью на широте Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра. Учитывая признаки поздних сдвиговых дислокаций внутри уже образовавшейся Пангеи и поворота Сибирского кратона по часовой стрелке с левосторонними сдвигами по палеомагнитным данным [8], можно предполагать, что этот реликт океанической коры закрылся в ходе раннеюрской коллизии по механизму ороклинальной деформации, с образованием коллизионных структур, затухающих в южном направлении.

Последующая история уралид состоит из двух этапов – длительного платформенного (юра–олигоцен, а возможно, и миоцен) и неотектонического, преимущественно плиоцен-четвертичного.

Платформенный этап характеризуется довольно быстрой эрозией бывшей складчатой области уралид с образованием мел-палеогенового пенеплена. По данным палеогеографических исследований [9–11] уже в меловое время, а возможно и в конце юрского времени, единого субмеридионального водораздела, разделявшего Европу и Сибирь, не существовало, а захороненные русла юрских и меловых рек на восточном склоне Южного и Среднего Урала имеют северо-восточное направление. В мелу выявляется наличие короткоживущих морских проливов, соединявших европейские и сибирские морские бассейны.

Сделанная нами попытка выявить общую структурно-фациальную зональность платформенных отложений этой территории для мезозоя и кайнозоя показывает, тем не менее, что уральский субмеридиональный структурный план просвечивает в распределении фаций (при том, что следует сделать поправку на эрозию, связанную с субмеридиональным неорогеническим поднятием Центральной зоны). Выявилась интересная черта. Если на юге выделяются четыре структурно-фациальные зоны: Предуральская, Центрально-Уральская, Восточно-Уральская и Зауральская, то на севере Восточно-Уральская зона, характеризующаяся сокращенными континентальными разрезами и почти лишенная следов морских трансгрессий в юре и в мелу,

резко выклинивается, и Зауральская непосредственно примыкает к Центрально-Уральской. Это может быть связано с длительно существовавшей флексурой, восточное крыло которой испытывало погружения. Эта флексура могла наследоваться от заложившегося еще в триасе или начале юры крупноамплитудного (500–1500 м) субмеридионального сброса, служившего западным ограничением Северососьвинского грабена [12]. Флексура продолжала быть активной и в неотектоническую эпоху.

В неотектоническую эпоху сформировалась современная цепь невысоких Уральских гор. Наиболее вероятным механизмом их образования является деформация континентальной коры под действием сжимающих напряжений.

Принимая как данное твердо укоренившееся мнение, что в глобальном аспекте неотектоническая эпоха соответствует времени между поздним олигоценом и современностью [13], предшествующие исследователи считали, что Уральские горы росли в течение всего позднего олигоцена, неогена и четвертичного времени [14]. Предполагалось также, что морфология уральского рельефа сохранила некоторые очень древние поверхности выравнивания, в том числе триасово-юрские [10, 15]. Однако сейчас исследователи начали говорить об ускорении неотектонических, неорогенических движений в самое последнее (плиоцен-четвертичное) время [16].

К подобным идеям на уральском материале мы пришли на несколько лет раньше, хотя глобальных выводов и не делали [17]. Фишн-трековые, U/Th-He и геологические данные показывают, что рельеф Южного Урала не стабилизировался окончательно даже в позднем мелу, поэтому не было возможности для сохранения в горах ни меловых, ни более древних эрозионных поверхностей, таких, как триасово-юрские. С другой стороны, идея о том, что уральские горы росли в течение всего позднего олигоцена и четвертичного времени, также противоречит целому ряду данных. Суммируем наиболее важные из них: 1. Миоценовая приуральская серия содержит кварцевые песчаники и пески, составляющие значительную часть этих отложений [18], указывая на неорогенические условия выветривания, эрозию и аккумуляцию. Тот же самый тип осадков отмечается даже и глубоко в горах близ г. Белорецка [19]. Что касается полимиктовых осадков, которые указывают на более быструю эрозию и слабое выветривание, то они появляются только в конце позднего плиоцена. 2. Глубокий средне-неогеновый врез рек лучше объясняется не орогеническим поднятием Урала, а падением уровня Каспийского моря: это мессинское событие, хорошо известное в Европе. 3. Ни одной хорошо документированной речной террасы миоцена–раннего плиоцена на Урале не установлено. 4. Никакие пещерные отложения древнее, чем средний и поздний неоплейстоцен, на Урале также не найдены. 5. Скорости современного поднятия поверхности Урала, определенные топографическим нивелированием (до 5–7 мм в год), в десять раз больше того, что необходимо для того, чтобы поднять Уральские горы с начала олигоцена. Таким образом, мы думаем, что современный Урал был сформирован как результат главным образом позднеплиоцен-четвертичных поднятий. Мезозойские поверхности выравнивания в Уральских горах не сохранились, а глубина плиоцен-четвертичной эрозии, по данным фишн-трекового и U/Th-He анализов, местами могла достигать 1000–1500 м, что в несколько раз больше прежних оценок.

- [1] Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского пояса // Геология и геофизика. – 2003. – № 1/2. – С. 28–39.
- [2] Bea F., Fershtater G.B., Montero P. Granitoids of the Uralides: implications for the evolution of the orogen // Mountain building in the Uralides: Pangea to the Present / Eds. D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov. – AGU Geophysical Monograph Series 132. – 2002. – P. 211–232.
- [3] *Строение и динамика литосферы Восточной Европы.* – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006 – 485 с.
- [4] Давыдов В.И., Черных В.В., Чувашиов Б.И., Нортруп К.Дж., Снайдер В.С. Вулканические туфовые прослои в верхнем палеозое Южного Урала и перспективы в создании точно-калиброванной временной шкалы карбона // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. – С. 112–123.
- [5] Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., Hiayu He, Bowen A. 40Ar/39Ar dating of Usolskii sill in the South-Eastern Siberian traps large igneous province: evidence for long-lived magmatism // Terra Nova. – 2005. – 17. – P. 203–208.
- [6] Пучков В.Н. Взаимоотношения плюм- и плейт-тектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. – Екатеринбург, 2007. – С. 23–51.

- [7] *Puchkov V.N.* Structure and geodynamics of the Uralian orogen // *Orogeny through time – Geological Society Special Publications.* – London, 1997. – 121 – P. 201–234.
- [8] *Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Михальцов Н.В., Кунгурцев Л.В.* Палеомагнитные данные по мезозойским комплексам обрамления Сибирской платформы как отражение внутриплитных сдвиговых деформаций Центрально-Азиатского пояса // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 2.* – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 151–155.
- [9] *Папулов Г.Н.* Меловые отложения Урала. – М.: Наука, 1974. – 202 с.
- [10] *Сигов А.П.* Мезозойская и кайнозойская металлогения Урала. – М.: Недра, 1969. – 296 с.
- [11] *Амон Э.О.* Морской экваториальный бассейн Уральского региона в средне- и поздне меловую эпоху // *Геология и геофизика.* – 2001. – Т. 42, № 3. – С. 471–483.
- [12] *Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н. и др.* Строение зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // *Литосфера.* – 2004. – № 2. – С. 108–124.
- [13] *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. – М.: Научный мир, 1999. – 252 с.
- [14] *Рождественский А.П., Зиняхина И.К.* Развитие рельефа Южного Урала в кайнозое. Неогеновый период. Препринт. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1997. – 45 с.
- [15] *Борисевич Д.В.* Неотектоника Урала // *Геотектоника.* – 1992. – № 1. – С. 57–67.
- [16] *Трифонов В.Г.* Новейшая геодинамика коллизионных орогенов – проблемы и решения // *Фундаментальные проблемы геотектоники. Т. 2.* – М.: ГЕОС, 2007. – С. 272–275.
- [17] *Puchkov V.N.* Neotectonics of the Urals // *Материалы Международного совещания «Upper Pliocene and Pleistocene of the Southern Urals regions INQUA-SEQS'02».* – Ufa, 2002. – P. 70–72.
- [18] *Яхимович В.Л., Адрианова О.С.* Южноуральский буроугольный бассейн // *Кайнозой Башкирского Предуралья. Т. 1, ч. 3.* – Уфа: Горно-геол. ин-т Башкирского филиала АН СССР, 1959. – 300 с.
- [19] *Козлов В.И.* Угленосные отложения палеогена и неогена Тирлянской мульды // *Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья.* – Уфа: БФАН СССР, 1976. – С. 210–227.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО ХАНГАЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ: ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ТЕПЛОСНАБЖЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ

*С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, И.С. Брандт,
С.Б. Брандт, Б.И. Писарский*

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

Для оценки теплового режима территории важно определить геодинамические условия эволюции позднекайнозойского магматизма, поскольку в зависимости от гипотезы будет определяться, в конечном итоге, и величина теплосодержания коры и верхней мантии. Позднекайнозойский вулканизм Центральной Монголии связывался с рифтогенезом, глубинным мантийным плюмом («горячей точкой») и тектонической активизацией литосферы вследствие процессов, протекавших в зоне Индо-Азиатской коллизии.

Рифтогенез – это процесс растяжения литосферы с ее термальным утонением. В кайнозойских континентальных рифтовых системах юга Сибири, Восточной Африки, Западной Европы и запада США литосфера утонена до 35, а иногда – до 25 км. Утонение литосферы сопровождается высоким тепловым потоком и излияниями толеитовых базальтов в рифтовых долинах. Уменьшение теплового потока на плечах рифтовых долин сопровождается сменой состава глубинных магм на щелочно-базальтовый. В рифтовых системах магматизм является показателем ослабленных проницаемых зон литосферы, перспективных для теплоснабжения. Для Центральной Монголии рифтовые структуры с утоненной литосферой не характерны, поэтому гипотеза рифтовой геодинамической обстановки для оценки перспектив теплоснабжения населения не может быть принята.

Обращаясь к гипотезе мантийного плюма (mantle plume, в переводе с английского мантийная струя), нужно иметь в виду его определение как гипотетической субстанции, которая существует независимо от мантийной конвекции и плитной тектоники и представляет собой узкую (радиусом 100–200 км) горячую колонну, протягивающуюся от термального граничного слоя основания конвектирующей системы, обычно являющейся границей ядро–мантия [6]. Потенциальная температура в центре плюмовой колонны достигает 1480 °С и может быть выше этого значения в случае начального плюмового события [9]. Расчеты показывают, что ликвидусные температуры расплавов в Восточном Хангае не превышали 1260 °С. Из пяти *существенных* признаков плюмов [7] при исследованиях вулканических пород на территории Центральной Монголии может обсуждаться единственный признак «долгоживущего вулканического следа» [5]. Очевидно, что одного признака недостаточно для принятия плюмовой гипотезы в решении задач теплоснабжения.

Важная роль Индо-Азиатской коллизии в тектонической активизации Центральной Азии в настоящее время не вызывает сомнений. Коллизионные процессы рассматривались как один из важных факторов, определивших место и время вулканизма, наряду с процессами субдукции океанических плит под Евразию и образованием низкоскоростной аномальной мантии под ее внутренней частью [2]. Новым доводом в пользу гипотезы влияния коллизионных процессов на внутриплитные явилась сейсмотомографическая модель, построенная по поверхностным S-волнам [11]. Она показала существование под Центрально-Азиатской орогенной системой Саяно-Монгольского низкоскоростного домена в интервале глубин 200–50 км [3]. Скоростная картина Саяно-Монгольского домена получила детализацию в новом профиле MOBAL_2003, построенном по записям обменных SV-волн, полученных при выполнении совместного российско-французско-монгольского проекта [8]. Подошва домена подчеркивается субгоризонтальным низкоскоростным слоем глубин 210–190 км. Под территорией Восточного Хангая блок нормальных скоростей погружен до основания низкоскоростного домена на глубину 210–170 км, а над ним выделяется низкоскоростная линза на глубине 140–100 км. Вулканологические исследования в Восточном Хангае в связи с оценкой перспектив теплоснабжения аймака Цэцэрлэг направлены на выяснение динамики формирования Восточно-Хангайской надблоковой

низкоскоростной линзы [4]. В серии работ развита гипотеза, объясняющая эволюцию магматизма в Центральной Монголии как результат вариаций напряженно-деформированного состояния мантии в интервале глубин 200–50 км.

Магматизм распространился в крупных сегментах Восточно-Хангайской орогенной провинции: Тамирском, Сумийнском, Верхне-Орхонском и Онгийнском. В малых сегментах юго-западного края орогенной провинции магматизм либо отсутствовал (Улдзийтинский и Шаргалджутынский сегменты), либо проявился слабо (Туйнский сегмент). Вулканизм Цэцэрлэгского поля центральной части Тамирского сегмента имел место во временном интервале 17.0–9.7 млн лет назад в связи с активностью северо-восточной Байдарик-Угей-Нурской расплавной зоны. В юго-восточной части провинции вулканизм начался позже, около 7.8 млн лет назад, и мигрировал с течением времени, распространяясь одновременно в двух или трех сегментах. Во временном интервале 7.8–4.8 млн лет назад вулканическая деятельность была ограничена территорией в окружении Сумийнского сегмента. Лавы этой возрастной генерации датированы на Хархоринском и Верхне-Орхонском полях. В сегменте верховьев р. Орхон-Гол вулканизм эпизодически возобновлялся в течение плиоцена и плейстоцена. Наряду с Верхне-Орхонским сегментом, плейстоценовые извержения охватили Туйнский сегмент (Эрдэнэ-Цогтское поле) и Онгийнский (одноименное поле).

Расчеты ликвидусных температур магматических расплавов свидетельствуют о сильном разогреве мантии под Цэцэрлэгским вулканическим полем в интервале 17–11 млн лет назад. По термометру [1] интервал температур составлял 1260–1170 °С. В более поздних расплавах, излившихся в юго-восточной части Восточного Хангая, температура ликвидуса варьировалась в интервале 1160–1210 °С, а в магмах последних 3.6 млн лет составляла более узкий интервал 1190–1210 °С. Начальные высокие температуры обусловлены подъемом магм материала с глубин до 200 км в Байдарик-Угей-Нурской зоне, а последующие более низкие – латеральным распространением расплавленного материала. Заключительные магматические расплавы характеризовали устойчивый термальный режим надблоковой расплавной линзы.

В Тамирском сегменте находится термальный источник Цэнхэр с максимальной температурой 86 °С. В других наиболее горячих источниках сегмента температуры составляют интервал 51–59 °С. В юго-восточной части Восточного Хангая высокие температуры определены в источниках Цаган-Сум (70 °С), Шаргалджут (80 °С) и Мойгот (72 °С) [10]. Ареал термальных источников в общем соответствует ареалу мантийного магматизма Восточно-Хангайской расплавной линзы.

Мы приходим к заключению, что температурные оценки мантийных магм и их пространственно-временное распределение в Восточном Хангае удовлетворительно объясняются с позиций гипотезы синтетектонического магмообразования в интервале глубин 80–200 км. Наибольший разогрев мантии Восточного Хангая определен по максимальным ликвидусным температурам магм Цэцэрлэгского вулканического поля во временном интервале 17–11 млн лет назад. Высокая температура термального источника Цэнхэр, возможно, поддерживается в настоящее время благодаря сохраняющейся высокой проницаемости верхней мантии и коры Тамирского сегмента. Высокотемпературные термальные источники в сегментах более поздней вулканической деятельности юго-восточной части Восточного Хангая могут отражать специфику теплового режима верхней мантии и коры, связанную с латеральным распространением расплавной линзы.

Работа выполняется по проекту СО РАН 88/2006 и региональному проекту РФФИ 05–05–97254–р–Байкал.

- [1] Николаев Г.С., Борисов А.А., Арискин А.А. Расчет состояния Fe^{3+}/Fe^{2+} в магматических расплавах: тестирование и дополнительная калибровка эмпирических уравнений для различных петрохимических серий // Геохимия. – 1996. – № 8. – С. 713–722.
- [2] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. – 1998. – № 4. – С. 25–40.
- [3] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М. и др. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Докл. РАН. – 2003. – Т. 390, № 1. – С. 90–95.
- [4] Рассказов С.В., Мордвинова В.В., Чувашова И.С. и др. Кайнозойский вулканизм локальных низко-

- скоростных мантийных аномалий Центральной Монголии и Юго-Западного Прибайкалья // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра, 2006. – С. 280–283.
- [5] *Рассказов С.В., Брандт И.С., Брандт С.Б., Чувашиова И.С.* Позднекайнозойская магматическая динамика Центральной Монголии: воздействие плюмов на литосферу или влияние Индо-Азиатской коллизии? // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы международной научной конференции. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. – С. 245–248.
- [6] *Anderson D.L.* Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // *Reviews of Geophysics*. – 1995. – V. 33, № 1. – P. 125–149.
- [7] *Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.* Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Letters*. – 2003. – V. 205. – P. 295–308.
- [8] *Mordvinova V.V., Deschamps A., Deverchere J. et al.* Velocity structure of the lithosphere on the Siberian platform – Goby–Altai profile on the base of teleseismic experiment «MOBAL 2003» // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли: Материалы 2-го международного симпозиума. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – С. 223–227.
- [9] *Thompson R.N., Gibson S.A.* Subcontinental mantle plumes, hotspots and preexisting thinspots // *Journal of Geological Society*. – 1991. – V. 148. – P. 973–977.
- [10] *Pissarsky B.I., Nambar B., Ariyadagva B.* Map of mineral waters in Mongolia. Scale 1:2500000. – Ulaanbaatar, 2003.
- [11] *Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M.* 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth and Planet. Inter.* – 2003. – V. 138. – P. 263–278.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ИСТОЧНИКИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

С.Н. Руднев*, А.Э. Изох*, В.П. Ковач**, Р.А. Шелепаев*, Е.Н. Лепехина***,
И.П. Падерин***, С.Л. Пресняков***, Л.Б. Терентьева**

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

**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, kovach@ik4843.spb.edu

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

Результаты исследований раннепалеозойских гранитоидных батолитов Алтае-Саянской складчатой области (АССО) показали, что они имеют сложное строение и могут быть разделены на самостоятельные магматические ассоциации, отличающиеся по вещественному составу, возрасту, источникам расплавов и геодинамическим обстановкам формирования [1, 2]. Одним из таких примеров является Каахемский полихронный батолит ранних каледонид Восточной Тувы, все породы которого ранее относились к таннуольскому диорит-тоналит-плагиогранитному комплексу (C_{2-3}) формации гранитоидных батолитов «пестрого состава». В настоящее время Каахемский батолит расчленен на ряд самостоятельных магматических ассоциаций, имеющих различную геохимическую специализацию (М-, I-, А-типы), широкий возрастной диапазон формирования ($V-O_3$), различные источники и геодинамическую позицию (островодужную, аккреционно-коллизийную и постколлизийную) [3].

Аналогом таннуольского комплекса в Озерной зоне Западной Монголии является тохтогеншильский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс [4]. Слагающие его гранитоиды представлены в виде мелких массивов и крупных плутонов и образуют протяженный плутонический пояс, являющийся продолжением аналогичного пояса в Восточной Туве. Нами проведены геологические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования, направленные на определение вещественного состава, возрастной последовательности, источников и геодинамических условий формирования пород тохтогеншильского комплекса, результаты которых рассмотрены на примере Шаратологского и Харанурского полихронных плутонов северной части Озерной зоны.

Шаратологский плутон расположен юго-восточнее оз. Хиргис-Нур. В его строении принимают участие породы трех ассоциаций (от ранних к поздним): перидотит–пироксенит–анортозит–габброноритовой (хиргиснурской комплекс [5]), тоналит-плагиогранитной и диорит–тоналит–плагиогранитной. Вмещающими породами являются островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения ($V-C_1$). Ранее гранитоидные ассоциации объединялись в составе единого тохтогеншильского комплекса [4, 6].

Интрузивные образования *тоналит-плагиогранитной* ассоциации распространены преимущественно в восточной и южной частях плутона и составляют около 75 % его площади. В составе ассоциации выделяются Амф-Би тоналиты, Амф-Би плагиограниты и лейкоплагиограниты. По петро- и геохимическим особенностям гранитоиды отвечают породам известково-щелочного ряда (I-тип). Они характеризуются умеренно фракционированным распределением РЗЭ с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и слабым Eu минимумом ($La/Yb_N=2.9-8.8$; $La/Sm_N=1.94-4.12$; $Gd/Yb_N=0.81-2.05$; $Eu/Eu^*_N=0.8-1.0$), отрицательными аномалиями Nb (Ta) и Ti. Гранитоиды соответствуют плагиогранитам низкоглиноземистого типа, формирование которых связывают с частичным плавлением метабазитов при $P < 10$ кбар в равновесии с амфибол+плагиоклаз+пироксеновым рститом [7]. U-Pb изотопный возраст тоналитов по циркону (SHRIMP-II) составляет 519 ± 8 млн лет (средневзвешенное по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, $n=9$, СКВО=3.2). Породы ассоциации характеризуются пониженными, в сравнении с деплетированной мантией, величинами $\epsilon_{Nd}(T) = +6.5 \dots +6.6$ и $T_{Nd}(DM)=0.73-0.70$ млрд лет и отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0.7038-0.7039$, близкими к островодужным вулканитам Западного Саяна и Озерной зоны [8–10]. Изотопные и геохимические данные позволяют предполагать преимущественно

ювенильные субдукционные источники исходных расплавов при подчиненном участии древнекорового материала.

Породы *диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации* распространены в северо-западной части Шаратологийского плутона. В ее составе выделяются Амф диориты, Амф-Би кварцевые диориты, Амф-Би тоналиты и Амф-Би плагиограниты. По петро-геохимическим характеристикам они относятся к низкоглиноземистым плагиогранитоидам толеитового ряда (М-тип). Спектры РЗЭ характеризуются пологим распределением с незначительным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и наличием минимума по Eu ($La/Yb_N=0.9-2.3$; $La/Sm_N=0.90-1.85$; $Gd/Yb_N=0.71-1.24$; $Eu/Eu^*_N=0.44-0.73$), Nb (Ta) и Ti. Возраст тоналитов составляет 494 ± 10 млн лет ($n=10$, СКВО=0.84). По Sr-Nd изотопным характеристикам ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0.7039$, $\epsilon_{Nd}(T)=+6.6$) они не отличаются от гранитоидов ранней ассоциации, что позволяет предполагать плавление близких по составу источников, но в более малоглубинных (5–8 кбар) условиях на заключительных этапах субдукционно-аккреционных процессов сочленения островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов.

Харанурский плутон находится на северной оконечности оз. Хара-Нур. Ранее [6] в составе этого плутона выделялись гранитоиды тохтогеншильского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса (E_{2-3}) и диорит-гранодиорит-гранитного комплекса (O_3). Детальные исследования позволили установить, что в составе плутона выделяются три магматических ассоциации (от ранних к поздним): габбро-диоритовая, плагиогранитная и диорит-гранодиорит-гранитная.

Породы *габбро-диоритовой* ассоциации наблюдаются в виде нескольких крупных разоб- щенных тел (~30–35 % по площади) в юго-восточной и центральной частях плутона. В ее составе выделяются Амф габбро, Амф диориты и Амф-Би кварцевые диориты. По петрохимическому составу, содержанию редких и редкоземельных элементов ($La/Yb_N=1.1-5.8$; $La/Sm_N=0.46-1.70$; $Gd/Yb_N=1.28-1.98$; $Eu/Eu^*_N=0.7-1.2$) они относятся к породам известково-щелочного ряда (I-тип). Возраст пород ассоциации (U-Pb, циркон) составляет 529 ± 6 млн лет ($n=11$, СКВО=1.7). Породы характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(T) = +7.9$ и низкими отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0.7037$, свидетельствующими о ведущей роли ювенильного мантийного источника.

Интрузивные образования *плагиогранитной* ассоциации распространены в восточной части Харанурского плутона и составляют около 45–50 % его площади. Ассоциация представлена Би плагиогранитами, Би-Му плагиогранитами, Гр-Би±Му плагиогранитами и лейкоплагиогранитами, аплитами и пегматитами. Плагиограниты относятся к породам известково-щелочного ряда (I-тип), характеризуются низкими содержаниями РЗЭ, преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($La/Yb_N=3.1-13.2$; $La/Sm_N=2.06-2.67$; $Gd/Yb_N=0.77-3.03$), как отрицательными, так и положительными Eu аномалиями ($Eu/Eu^*_N=0.7-0.8$ и $1.2-1.8$), отрицательными аномалиями Nb (Ta), Ti и положительными Sr, Zr и Hf. По содержанию Al_2O_3 , Sr, Yb и Eu они соответствуют плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа, формирование которых может быть связано с плавлением метабазальтов при $P > 10-12$ кбар в равновесии с амфибол+клинопироксен+плагиоклаз±гранатовым реститом [7]. Формирование расплавов такого типа может быть реализовано либо в результате плавления океанической плиты в зоне субдукции с повышенным геотермическим градиентом, либо с процессами плавления метабазитового или тоналитогнейсового субстратов в основании утолщенной коры при коллизии. Возраст плагиогранитов ассоциации (U-Pb, циркон) составляет 531 ± 10 млн лет ($n=10$, СКВО=1.11) и не отличается от возраста пород габбро-диоритовой ассоциации. С последними они также имеют и близкие изотопно-геохимические параметры ($\epsilon_{Nd}(T)=+7.4$, $T_{Nd}(DM)=0.65$ млрд лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0.7039$), что может свидетельствовать о близких по составу источниках расплавов. Sr-Nd изотопные данные в совокупности с геохимическими параметрами позволяют предполагать, что исходные расплавы плагиогранитоидов формировались при плавлении в зонах субдукции метабазитов N-MORB типа.

В строении *диорит-гранодиорит-гранитной* ассоциации (15–20 %) принимают участие Амф-Би диориты и кварцевые диориты, Би-Амф гранодиориты и Би±Амф граниты. По петрохимическому составу породы этой ассоциации относятся к известково-щелочным гранитоидам (I-тип) повышенной калиевости. Гранитоиды характеризуются умеренно-фракционированным распределением РЗЭ и отрицательной Eu аномалией ($La/Yb_N=7.1-10.7$; $La/Sm_N=1.35-5.99$; $Gd/Yb_N=1.08-1.41$; $Eu/Eu^*_N=0.6-0.9$), отрицательными аномалиями Nb (Ta) и Ti. Возраст пород этой ассоциации (U-Pb, циркон) составляет 459 ± 17 млн лет ($n=8$, СКВО=3.3). По изотопно-

геохимическим характеристикам исследуемые гранитоиды, в отличие от пород вышеописанных ассоциаций, характеризуются более высокими изотопными отношениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7096$ и более низкими величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +5.1$ ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.78$ млрд лет), свидетельствующими, что их формирование было связано главным образом с плавлением каледонской континентальной коры [9, 11].

Таким образом, детальные геологические, геохимические, геохронологические и изотопные исследования позволили установить, что тохтогеншильский комплекс, так же, как и таннуольский, расчленяется на ряд самостоятельных магматических ассоциаций. Формирование ассоциаций Харанурского плутона с участием высокоглиноземистых тоналитов и плагиогранитов происходило около 530 млн лет назад при плавлении океанической плиты в зоне субдукции с повышенным геотермическим градиентом, тогда как низкоглиноземистые плагиогранитоиды Шаратологойского плутона формировались около 520 и 495 млн лет назад в результате мало-глубинного плавления метабазитов в зоне субдукции и на заключительных этапах субдукционно-аккреционных процессов. В формировании пород диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации с возрастом около 460 млн лет ведущую роль играли процессы ремобилизации каледонской континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 06-05-64767, 07-05-00849), Президиума СО РАН (интеграционный проект № 7.10.2), НШ-4933.2006.5.

- [1] Владимирова А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН. – 1999. – Т. 369, № 6. – С. 795–798.
- [2] Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Докл. РАН. – 2004. – Т. 396, № 3. – С. 369–373.
- [3] Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Пономарчук В.А., Бибикина Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. – 2006. – № 2. – С. 3–33.
- [4] Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. – М.: Наука, 1975. – 285 с.
- [5] Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др. Габброидные формации Западной Монголии. – Новосибирск: Наука, 1989. – 385 с.
- [6] Кравцев А.В., Изох А.Э., Цукерник А.Б. Интрузивный магматизм Озерной зоны (МНР) // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. – Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1989. – С. 26–44.
- [7] Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. – 2000. – № 7. – С. 704–717.
- [8] Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимирова А.Г., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Борисов С.М., Травин А.В., Левченков О.А., Терлеев А.А., Куйбида М.Л. Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 2. – С. 170–187.
- [9] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2002. – Т. 387, № 3. – С. 387–392.
- [10] Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Источники, ведущие механизмы формирования и эволюции континентальной коры каледонид Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 168–171.
- [11] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 354–359.

ВОЗРАСТ ПРИШИЛКИНСКИХ ОФИОЛИТОВ (АГИНСКАЯ ЗОНА, МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОЯС)

С.В. Руженцев*, Г.Е. Некрасов*, И.П. Падерин**, Б.Г. Голионко*, Д.А. Лыхин***

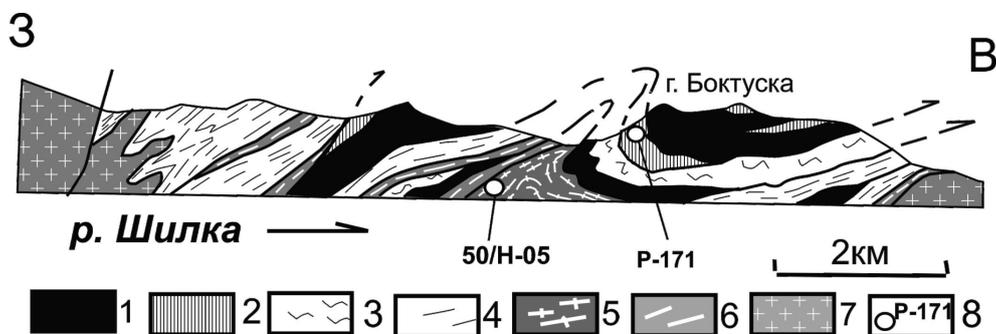
*Москва, Геологический институт РАН, Nekrasov@ginras.ru

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

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

Агинская зона забайкальской части Монголо-Охотского пояса представляет собой мегасинформу, выполненную серией тектонических покровов [1]. Последние образованы разнообразными вещественными комплексами (включая офиолиты), со стратиграфическим диапазоном рифей–верхняя юра [2]. Считается [3–5 и др.], что отмеченная структура сформировалась в мезозое как следствие коллизии Северо-Азиатского континента и микроконтинентов южного обрамления пояса (Аргунский, Мамынский и Буреинский массивы).

Пришилкинские офиолиты Агинской зоны объединяются в «Пришилкинский офиолитовый пояс», протягивающийся на расстояние примерно 50 км. Здесь установлены практически все элементы офиолитового разреза, слагающие пакет многочисленных, относительно полого залегающих, перетасованных по вертикали тектонических пластин. Нами они изучались в районе деревень Молодовск и Ломы. Геологический профиль через указанный участок Агинской зоны представлен на рисунке. Здесь, вдоль юго-восточной границы зоны выше плагиогнейсов и кристаллосланцев джорольского комплекса (РС, Аргунский массив), залегают сретенские гранит-порфиры (J₃), включающие в кровле серию тел (10–50 м) бластомилонитов гранитного состава и фрагменты разреза ононской свиты, представленные кварц-сланцевыми, актинолит-альбит-эпидот-хлоритовыми сланцами и микрокварцитами, с просечками (2–5 м) тальк-серпентиновых пород. Выше по разрезу в горном массиве Богтуска они сменяются вначале пластиной апобазальтовых эпидот-актинолит-альбит-хлоритовых сланцев кулиндинской свиты с многочисленными конформными со сланцеватостью пластовыми телами апогранитных и апотоналитовых бластомилонитов мощностью 2–5 м, подчеркивающими общую пологую структуру района. В антиформном изгибе западнее г. Богтуска последние (рисунок) образуют факолитоподобное тело с видимой мощностью в раздуже порядка 0.3–0.5 км. Возраст тоналитов считается каменноугольным. По нашим данным [6] их возраст 253.2 ± 6.6 млн лет (U-Pb SHRIMP датирование по цирконам), что соответствует границе перми–триаса. Далее в массиве Богтуска следует пластинообразное тело серпентинитов мощностью 0.5–0.8 км, контактирующее в подошве и кровле с пластинами и тектоническими линзами ортоамфиболитов и бластомилонитизированных



Геологический профиль вдоль левого борта долины р. Шилка (район пос. Молодовск). 1 – серпентинизированные ультрабазиты; 2 – габбро; 3–4 – сланцы кулиндинской (3) и ононской (4) свит; 5–6 – апотоналитовые (5) и апогранитные (6) бластомилониты; 7 – сретенские гранит-порфиры; 8 – место отбора проб на абсолютный возраст.

полосчатых амфиболовых габбро. Присутствие в серпентинитовой матрице реликтов оливина и ортопироксена [8] позволяет говорить об ее апогарцбургитовой природе. Среди амфиболитов отмечается также присутствие метапироксенитов [7]. Северо-западнее г. Богтуска (район гор Заплатная и Круглая) выше серпентинитового тела располагается пакет пластин, сложенный сланцами ононской свиты с телами апогранитных бластомилонитов.

Несмотря на тектоническую дезинтеграцию разреза, с некоторой долей условности можно говорить о достаточно полном наборе в нем пород офиолитовой ассоциации, включающем как ультрамафит-мафитовую, так и вулканогенную составляющую. По данным [8] последняя представлена в кулиндинской свите N-MORB, E-MORB и OIB разностями. Наши данные по геохимии кулиндинских апобазальтовых сланцев в целом это подтверждают. В ононской свите наряду с метавулканогенными кварц-альбит-актинолит-эпидотовыми сланцами широкое развитие имеют метатерригенные кварц-слюдаые сланцы и метакварциты. Это позволяет считать, что данный парагенез пород сформировался в условиях аккреционной призм, располагавшейся вдоль приаргунской части Монголо-Охотского бассейна.

Проблема возраста офиолитов Агинской зоны имеет принципиальное значение для разработки моделей геодинамической эволюции Монголо-Охотского палеоокеана. Для решения этого вопроса был проведен отбор проб из полосчатого амфиболового габбро подошвы серпентинитовой пластины г. Богтуска. Опробованное на циркон бластомилонитизированное амфиболовое габбро характеризуется реликтовым расслоенным строением; состоит из параллельных полос амфибола ряда паргасит–эденит мощностью 0.5–2.0 см и полос андезин–лабрадора мощностью порядка 0.5–10.0 см. Повсеместно несет следы интенсивного бластеза, выраженного в рассланцевании и разлинзовании амфиболовых полос, грануляции плагиоклаза и замещении его сноповидным агрегатом хлорита.

Выделенная фракция цирконов представлена главным образом слабоокрашенными в желто-розовые цвета призматическими кристаллами магматогенного генезиса. Внутреннее строение их характеризуется наличием в катодо-люминесцентных лучах (КЛ) светлых изометричных ядер с содержанием U 103–244 ppm и широкой черной оболочки в КЛ с содержанием U 1691–3703 ppm.

По двум точкам в ядрах и шести точкам в темноокрашенных оболочках для этих цирконов получен конкордантный возраст 393 ± 6.3 млн лет (СКВО=0.000, вероятность конкордантности = 0.995). Единичные в пробе мелкие цирконы, предположительно метаморфогенного габитуса, датированы в двух точках цифрой 309 ± 9.5 млн лет (СКВО=0.000, вероятность конкордантности = 0.992).

Среднепалеозойский возраст пришилкинских офиолитов в целом согласуется с данными по другим офиолитовым комплексам западной части Монголо-Охотского пояса (D_{2-3} тентакулиты и конодонты из вулканогенно-кремнистой толщи района Шерловой Горы, адаатсагские офиолиты Восточной Монголии, датированные U-Pb методом по цирконам из лейкократового габбро цифрой 325.4 ± 1.1 млн лет, C_{1v-s} [9]). В связи со сказанным встает вопрос о существовании в пределах Забайкальской части Монголо-Охотского пояса древних (PC_3 - PZ_1) палеоокеанических комплексов. По нашему мнению, фактических данных о наличии здесь таких комплексов сейчас нет. В принципе мы допускаем их существование, что предполагает длительное (PC_3 - PZ_3 или PC_3 - MZ_1) развитие Монголо-Охотского палеобассейна. Такая модель разрабатывалась рядом авторов (см., например, [5, 10, 11]). Однако в этом случае встает вопрос – завершился ли каледонский этап закрытием такого бассейна в ордовике или раннем силуре (коллизия Северо-Азиатского континента и Аргунского микроконтинента) или такое закрытие не было полным? В любом случае мы считаем, что в среднем палеозое (по-видимому, в позднем силуре или раннем девоне) начинается новый импульс раскрытия палеоокеанического бассейна, который и обусловил становление Монголо-Охотского палеоокеана в собственном смысле этого слова.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-65027).

- [1] Zorin Ju.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal belt (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. – 1999. – V. 306. – P. 33–56.
- [2] Геологическая карта Читинской области. Масштаб 1:500 000 / Под ред. И.Г. Рутштейна. – М.: МРГИТ, 1992.
- [3] Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой С В Азии. – Новосибирск:

- Наука, 1984. – 192 с.
- [4] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.1. – М.: Недра, 1990. – 327 с.
- [5] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [6] Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.Л., Родионов Н.В. и др. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 58–60.
- [7] Дриль С.И., Голубев В.Н. Изотопная Nd-Sr систематика и редкоземельная характеристика пород аккреционных комплексов Восточно-Забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 369–373.
- [8] Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. – 1996. – № 8. – С. 723–737.
- [9] Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.J. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ofiolite and Muren shear zone, Central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen // Jour. Geol. Soc., London. – 2005. – V. 162. – P. 125–134.
- [10] Sengör A.A., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. – 1993. – V. 364, № 6435. – P. 299–307.
- [11] 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.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

*Е.Ю. Рыцк**, *В.П. Ковач**, *В.В. Ярмолюк***, *В.И. Коваленко***

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru

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

Байкало-Муйский пояс (БМП) Байкальской складчатой области (БСО) с севера граничит с Байкало-Патомским поясом (БПП) рифейских структур пассивной континентальной окраины Сибирского кратона, а с юга – с Баргузино-Витимским супертеррейном. В решении проблемы ранних этапов становления и развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и связанных с ней вопросов возраста и тектонических обстановок проявления рифей–ранневендских корообразующих процессов БМП имеет ключевое значение.

Структура БМП определяется сочетанием разновозрастных линейных и мозаично-блоковых покровно-складчатых зон, образованных на месте палеотрогов (Кичерская, Парам-Шаманская, Каралон-Мамаканская зоны) и разделяющих их межтроговых зон (Анамакит-Муйская и Янская зоны). В южной части БМП развиты позднебайкальские структуры палеобассейна растяжения Катеро-Уакитской зоны.

Для обоснования палеогеодинамических моделей формирования и эволюции БМП необходимо рассмотреть ряд ограничений и дискуссионных вопросов, вытекающих из новых геохронологических и Nd изотопных данных.

1. Современные геохронологические данные позволяют выделить в геологической истории БМП два цикла тектогенеза – раннебайкальский ($1000 \pm 100 - 720 \pm 20$ млн лет) и позднебайкальский ($700 \pm 10 - 590 \pm 5$ млн лет) с эпохами складчатых деформаций, метаморфизмом и гранитообразованием на рубежах 0.80–0.78 и 0.62–0.59 млрд лет.

2. Структура БМП характеризуется изотопной гетерогенностью, выраженной в совмещении в его пределах террейнов, формирование которых связано с проявлением корообразующих событий различного возраста. Так, в Кичерской и Парам-Шаманской зонах проявлены раннебайкальские (1.0–0.8 млрд лет), а в Каралон-Мамаканской, Янской и Катеро-Уакитской зонах – позднебайкальские (0.7–0.62 млрд лет) корообразующие события, тогда как для большей части межтроговой Анамакит-Муйской зоны характерно преобладание процессов ремобилизации раннедокембрийской континентальной коры (≥ 1.9 млрд лет). Распределение величин $\epsilon_{Nd}(T)$ и $T_{Nd}(DM)$ по площади показывает, что раннебайкальские корообразующие процессы проявлены главным образом в зонах палеотроговых прогибов – Кичерской и Парам-Шаманской, а в Каралон-Мамаканской, Янской и Катеро-Уакитской зонах ведущую роль играли процессы формирования позднебайкальской континентальной коры. Новые изотопные данные позволяют выделить в геологической истории ЦАСП две новые эпохи ювенильного корообразования – ранне- и позднебайкальскую. В отличие от БМП изотопная структура БПП по имеющимся данным однородна. Метаосадки патомской серии и прорывающие их палеозойские граниты имеют исключительно древнекоровые Nd изотопные характеристики с $T_{Nd}(DM) \geq 2.0$ млрд лет, которые указывают на их образование за счет вещества древней коры Сибирского кратона.

3. Выделение офиолитовых комплексов в БМП остается главной, и, по сути, нерешенной, проблемой геологии БСО. В настоящее время в структуре БМП не установлены компоненты полного офиолитового разреза. Массивы серпентинитов и ультрабазитов представляют собой альпинотипные тела, протрузивно внедренные в различные части разреза и окружающие пояс структуры континентальных рифтов, а гипербазиты реститового комплекса (Парамский и Усть-Келянский массивы) по своим геохимическим и изотопным характеристикам («коровые» отношения Sm/Nd и $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1.2 до –12.7) соответствуют породам континентальной литосферной мантии раннего (?) рифея. В то же время в составе раннебайкальской «офиолитовой» нюрдундуканской толщи установлены базальты как заостроводужных бассейнов или рифтогенных бассейнов Красноморской стадии развития, так и океанических островов, а в позднебайкаль-

ской якорной толще развиты ювенильные базальты и риолиты островодужного типа.

4. Установлена ритмичность проявления неопротерозойского магматизма БМП, обусловленная двукратным проявлением двух типов разновозрастных, но сходных по своему составу главных магматических ассоциаций: 1) габбро-диорит-плагиогранитных комплексов («муйский», 812 млн лет, и таллаинский, 602 млн лет); 2) субконтинентальных бимодальных и кислых субщелочных вулканитов и гиабиссальных калиевых гранитоидов (жанок-бамбукойский, 720 млн лет, и падринский, 590 млн лет). При этом в источниках гранитоидов и кислых вулканитов раннебайкальских комплексов доминировала раннедокембрийская кора, а в позднебайкальских – мантийные короткоживущие источники. Такой тренд эволюции оказывается прямо противоположным традиционному представлению о континентализации структур БСО и свидетельствует, наоборот, о нарастании масштабов деструктивных процессов в БСО к раннему венду.

5. Прослеживается взаимосвязь тектонических событий во внутреннем и внешнем поясах БСО. С началом раннебайкальского цикла и формированием в Кичерской зоне БМП базальтов нюрундуканской толщи (1.0–0.9 млрд лет) коррелируется образование низкокалиевых платобазальтов и накопление грабеновых фаций БПП. Коллизионный этап этого цикла в БМП (0.78 млрд лет) фиксируется «предджемкуканским» размывом в основании верхней части неопротерозойского разреза БПП. Становление раннебайкальских постколлизионных (780±20 – 720±20 млн лет) магматических ассоциаций (пироксенит-габбро-норитовые и габбро-анортозитовые расслоенные интрузии, гиабиссальные граниты и трахириолиты жанок-бамбукойского комплекса) БМП коррелируют во времени с образованием в БПП дайковых серий в условиях растяжения. Формирование континентальных депрессий с кислыми вулканитами падринской серии (590±5 млн лет), перекрывающей со структурным и метаморфическим несогласием магматические и осадочно-вулканогенные комплексы БМП, фиксирует завершение позднебайкальского цикла в БМП и начало орогенного этапа развития всей территории БСО. Во внутренней части БПП в этот период накапливались грубообломочные отложения орогенного типа, а во внешней приконтинентальной части – хемогенные и тонкозернистые отложения платформенного типа. В то же время установлены резкие различия состава мантийных источников магматизма соседних зон БПП и БМП, которые могут свидетельствовать о территориальной обособленности областей магматизма на момент их образования. Так, раннебайкальские базальты Олоkitского палеорифта БПП имеют характеристики обогащенного мантийного источника ($\epsilon_{Nd}(T)$ от –11 до –17), тогда как метабазальты того же возраста Кичерской зоны БМП обладают Nd изотопными характеристиками деплетированной мантии ($\epsilon_{Nd}(T) = +6.6 \dots +8.0$). Такие же различия наблюдаются и для источников мантийных расплавов позднебайкальского этапа развития БПП и БМП. Так же существенно различаются по изотопному составу и осадочные породы БПП и БМП. Так, метатеригенные комплексы БПП характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -17.8 \dots -5.7$ и $T_{Nd}(DM)=3.0-2.0$ млрд лет, тогда как большая часть осадочных пород БМП имеет положительные величины $\epsilon_{Nd}(T) = +2.3 \dots +3.9$ и $T_{Nd}(DM)=1.2-1.0$ млрд лет, что отражает разрыв пород преимущественно Сибирского кратона и короткоживущих раннебайкальских источников соответственно.

6. Nd изотопные данные ($\epsilon_{Nd}(T) = -12.3 \dots -3.2$, $T_{Nd}(DM) = 2.2-1.4$ млрд лет) для позднепалеозойских гранитоидов, в том числе прорывающих «офиолитовые» метабазальты, могут свидетельствовать о повсеместном аллохтонном залегании байкальских комплексов БМП на древней континентальной коре. Кроме этого, ювенильные Nd изотопные характеристики углеродисто-кремнистых сланцев Кичерской и Парам-Шаманской зон БМП могут указывать на удаленность источников их сноса от континентальных масс вследствие «океанических» размеров палеобассейнов. В то же время весь комплекс геологических наблюдений свидетельствует о господстве в БСО при региональных деформациях сдвиговой компоненты, что может свидетельствовать об автохтонной и субавтохтонной тектонической позиции байкальских складчатых комплексов БПП и БМП.

На этой основе предложена «автохтонная» модель, которая рассматривает БСО в составе единого Байкальского мегаблока древней коры, представляющего восточную (в современных координатах) континентальную окраину Палеоазиатского океана. Ее эволюция в позднем докембрии контролировалась рифтогенно-коллизионным тектоническим режимом, а корообразующие события соответствовали формированию коры субокеанического типа в рифтогенных

бассейнах Красноморской стадии развития с ее последующей переработкой в ходе коллизионного «раздавливания» палеорифтов и межтроговых бассейнов. Главной причиной реализации предлагаемого рифтогенно-коллизионного сценария палеогеодинамической эволюции БСО являлось относительное постоянство окраинно-континентальной суперпозиции Байкальского мегаблока в структуре континент – Палеоазиатский океан в конце неопротерозоя.

«Аллохтонная» модель подразумевает формирование фрагментов БМП на шельфе суперконтинента Родиния. Развитие субдукционных зон вдоль границ БМП с вовлечением в процессы субдукции осадочных комплексов шельфа Родинии обусловило формирование раннебайкальских магматических комплексов, изотопные составы которых отвечают различным пропорциям смещения ювенильного и древнекорового источников. Распад суперконтинента Родиния около 750–700 млн лет назад привел к заложению Палеоазиатского океана и связанному с его развитием формированию позднебайкальских «островодужных» и окраинно-континентальных комплексов БМП, характеризующихся «ювенильным» Nd изотопным составом. Завершающее объединение фрагментов БМП в структуре единого Сибирского каледонского супертеррейна ЦАСП произошло около 500–460 млн лет в результате аккреции разнородных литотектонических комплексов Палеоазиатского океана.

Таким образом, следует констатировать, что разработка всесторонне обоснованной модели палеотектонической эволюции БМП далека от своего завершения. Очевидная нестандартность геологии БСО определяет необходимость новых подходов к тектоническим реконструкциям этой обширной территории восточного фланга ЦАСП.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64000, 05-05-64056, 05-05-65316, 07-05-00849, 07-05-92001) и Программы №8 ОНЗ.

ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ В ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКАХ И ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ВОСТОКА ТУВЫ

*К.М. Рычкова**, *А.Д. Дучков***, *В.И. Лебедев**, *И.Л. Каменский****

*Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, rich-46@mail.ru,

**Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

***Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Восточная Тува, являясь одной из наиболее сейсмоактивных территорий Алтае-Саянской области, расположена на восточном фланге последней и включает рифтогенные структуры юго-западной оконечности Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В 2003 г. авторы приступили к исследованиям концентраций изотопов гелия в подземных источниках Восточной Тувы [1]. Значения содержания стабильных изотопов гелия ^3He и ^4He (^4He – радиогенный гелий, ^3He – мантийный или первичный гелий) и их отношения $R=^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах являются эффективными индикаторами активности тепломассопотока из недр литосферных блоков [2–4].

Как оказалось, среднее отношение изотопов гелия в подземных источниках Восточной Тувы варьируется от $37 \cdot 10^{-8}$ до $327 \cdot 10^{-8}$. Все значения R превышают нормальный фон для палеозойской коры (например, среднее R для Тянь-Шаня составляет $\sim 5 \cdot 10^{-8}$ [5]), что прямо указывает на современное поступление мантийного изотопа гелия в земную кору региона. Наибольшие значения R ($236 \cdot 10^{-8}$ и $418 \cdot 10^{-8}$) зафиксированы в газах двух выходов углекислого источника Чойган, расположенного на северо-восточном фланге Восточно-Тувинского лавового нагорья (ВТЛН), по линии простираания Билин-Бусийнгольского грабена (ББГ), в зоне сопряжения с торцовой частью Окинской впадины. Величина R для Чойганского источника превышает данные по Хубсугульской впадине, где максимальная величина R достигает $206 \cdot 10^{-8}$, фланговые значения для Тункинской впадины ($210\text{--}287 \cdot 10^{-8}$) и уступает только его субмантийным значениям в центральной части БРЗ ($700\text{--}900 \cdot 10^{-8}$) [4]. Полученные для Восточной Тувы величины R свидетельствуют о продолжении и усилении мантийного сигнала на северо-западном фланге Южно-Байкальской вулканической области и согласуются с проявлениями четвертичного вулканизма, широко развитого на северо-востоке Тувы (ВТЛН). Распределение отношений изотопов гелия в северной и центральной части ББГ показывает уменьшение мантийного сигнала почти на порядок ($55.6 \cdot 10^{-8}$). Поверхностные проявления вулканизма здесь значительно уменьшаются, а возраст их предположительно датируется как миоцен-раннеплейстоценовый [6]. Южная часть ББГ практически амагматична. Плавное уменьшение величины R от центра Восточной Тувы к югу (от 55 до $43 \cdot 10^{-8}$) подтверждается концентрациями изотопов гелия в газах источника Тошинт, расположенного уже в Монголии [4] на южном продолжении оси ББГ. Такое незначительное уменьшение величины R от центра к югу вдоль простираания ББГ на расстоянии около 230 км предполагает протяженную закрытую зону современной разгрузки тепломассопотока и высокое положение астеносферы в этом районе. Площадное распространение изотопно-гелиевой аномалии к юго-западу подтверждают данные по источнику Нарын ($R=45.3 \cdot 10^{-8}$), расположенному в предгорьях Сангилена.

Связь между тепловым потоком (q) и величиной R характеризуется эмпирическим уравнением: $q=18.2311gR+181.82$ [4], которое позволяет оценить q по данным о содержании стабильных изотопов гелия в газах подземных источников. Определенный «гелиевым» методом тепловой поток в Восточной Туве изменяется от 64 до 84 мВт/м², среднее значение – порядка 70 мВт/м². В пределах этой территории имеется три определения q традиционным геотермическим методом (по скважинам). По этим данным получено такое же среднее значение теплового потока (71 мВт/м² [7]). Новые «гелиевые» оценки теплового потока существенно улучшили изученность поля теплового потока в юго-восточной, наиболее сейсмичной, части Алтае-Саянской области. Сейчас очевидно, что средние тепловые потоки Восточной Тувы и западной оконечности БРЗ практически одинаковы – порядка 70 мВт/м². Столь высокие тепловые потоки однозначно свидетельствуют об аномальном прогревании недр Восточной Тувы.

Анализ ориентировочных расчетных значений температур по тепловому потоку для фикси-

рованных глубин [8] показывает, что глубинные температуры в недрах Билин-Бусийнгольского грабена практически совпадают с оценками для Байкальской впадины, наиболее прогретой в БРЗ [9]. Горные поднятия в Туве прогреты значительно больше, чем хребты БРЗ. Оценки температуры в низах коры на участках Маймалыш и Чойган отвечают зонам частичного плавления. Температура на нижней границе земной коры в пределах Восточной Тувы изменяется от 980 до 1210 °С, а мощность геотермической литосферы здесь составляет 70 км. В других, более «холодных», районах Алтае-Саянской области тепловой поток не превышает 40–50 мВт/м², а мощность литосферы оценивается в 100–120 км [8].

Таким образом, исследования изотопного состава гелия свидетельствуют о современной разгрузке тепломассопотока из мантии на территории Восточной Тувы. Максимальные значения отношения изотопов гелия связаны с открытой разгрузкой. На севере аномалия продолжается на восток по Окинскому грабену и, по-видимому, смыкается с западным флангом Тункинского мантийного изотопно-гелиевого максимума. Разгрузка наблюдается на гораздо большей территории, чем это было установлено по данным о распространении продуктов новейшего вулканизма (территория ВТЛН). Скрытая разгрузка тепломассопотока наблюдается в южной части ББГ и продолжается на юг, в Монголию. Пространственно аномалия коррелирует с проекцией верхнемантийного плюма, оконтуренного по геофизическим данным [10].

Оценки теплового потока и глубинных температур по данным об изотопах гелия подтверждают предварительные выводы об интенсивном прогревании коромантийных пород востока Тувы, обусловленном более высоким положением астеносферы. Выявленная изотопно-гелиевая аномалия, несомненно, свидетельствует о близости процессов тепломассопереноса в смежных литосферных блоках Восточной Тувы и Байкальской рифтовой зоны.

Исследование поддержано грантом РФФИ № 05-05-97225р-байкал-а, интеграционными проектами СО РАН № 16.3, 87, 88.

- [1] Рычкова К.М., Лебедев В.И., Дучков А.Д., Каменский И.Л., Аюнова О.Н. Изотопно-гелиевые исследования термальных флюидов (Восточная Тува) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Азии. – Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2004. – С. 101–103.
- [2] Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. – М.: Наука, 1988. – 192 с.
- [3] Поляк Б.Г., Хуторской М.Д., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. Тепломассопоток из мантии на территории Монголии (по изотопно-гелиевым и геотермическим данным) // Геохимия. – 1994. – № 12. – С. 1693–1706.
- [4] Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле. – 2000. – Т. 2, № 2. – С. 1–21.
- [5] Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 10. – С. 1512–1529.
- [6] Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И. Кайнозойский вулканизм Тувы. – Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2003. – 98 с.
- [7] Соколова Л.С., Дучков А.Д. Гелиевые оценки теплового потока Тянь-Шаня и Восточной Тувы // Глубинное строение, геодинамика, мониторинг, тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2005. – 158 с.
- [8] Тепловое поле недр Сибири / Под ред. Э.Э. Фотиади. – Новосибирск: Наука, 1987. – 200 с.
- [9] Дучков А.Д., Лысак С.В., Голубев В.А. и др. Тепловой поток и геотемпературное поле Байкальского региона // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 3. – С. 287–303.
- [10] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 7. – С. 685–699.

ИНФРАСТРУКТУРА ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ В ОБЛАСТИ НАУК О ЗЕМЛЕ

*В.М. Ряховский**, *Н.Ю. Шульга***

*Москва, Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН

**Москва, Межведомственный суперкомпьютерный центр РАН

Информационная поддержка научных исследований в настоящее время представляет собой отдельную задачу, требующую решения на стыке информатики и методологии естественных наук о Земле. Основной особенностью наук о Земле является пространственная детерминированность данных, в основе которых лежат географические объекты различного масштаба – от локального геологического тела до земного шара в целом. Задачей информатики при этом становится синтез и интегральный анализ большого объема многоаспектных пространственных данных и сопоставление результатов исследований для выявления общих закономерностей геологических процессов в пространственно-временных координатах на локальном, региональном и глобальном уровнях. Для решения поставленных задач необходимо привлекать достижения современных геоинформационных технологий – распределенные ГИС, представляющие собой распределенные базы данных, распределенные вычисления и стандарты взаимодействия открытых систем, а также создание на специализированных порталах инфраструктуры пространственных данных (ИПД). Именно ИПД позволит решить проблемы электронного обмена пространственными данными между порталами разной специализации, а также обеспечит массовый доступ к картографическим материалам на основе современных информационно-коммуникационных технологий (Интернет). Развитие этих направлений приведет к снижению дублирования работ за счет автоматизации координации пользователей и к более рациональному использованию информационных потоков.

В настоящее время под электронной геологической картой подразумеваются «базы данных». Изменились методы представления геологической информации, методы доступа к ней, методы обработки и визуализации. Теперь карта это даже не многослойная конструкция из шейп-файлов или слоев SDE, а динамичное изображение, собираемое из различных источников (порталов) по всему миру. В последнее десятилетие в США и других странах для ИПД разработаны необходимые стандарты и соответствующее программное обеспечение, что дает возможность уйти от решения частных задач. В общем виде ИПД – это не система и не проект. Это, прежде всего, принципы, на основе которых строятся конкретные системы и реализуются конкретные проекты. В концепции должно быть закреплено внедрение стандартов обмена геоданными и создание общедоступного каталога (база метаданных) геоинформационных ресурсов, без которого невозможно обеспечить эффективный поиск требуемых информационных материалов.

Одним из методов представления карт в Интернете является использование специализированного открытого программного обеспечения, поддерживающего открытый стандарт OGC. Стандарт OGC (Open GIS Consortium) разработан примерно 3 года назад (2002–2003 гг.) и представляет собой достаточно полное описание методов, форм и метаданных, позволяющих представить различные векторные картографические покрытия. Несмотря на некоторую сложность этого метода, он характеризуется универсальностью и достаточно широко распространен в Интернет-сообществе. Программные продукты, реализующие часть этой спецификации, относящейся к подготовке растеризованных картографических объектов, получили наименование WMS (Web Map Server) серверов. Часто параллельно им поддерживается работа сервисов, предоставляющих атрибутивную информацию, связанную с картографическими элементами и слоями (например адресную информацию). Такие сервисы называют WFS (Web Feature Server) серверами. Все протоколы Open GIS Consortium инкапсулированы в HTTP (Hyper-Text Transfer Protocol), что дает пользователю возможность работать с картографической информацией, используя произвольный Web-клиент или специализированное Internet GIS-приложение. Картографическую информацию можно хранить в файлах стандартного формата или в виде записей в

базе данных, которые, при использовании тривиальных преобразований могут быть представлены в виде объектов языков GML или ArcXML (спецификация пакета ArcIMS фирмы ESRI).

Таким образом, архитектура разработанного портала «Геология» состоит в следующем. Существующие ГИС-пользователи посредством протокола WMS или WFS обращаются к серверу Карт (Mapserver v. 4.8.), который обрабатывает информацию о слое карты, хранящуюся на сервере в виде файлов или таблиц под управлением СУБД PostgreSQL. Запрос пользователя через CGI-интерфейс или через интерфейс одного из транслируемых языков, поддерживаемых web-сервером, переводится на язык запросов к серверу карт, а получаемый ответ пересылается обратно клиенту. Этот ответ в зависимости от программы, отправившей запрос, может быть отображен либо в web-браузере клиента, либо в специализированной программе, которая, не обладая функциональными возможностями полноценной GIS-системы, способна получать различные слои карт, а также дополнительную информацию в том виде, в каком это требуется пользователю. Подобная функциональность традиционно осуществляется через web-сервисы.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

В.М. Саватенков*, Е.А. Кудряшова**, В.В. Ярмолюк**, А.С. Бурмистров*, В.С. Абушкевич*

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

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

Хангайская вулканическая область (ХВО), охватывающая территорию Центральной Монголии и сформировавшаяся в позднем кайнозое, характеризуется многоимпульсной вулканической активностью, ассоциирующей с внутриплитной обстановкой. Вулканисты ареала представлены преимущественно щелочными базальтами. Ранее была выделена серия разновозрастных групп вулканистов [1], имеющих различную территориальную приуроченность, что связывается с действием горячей точки под перемещавшейся со временем литосферной плитой. В настоящей работе ставилась задача получить геохимическое обоснование плюмовой активности как основной причины формирования ХВО, а также оценить динамику взаимодействия мантийных источников базальтов в позднем кайнозое. Для этого были изучены особенности геохимического и изотопного (Sr, Nd, Pb) состава базальтов из разновозрастных групп. Группы базальтов были выделены по основным районам проявления вулканической активности в пределах ХВО: Тарятская (0.4–7.6 млн лет), Орхонская (0.2–4.6 млн лет), Угийнурская (15 млн лет), Водораздельная (2.6–16.8 млн лет) и Долины Озер. Для Долины Озер было выделено две разновозрастные группы: олигоценовая (22.4–30.0 млн лет) и верхнемиоценовая (12.3–15.6 млн лет).

По изотопным характеристикам Nd и Sr (рис. 1) между выделенными группами базальтов выявляются четкие различия. Базальты Тарятской группы формируют тренд, начинающийся в области DM и стремящийся в область обогащенного источника, отвечающего ЕМII. Базальты остальных групп образуют тренд DM – ЕМI. Изотопные характеристики Pb в базальтах ХВО (рис. 2) в целом согласуются с Sr-Nd данными для этих пород. При этом изотопный состав Pb в

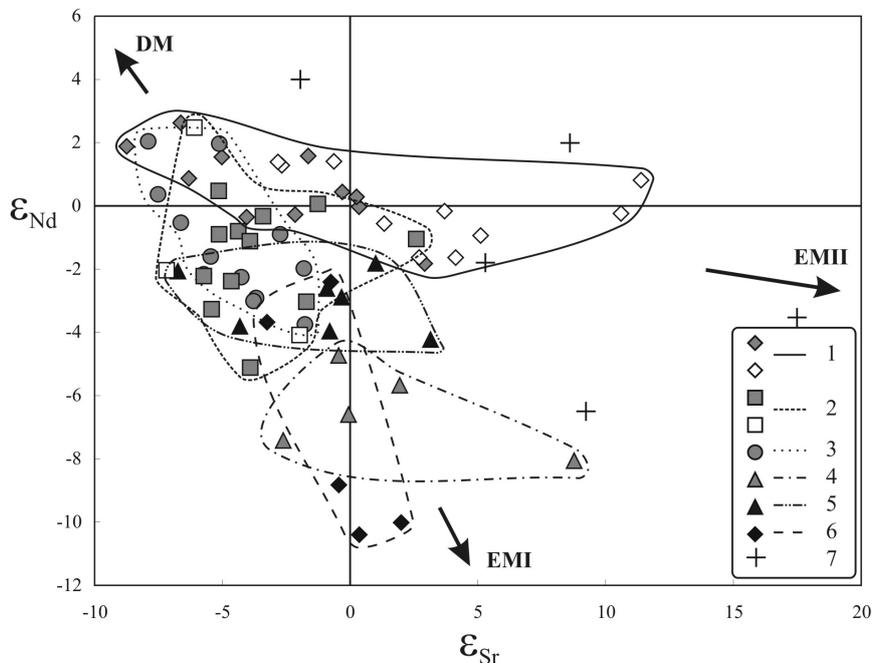


Рис. 1. Диаграмма в координатах ϵ_{Sr} – ϵ_{Nd} для кайнозойских базальтов ХВО. 1 – Тарят; 2 – Орхон (залитые значки – наши данные, незалитые – данные из работы [2]); 3 – Водораздел; 4 – Угийнур; 5–6 – Долина Озер: 5 – олигоцен, 6 – верхний миоцен; 7 – данные для нижнекоровых ксенолитов [2]. БМ – деплетированная мантия, ЕМ – обогащенная мантия.

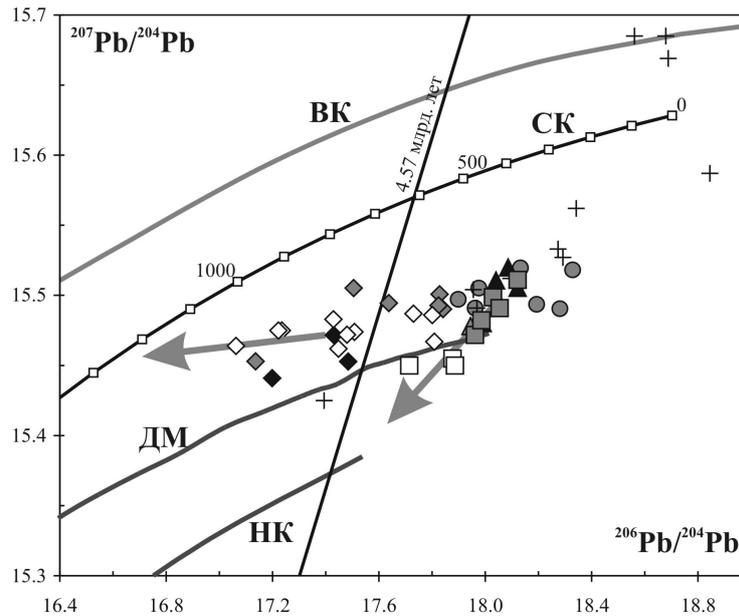


Рис. 2. Диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для кайнозойских базальтов ХВО. ВК, ДМ и НК – модельные линии эволюции свинца для верхней коры, деплетированной мантии и нижней коры соответственно по [3]; СК – линия эволюции свинца согласно двухстадийной модели [4], квадратики соответствуют возрастным рубежам (цифры приведены в млн лет). Остальные обозначения те же, что и на рис. 1.

вулканитах Тарятской группы также указывает на участие в их формировании двух компонентов: вещества деплетированной мантии и древнего компонента с более высокой относительно ДМ величиной μ (U/Pb). По совокупности изотопных характеристик этот компонент мог отвечать древнему литосферному веществу, существенно обедненному U на ранних этапах своей эволюции. Потерю U можно связать с погружением литосферного вещества на уровень нижней мантии. В позднем кайнозое это вещество частично было выведено на уровень магмогенерации с восходящим потоком (плюмом). По своим геохимическим особенностям (например, высокие отношения $Ti/Yb - >5000$, $Nb/Th - >10$) базальты ХВО отвечают базальтам океанических островов, что позволяет исключить их непосредственное образование из вещества литосферы *in situ*. Следовательно, в образовании родоначального расплава могло участвовать, с одной стороны, вещество астеносферной мантии, а с другой – вещество рециклированной литосферы, ассоциирующее с плюмом.

Таким образом, особенности вещественного состава базальтов отражают смену изотопных и геохимических характеристик в обогащенном компоненте во времени и в пространстве. Так, наиболее ранние вулканиты Угйнура и Долины Озер фиксируют в своем составе компонент, близкий по изотопным характеристикам к ЕМ I с пониженным содержанием $Th (<4 \text{ ppm})$. В более поздних по возрасту вулканитах Орхона и Тарята изотопные характеристики в обогащенном компоненте меняются от ЕМ I к ЕМ II. При этом обогащенный компонент со Sr-Nd изотопными характеристиками, близкими к ЕМ II, отличается более высоким содержанием $Th (\geq 4 \text{ ppm})$. Наблюдаемое изменение особенностей изотопно-геохимического состава в обогащенном компоненте вещества базальтов ХВО можно связать со сменой глубины зарождения плюмового источника, а также со сменой характера взаимодействия между верхней мантией и восходящими потоками нижнемантийного вещества (плюма).

Работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00876).

[1] Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Лебедев В.А. Динамика формирования Южно-Хангайской горячей точки мантии в позднем мелу и кайнозое (по данным вулканологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 188–191.

- [2] Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F. et al. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // *Journal of Petrology*. – 2003. – V. 44. – P. 55–91.
- [3] Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics-model // *Tectonophysics*. – 1981. – V. 75. – P. 135–162.
- [4] Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1975. – V. 26. – P. 207–221.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ АКЦЕССОРНЫХ ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕТАСОМАТИТАХ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА

В.Б. Савельева

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

Граница Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы и раннепалеозойского складчатого обрамления, представленного слюдяным кристаллическим комплексом и китойкинской структурно-фациальной зоной, характеризуется неоднократным проявлением деформаций [1], сопровождавшихся в складчатом обрамлении разнообразными метасоматическими процессами. Судя по изотопным датировкам, максимально воздействие флюидов в зоне Главного Саянского разлома проявилось на границе раннего и позднего карбона [2]. Среди метасоматитов выделяются две главные контрастные по составу группы – магнезиально-кальциевые и кремнещелочные (кварц-альбит-микроклиновые и альбитовые). Изучение акцессорных сульфидных и окисных минералов из метасоматитов позволяет детальнее охарактеризовать эволюцию условий минералообразования в юго-восточной части зоны Главного Саянского разлома (среднее течение р. Иркут).

Временные соотношения между магнезиально-кальциевыми и кремнещелочными метасоматитами устанавливаются по их взаимоотношениям с гранитами, развитыми на данном участке, среди которых по геохимическим особенностям выделяются граниты вулканических дуг и внутриплитные. Магнезиально-кальциевые метасоматиты прорываются гранитами первого типа, тогда как кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты пространственно ассоциируются и прорываются редкометалльными гранитами второго типа.

Магнезиально-кальциевые-клинопироксеновые±шпинель±амфибол±гранат метасоматиты развиты по амфибол-плагиоклазовым (±диопсид, биотит) кристаллосланцам и биотит-амфиболовым плагигнейсам и локализованы в зоне шириной до 1 км на расстоянии около 2 км от границы с кратоном. Судя по взаимоотношениям с гранитами, их формирование происходило на магматической стадии ультраметаморфического этапа. Расчеты P-T параметров показывают, что образование метасоматитов протекало при температуре 670–700 °C и давлении 8–10 кбар, в то время как P-T параметры метаморфизма вмещающих пород составляют 630–660 °C и 4–5 кбар [3]. Вмещающие породы несут следы динамометаморфизма, т.е. можно предполагать, что формирование метасоматитов происходило в сдвиговой зоне в коллизионной обстановке. В этой же зоне выявлены небольшие тела ультраосновных пород, содержащих графит и сульфидную (халькопирит-пентландит-пирротиную) минерализацию. Метасоматиты также содержат высокотемпературный графит (начало разложения при 700–780 °C), значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в котором от –7.4 до –11.1‰.

Образование кварц-альбит-микроклиновых (рибекит-эгириновых и биотит-магнетитовых) и альбитовых (±хлорит, кальцит) метасоматитов связано с более поздними этапами деформаций в зоне Главного Саянского разлома, отвечающими условиям, соответственно, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Обычным парагенезисом акцессорных минералов в кристаллосланцах и гнейсах является титанит+магнетит. Реже встречается пирротин, однако в целом содержания $S_{\text{общ}}$ в породах умеренные и составляют 100–600 г/т, редко достигая 0.1–0.2 %. Для магнезиально-кальциевых метасоматитов парагенезис титанита с магнетитом не характерен, в них устойчив парагенезис ильменит+пирротин+графит, причем эти минералы образуют сростки с паргаситовым амфиболом, что указывает на их сингенетичность. В метасоматитах заметно возрастают содержания $S_{\text{общ}}$ (0.2–1.0 %). Пирротин содержит от 46.4 до 48.5 ат.% Fe, в основном его состав отвечает формуле $\text{Fe}_{7.0-7.3}\text{S}_8$. Пирротин магнитный, по рентгенометрическим данным преобладает моноклинная модификация, на что указывает раздвоение линии 2.05Å на дифрактограмме (аналитик З.Ф. Ущиповская, ИЗК СО РАН). Устойчивость моноклинного пирротина в данных условиях может быть связана либо с повышенной активностью серы во флюиде [4], либо с повышенными давлениями [5].

Условия минералообразования в сдвиговой зоне контролируются следующими равновесиями при подвижном поведении серы (формула пирротина представлена как FeS): $2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{S}_2 \leftrightarrow 6\text{FeS} + 4\text{O}_2$, $3\text{CaTiSiO}_5 + \text{Fe}_3\text{O}_4 \leftrightarrow 3\text{FeTiO}_3 + 3\text{CaO} + 3\text{SiO}_2 + 0.5\text{O}_2$, $\text{CaTiSiO}_5 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2 + \text{CaO} \leftrightarrow 2\text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{FeTiO}_3 + 0.5\text{O}_2$. Вынос кислорода отражает повышенную восстановленность флюида, на что указывает также отложение графита. Окварцевание на ретроградной стадии сопровождается увеличением содержания серы до 1.4–1.7 % за счет образования пирита. В амфибол-клинопироксеновых метасоматитах пирротин замещается по краям пиритом, что указывает на рост активности серы и окисленности флюида в соответствии с равновесиями $\text{FeS} + 0.5\text{S}_2 \leftrightarrow \text{FeS}_2$ и $2\text{FeS} \leftrightarrow \text{FeS}_2 + \text{Fe}^{2+} + 2\text{e}^-$ [6]. Для скарнов постмагматического этапа характерна пирит-пирротинная минерализация, в пирротине выявлены включения гессита Ag_2Te и недиагностированного минерала Bi, Te и Ag. Для пиритов характерен дефицит серы, состав их отвечает в основном формуле $\text{FeS}_{1.90-1.96}$, реже $\text{FeS}_{1.86-1.89}$, что присуще высокотемпературным пиритам [7].

В отличие от амфибол-клинопироксеновых метасоматитов, для более поздних кварц-альбит-микроклин-рибекит-эгириновых и биотит-магнетитовых метасоматитов характерен парагенезис титанит+магнетит и очень редко встречается пирит. Содержание $S_{\text{общ}}$ в этих метасоматитах понижено по сравнению как с магнезиально-кальциевыми метасоматитами, так и с кристаллосланцами и гнейсами и составляет 40–300 г/т, что позволяет предполагать неустойчивость сульфидов в зоне щелочного метасоматоза вследствие повышения фугитивности кислорода во флюиде и вынос серы. В то же время по периферии зоны щелочного метасоматоза в катаклазированных и милонитизированных хлоритизированных породах отмечается пиритизация, что может быть связано с переотложением серы. Особенно интенсивно пиритизированы (содержания $S_{\text{общ}}$ 2.0–3.5 %) милонитизированные графитсодержащие гнейсы, возможно, за счет участия графита в образовании пирита по реакции 2FeO (из силиката) + $\text{C} + 2\text{S}_2 \rightarrow 2\text{FeS}_2 + \text{CO}_2$. В более низкотемпературных хлорит-альбитовых и кальцит-альбитовых метасоматитах содержания серы несколько повышены (100–450 г/т). Для них характерен парагенезис гематит+рутил+пирит. Условия минералообразования контролируются равновесиями $\text{FeTiO}_3 + \text{S}_2 \leftrightarrow \text{TiO}_2 + \text{FeS}_2 + 0.5\text{O}_2$ и $2\text{FeTiO}_3 + 0.5\text{O}_2 \leftrightarrow 2\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$, но устойчивость гематита и рутила обусловлена, по-видимому, в первую очередь, снижением температуры, а не ростом P_{O_2} .

В целом, таким образом, на ранних стадиях сдвиговых деформаций в коллизионной обстановке на границе Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы и раннепалеозойского складчатого пояса проявилось воздействие на породы восстановленного флюида, с которым был связан привнос серы. Присутствие графита и сульфидов в ультраосновных породах позволяет предполагать выплавление последних и образование высокотемпературных магнезиально-кальциевых метасоматитов при участии одной и той же флюидной системы. Последующие процессы кремнещелочного метасоматоза, связанные с более низкотемпературными деформациями в зоне краевого шва, происходили при участии флюида с повышенным P_{O_2} , что обусловило разложение сульфидов, вынос из пород серы, ее миграцию за пределы зоны кремнещелочного метасоматоза и образование в диафоритах зеленосланцевой фации локальных зон интенсивной пиритизации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект N 06-05-64203.

- [1] Васильев Е.П. Главный Саянский разлом // Путеводитель геологической экскурсии VIII совещания рабочей группы 4.3 «Деформации и метаморфизм горных пород». – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1983. – С. 46–55.
- [2] 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. – С. 523–526.
- [3] Савельева В.Б., Травин А.В., Сизых Ю.И. Графитсодержащие магнезиально-кальциевые метасоматиты Главного Саянского разлома (Присянье) // Записки ВМО. – 2004. – № 2. – С. 1–27.
- [4] Лихачев А.П., Кожевникова Л.И., Чувикина Н.Г. Об условиях образования пирротинов // Записки ВМО. – 1972. – № 5. – С. 301–304.
- [5] Годовиков А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1983. – 648 с.
- [6] Hall A.J. Pyrite-pyrrhotine redox reactions in nature // Miner. Mag. – 1986. – V. 50. – P. 223–229.
- [7] Петровская Н.В., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. и др. Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд. – М.: Наука, 1987. – 232 с.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ЗОНЕ ИНДО-АЗИАТСКОЙ КОЛЛИЗИИ: АНАЛИЗ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ И СООТНОШЕНИЕ С СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

В.А. Саньков, А.А. Добрынина, Л.М. Бызов, А.В. Лухнев

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Вопросы соотношения горизонтальных и вертикальных движений континентальной земной коры имеют важное теоретическое значение для тектонических и геодинамических построений. На глобальном уровне все зоны высоких скоростей горизонтальных деформаций (как правило, на границах плит) характеризуются высокими скоростями вертикальных движений. Вместе с тем, в различных структурных обстановках и на разных масштабных уровнях эти связи проявляются не одинаково. Имеющиеся на настоящий момент данные исследований горизонтальных движений методом спутниковой геодезии позволяют выявить некоторые закономерности соотношений показателей горизонтальных и вертикальных движений на примере фронтальной и периферических частей зоны Индо-Азиатской коллизии. Для расчетов использованы результаты измерений, опубликованные в работе [4], а также результаты измерений в Западной Монголии и Туве [1]. Исследовалась только конвергентная составляющая движений. Для выделения ее в наиболее чистом виде выбраны данные по субмеридиональному профилю от Индостана через западную часть Гималаев, Тарим, Тянь-Шань, по профилю северо-восточного простираения через восточную часть Гималаев, Тибет, Цаньдам, Алашань и по профилю С-СВ простираения от Восточного Тянь-Шаня через Джунгарию, Монгольский Алтай, Туву, Восточный Саян до Сибирской платформы. Профили характеризуются параллельным им конвергентным движением литосферных масс относительно стабильной Северной Евразии. Направление этих движений соответствует направлению сжатия, полученному из расчета среднего механизма очага землетрясений в пределах полосы, прилегающей к профилю. (Главные оси сжатия получены из решений тензора момента центра по данным [5]). Последнее предоставляет возможность проанализировать графики распределения различных параметров (скорости деформации, градиента скорости движений и др.) в направлении, параллельном сжатию.

Уменьшение скорости горизонтальных движений на всех профилях по направлению от Индостана к Северной Евразии, при выборе последней за неподвижный жесткий блок, происходит по закону, близкому к линейному [2]. Однако при ближайшем рассмотрении средняя линия зависимости имеет ступенчатую форму. Пологие участки соответствуют неотектоническим блокам, а крутые – зонам крупных разломов или подвижным областям. В целом, скорость современных деформаций горизонтального укорочения литосферы в пределах подвижных зон на один или даже два порядка выше, чем в пределах «стабильных» блоков, которые, в свою очередь, также не являются стабильными на уровне скоростей деформаций порядка 10^{-9} год⁻¹ при времени наблюдений в первые десятки лет.

Наилучшим образом рассматриваемые неотектонические структуры выделяются на графиках распределения градиента современных горизонтальных движений ($\text{grad}V_r$). Применение этого параметра позволяет сопоставить показатели горизонтальных и вертикальных движений. В качестве показателя скорости вертикальных движений выбран градиент рельефа ($\text{grad}H$), взятый по модулю. Упрощенно считаем, что активизация вертикальных неотектонических движений вызвана процессами Индо-Азиатской коллизии и началась в одно и то же время на всей исследуемой территории. Такое упрощение связано с тем, что до настоящего времени вопрос о времени начала коллизионных процессов в целом и, тем более, времени начала активизации в различных частях коллизионной зоны является остро дискуссионным.

Градиенты скоростей и высот рельефа осреднялись с шагом 100 и 200 км. Совместный анализ графиков $\text{grad}V_r$ и $\text{grad}H$ показывает, что прямая связь этих параметров наблюдается лишь на отдельных участках профилей. Наиболее отчетливо она проявлена во фронтальной части зоны коллизии (Гималаи). Процессы сжатия здесь сопровождаются поднятием земной поверхности, утолщением коры, образованием надвигов, горообразованием. Далее к северу наблюда-

ется частичная трансформация деформации сжатия в деформацию сдвига (зоны Каракарумского, Куньлунского и других крупных сдвигов), а также в поперечную к направлению сжатия деформацию растяжения (Тибет). Эти явления, связанные как с геометрией межблоковых ограничений, так и с активным латеральным выжиманием вещества коры, нарушают взаимосвязь показателей горизонтальных и вертикальных движений. В периферической части коллизионной зоны, по-видимому из-за влияния пассивного индентора Северной Евразии, вновь соблюдается прямая взаимосвязь исследуемых показателей движений.

Сейсмичность является прямым следствием активно протекающих тектонических деформаций. Судя по распределению эпицентров землетрясений, наиболее сейсмически активными являются зоны крупных разломов или подвижные зоны. Нами предпринята попытка выявления количественных закономерностей выделения сейсмической энергии в пределах исследуемых профилей и ее соотношения с параметрами вертикальных и горизонтальных движений. Сейсмическая активность оценивалась путем расчета суммарного сейсмического момента (ΣM_0) по данным о землетрясениях с магнитудой $M \geq 3.6$ [6], в полосе, прилегающей к каждому профилю, за период проведения GPS-измерений, а также за предшествующий период. Сейсмические моменты суммировались с шагом 100 и 200 км. Распределение ΣM_0 вдоль профилей характеризуется высоким уровнем неравномерности, что связано с дискретностью проявления землетрясений во времени и пространстве и недостаточной длительностью выбранного периода наблюдений за сейсмичностью. Сопоставление градиентов скоростей горизонтальных движений ($\text{grad}V_H$), градиентов высоты рельефа ($\text{grad}H$) и суммарных сейсмических моментов землетрясений (ΣM_0) показывает невысокий уровень корреляции между этими параметрами.

Еще одним отражением недостаточной длины ряда наблюдений за сейсмичностью является большое различие значений суммарных горизонтальных деформаций сокращения вдоль профилей, оцененных по данным GPS-геодезии и рассчитанных исходя из параметров тензоров сейсмического момента. Последние составляют десятые–сотые доли процента от первых. Ранее нами было выявлено соответствие значений общих и сеймотектонических горизонтальных деформаций для Монгольского блока за период 100 лет, во время которого в пределах блока проявились несколько катастрофических землетрясений [3].

Таким образом, проведенные расчеты и сопоставления показывают, что соотношение между показателями горизонтальных и вертикальных движений континентальной литосферы в зоне Индо-Азиатской коллизии во многом определяется типом деформирования. Оценка корреляционных связей между показателями движений и сейсмической активности должна базироваться на оптимальном выборе пространственно-временных масштабов проявлений деформаций литосферы и сейсмического цикла.

Работа выполнена при поддержке интеграционных программ Президиумов РАН и СО РАН и РФФИ (грант № 05-05-64702).

- [1] Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Кале Э., Ашурков С.В. Современные тектонические деформации Центральной Азии по данным измерений методом GPS-геодезии за 1994–2004 гг. // Современная геодинамика и опасные природные процессы. Вып. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 28–38.
- [2] Саньков В.А., Буддо В.Ю., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Геодинамика Центральной Азии: блоковое строение и современные диффузные деформации // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 74–77.
- [3] Саньков В.А., Лухнев А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э., Девершер Ж. Количественная оценка современных деформаций земной коры Монгольского блока по данным GPS-геодезии и сеймотектоники // Докл. РАН. – 2005. – Т. 403, № 5. – С. 685–688.
- [4] Wang Q., Zhang P.-Zh., Freymueller J.T. et al. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements // Science. – 2001. – V. 294. – P. 574–577.
- [5] <http://www.seismology.harvard.edu> – Гарвардский университет, США.
- [6] <http://www.ncedc.org> – Центр сейсмологических данных Северной Калифорнии, США.

РАЗРЫВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ И ХАНГАЯ

В.А. Саньков, А.В. Парфеевец, Л.М. Бызов, А.И. Мирошниченко, Н.А. Радзиминович

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Неотектонические поднятия Хангая и Гобийского Алтая характеризуются существенно различными тектоническими режимами развития. Если для Гобийского Алтая характерны транспрессионные условия с широким развитием сдвигов и обрамляющих их надвигов (структуры пальмового дерева) [5], то для Хангая преобладающим типом разломов являются сбросы и сдвиги [6]. Расчеты стресс-тензоров современного поля напряжений по сейсмологическим данным [4] показывают, что по периферии Монгольского блока, ядром которого является Хангайское поднятие, на уровне средней–верхней коры преобладают транспрессионные и сдвиговые условия деформирования с северо-восточным простиранием оси максимального сжатия. Слабая сейсмическая активность Хангая не позволяет оценить современное напряженное состояние указанным методом. Данные геодезических измерений горизонтальных деформаций подтверждают господство горизонтального сокращения земной коры в пределах Гобийского и Монгольского Алтая и в переходной зоне между этими поднятиями и Хангаем. В пределах Хангайского поднятия скорости деформаций укорочения резко уменьшаются, в центральной и западной частях преобладают деформации сдвига и растяжения [3]. Поднятие и высокая проницаемость коры Хангая связываются с динамическим воздействием мантийной аномалии, которая обнаружена по данным сейсмической томографии [2]. Таким образом, в достаточно близком соседстве находятся структуры, сформированные в условиях продольного и поперечного сжатия земной коры. Особый интерес вызывает тектоническое строение области перехода от Гобийского Алтая к Хангаю. Целью наших структурно-геологических исследований было выявление кинематики, внутреннего строения зон позднекайнозойских разломов и реконструкция поля тектонических палеонапряжений.

В западной части Монголии, в переходной зоне между поднятиями Хангая и Гобийского Алтая, располагаются Южно-Хангайское поднятие и поднятие хребта Хан-Тайшир-Нуру, разделенные узкой впадиной. Вдоль северного склона поднятия Хан-Тайшир-Нуру, входящего в систему Предалтайских поднятий [1], проявлены позднекайнозойские и голоценовые надвиги и сдвиги. Юго-западная часть Хангая также характеризуется широким развитием сдвиговых парагенезисов, наряду со структурами сжатия и растяжения. Субширотный Южно-Хангайский разлом, ограничивающий с севера одноименное поднятие, на востоке сочленяется с Баянхонгорским разломом ЗСЗ простирания. Левосторонние голоценовые сдвиговые дислокации в зоне Южно-Хангайского разлома выявлены авторами работы [8]. Интерпретация кинематики Баянхонгорского разлома, ограничивающего с юго-запада одноименную постплиоценовую впадину, вызывает затруднение. В работе [6] он интерпретируется как сброс, а в работе [8] – как надвиг. К последней точке зрения склоняемся и мы. Наши полевые наблюдения показали, что в зоне разлома присутствуют частные разрывы, полого падающие на юго-запад, согласно сланцеватости РЗ пород. Штрихи и борозды на зеркалах скольжения указывают на смещения надвигового типа по этим структурам. Кроме этого, в подножии уступа обнаруживаются крутопадающие зоны дробления и рассланцевания, сопровождающиеся линейными корами выветривания. По ним, а также по параллельным им разрывам в слабоизмененных массивах развиты сбросовые уступы, многочисленные оползни. Сбросовые (оползневые?) плоскости скольжения зафиксированы нами в толще пролювиальных отложений в карьере одного из россыпных месторождений золота, расположенного в юго-западном борту впадины. Разрывы СВ простирания, примыкающие с северо-востока к Баянхонгорскому разлому (Эгийн-Дава, Мандал), представлены сбросами. В целом, парагенез разрывов вдоль северного ограничения Южно-Хангайского блока соответствует полю напряжений с растяжением в СЗ направлении и сжатием – в СВ.

В восточной части территории переходная зона представлена восточным окончанием невысокого Южно-Хангайского поднятия и Долиноозерской впадиной. В пределах поднятия,

особенно по его южному ограничению, развиты взбросовые и надвиговые структуры, на что ранее указывалось в [1]. С севера оно ограничено восточным сегментом Южно-Хангайского разлома, который имеет левостороннюю компоненту смещений и меняющуюся в течение позднего кайнозоя кинематику вертикальных движений. На начальной стадии по нему происходило опускание одноименного блока относительно центральной части Хангая, а на поздней – движения обратного знака небольшой амплитуды с подавляющим преобладанием сдвиговой компоненты. На наличие сдвигов указывают левосторонние смещения долин крупных рек – Тацын-Гол и Шарын-Гол, многочисленные горизонтальные штрихи и борозды скольжения. Признаков голоценовой активности движений по разлому не отмечается.

Яркие свидетельства активности плиоцен-четвертичной сдвиговой тектоники обнаруживаются в Долиноозерской впадине. В результате дешифрирования космических снимков, интерпретации трехмерных моделей рельефа и полевых геолого-геоморфологических исследований нами обнаружены несколько разломов ВСВ простирания, которые можно рассматривать как переходное звено от структур Гобийского Алтая к структурам Южного Хангая. Серия из трех субпараллельных разломов протягивается от поднятия Нарийн-Харын-Нуру на юго-западе к поднятию Усгэхийн-Нуру на северо-востоке. Внутреннее строение зон разломов характеризуется наличием эшелонированных структур растяжения (уступов, локальных впадин) и сжатия (валов, поднятий). В зоне Дунд-Хонгорского разлома отмечаются прекрасно выраженные в рельефе впадина типа пулл-апарт с размерами 1.5×0.8 км и серия параллельных разлому хребтов типа пуш-ап. В зоне Холболджин-Нурского разлома выделяется несколько узких антиклинальных складок субширотного простирания в миоценовых отложениях, также выраженных в современном рельефе. Смещения уступов аккумулятивных поверхностей в долине реки Туйн-Гол и в урочище Загийн-Хундийн-Холой с амплитудами до 200–300 метров указывают на левостороннюю сдвиговую компоненту движений по разломам. Активизация этих движений началась, по-видимому, в плиоцене, вместе с активизацией поднятий в Гобийском Алтае. Признаки голоценовых разрывных деформаций проявлены в зоне самого южного – Холболджин-Нурского – разлома. Здесь обнаружены вертикальные и горизонтальные смещения долин временных водотоков (районы озера Хобер-Булак и урочища Загийн-Хундийн-Холой). Реконструкции палеонапряжений по тектонической трещиноватости в олигоценых и миоценовых отложениях, а также в докайнозойских породах указывают на господство режимов транспрессии и сжатия с субмеридиональным или ССВ направлением оси главных нормальных напряжений сжатия. Последнее совпадает с простиранием сжатия, реконструируемым по крупным складкам и подворотам слоев осадков вблизи сместителей разломов. Судя по простиранию основных элементов мезозойских и палеозойских разломов и складчатости, субширотные отрезки исследуемых разломов наследуют древнюю структуру, а северо-восточные наложены на нее.

Несмотря на то, что указанные разломы не могут быть четко прослежены на северо-восток непосредственно до южного подножия поднятия Усгэхийн-Нуру, они образуют единую динамическую систему с надвигом ЗСЗ простирания, ограничивающим это поднятие с юга. Разлом, выделенный ранее Е.В. Девяткиным [1] между долиной реки Тацын-Гол и урочищем Хсанда-Гол, описанный им как крутой надвиг, интерпретирован в более поздней работе [7] как сброс. Геолого-структурные исследования, проведенные нами на правом берегу реки Тацын-Гол и в районе колодца Буйлстын-Худук, указывают на наличие крупного надвига палеозойских кристаллических пород на позднекайнозойские осадочные толщи. Олигоценые и миоценовые осадки, содержащие потоки базальтов, изогнуты до обратного падения под выполаживающейся вверх плоскостью надвига. В отдельных случаях в зоне надвига наблюдаются дуплексы. Реконструкция поля напряжений указывает на субмеридиональное направление оси главных нормальных напряжений сжатия.

Проведенное исследование позднекайнозойской разломной тектоники зоны сочленения Гоби-Алтайского и Хангайского поднятий позволяет сделать следующие выводы:

1. Основными видами тектонических деформаций в позднем кайнозое являются сдвиг и сжатие.
2. Переходными звеньями между структурами Гобийского Алтая и Хангая служат левосторонние сдвиги субширотного и ВСВ простирания.
3. Активизация сдвиговых и надвиговых структур в переходной зоне началась в плиоцене и продолжается до настоящего времени.

Работа выполнена при поддержке интеграционных программ Президиумов РАН и СО РАН и РФФИ (грант № 05-05-64702).

- [1] *Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии* // Труды совм. Сов.-Монг. геол. эксп., вып. 11. – М: Наука, 1975. – 308 с.
- [2] *Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж.* Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // *Физика Земли.* – 2007. – № 2. – С. 21–32.
- [3] *Саньков В.А., Лухнев А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э., Девершер Ж.* Количественная оценка современных деформаций земной коры Монгольского блока по данным GPS-геодезии и сейсмотектоники // *Докл. РАН.* – 2005. – Т. 403, № 5. – С. 685–688.
- [4] *Саньков В.А., Парфеевец А.В.* Позднекайнозойское напряженное состояние в зонах активных разломов Западной Монголии и Тувы // *Докл. РАН.* – 2005. – Т. 403, № 6. – С. 796–800.
- [5] *Bayasgalan A., Jackson J., Ritz J.-F., Carretier S.* ‘Forebergs’, flowers structures, and the development of large intra-continental strike-slip fault: The Gurvan Bogd fault system in Mongolia // *J. Struct. Geol.* – 1999. – V. 21. – P. 1285–1302.
- [6] *Cunnihgham 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. – V. 331. – P. 389–411.
- [7] *Hock V., Daxner-Hock G., Schmid H.P., Badamgarav D., Frank W., Furtmuller G., Montag O., Barsbold R., Khand Y., Sodov J.* Oligocene-Miocene sediments, fossils and basalts from the Valley of Lakes (Central Mongolia) – an integrated study // *Mitteilungen der Osterreichischen Geologischen Gessellschaft.* – 1999. – 90 (1997). – P. 83–125.
- [8] *Walker R.T., Nissen E., Molor E., Bayasgalan A.* Reinterpretation of the active faulting in Central Mongolia // *Geology.* – 2007. – V. 35, № 8. – P. 759–762.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТНИКА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*И.А. Свяжина**, *Г.А. Петров***

*Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН, paleomag@mail.ru

**Екатеринбург, ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция, georg_petrov@mail.ru

Анализ палеомагнитных данных, полученных при изучении палеозойских отложений в пределах восточноуральских блоков, показал, что значительные вариации средних направлений доскладчатой компоненты естественной остаточной намагниченности со всей очевидностью отражают их тектоническую историю. Палеомагнитные исследования свидетельствуют о существенных отличиях палеозойской эволюции структур северного и среднего фрагментов Восточного Урала по отношению к его южной части.

На начальном этапе формирования Уральского подвижного пояса, в ордовике, все восточные террейны были сгруппированы в приэкваториальной области, тогда как западные структуры, формировавшиеся на окраине Восточно-Европейского палеоматерика, находились в южном полушарии и разница в палеоширотах достигала 20° (здесь и далее – современная система координат). Изученные разрезы ордовика в Тагильской и Восточно-Уральской мегазонах восточного склона Северного и Среднего Урала располагались между 9.6° ю.ш. и 3.5° ю.ш., на меридианах СЗ-ЮВ направления. Южные террейны – Восточно-Мугоджарский, Зауральский, Денисовская спрединговая зона и примыкающий к ним Кокчетавский блок Северного Казахстана – находились на широтах 7.1° ю.ш.– 6.1° с.ш. и тех же меридианах [1]. В раннем силуре ситуация практически не изменилась: северо- и среднеуральские разрезы оставались на 7.0° ю.ш.– 3.5° ю.ш., СЗ-ЮВ меридианах, южные – на 4.1° с.ш., но на меридиане иного, СВ-ЮЗ, направления.

В раннем девоне обстановка коренным образом изменилась вследствие происшедших в регионе интенсивных движений разного масштаба, являющихся отражением каледонской коллизии. Последняя привела к замыканию палеоокеана Япетус и формированию мощного складчато-надвигового орогена, способствовавшего образованию Евразийского континента [2, 3]. В палеомагнитных результатах это событие проявилось в кардинальном изменении направлений палеомеридианов на близкое к З-В: произошел поворот региона против часовой стрелки, что привело к выравниванию палеоширот. Урал занял приэкваториальное положение, и теперь все структуры расположились между 1.7° с.ш. и 7.6° с.ш. [3]. Палеомагнитные данные свидетельствуют в пользу раннедевонской аккреции Тагильского палеоостроводужного мегаблока к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента, а в позднедевонско-раннекаменноугольное время – аккреции Восточно-Уральской мегазоны и начала Уральской коллизии. Тогда же произошло столкновение Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским палеоматериком [2, 3]. Что касается южноуральских Восточно-Мугоджарского, Зауральского, Кокчетавского, Денисовского блоков, то эти структуры испытали в девоне значительное смещение вдоль экватора, от полярной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента к его юго-восточному краю [4]. Путь, по которому происходило движение, пролегал восточнее Тагильской палеодуги, иначе последняя располагалась бы в настоящее время на Южном Урале.

Следует особо остановиться на результатах палеомагнитного изучения тектоники Восточно-Уральской мегазоны. Среднеуральский фрагмент мегазоны расположен в пограничной с Западно-Сибирской плитой области и отличается исключительной пестротой и сложностью строения. Объектом исследований был выбран комплекс наименее измененных палеозойских отложений Алапаевско-Адамовской структурно-формационной зоны. Палеомагнитные данные свидетельствуют о широком проявлении на этой площади тектонических движений – разноориентированных горизонтальных перемещений разной амплитуды пластин, сложенных образованиями раннедевонско-среднекаменноугольного возраста [5]. Палеомагнитные широты разрезов на протяжении указанного времени варьировались в небольших пределах – от 0.4° с.ш. до 4.0° с.ш., тогда как палеосклонения (простираание меридианов) имели расхождение, которое в раннем–среднем девоне достигало 100° , в раннем карбоне уменьшилось до 30° , в среднем (мос-

ковский век) исчезло, и палеосклонения приобрели ЮЗ, общее для среднего и позднего палеозоя Урала направление. По-видимому, в конце среднего карбона движения, ответственные за современное строение среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны, завершились. К югу от мегазоны, в Зауральском поднятии, как, впрочем, и в других восточных структурах, где проведены палеомагнитные исследования палеозойских образований, мозаичное строение не зафиксировано. В Зауральском блоке палеомагнитные склонения, начиная с раннего силура и до конца палеозоя, не изменяли направления, оставаясь ЮЗ. Палеошироты южноуральских разрезов раннедевонско-среднекаменноугольного возраста не отличались от среднеуральских: 2.0° с.ш.–6.8° с.ш. [6].

Таким образом, палеомагнитные широты блоков Восточного Урала оставались низкими в течение раннего девона–среднего карбона. Из этого следует, что после поворота Урала в раннем девоне против часовой стрелки он сохранял приэкваториальное положение до конца среднего карбона. Значительное смещение на север и поворот, но теперь по часовой стрелке, которые в итоге привели к современному положению Уральского горного пояса, начались на рубеже среднего–позднего каменноугольного времени. В результате в позднем карбоне–ранней перми восточноуральские блоки, уже будучи частью Уральской складчатой системы, достигли широт 18.8° с.ш.–26.7° с.ш.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 95-05-14143 и частично 06-05-64041.

- [1] *Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А.* Палеомагнетизм ордовика Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 136 с.
- [2] *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.
- [3] *Петров Г.А., Свяжина И.А.* Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. – 2006. – № 4. – С. 23–39.
- [4] *Свяжина И.А., Пучков В.Н.* Палеомагнитная модель дрейфа литосферных блоков Урала и Северного Казахстана в палеозое–раннем мезозое // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы Международного семинара. – Казань: Казанский университет, 2004. – С. 61–64.
- [5] *Свяжина И.А., Попова Е.Г.* Новые данные о палеомагнетизме карбона Восточного Урала // Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Материалы конференции (IV науч. чт. памяти Ю.П. Булашевича). – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2007. – С. 174–176.
- [6] *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии юга Урала в девоне // Литосфера. – 2007. – № 2. – С. 15–29.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙ-ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ОКИНО-КИТОЙСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

И.Н. Семейкин

Иркутск, Иркутский государственный технический университет, dis@istu.edu

На территории Окино-Китойского района выделяются две крупные тектонические структуры: Окинский и Ильчирский синклиналии, разделенные Гарганской глыбой, сложенной кристаллическими породами архей-нижнепротерозойского возраста. Вулканогенно-осадочные накопления указанных структур формировались в одном морском бассейне, имеют общие закономерности образования и могут быть объединены единой стратиграфией: гарганская серия: монгошинская (иркутская), дибинская (ильчирская) свиты – R₂, сархойская (барунгольская) свита – R₃, хушатайская свита – R₃; боксонская (горлыкская) серия: забитская, табинзуртинская, хужиртайская свиты – R₃-Є₂, мангатгольская (уртагольская, толтинская) свита, включая дабанжалгинскую свиту – Є₂-S; окинская серия – O-S, сагансайрская свита – D₃-C [2, 3].

Период накопления рассматриваемых образований района отвечает развитию в нем двух геотектонических циклов: байкальского и каледонского. Байкальский цикл проявился накоплением пород гарганской серии, сархойской (барунгольской) и хушатайской свит; каледонский – боксонской и окинской серий, мангатгольской (уртагольской, толтинской) и сагансайрской свит.

Началу накопления среднерифейских отложений предшествовал значительный перерыв, в течение которого на территории сформировалось обширное поднятие. Базальные осадки иркутской свиты, представленные кварцитовидными песчаниками, свидетельствуют о развитии на этом поднятии высоkozрелой коры химического выветривания пород, доходившей до каолиновой и, возможно, латеритной стадии. Формирование рифейских и всех последующих отложений происходило на фоне вертикальных колебательных движений земной коры, что обусловило трансгрессивно-регрессивное перемещение бассейна седиментации и соответственно цикличность в накоплении осадков. Гарганский комплекс карбонатно-сланцевых пород слагает крупный литоцикл, геодинамическая обстановка образования которого отвечала пассивной окраине континента, связанной со спредингом океанического дна и формированием океанической коры. В определенной мере подтверждением океанического раздвига, сопровождавшегося вулканизмом, является присутствие метабазальтов и метаандезитов в сланцах и карбонатах гарганской серии.

Верхний рифей ознаменовался новым этапом тектонического развития района. Началу накопления сархойско-барунгольских осадков предшествовал довольно крупный перерыв в осадконакоплении. Значительная часть морского дна была выведена на дневную поверхность, образовался гористый рельеф, начавшаяся трансгрессия бассейна уничтожила его, оставив следы его существования в базальном горизонте сархойской (барунгольской) свиты: конгломератах и песчаниках, сложенных обломками осадочных и кристаллических пород.

Верхнерифейский тектонический этап был переломным в динамике литосферных плит – в океаническом бассейне возникла субдукция. Пассивная окраина стала развиваться как активная окраина континента с образованием в конце сархойско-барунгольского седиментогенеза мощной толщи вулканогенных пород. Возникла островодужная система. Сархойско-барунгольский вулканизм пространственно был глобальным. Одна ветвь вулканических пород прослеживается в широтном направлении, от р. Сархой до р. Шумак, вторая – в меридиональном, через р. Уха-Гол уходит в Монголию, к оз. Хубсугул (дархатская свита). Представленные пирокластами и эффузивами базальт-андезит-дацит-риолитового ряда вулканы на большей части района формировались в морском бассейне среди осадочных пород. И лишь на западе, в бассейне рек Саган-Гол, Сархой и Забит, в разрезе вулканических отложений отмечаются спекшиеся туфы, а по данным А.Б. Кузьмичева – игнимбриты [1], свидетельствующие об их континентальном происхождении. Субстратом вулканических построек являлась континентальная кора – довольно мощная

толща терригенно-карбонатных пород, лежащая на кристаллическом фундаменте. Это и обусловило образование вулканитов известково-щелочной непрерывной серии, характеризующей в данном случае геодинамическую обстановку зрелой островной дуги.

Сархойско-барунгольский вулканизм был резко прерван, как можно предполагать, столкновением островной дуги с океанской литосферой, которое совпало с регрессией седиментационного бассейна. Последовавшая хушатайская трансгрессия размывала вулканические постройки, слагая пестроцветные вулканомиктовые обломочные породы с градационным типом слоистости. Столкновение островной дуги и океанской литосферы вызвало частичную инверсию субдукции – отслоение пластины океанской коры и внедрение ее в толщу рифейских отложений. Судя по геологической ситуации, во всех разрезах офиолиты находятся в теле рифейских отложений в виде сплошной, порою расчешуенной пластины, которая не покрывала (обдуцировала) осадочный чехол, а внедрялась в него под острым углом как протрузия. Так, на междуречье Самарты, Арлык-Гола и Онота офиолиты, внедрившись вначале в отложения барунгольской свиты, вошли в ильчирские сланцы (верховье р. Самарта), затем в карбонаты иркутной свиты (левобережье р. Хойто-Улзыта,) и, наконец, легли на кристаллический фундамент – Гарганскую глыбу. Аналогичная картина наблюдается на междуречье Барун-Холбо и Зун-Хара-Гола. Ультрабазиты, внедрившись в сархойскую свиту, прошли сквозь всю гарганскую серию и легли на гранито-гнейсовый субстрат. Поскольку действие от столкновения офиолитов с осадочным чехлом носило не покровный, а внедренческий характер, в данном случае уместно было бы использовать термин «интродукция» – внедрение, введение.

Другой вариант внедрения фрагмента океанской литосферы наблюдается в бассейне нижнего течения р. Боксон. Внедрившись в дибинские сланцы (р. Шоглой), они вошли в сархойские вулканиты (уч. «Структурный» Боксонского месторождения бокситов), песчаники и доломиты хушатайской свиты (устье р. Хойто-Боксон) и вышли на поверхность дна бассейна (правобережье р. Урдо-Боксон, руч. Застава), образовав достаточно крупный остров, сложенный диабазами Дунжугурского массива. Возникновение острова подтверждается шлейфом седиментационных брекчий, сложенных обломками диабазов (преобладают), серпентинитов и доломитов, сцементированными песчаным доломитом. Перекрываются брекчии кремевыми доломитами хушатайской свиты, определяющими конечный момент интродукции офиолитов.

Хушатайским временем закончился байкальский тектонический цикл развития региона. В конце его бассейн прекратил свое существование, произошли складчатость, обширное поднятие и на огромной территории Восточного Саяна и Прихубсугуля установилась континентальная обстановка с умеренным климатическим режимом.

Каледонский геотектонический цикл во многом повторил историю байкалид. Началу этого тектоноцикла соответствовало накопление мощной толщи карбонатных пород боксонской серии. В венде, в период, предшествующий накоплению осадков табинзуртинской свиты, на территории района вторично получил развитие тропический климат с образованием латеритной коры химического выветривания пород. Продукты размыва этой коры в виде бокситов, аллитов и кварцевых песчаников легли в основание этой свиты, образовав надежный маркирующий горизонт. В целом карбонатные образования боксонской серии являются отложениями окраинного относительно мелководного моря, геодинамическая обстановка которого соответствовала пассивной окраине континента. Такая обстановка должна отвечать развитию спрединга, формирующего каледонскую океанскую кору, однако прямых ее следов в районе не наблюдается. Возможно, что ее фрагментами являются тела габбро-диабазов в аккреционной призматической серии в бассейне рек Яхошоп и Даялык. Абсолютный возраст габбро-диабазов, определенный А.Б. Кузьмичевым [1], дал показание в 736 ± 43 млн лет, что соответствует поздневерхнерифейскому времени забитского седиментогенеза [2].

Важнейшим этапом развития каледонид являлось мангатгольское (уртагольско-толтинское) время. Предположительно в конце среднего кембрия сменился вектор движения литосферных плит, возникла субдукция. Пассивная окраина стала развиваться как активная окраина континента с образованием вулканической островодужной системы. Вулканогенный процесс сопровождал мангатгольско-уртагольско-толтинское осадконакопление на протяжении всего осадочного цикла. Вулканогенные породы (туфы и эффузивы базальт-андезит-дацитового состава) образуют пласты мощностью 100 метров и более, слагая в отдельных разрезах до 30 % мощности свит. Широкий петрографический набор вулканитов позволяет относить их к известково-

щелочной непрерывной серии, характеризующей зрелую островную дугу, развивающуюся на континентальном основании.

Определенным подтверждением каледонского субдукционного процесса являются чешуйчато-надвиговые образования окинской серии, рассматриваемые А.Б. Кузьмичевым в качестве аккреционной призмы байкальского тектоногенеза [1]. Однако нахождение пород серии в ядре Окинского синклинория, нормальный стратиграфический контакт, наряду с тектоническим, с мангатгольской свитой и схожесть их петрографического состава позволяют считать породы серии продуктом каледонской субдукционной аккреции.

Каледонский тектоногенез завершился коллизией – столкновением континентальных плит. Итогом этого столкновения можно считать возникновение межгорного прогиба с образованием в нем грубообломочной молассы (сагансайрская свита) и проявление складчатости, отчетливо выраженной на юге Окинского синклинория.

- [1] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: «Пробел», 2004. – 194 с.
- [2] Семейкин И.Н., Дольник Т.А., Титоренко Т.Н. Циклическая стратиграфия и рудоносность рифей-палеозойских отложений Окино-Китойского района (Восточный Саян). Часть 1 // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. – Вып. 3 (29). – С. 84–104.
- [3] Семейкин И.Н., Дольник Т.А., Титоренко Т.Н. Циклическая стратиграфия и рудоносность рифей-палеозойских отложений Окино-Китойского района (Восточный Саян). Часть 2 // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. – Вып. 4 (30). – С. 46–56.

УПРОЩЕННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА)

К.Ж. Семинский, Е.И. Козут

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

Пассивный механизм формирования в настоящее время можно считать достаточно обоснованным для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), если считать, что она возникла и развивается в ходе перемещений блоков, которые составляют литосферу Центральной Азии, испытывающую воздействие со стороны серии отдаленных энергетических источников (теоретические исследования Ю.Г. Леонова, геологические материалы В.Д. Маца, GPS-геодезические измерения В.А. Санькова с соавторами, анализ глубинного строения А.В. Яковлева с соавторами, данные математического моделирования О. Ленса, Ж. Девершера, О.П. Полянского и др.). В то же время известные результаты моделирования на эквивалентных материалах (И.В. Лучицкий и П.М. Бондаренко, С.А. Борняков с коллегами, А.И. Шеменда с соавторами, А.В. Черемных и др.) не позволяют сделать аналогичный вывод, так как до сих пор не удалось в рамках одного физического эксперимента воспроизвести определяющие закономерности развития БРЗ во времени (эволюция зоны в динамике, этапность) и пространстве (общая зональность строения, морфология и взаимное расположение главных впадин).

Учитывая, что воспроизведение в физическом эксперименте (3-D) изучаемой структуры является определяющим звеном в цепи доказательств правомерности предлагаемого механизма ее формирования, авторы провели исследования по моделированию развития Байкальской рифтовой зоны при относительном перемещении двух крупных блоков литосферы (Евразийская и Амурская плиты). В отличие от экспериментальных работ предшественников была поставлена цель добиться максимального подобия морфологии и эволюции впадин Байкальской рифтовой зоны в наиболее простом по организации эксперименте и, таким образом, выявить те условия формирования структуры, которые являются определяющими для образования БРЗ в рамках пассивной модели рифтогенеза.

Для достижения цели исследования воспроизводились стабильные условия деформирования, которые в каждом из 30 проведенных экспериментов оставались неизменными при соответствии количественных характеристик (после пересчета через масштабные коэффициенты в критериях подобия) природному объекту. Деформированию с постоянной скоростью (обычно 0.5 мм/мин) подвергались однородные однослойные образцы толщиной 4 или 5 см (при ширине 40 см и длине 140 см), которые формировались из глинистой пасты (вязкость 10^{6-7} Па·с), характеризующейся в условиях эксперимента упруго-пластичным поведением, как и литосфера при крупномасштабном разломообразовании. Общая методика проведения экспериментов и теория подобия описаны ранее [5]. Спецификой рассматриваемых опытов была организация для модели нагрузки, соответствующей механизму формирования БРЗ, особенностью которого, согласно предшественникам (С.И. Шерман, К.Г. Леви, Ю.Г. Леонов, В.Д. Мац, Д.В. Рундквист, Ж. Девершер, А.И. Шеменда и др.), является левосдвиговый характер относительных перемещений вдоль изогнутой границы между Евразийской и Амурской плитами. В опытах модель размещалась на плоских жестких штампах экспериментальной установки, один из которых смещался по типу простого сдвига в горизонтальном направлении и на контакте со вторым штампом имел характерный изгиб, аналогичный по форме прибайкальскому сегменту краевого шва Сибирской платформы.

Таким образом, в модели формировалась левосдвиговая разломная зона, центральная часть которой осложнялась развитием (над изгибом) структуры типа пулл-апарт. Пространственно-временные закономерности формирования внутренней структуры дистальных сегментов зоны полностью аналогичны установленным ранее для процесса сдвигообразования в упруго-пластичной модели над прямолинейным инициирующим сместителем [5]: эволюция сети эшелонированных сдвигов 2-го порядка (правых – R' -типа и левых – R -типа) с формированием в конечном итоге левосдвигового магистрального сместителя. Несмотря на стабильный режим дефор-

мирования, процесс протекает неравномерно во времени и пространстве. Конкретным выражением временной неравномерности является наличие трех главных стадий стабильного структурообразования (ранняя, поздняя и полного разрушения), разделяющихся существенными перестройками разрывной сети. Первую стадию от второй отделяет момент главной структурной перестройки, в течение которой в отдельных частях сдвиговой зоны появляются крупные разрывы и происходит локализация деформации, а вторую от третьей – момент появления сдвигового магистрального сместителя. Конкретным выражением пространственной неравномерности является чередование в продольном направлении развивающихся по-разному участков, что, в частности, приводит к возникновению на заключительных этапах деформирования зияющих присдвиговых впадин – аналогов Чарской, Муйской, Верхнеангарской и других сухоходольных котловин на флангах БРЗ.

В центральной части модели над изогнутым сегментом инициирующего сместителя процесс сдвигообразования осложняется за счет появления существенной раздвиговой составляющей деформации. Вначале здесь формируется широкая пологая депрессия, затем появляются сколы Риделя, причем самые крупные из прогрессирующих в развитии левых R -сколов приобретают сопоставимую со сдвиговой раздвиговую составляющую перемещений. Это приводит к их превращению в крупные трещины растяжения (аналоги Байкальской и Баргузинской впадин), из которых в ходе последующих перемещений преимущественное развитие получает одна, соединяющаяся дистальными окончаниями с магистральными левыми сдвигами краевых частей деформационной зоны. Существование известных для центрального сегмента БРЗ ранней и поздней стадий развития («медленный рифтинг – быстрый рифтинг») при данном механизме рифтообразования связано с закономерным этапом локализации деформации, которая в природных условиях может усиливаться за счет подъема мантийного вещества при утонении литосферы и декомпрессии.

Главной пространственной закономерностью строения центрального сегмента деформационной зоны является отчетливая латеральная зональность. Широкая область развития структуры пулл-апарт состоит из осевой части наиболее интенсивных вертикальных движений и обрамляющих ее по периферии подзон менее контрастных перемещений. В природных условиях эти структурные подразделения соответствуют Байкальской впадине вместе с ее ближайшим окружением в границах БРЗ, а также располагающимся на северо-западе и юго-востоке Предбайкальскому и Селенгино-Витимскому прогибам. Об активном, совместном с рифтовой зоной, развитии прогибов при контактировании Евразийской и Амурской плит, начиная с раннего кайнозоя и до современности, свидетельствуют геологические данные [1, 3], а также принадлежность к Саяно-Байкальскому сейсмическому поясу не только части Забайкалья, но и широкой (до 300 км) полосы проявления рассеянной сейсмичности и активных разломов на Сибирской платформе [4]. Судя по экспериментальным данным, наибольшее растяжение в пределах периферийных подзон характерно для симметричных относительно оси участков, которым в природных условиях можно поставить в соответствие, с одной стороны, Баргузинскую, Ципиканскую, Баунтовскую и более мелкие впадины, а с другой – систему впадин Присяянья (Окинская, Китойская и др.), тектонический фактор в происхождении которых уже рассматривался в литературе [2].

Представленные закономерности структурной эволюции были отчетливо выражены во всех экспериментах в отличие от деталей структурной картины, полученной в опытах, проведенных при некотором изменении параметров деформирования (толщины модели или скорости) и даже в аналогичных условиях под действием трудноконтролируемых случайных факторов (например, пузыри в глине). К таким деталям, прежде всего, относятся разная степень выраженности и вариации пространственного положения в модели крупных разрывов растяжения – аналогов межгорных впадин БРЗ. При этом прототипы Байкальской и Баргузинской котловин были всегда узнаваемы в экспериментах, тогда как проявление фланговых присдвиговых впадин отличается определенным разнообразием. Следует отметить, что в некоторых экспериментах выраженность на поверхности модели разрывов растяжения характеризовалась однозначным морфологическим сходством с проявлением всей совокупности главных котловин БРЗ.

Итак, воспроизведенный посредством физического моделирования пассивный механизм рифтогенеза позволяет объяснить главные пространственно-временные закономерности формирования Байкальской рифтовой зоны: последовательность и неравномерность эволюционно-

го развития, общую зональность внутреннего строения, морфологию наиболее крупных впадин и другие. Достижение в отдельных опытах высокой степени геометрического сходства в расположении главных межгорных котловин БРЗ свидетельствует, что *упруго-пластическая реакция субстрата (1) при реализации левосдвиговых перемещений (2) в области влияния изогнутой в плане иницирующей структурной неоднородности (3)* представляет главные факторы развития природного объекта, реальное сочетание которых может быть достигнуто в достаточно простом по организации физическом эксперименте. Задачи последующих экспериментальных работ заключаются в оценке роли дополнительных факторов (многослойность; различие в реологии контактирующих блоков, специфика разломной сети; фактор трансенсии-транспрессии; нестабильность внешнего воздействия главного энергетического источника и степень влияния второстепенных) и их учете в итоговой схеме физического моделирования, обеспечивающей воспроизведение структурной эволюции БРЗ с максимальной степенью детальности.

Авторы благодарны к.г.-м.н. С.А. Борнякову за научные консультации по организации экспериментов, а также К.А. Гамаюновой и А.В. Севякову за помощь в их проведении.

Работы выполнены в рамках интеграционного проекта СО РАН.

- [1] Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 5. – С. 391–406.
- [2] Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. – М.: Наука, 1964. – 196 с.
- [3] Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.
- [4] Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б. Сейсмичность юга Сибирской платформы: пространственно-временная характеристика и генезис // Физика Земли. – 2007. – № 9. – С. 18–30.
- [5] Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. – Новосибирск: Наука, 1991. – 262 с.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ХРОМИТОВЫХ РУД В СТРУКТУРАХ ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ

*В.А. Симонов**, *К.С. Иванов***, *С.В. Ковязин**, *В.Н. Смирнов***

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

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

По поводу генезиса хромитовых руд в офиолитах не существует единой точки зрения. Основной вопрос – участие расплавов при формировании рудных залежей. Значительная группа исследователей доказывает магматическое происхождение хромитов [2–4 и др.]. Другие ученые пришли к выводу о возможности образования хромитовых руд без участия расплавов при активной роли летучих компонентов [1, 8 и др.].

В последнее время в результате анализа включений минералообразующих сред в хромитах нам удалось получить новые данные об условиях кристаллизации хромитовых руд из офиолитов Урала. Исследовались образцы хромитов из Ишкининского месторождения и Нуралинского массива. Получены также первые данные по включениям в хромитовых рудах Ключевского массива. С учетом того, что рассмотренные хромиты практически не прозрачны и невозможно вести наблюдения за включениями при нагреве, была использована специальная методика и особая микротермокамера на основе силитового нагревателя [7]. В ходе экспериментов зерна хромитов нагревались в платиновых и графитовых микроконтейнерах. Закаленные в стекло расплавные включения анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Исследования расплавных включений в хромитах Ишкининского месторождения на Южном Урале [5] показали, что 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. На диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ включения в хромитах располагаются в поле пород нормальной щелочности, как и лавы, дайки и расплавные включения в клинопироксенах из даек. По соотношению $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ включения ассоциируют как с известково-щелочными, так и с 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.

Составы расплавных включений в хромитах руд Нуралинского массива [6] соответствуют породам нормальной щелочности и по содержанию SiO_2 (53.2–56.1 мас.% и иногда до 59.1 мас.%) отвечают в основном андезибазальтам и значительно реже – андезитам. По соотношению $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ точки составов расплавных включений располагаются главным образом в поле известково-щелочных серий, хотя есть и толеитовые характеристики. На вариационных диаграммах Харкера устанавливаются определенные закономерности: падение значений железа, магния, кальция и накопление щелочей. С ростом железистости (FeO/MgO от 0.9 до 2.4) в составах включений отчетливо видно снижение количества TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и явный рост CaO . На диаграмме $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ значения составов включений располагаются около стороны $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, показывая значительную степень дифференциации. О существенной роли фракционирования говорит и тренд снижения алюминия при росте железистости. Сравнительный анализ с полученными нами ранее данными по включениям в хромитах Ишкининского месторождения показал, что в обоих случаях в формировании хромитовых руд участвовали расплавы нормальной щелочности, имеющие фактически переходные между толеитовыми и известково-щелочными сериями характеристики.

Стекла прогретых расплавных включений в хромитах Ключевского массива содержат незначительное количество щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 1.06 мас.%) и отражают составы расплавов нормальной щелочности. В этом они схожи с расплавными включениями в хромитах из гипербазитов массива Нурали. По содержанию SiO_2 (49–56 мас.%) расплавные включения соответствуют базальтам и андезибазальтам. На диаграммах AFM и $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ расплавные

включения в хромитах Ключевского и Нуралинского массивов тесно ассоциируют с полями основных кумулятов из офиолитовых ассоциаций. На диаграммах Харкера точки составов стекол включений в хромитах Ключевского и Нуралинского массивов располагаются рядом друг с другом, что свидетельствует об однотипности расплавов, формировавших хромитовые руды в этих двух ассоциациях. На диаграмме Al_2O_3 -FeO/MgO расплавные включения в хромитах Ключевского и Нуралинского массивов распадаются на две группы. Одна (с повышенными значениями алюминия) ассоциирует с трендом плагиоклазовых кумулятов, а другая (с минимумом Al_2O_3) располагается на тренде оливиновых кумулятов. Обладая в целом относительно повышенными значениями кальция, включения в хромитах Ключевского и Нуралинского массивов отчетливо выпадают из общей последовательности кристаллизации расслоенных офиолитовых серий: ультраосновные кумуляты – основные кумуляты (габброиды) – диориты.

В общем, проведенные исследования расплавных включений в хромитах прямо свидетельствуют о кристаллизации хромитовых руд в палеоокеанических структурах (офиолиты) Урала из расплавов при участии магматических систем базальтового и андезитового составов.

- [1] *Велинский В.В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан – континент. – Новосибирск: Наука, 1979. – 264 с.
- [2] *Колман Р.Г.* Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 262 с.
- [3] *Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. – М.: Наука, 1973. – 188 с.
- [4] *Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В.* Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. – М., 1979. – С. 5–79.
- [5] *Симонов В.А., Дунаев А.Ю., Ковязин С.В., Зайков В.В.* Магматические системы палеоокеанов: данные по расплавным включениям в хромшпинелидах // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 2. – С. 97–100.
- [6] *Симонов В.А., Салихов Д.Н., Ковязин С.В., Дунаев А.Ю.* Особенности кристаллизации хромитовых руд Верхне-Убалинского месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2006. Условия рудообразования. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. – С. 140–145.
- [7] *Симонов В.А., Скляр Е.В., Ковязин С.В.* Расплавные включения в хромшпинелидах – источник прямой информации о параметрах древнейших бонинитовых магм // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. – Томск: ЦНТИ, 2005. Т. 1. – С. 125–129.
- [8] *Штейнберг Д.С.* О генезисе рудных концентраций в ультрамафитах и габброидах // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. – Свердловск, 1979. – С. 24–29.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД УСТЬ-СЕМИНСКОГО КОМПЛЕКСА В ГОРНОМ АЛТАЕ

В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, С.В. Ковязин

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

Усть-семиинский комплекс в Горном Алтае привлекает к себе внимание [1, 2] в связи с тем, что, несмотря на древний кембрийский возраст входящих в его состав порфиритов, последние содержат большое количество практически не измененных вкрапленников клинопироксена. Палеогеодинамические и физико-химические условия формирования этих порфиритов остаются дискуссионными. Значительную помощь в решении этих проблем могут оказать исследования составов фенокритов и находящихся в них расплавных включений. Первые результаты изучения включений в усть-семиинских пироксенах были опубликованы нами в 1993 г. [5]. Данное сообщение основано на новом представительном материале по включениям (85 анализов) и пироксенам (90 анализов). Включения исследовались в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой [4]. Стекла закаленных гомогенизированных включений и клинопироксены анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН по методике [3].

Расплавные включения были найдены в клинопироксенах из маломощных (до 1.5 м) потоков и силлов (даек), располагающихся среди осадочных пород вблизи контакта с известняками, а также из крупного (более 100 м) тела порфиритов, находящегося на удалении от известняков. Устанавливается узкий интервал температур гомогенизации (1180–1195 °С) для включений из пироксенов в крупном массиве, в то время как для более мелких образований температуры кристаллизации вкрапленников варьируются в значительно более широком диапазоне – 1145–1215 °С.

Стекла расплавных включений в клинопироксенах из усть-семиинских порфиритов по значениям суммы щелочей отвечают породам нормальной щелочности. На диаграммах FeO/MgO–SiO₂ и K₂O–SiO₂ подавляющее большинство точек составов включений располагаются в поле известково-щелочных серий. Обладая существенными содержаниями калия (0.75–2.0 мас.%), при невысоких значениях титана (0.3–0.9 мас.%), все включения соответствуют известково-щелочным породам. По содержанию SiO₂ и MgO основная группа включений отвечает андезит-базальтам и андезитам. Устанавливается прямая зависимость содержания титана от железистости во включениях, точки которых располагаются на тренде пород из развитых островных дуг. При этом расплавы, формировавшие крупные тела порфиритов, более железистые и содержат больше титана по сравнению с магматическими системами, ответственными за образование небольших потоков и силлов. Более дифференцированный характер крупных магматических систем подтверждается некоторым падением содержания алюминия с увеличением железистости.

На основе данных по составам расплавных включений в клинопироксенах были проведены оценки параметров образования из мантийного субстрата первичных расплавов для усть-семиинских порфиритов, показавшие значения температур (1420–1530 °С) и глубин (70–100 км), характерные для генерации известково-щелочных островодужных магм.

В результате анализа стекол прогретых включений в клинопироксенах с помощью ионного зонда оказалось возможным провести прямые исследования геохимии редких, редкоземельных элементов и воды в магмах, формировавших порфириты усть-семиинского комплекса.

Содержания воды в изученных включениях из небольших потоков и силлов весьма существенны, с преобладанием значений свыше 1 мас.% и до 2.11 мас.%, в то время как расплавы, из которых кристаллизовались порфириты крупных тел, содержат значительно меньше воды – около 0.51 мас.%

По характеру спектров редкоземельных элементов расплавные включения в пироксенах из

крупных тел полностью соответствуют данным по базальтам и андезитам известково-щелочной серии с отчетливым повышением роли легких лантаноидов. Включения в клинопироксенах из силлов обладают более сложным характером распределения редкоземельных элементов с образованием целой системы последовательных графиков – от бонинитовых до близких к известково-щелочным пород.

На диаграмме Y–Zr точки составов расплавных включений в пироксенах усть-семинских порфиритов близки к хондритовому тренду, характерному для островодужных пород. Анализ соотношений различных редких элементов (Nb/Y–Zr/Y, Zr/Nb–Nb/Th) во включениях, с одной стороны, свидетельствует о близости усть-семинских расплавов к островодужным магматическим системам, а с другой – показывает возможное влияние глубинного плюмового источника.

Клинопироксены усть-семинских порфиритов из разных по морфологии тел отличаются по своему составу. В породах из маломощных силлов преобладает диопсид, а в порфиритах из крупного тела наблюдается авгит. В первом случае минерал наиболее магнезиален (MgO до 18 мас.%), а для других пироксенов характерны относительно повышенные значения TiO₂ (до 0.6–0.7 мас.%), Na₂O (до 0.3 мас.%), Al₂O₃ (до 4 мас.%) и FeO (до 10 мас.%). При использовании последовательной серии диаграмм [8] было выяснено, что изученные клинопироксены принадлежат как к щелочным базальтам, так и к толеитам и известково-щелочным сериям. По соотношению Ti+Cr–Ca все пироксены относятся к островодужным базальтам. По содержанию алюминия и титана составы клинопироксенов соответствуют островодужным толеитам. На диаграмме SiO₂/100–TiO₂–Na₂O пироксены отчетливо разбиваются на три группы. Минералы с относительно высокими значениями титана соответствуют островодужным и океаническим толеитам. Минимум TiO₂ содержат клинопироксены, сопоставимые с минералами из бонинитовых серий. Третья группа имеет промежуточные характеристики. По соотношению TiO₂–FeO также выделяются три основные группы клинопироксенов, располагающиеся в островодужном поле. С максимумом титана – соответствуют щелочным породам, а с минимумом – бонинитам. Есть промежуточная группа, отвечающая минералам из островодужных толеитов.

Сравнительный анализ составов центральных и краевых частей кристаллов пироксена показал, что расплавы эволюционировали во времени с падением магния, кальция и ростом железа, титана, натрия. Детальные исследования составов зональных вкрапленников от центра к краю позволили установить определенную ритмичность изменения геохимических характеристик магматических систем. Выделяются как минимум пять этапов. Начало кристаллизации центров вкрапленников происходило при повышенных значениях магния. Затем содержание этого компонента падает, и это, судя по ширине зоны, наиболее длительный этап. В последующем наблюдается резкий рост магнезиальности расплавов и такое же резкое падение. На заключительном этапе содержание MgO постепенно растет.

Моделирование по программе PETROLOG [6], проведенное на основе данных по составам гомогенизированных расплавных включений, показало высокие значения расчетной магнезиальности пироксенов. Сравнительный анализ рассчитанных при разных давлениях конфигураций максимумов с графиками реальных составов минералов показал, что наибольшее сходство гистограмм и, соответственно, наиболее вероятные параметры отвечают давлениям 5–10 кбар в присутствии воды. О высоких давлениях свидетельствуют и данные по соотношению En+Fs – Wo – CaTs+CrTs. На соответствующей тройной диаграмме [7] точки составов рассмотренных пироксенов располагаются преимущественно в поле минералов, синтезированных при давлении 2 кбар в присутствии воды. Часть усть-семинских пироксенов ассоциирует с данными по минералам, полученным при давлениях до 10 кбар. В целом, наиболее вероятные давления при кристаллизации вкрапленников в усть-семинских магматических системах могли составлять около 5–6 кбар.

В общем, проведенные исследования расплавных включений и клинопироксенов свидетельствуют о том, что порфириты усть-семинского комплекса формировались при участии известково-щелочных магматических систем андезибазальтового и андезитового составов в палеогеодинамических условиях древней развитой островной дуги Палеоазиатского океана. Эволюция расплавов при формировании комплекса происходила в целом с падением магния, кальция и ростом железа, титана, натрия. Существенная часть вкрапленников клинопироксена усть-семинского комплекса имеет интрателлурический характер и кристаллизовалась в основном в глубинных условиях при давлениях около 5–6 кбар и температурах 1145–1215 °C в присут-

вии воды.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-91211-ЯФ_а) и Интеграционного проекта ОНЗ 10.1. СО РАН.

- [1] *Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В.* Диопсидсодержащие базальты кембрия Чеповской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 11. – С. 1760–1772.
- [2] *Зыбин В.А.* Эталон усть-семиинского комплекса порфировых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. – 278 с.
- [3] *Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. – Т. 4, № 3. – С. 228–239.
- [4] *Соболев А.В., Слуцкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 97–110.
- [5] *Buslov M.M., Bersin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A.* Geology and tectonics of Gorny Altai. – Novosibirsk: UIGGM SB RAS, 1993. – 122 p.
- [6] *Danyushevsky L.V.* The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. – 2001. – V. 110, № 3–4. – P. 265–280.
- [7] *Gaetani G.A., Grove T.L., Bryan W.B.* The influence of water on the petrogenesis of subduction-related rocks // Nature. – 1993. – V. 365. – P. 332–334.
- [8] *Leterrier I., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marshal M.* Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // Earth Planet. Sci. Lett. – 1982. – V. 59, № 1. – P. 139–154.

ПАРАДОКСЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА НЕФЕЛИНОВЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ (ПРИОЛЬХОНЬЕ): УТОЧНЕНИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ИЛИ КЛЮЧ К НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ?

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

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

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

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

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

*****Новосибирск, Новосибирский государственный университет, freewildwind@mail.ru

Тажеранский массив является одной из ключевых геологических структур Ольхонской коллизионной системы как в минералогическом, так и в геодинамическом плане. Массив был детально изучен А.А. Коневым в 60–70-е годы [2, 3], и с тех пор сценарий геологического развития и особенности минерогенеза не подвергались не то чтобы пересмотру, но даже сколь-нибудь существенной детализации или уточнению.

В геологическом строении массива принимают участие щелочные и нефелиновые сиениты, насыщенные большим количеством разноразмерных фрагментов карбонатных и карбонатно-силикатных пород, метасоматитов по породам базитового состава и основных пород, интерпретируемых как вмещающие кристаллические сланцы. В северной части массива картируется мощная толща пород основного состава, рассматриваемых в качестве роговиков, образованных под воздействием внедрения сиенитов. Кроме сиенитов отмечены два небольших тела габброидов, располагающихся в ЮЗ и СВ краевых частях массива. К самым поздним интрузивным образованиям относятся многочисленные жилы гранитов и пегматитов. А.А. Конев и В.С. Самойлов [3] предложили трехэтапную модель формирования массива.

Внедрение габброидов на **первом этапе** обусловило «габброизацию» кристаллических сланцев и формирование известковых скарнов в среднеглубинных условиях.

Последовательное внедрение щелочных и нефелиновых сиенитов с крайне ограниченным количеством эндоконтактовых ийолит-уртитов и шонкинитов было связано со **вторым (главным) этапом** эволюции массива. В результате температурного воздействия сиенитовых магм по доломитам образовались периклазовые мраморы с последующей трансформацией периклаза в брусит, а по породам основного состава (эффузивы?) в краевой части массива – роговики. Флюидное же воздействие (предшествующее или синхронное с внедрением магм) обусловило появление очень широкого спектра карбонатно-силикатных и силикатных метасоматитов в ксенолитах среди сиенитов. Минеральные ассоциации в метасоматитах свидетельствуют о значительных вариациях температуры, достигающей 1000 °С при весьма низких давлениях (около 1 кбар).

Внедрение гранитоидных магм **третьего этапа** в виде многочисленных жил привело к локальному скарнированию магнезиальных карбонатных пород.

В предложенном варианте [3] предполагалась растяжка от позднего докембрия до мезозоя, но после двадцатилетних геохронологических исследований интервал проявления магматизма и метаморфизма ограничился ранним палеозоем [1, 4, 5, 7]. Исследования последних лет с детальным изучением береговых обнажений со льда и использование детальных аэрофото- и космоснимков для дешифрирования внутренней структуры массива выявили некоторые особенности, не вписывающиеся в предложенный сценарий эволюции. Принципиальными являются два момента:

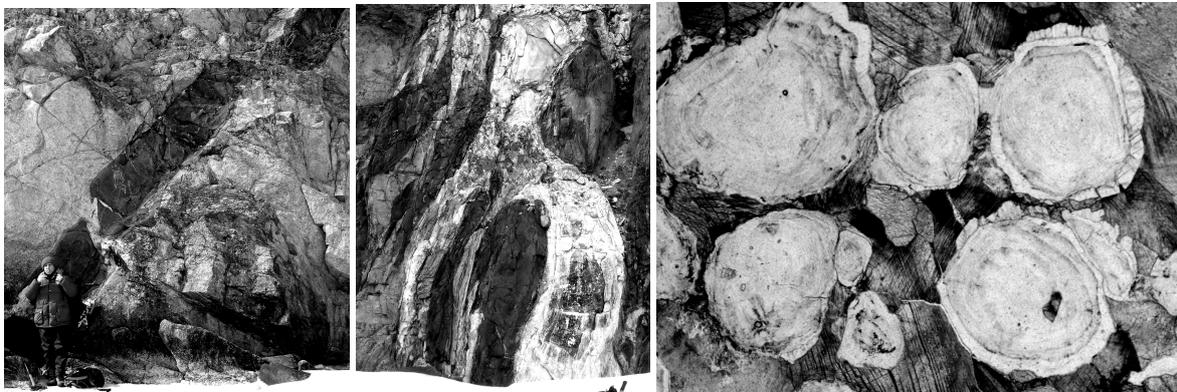
1. В пределах массива обнаружено широкое развитие щелочных базитов, которые рассматривались в качестве ксенолитов вмещающих кристаллических сланцев. Основанием такой трактовки была нередкая гнейсовидная текстура пород и отсутствие магматических структур, равно как и обычное присутствие биотита (иногда в значительных количествах). Достаточно обычная пластинообразная форма базитовых тел в сиенитах (иногда протяженность достигала

сотен метров при мощности 1–2 м) не мешала исследователям рассматривать их в качестве ксенолитов. Степень структурной переработки базитов, обычными компонентами которых являются клинопироксен, амфибол, биотит и плагиоклаз, действительно очень высокая, однако при детальном исследовании были выявлены реликтовые участки с офитовой и порфириновой структурами. Геохимические исследования показали, что породы относятся к единой высоко-титанистой щелочной серии (от 2 до 9 % TiO_2 , при сумме щелочей, варьирующейся от 5 до 8 %). Геологические соотношения сиенитов и базитов в береговых обнажениях однозначно свидетельствуют в пользу более позднего внедрения щелочных базитов: они часто слагают в сиенитах дайки мощностью от 1 до 5 м (рисунок, а), а иногда серии сближенных даек. В контактовых частях базитовых тел наблюдается отчетливое уменьшение зернистости по направлению к контакту, нередко наблюдается порфирировая текстура, проявленная только у контакта. Иногда наблюдаются апофизы базитовых даек в сиенитах.

2. Бруситовые (апопериклазовые по А.А. Коневу) мраморы часто имеют жилообразную форму, причем такие жилы рассекают и сиениты, и прорывающие их щелочные базиты, уже деформированные (рисунок, б). «Магматическое поведение» карбонатов, выражающееся в присутствии в них разноразмерных угловатых фрагментов метасоматизированных пород основного состава, отмечалось А.А. Коневым и В.С. Самойловым [3] и объяснялось высокой пластичностью карбонатного материала при более поздних деформациях. Однако этому противоречат особенности структуры мраморов. В большинстве карбонатных тел, независимо от их размеров и формы, доля брусита, встречающегося в виде изометричных округлых выделений размером 1–2 мм с луковидной структурой (рисунок, в) составляет 30–40 %. Даже минимальные признаки деформаций бруситовых выделений отсутствуют напрочь! Значит, брусит кристаллизовался на пост/позднедеформационной стадии формирования карбонатных тел. Это исключает либо первично периклазовую природу выделений брусита, либо проявление каких-либо пластичных деформаций карбонатов после формирования жильных (и других) тел. Другими словами, мраморные жилы имеют или магматический, или гидротермальный генезис, а не являются фрагментами вмещающих толщ, протрудированными позднее в сиениты. Причем любой вариант вряд ли можно связывать с очагом сиенитовых магм.

Мы рассматриваем два возможных варианта объяснения геологических взаимоотношений сиенитов, щелочных базитов и мраморов:

1. Мраморы в пределах массива являются карбонатитами, вместе с сиенитами и щелочными базитами составляющими единую ассоциацию. Подобная ассоциация описана в Гималайской коллизионной системе [8], и возраст ее составляет около 35 млн лет. Другим примером является Чагатайский алмазоносный карбонатит-трахитовый комплекс в Тянь-Шане [6]. В обоих случаях карбонатиты характеризуются существенными изотопно-геохимическими и минералогическими отличиями от типичных карбонатитов кратонных областей. Например, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них достигает 0.707–0.708, как и в мраморах Тажеранского массива. Таким обра-



Дайки щелочных базитов и карбонатные жилы Тажеранского массива.
а – дайка щелочных базитов в нефелиновых сиенитах; б – жила апопериклазового мрамора (белое) в нефелиновых сиенитах (серое) с деформированными дайками щелочных базитов (темное); в – луковидные выделения брусита (1–2 мм) в апопериклазовом мраморе.

зом, широко распространенные в мраморах кальцифиры можно рассматривать в качестве высоко-Mg аналогов альнеитов, описанных во многих карбонатитовых комплексах.

2. Температурное воздействие и сиенитов, и более поздних, но субсинхронных щелочных базитов обеспечило не только преобразование фрагментов доломитов в периклазовые мраморы, но и перевод их в подвижное состояние (гидротермальный раствор или расплав) с последующей гидратацией периклаза до брусита. Этим и объясняется жильная форма многих карбонатных тел, появление значительного количества карбонатно-силикатных пород и ряд других особенностей.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 05-05-64761 и 05-05-64016).

- [1] 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 Сибирской платформы и прилегающих областей. – Л.: Наука, 1990. – С. 170–183.
- [2] Конев А.А., Грудинин М.И., Остапенко Ю.П. Тажеранский щелочно-габброидный массив в Приольхонье // Геология и геофизика. – 1967. – № 8. – С. 120–122.
- [3] Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 246 с.
- [4] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). – М.: Книжный мир, 2001. – 256 с.
- [5] 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.
- [6] Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). – М.: НИИ-Природа, 2005. – 540 с.
- [7] *Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment* (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / E.V. Sklyarov (Ed.). – Irkutsk: Print IEC SB RAS, 2005. – 291 p.
- [8] Zengqian Hou, Shihong Tian, Zhongxin Yuan et al. The Himalayan collision zone carbonatites in Western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2006. – V. 244. – P. 234–250.

БАЙКАЛЬСКАЯ (КАДОМСКАЯ) СКЛАДЧАТОСТЬ И ДЕФОРМАЦИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Ю.К. Советов*, С.А. Мусеев*, В.В. Благовидов**

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

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

Прямым отражением складчатостей, связанных в теории новой глобальной тектоники с коллизией континентов, считается деформация континентов (кратонов), образование передовых прогибов и передовых поднятий, остаточных и периферических форландовых бассейнов [1]. Установлена также связь со складчатостями синколлизийных пликативных деформаций фундамента кратонов [2]. Цель сообщения показать на примере юго-западной части Сибирского кратона: 1) конседиментационную связь внутренних поднятий фундамента с передовыми прогибами, 2) близкое во времени формирование фациальной зональности в форландовом бассейне с изменением морфоструктуры фундамента, 3) временную и генетическую сопряженность перерывов и несогласий в осадочном чехле на поднятиях с фазами тектонической активности в передовых прогибах.

Седиментологические исследования чапской, тасеевской, оселковой и байкальской серий дали основание считать, что верхние части названных серий представляют собой синколлизийную молассу и формируют периферический форландовый бассейн на активной стадии развития, который был ограничен на западе и юго-западе тектоническими поднятиями – синколлизийными орогенами [3]. Главным результатом исследований мы считаем генетический анализ отложений и выяснение положения областей сноса и источников кластического материала. Анализ молассы в различных районах Енисейского кряжа, Присаянья привел к заключению об аллювиальном генезисе отложений, принадлежавших эволюционирующим речным системам с глубокими каналами на активных фазах орогенеза, к разветвленным рекам и обилием пойменных отложений с кревадами на пассивных фазах. В Прибайкалье в качергатское время моласса представлена отложениями чередующихся во времени обстановок аллювиальной и дельтовой равнины и обстановок предфронтальной и переходной зон шельфа. В шельфовых обстановках, кроме преобладающих кластических осадков, есть выклинивающиеся линзы известняковых темпеститов, связывавших передовой прогиб с внутренними поднятиями, где карбонатные отложения преобладают.

Главная проблема сопоставления фаз коллизии (орогенеза), проявленных в передовых прогибах, с фазами тектонической перестройки относительно стабильных внутренних тектонических поднятий состоит в резком несоответствии мощности и литофаций синхронных отложений. В передовых прогибах мощность поздневендской молассы достигает 1.5 км, на поднятиях ее стратиграфические аналоги на порядок тоньше [3]. В передовых прогибах моласса представлена красно- и пестроцветными, а также темноцветными кластическими отложениями немчанской, гребенской, айсинской, хужирской и качергатской свит, на поднятиях ее аналоги сложены терригенно-карбонатными и карбонатными с сульфатами и магнезитом преимущественно фитоликовыми отложениями оскобинской и тирской свит. Для обоснования сопоставления резко несходных по внешним признакам поздневендских отложений внешних и внутренних зон на юго-западе Сибирской платформы была создана корреляционная схема средне-позднеопротерозойских отложений, построенная по комплексным данным [4]. Эта схема объединяет в единую матрицу геохронологические, био-стратиграфические, палеоклиматические и седиментологические факты и наблюдения. Главными маркирующими уровнями корреляционной схемы мы считаем: 1) начало распада суперконтинента и появление на Сибирском кратоне аллювиальных и глубоководных фэнов, местами с лавами и туфами синхронных извержений и внедрений магмы, а также ледниковых отложений оледенения эпохи Стерт, 2) отложения трансгрессий на стадии термального погружения рифтов (карбонатные и «черносланцевые» системы), 3) ледниковые отложения раннего венда эпохи Марино, 4) постледниковые покровные доломиты и фитоликовые карбонатные системы высокого стояния уровня моря, 5) начало ороге-

неза и возникновение внешних горных хребтов с высокоэффективными речными системами, перегруженными песчаным материалом, б) коллапс (распад) поздневендских орогенов, поздневендский–раннекембрийский рифтинг, возникновение базальных отложений кембрийского осадочного чехла с эвапоритами.

Предпосылкой для корреляции отложений внешних и внутренних районов Сибирской платформы служили два факта: 1) центропетальное перемещение и распределение кластического материала в раннем–среднем венде и центростремительное его распределение в позднем венде и раннем кембрии и соответственно 2) направление трагстессий и выклинивания карбонатных отложений в раннем–среднем венде на кратон, в позднем венде из внутренних районов к передовым прогибам. Главная закономерность фациального ряда ранне-средневендского непского стратиграфического горизонта – терригенное осадконакопление на всей юго-западной территории Сибирской платформы и появление карбонатных отложений только на ее периферии. Вторая закономерность – наибольшее в венд-кембрийской истории осадочного бассейна влияние на распределение мощности пачек и свит региональных внутренних поднятий. Обратный фациальный ряд отличает поздневендский тирский горизонт с замещением терригенных пород карбонатными и сульфатно-карбонатными по направлению от прогибов на поднятия. Предпосылки моделей фациальной зональности подкреплены корреляцией литостратиграфических единиц.

В зоне передовых прогибов и разделяющих их поперечных поднятий Сибирской платформы ключевым элементом корреляции вендских отложений является сопоставление хужирской свиты Иркутского (Китойского) поднятия с муксутской пачкой айсинской свиты Присяянского прогиба и черемшанской (1-й) пачкой качергатской свиты Прибайкальского прогиба [4]. Эта корреляция, кроме сходства сравниваемых единиц, доказывается параллелизацией трех вышележащих уровней: 1) морских «черных сланцев» с известняками и кварцевыми песчаниками самой верхней (экорликской) пачки качергатской свиты и морских кварцевых песчаников с известняками большелугской свиты мотской серии, 2) аллювиальных комплексов ушаковской и нижней части шаманской свиты, 3) морских терригенных отложений куртунской свиты и верхней части шаманской свиты. Дополнительные доказательства – в корреляции подстилающих базальных несортированных песчано-гравелитовых отложений, местами с конгломератами и брекчиями в основании, олхинской (тыретской, тыптинской), а также ванаварской и непской свит, с грубообломочными несортированными диамиктитами марнинской свиты Присяянья и голоустенской свиты Прибайкалья. Естественным продолжением муксутской песчаниковой пачки и ее аналогов мы считаем широко распространенную на Ангаро-Ленской плите боханскую пачку песчаников. Обоснование сопоставления хужирской свиты с боханской пачкой раньше было приведено в [5]. Такое сопоставление подтверждается корреляцией вышележащей парфеновской пачки под геофизическим репером M_2 с полевошпат-кварцевыми песчаниками шаманской свиты и нижеустьтагульской подсвиты Присяянья. Боханская пачка, обозначенная так же, как пачка песчаников P_3 , геофизический репер M_1 , прослежена в Иркутском амфитеатре по каротажным данным до Непско-Ботубинской антеклизы, что было доказано последовательной корреляцией разрезов по скважинам в [6]. Боханская и парфеновская пачки маркируют нижнюю и верхнюю части чорской свиты [7], в которой на широте Усть-Кута на южном склоне антеклизы появляются сульфатонесные доломиты. На Непско-Ботубинской антеклизе песчаники, стратиграфически близкие к боханским, обособлены в ботубинскую пачку, а стратиграфический аналог чорской свиты имеет доломитовый состав и выделен в тирскую свиту. На Байкинской антеклизе полный стратиграфический аналог тирской свиты оскобинская свита, также преобладающе доломитовая, содержит в средней части песчаниковую пачку. Палеотектонический смысл замещения мощных (1000–1500 м) терригенных разрезов поздневендской молассы Енисейских, Присяянского и Прибайкальского прогибов маломощными (100–150 м) терригенными отложениями чорской свиты на Ангаро-Ленской плите и терригенно-карбонатными отложениями тирской и оскобинской свит (50–100 м) на Непско-Ботубинской и Байкитской антеклизях в конседиментационной природе этих структур. Конседиментационное происхождение антеклиз подчеркивается также приуроченностью к ним перерывов в осадконакоплении.

Предхамакинский перерыв на Непско-Ботубинской антеклизе мы параллелизуем с резким размывом в основании нижеудинской пачки удинской свиты в Присанском прогибе и анало-

гичной границей в основании верхней пачки чистяковской свиты Южно-Енисейского прогиба. Этот перерыв связан с подъемом антеклиз и резкой проградацией речных отложений и переносом внутрикратонного аркозового кластического материала в передовые прогибы.

Региональное поздневендское предкатангское стратиграфическое несогласие [8, 9] связано с заключительной фазой сжатия Сибирского кратона во время байкальской орогении на границе венда и кембрия, которая стала поворотной в стиле его погружения. Наиболее глубокая эрозия осадочного бассейна имела место на сводах Байкитской и Непско-Ботубобинской антеклиз. Антеклизы вытянуты субпараллельно передовым прогибам, по масштабу, времени появления и фазам активизации могут отождествляться с литосферными складками [2].

Исследование поддержано Интеграционным проектом «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», частично интеграционной программой ОНЗ РАН «Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюции».

- [1] *Miall A.D.* Principles of sedimentary basin analysis. – New York – Heidelberg: Springer, 1984. – 490 p.
- [2] *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Внутриплитные и окраинноплитные процессы: тектонические обстановки и вопросы геодинамики // Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 1984. – С. 107–261.
- [3] *Советов Ю.К., Благовидов В.В.* Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – М.: Научный мир, 2004. – С. 159–210.
- [4] *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic-Early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision: Geological Society of America Special Paper 423-28. 2007. – P. 539–578.
- [5] *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1991. – 183 с.
- [6] *Тыщенко Л.Ф.* Региональные корреляции отложений мотской свиты в Иркутском амфитеатре // Проблемные вопросы литостратиграфии. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 149–158.
- [7] *Арутюнов С.Л., Городничев В.И., Дробот Д.И., Воробьев В.Н., Журавлев А.Г.* К стратиграфии позднего докембрия Ангаро-Ленской нефтегазоносной области // Геология и геофизика. – 1982. – № 3. – С. 41–43.
- [8] *Мельников Н.В.* Стратиграфические несогласия в разрезе венда Катангской седловины // Геология и геофизика. – 1994. – № 4. – С. 27–35.
- [9] *Воробьев В.Н.* Стратиграфические несогласия в южных и центральных районах Сибирской платформы // Новые данные по геологии нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. – С. 4–8.

МОДЕЛЬ ОБМЕНА ВЕЩЕСТВОМ МЕЖДУ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРОЙ И АСТЕНОСФЕРОЙ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПЕРИОД ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ЦИКЛА

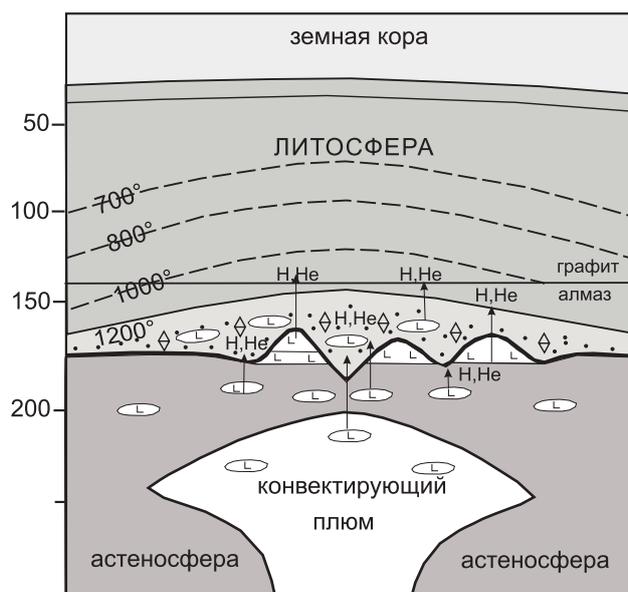
Л.В. Соловьева

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, solv777@crust.irk.ru

Предложенная модель построена на базе модели плюм-литосферного взаимодействия [1] и модели метасоматического алмазообразования в кимберлитобразующем цикле [2] (рисунок). Она рассматривает иницирующее воздействие плюма, существование которого под Сибирским кратоном в период верхнедевонского кимберлитового цикла подтверждается геодинамическими построениями [3] и петролого-геохимическими данными [4].

Ключевые моменты модели следующие:

1. Подъем к подошве литосферной плиты в центре Сибирского кратона термохимического плюма.
2. Горизонтальное растекание головы плюма и возникновение локальных очагов базитового расплава, близкого внутриплитным базальтам [4].
3. Просачивание расплавов через твердую матрицу пород с одновременной кристаллизацией ассоциации бедных Cr мегакрит (механизм [5]), что обуславливает геохимическую эволюцию расплавов и своеобразное магматическое замещение вещества астеносферы и нижней части литосферной плиты.



- ◊ · ◊ · ◊ Зона действия восстановленных флюидов, образование метасоматических алмаза и графита. Реакции:
 $2\text{CO}_2 + 6\text{H}_2 = \text{CH}_4 + \text{C} + 4\text{H}_2\text{O}$
 $2\text{CO} + 4\text{H}_2 = \text{CH}_4 + \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$
 $3\text{NO} + 6\text{H}_2 = 2\text{NH}_3 + \text{N} + 3\text{H}_2\text{O}$
- L L Очаги астеносферных и смешанных расплавов, зона окисления
- Граница: литосфера–астеносфера

Модель воздействия плюма на мантийную литосферу и астеносферу в период кимберлитобразующего цикла. Реакции образования метасоматических алмаза и графита в газовой фазе по [2]. Остальные пояснения в тексте.

4. Преобразование вещества мантийной литосферы, расположенного выше зоны просачивания астеносферных жидкостей, восстановленными потоками флюидов, экстрагирующих из пород и минералов целый ряд петрогенных и несовместимых редких элементов.

5. Осаждение вынесенных редких элементов на геохимических окислительных барьерах с кристаллизацией графита и алмаза при соответствующих T–P параметрах.

Реальность модели обосновывается данными по распределению ряда несовместимых элементов (Nb, Zr, Hf, Ti, Y, REE) в гранатах и клинопироксенах из вещества астеносферной (мегакриты граната, деформированные перидотиты) и литосферной (зернистые гранатовые и гранат-шпинелевые перидотиты) зон верхней мантии под Сибирским кратоном. Материалом для исследований были мегакриты и глубинные ксенолиты из кимберлитовой трубки Удачная.

Показано, что характер распределения несовместимых редких элементов в мегакристах Gg и в Gg и Crx из высокотемпературных деформированных Gg лерцолитов мегакрупнопорфирирового типа наиболее адекватен модели просачивания

расплавов в астеносфере через твердую матрицу пород [5]. Модель предусматривает кристаллизацию в очагах расплава ассоциации низко-хромистых мегакрист и изменение редкоэлементного состава расплавов за счет хроматографического эффекта. Возраст процесса соответствует возрасту кимберлитового магматизма, что подтверждено изохронными возрастными мегакрист из разновозрастных кимберлитовых трубок [6, 7]. В гранате из высокотемпературных деформированных перидотитов мелкопорфирового типа сохраняются распределения редких элементов, характерные для граната из низкотемпературных зернистых перидотитов, что указывает на попадание в материал плюма материала литосферной мантии.

Выше зоны просачивания астеносферных жидкостей литосферная мантия прорабатывается восстановленными потоками флюидов, поступающими из очагов расплавов [8]. Это подтверждается резким обеднением граната и клинопироксена несовместимыми редкими элементами из низкотемпературных зернистых гранатовых и шпинель-гранатовых перидотитов с восстановленным оливином. Напротив, гранат и клинопироксен из этого типа пород с оливином, содержащим 0.8–5.0 % Fe³⁺, содержат несовместимые редкие элементы в количествах выше на 2–3 порядка [8]. Имеются также петролого-геохимические доказательства, что осаждение вынесенных восстановленными флюидами редких элементов происходит на геохимических окислительных барьерах, в зонах развития метасоматического графита (и алмаза).

Дискуссионной является проблема источника вещества плюма. Наиболее популярной является гипотеза о древней субдуцированной океанической коре, менее популярной – о материале из переходного слоя (D), обогащенного мейджоритом и силикат-перовскитом. Обе гипотезы равным образом объясняют максимумы HFSE на фоне REE в гранате из мегакрист и деформированных перидотитов мегакрупнопорфирового типа, а также особенности поведения изотопов Hf в кимберлитах 1-й группы и мегакристах [7]. Вместе с тем, с позиций гипотезы субдуцированной океанической коры нельзя объяснить мантийные метки изотопов кислорода в мегакристах граната [9] и в гранате из деформированных перидотитов [10], которые свидетельствуют об отсутствии вещества древней океанической коры в материале источника плюма. Это не позволяет отказываться от гипотезы участия в материале плюма вещества из переходного слоя мантии, обогащенного мейджоритом и, возможно, силикат-перовскитом [11].

- [1] Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, I I: REE chemistry // Journ. Petrology. – 2004. – V. 45. – P. 609–634.
- [2] Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Е., Баранкевич В.Г. Мантийный метасоматизм и плавление в мантийных ксенолитах; их возможная связь с алмазо- и кимберлитообразованием // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 1. – С. 172–193.
- [3] Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous and mantle plumes // Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism: Am. Geophys. Union Geophys. Monograph. 100. 1997. – P. 297–333.
- [4] Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Виллойского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. – 2007. – Т. 14, № 6. – С. 626–648.
- [5] Harte B., Hunter R.H., Kinny P.D. Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism // Philosophical Transaction of the Royal society of London, Series A 342, 1993. – P. 1–21.
- [6] Jones R.A. Strontium and neodymium isotopic and rare earth evidence for the genesis of megacrysts in kimberlites of Southern Africa // Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. – Chichester: John Wiley, 1987. – P. 711–724.
- [7] Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions // Journ. Petrology. – 2004. – V. 45, № 8. – P. 1583–1612.
- [8] Соловьева Л.В. Проработка мантийной литосферы Сибирского кратона восстановленными флюидами в среднепалеозойском кимберлитовом цикле – геохимические следствия // Докл. РАН. – 2007. – Т. 413, № 2. – С. 238–243.
- [9] Schulze J., Valley J.R., Bell D.R., Spicuzza M.J. Oxygen isotope variations in Cr-poor megacrysts from kimberlite // Geochim. at Cosmochim. Acta. – 2001. – V. 65, № 23. – P. 4375–4384.
- [10] Горнова М.А., Полозов А.Г. Изотопы кислорода и редкоэлементный состав минералов гранатовых перидотитов кимберлитовой трубки Удачная как индикаторы магматического этапа формирования кратонной литосферы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. – С. 149–153.

- [11] Hirose K., Fei Y., Ono S., Yagi T., Funakoshi K. In situ measurements of the phase transition boundary in $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$: Implications for the nature of the seismic discontinuities in the Earth mantle // Earth Planet. Sci. Lett. – 2001. – V. 184. – P. 567–573.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

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

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

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

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

Геологические события раннемезозойской эпохи сыграли важную роль в формировании структуры Восточной и Центральной Азии. В это время произошло столкновение Сибирского и Сино-Корейского континентов, сопровождавшееся закрытием Солонкерского (в раннем триасе) и Монголо-Охотского (не позднее средней юры) палеоокеанических бассейнов [8] и, кроме того, стала формироваться конвергентная граница вдоль тихоокеанской окраины. Эти события сопровождались чрезвычайно широким проявлением гранитоидного магматизма. Однако существующие представления о связи тектонических и магматических процессов в истории геологического развития рассматриваемого региона далеко не всегда имеют необходимое геологическое и геохронологическое обоснование. В связи с этим выделение и изучение здесь раннемезозойских магматических образований имеет первостепенное значение для реконструкции формирования восточной окраины Азиатского континента.

Достаточно надежно масштабы и закономерности распространения раннемезозойского магматизма были установлены на основе геохронологических исследований для западного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса [4, 11]. Для восточного его сегмента такие построения имеют гипотетический характер, ввиду отсутствия необходимых геохронологических данных.

В последние годы такие данные стали появляться. В частности, была получена серия геохронологических определений возраста (U-Pb метод по цирконам) для гранитоидов Мамынского, Буреинского террейнов, которые вместе с Аргунским террейном входят в состав южного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Так, в пределах Мамынского террейна для биотитовых гранитов Усть-Дугдинского массива получена оценка возраста 208 ± 9 млн лет, а для лейкократовых гранитов Шимановского массива – 190 ± 3 млн лет [9]. Эти возрасты достаточно близки возрастам лейкогранитов Большекурбинского и Индукачинского массивов северной части Буреинского террейна – 212 ± 5 и 201 ± 6 млн лет, соответственно [1]. В последние годы установлен возраст микроклиновых биотитовых гранитов Талаканского массива южной части Буреинского террейна, который составил 185 ± 1 млн лет [10].

Таким образом, раннемезозойский магматизм Буреинского террейна имеет не пермотриасовый или раннетриасовый, как предполагалось ранее [2, 7], а позднепермский–раннеюрский возраст. И здесь важно отметить, что полученные к настоящему времени геохронологические данные свидетельствуют о синхронности интервалов проявления раннемезозойского магматизма в обрамлении западного и восточного сегментов Монголо-Охотского складчатого пояса. Эти интервалы составляют соответственно $226\text{--}189$ млн лет [4] и $213\text{--}185$ млн лет. Такой же возрастной интервал проявления гранитоидного магматизма отмечается для центральной и южной частей Буреинско-Цзямусинского террейна, граничащих с Солонкерской зоной – $213\text{--}183$ млн лет [13, 14]. Близкий возраст ($224\text{--}219$ млн лет) имеет и высокотемпературный метаморфизм, связанный с образованием северной сутурной границы Солонкерской зоны [5]. Другими словами, раннемезозойский гранитоидный магматизм охватил весь ансамбль тектонических блоков, расположенных между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами. Однако, как уже отмечалось, геодинамическая природа ареалов раннемезозойских гранитоидов трактуется по-разному. Так, в районе западного выклинивания складчатых структур Монголо-Охотского складчатого пояса ареал раннемезозойского магматизма связывается с замыканием океанического бассейна и формированием на его месте орогенного пояса [4, 11]. Аналогичный вариант интерпретации предлагается для близких по возрасту гранитоидов Солонкерской зоны [12].

Происхождение раннемезозойских гранитоидов Буреинско-Цзямусинского террейна связывается с амальгамацией террейнов в единый микроконтинент Амурия [3]. В то же время практически одинаковый возрастной диапазон проявления раннемезозойского гранитоидного магматизма Центральной и Восточной Азии дает все основания полагать, что он был обусловлен каким-то общим геологическим событием.

Таким событием могла стать коллизия Северо-Азиатского кратона, Амурского супертеррейна и Сино-Корейского кратона, которая, возможно, и обусловила проявление раннемезозойского высокотемпературного метаморфизма и гранитоидного магматизма, охватившего весь ансамбль геологических структур между указанными кратонами. Подтверждением тому может служить орогенная природа средне-верхнеюрских отложений [8], развитых вдоль южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса. В то же время отсутствие возрастной корреляции магматизма в пределах крупных континентальных блоков (супертеррейнов) восточной части Азии – Амурского, Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового – вплоть до раннемезозойского времени наводит на мысль, что эти тектонические единицы в палеозое и раннемезозое развивались автономно [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 05-05-64242, 07-05-00147), Президиума ДВО РАН (гранты № 06-III-A-08-340, 06-I-ОНЗ-115).

- [1] Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXIV / Ред. А.В. Махинин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
- [2] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург, Благовещенск, Харбин, 1999. – 135 с.
- [3] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Т. 1. – 327 с.
- [4] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В. 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.
- [5] 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.
- [6] Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Бучко И.В. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 19–22.
- [7] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. – Хабаровск, 1990. – 215 с.
- [8] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [9] Сорокин А.А., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сорокин А.П. и др. Геохронология триасово-юрских гранитоидов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема раннемезозойского гранитообразования Центральной и Восточной Азии // Докл. РАН. – 2004. – Т. 399, № 2. – С. 227–231.
- [10] Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Возраст и геохимические особенности раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26, № 5. – С. 55–66.
- [11] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. – 2002. – № 4. – С. 42–63.
- [12] Bin Chen, Bor-ming Jahn, S. Wilde, Bei Xu. Two contrasting Paleozoic magmatic belt in Northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications // Tectonophysics. – 2000. – V. 328. – 157–182.
- [13] Wu F., Jahn B.-M., Wilde S., Sun D. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in Northeastern China // Tectonophysics. – 2000. – V. 328. – P. 89–113.
- [14] Wu F., Sun D., Li H., Jahn B.-M., Wilde S. A-type granites in Northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // Chemical Geology. – 2002. – V. 187. – P. 143–173.

ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНДЕЗИТОВ БУРУНДИНСКОЙ И УНЕРИКАНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН

*А.А. Сорокин**, *В.А. Пономарчук***, *А.В. Травин***

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

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

Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс [2, 6 и др.] является одной из наиболее крупных мезозойских структур Восточной Азии. Согласно существующим представлениям он прослеживается в виде обширных вулканических полей и интрузивных тел в субширотном направлении более чем на 500 км вдоль границы Амурского супертеррейна и восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. В последнее время выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические исследования вулканических и интрузивных комплексов западного фланга Умлекано-Огоджинского пояса [11, 13]. Восточный фланг пояса в этом отношении остался не изученным в должной мере, хотя исключительно важное значение имеют полученные С.В. Рассказовым результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород бурундинской свиты [7].

Под восточным флангом Умлекано-Огоджинского пояса понимается ареал меловых вулканических пород и интрузий, прослеживающихся вдоль границы северной части Буреинского (Туранского) террейна и восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. В его строении вплоть до недавнего времени выделялись раннемеловые бурундинский вулканический и меунский интрузивный комплексы преимущественно среднего и средне-основного составов [3]. При этом отмечалось, что вулканические покровы, залегающие на палеозойских образованиях Монголо-Охотского складчатого пояса (бассейн р. Унерикан), отличаются от типичных разрезов вулканических полей, перекрывающих северную часть Буреинского террейна, присутствием кислых вулканических пород (см. обзор в [3]).

В последние годы в строении восточного фланга Умлекано-Огоджинского пояса выделены раннемеловые унериканский андезит-риолитовый, бурундинский андезитовый, карауракский диоритовый и ранне-поздне-меловой бургалийский диорит-гранодиоритовый комплексы [1]. В данной публикации будут представлены возраст и геохимические особенности андезитов бурундинского и унериканского комплексов.

Андезиты этих комплексов представлены темно-серыми, черными, темно-зелеными порфиридовидными породами. По составу темноцветных вкрапленников, размер которых составляет 1.5–3.0 мм, можно выделить двупироксеновые и роговообманковые (пироксен-роговообманковые) разновидности. В первых порфиры выделены андезином или лабрадором, моноклинным и ромбическим пироксенами, редко оливином, во вторых – андезином, роговой обманкой и ромбическим пироксеном. Основная масса гиалопилитовая или интерсертальная, реже пилотакситовая. Вторичные минералы представлены карбонатом, серицитом, хлоритом, эпидотом, акцессорные – цирконом, апатитом, сфеном.

По соотношению SiO_2 (51.3–63.8 %), суммы щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3.4\text{--}5.8$ %, $\text{K}_2\text{O} = 1.0\text{--}2.6$ % породы относятся к базальтовым андезитам и андезитам низко-К известково-щелочной серии. Им свойственны низкие содержания TiO_2 (0.4–1.3 %), умеренные Al_2O_3 (14.6 %, реже до 17.6 %). Величина отношения FeO^*/MgO варьируется в достаточно широком диапазоне – от 1.4 до 4.4 и в координатах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ фигуративные точки составов лежат вблизи линии, разграничивающей толеитовые и известково-щелочные составы. Важно отметить, что в роговообманковых (пироксен-роговообманковых) разновидностях этот диапазон обычно более компактен – 1.4–1.6. Распределение редкоземельных элементов в породах среднего состава слабо и умеренно дифференцированное $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 4.9\text{--}8.9$, редко до 11.4; характерна незначительная отрицательная европиевая аномалия $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6\text{--}0.8$. График нормированных к примитивной мантии содержаний элементов иллюстрирует умеренное обогащение пород Rb, Ba, Th, U, LREE, при относительном дефиците Nb, Ta, P, Ti. Характерной особенностью рассматриваемых пород являются также повышенные содержания Ni, Co, Cr, V.

Геохронологическое исследование проведено для андезитов, характеризующих два рассма-

триваемых вулканических комплекса. Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование выполнено по фрагментам основной массы, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25–0.15 мм измельченного образца. В результате для вулканита унериканского комплекса (обр. В-31-1) получены согласующиеся значения возраста по плато – 102.1 ± 1.4 млн лет (96.1 % выделенного ^{39}Ar) при интегральном возрасте 102.1 ± 1.1 млн лет. Для андезита бурундинского комплекса (обр. В-49-1) получены также согласующиеся значения возраста по плато – 107.3 ± 2.4 млн лет (67.3 % выделенного ^{39}Ar) при интегральном возрасте 109.7 ± 1.7 млн лет. Таким образом, мы полагаем, что значение 102.1 ± 1.4 млн лет является наиболее точной оценкой возраста кристаллизации андезитов унериканского комплекса, а 107.3 ± 2.4 – для андезитов бурундинского комплекса.

В результате проведенных исследований впервые получена надежная оценка возраста андезитов комплекса с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода – 102.1 ± 1.4 млн лет, что в стратиграфической шкале соответствует концу альба. Кроме того, подтвержден возраст андезитов бурундинского комплекса. Согласно приводимым данным [7] для андезитов Сергиленского вулканического поля он составляет 108–105 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод), а в рамках проведенного нами исследования для вулканитов Нижнестойбинского поля получено значение 107.3 ± 2.4 млн лет.

Тождественность химического состава андезитов обоих комплексов, близкий возраст и единый ареал распространения вдоль границы северной части Бурундинского террейна и восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса свидетельствуют в пользу их принадлежности к единому вулканическому комплексу, как и предполагалось ранее [3]. Не исключено, что вместе с интрузиями карауракского диоритового и бургалийского диорит-гранодиоритового комплексов упомянутые вулканические образования составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Полученные в рамках данных исследований и опубликованные ранее результаты [7, 11, 13] позволяют также коснуться вопроса корреляции магматических комплексов, относимых к Умлекано-Огоджинскому вулканоплутоническому поясу. Известно, что в строении указанного пояса обычно выделяются две зоны (или два фланга) – западная (Умлеканская) и восточная (Огоджинская) [3 и др.]. При этом предполагалось [8], что талданская свита западного фланга пояса и бурундинская свита его восточного фланга являются разновозрастными. В результате целенаправленных геохронологических исследований было установлено, что возраст андезитов талданского вулканического комплекса составляет 127–123 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) [11, 13], что существенно древнее возраста андезитов бурундинского вулканического комплекса ($108\text{--}105$ млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) [7] и андезитов унериканского вулканического комплекса (102.1 ± 1.4 млн лет, данное исследование). Таким образом, полученные данные ставят под сомнение существовавший вариант корреляции андезитового вулканизма в пределах Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса и, вероятно, соответствовавший ему вариант районирования мезозойского магматизма региона.

Важно подчеркнуть, что близкие датировки получены для некоторых гранитоидных массивов северного фланга Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса (104.5 ± 0.9 млн лет, U-Pb метод) [1], одного из вулканических комплексов, наложенных на Среднеамурскую впадину (106.8 ± 1.3 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) [7], базальт-андезит-дацитового комплекса ($111\text{--}105$ млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) Хингано-Олонойской зоны южного фланга Хингано-Охотского пояса [12, 14]. Приведенные примеры указывают на то, что возраст андезитов унериканского и бурундинского комплексов близок к одному из этапов формирования Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса.

Геодинамическая обстановка формирования мезозойского магматизма восточной окраины Азии является остро дискутируемой проблемой. Среди возможных вариантов предполагается обстановка активной континентальной окраины [4–5 и др.] или же сочетание обстановок активной и трансформной континентальных окраин [15, 16]. Обратившись к петрографическим и геохимическим особенностям пород среднего и средне-основного составов бурундинского и унериканского комплексов, прежде всего следует отметить двойственность, которая выражается в совмещении признаков, присущих породам толеитовой и известково-щелочной серий, что было отмечено ранее [2, 9, 10]. Так, наряду с плагиоклаз-пироксеновой ассоциацией вкрапленников, типичной для толеитовой вулканической серии, широко представлены роговообманко-

вые (пироксен-роговообманковые) разновидности, в большей степени свойственные известково-щелочной серии. Выше отмечалось, что рассматриваемые породы умеренно обогащены такими элементами, как Rb, Ba, Th, U, LREE, однако их концентрации ниже, чем в типичных андезитах и базальтовых андезитах активных континентальных окраин. При этом обращают на себя внимание повышенные содержания в них Ni, Co, Cr.

На основании совокупности указанных выше особенностей В.Г. Сахно указал на сходство пород среднего и средне-основного составов данного региона с примитивными андезитами активных окраин [10], происхождение которых не связано с субдукционным механизмом [17–21 и др.]. Исходя из этих особенностей пород, с одной стороны, и существующих геодинамических реконструкций [15, 16] – с другой, наиболее вероятной геодинамической обстановкой их формирования считается обстановка трансформной континентальной окраины [2, 10]. Мы полагаем, что этот сценарий может быть распространен и на происхождение андезитов и базальтовых андезитов бурундинского и унериканского комплексов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 05-05-64242, 06-05-96074, 06-05-64860), Президиума ДВО РАН (гранты 06-II-CO-08-034, 06-I-ON3-115) и СО РАН (проект № 6.1), Министерства образования и науки России (грант РНП.2.1.1.702).

- [1] Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI / Ред. А.В. Махинин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- [2] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Книга 1. – 572 с.
- [3] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. – Хабаровск, 1990. – 215 с.
- [4] Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. – 1991. – № 5. – С. 3–23.
- [5] Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеанская геология. – 1991. – № 6. – С. 3–20.
- [6] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [7] Рассказов С.В., Иванов А.В., Травин А.В. и др. ^{40}Ar - ^{39}Ar и К-Аг датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы российской конф. по изотопной геохронологии 25–27 ноября 2003 г. – СПб.: Центр информационной культуры, 2003. – С. 410–413.
- [8] Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. – Хабаровск, 1994.
- [9] Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. – Новосибирск: Наука, 1976. – 100 с.
- [10] Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. – Владивосток: Дальнаука, 2001. – 335 с.
- [11] Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П., Ворopaева М.С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 2. – С. 3–6.
- [12] Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний восток) // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23, № 2. – С. 52–62.
- [13] Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12, № 6. – С. 38–54.
- [14] Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. ^{40}Ar / ^{39}Ar геохронология мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 3. – С. 63–78.
- [15] Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – С. 5–34.
- [16] Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1635–1645.
- [17] Davies J.H., Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth. Planet. Sci. Lett. – 1995. – V. 129. – P. 85–102.
- [18] Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust // Journ. Volcanol. Geotherm. Res. – 1978. – 4. – P. 297–322.

- [19] *Keleman P.B.* Origin of high-Mg andesites and the continental crust // *Miner. Mag.* – 1994. – 58 A. – P. 464–465.
- [20] *Moreno F.A., Demant A.* The Recent Isla San Luis volcanic centre: petrology of a rift-related volcanic suite in the northern Gulf of California, Mexico // *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* – 1999. – 93. – P. 31–52.
- [21] *Verma S.P.* Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt // *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* – 1999. – 93. – P. 151–171.

БАЗАЛЬТОВЫЕ АНДЕЗИТЫ СРЕДНЕГО ГАЛЛИКА АМУРО-ЗЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ: ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.А. Сорокин*, А.П. Сорокин*, В.А. Пономарчук**, А.В. Травин**, О.В. Мельникова*

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

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

Согласно существующим представлениям в выполнении Амуро-Зейской депрессии участвуют вулканогенные и терригенные отложения, начиная с верхней юры, при этом вулканические породы достаточно широко представлены в составе нижнемеловых итикутской и поярковской свит [2]. Вплоть до настоящего времени возраст этих пород условно определялся на основании стратиграфического положения подстилающих и перекрывающих осадочных или вулканогенно-осадочных пород. Так, вулканы итикутской свиты отнесены к берриас-валанжинскому, а поярковской – к готерив-раннеальбскому уровню, при этом современные геохронологические данные, способные подтвердить или опровергнуть данное предположение, отсутствовали.

В данной работе представлены первые результаты геохимических и геохронологических исследований, выполненных для трех образцов вулканических пород. Эти образцы – АС-100, АС-80, АС-75 – отобраны из керна скважины с глубины 100, 80 и 75 метров, соответственно, пробуренной близ села Константиновка в южной части Амуро-Зейской депрессии.

Исследованные вулканические породы по соотношению SiO_2 (53.5–55.6 %), суммы щелочей $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (4.9–5.8 %), K_2O (1.5–1.8 %) относятся к базальтовым андезитам и базальтовым трахиандезитам низко-К известково-щелочной серии. Распределение редкоземельных элементов в породах среднего состава слабо дифференцированное $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 5.8\text{--}7.6$, европиевая аномалия практически не выражена – $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.91\text{--}0.98$. График нормированных к примитивной мантии содержаний элементов иллюстрирует умеренное обогащение пород Rb, Ba, K, при относительном дефиците Nb, Ta, P, Ti.

Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование всех трех образцов выполнено по фрагментам основной массы, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25–0.15 мм. В результате получена серия согласующихся между собой значений возрастов, как по плато – обр. АС-75 – 117.8 ± 1.8 млн. лет, обр. АС-80 – 116.8 ± 1.8 млн лет, обр. АС-100 – 118.3 ± 2 млн лет, так и в изохронном варианте расчета – обр. АС-75 – 117.7 ± 1.7 млн лет (СКВО=0.5), обр. АС-80 – 117.1 ± 1.7 млн лет (СКВО=0.5), обр. АС-100 – 119.5 ± 2.7 млн лет (СКВО=0.6).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что один из этапов вулканизма, запечатленный в выполнении Амуро-Зейской депрессии, приходится на интервал 116–119 млн лет. Здесь следует напомнить, что такой же диапазон возрастов имеют породы бимодальной ассоциации, субщелочные двуполевошпатовые граниты, представленные в северном и западном обрамлении Амуро-Зейской депрессии, где они наложены на разновозрастные геологические комплексы [3, 4]. Этот же интервал вулканизма проявлен и в пределах так называемого Большехинганского ареала [5]. Все это указывает на то, что на рассматриваемый эпизод геологической истории, по-видимому, приходится один из кардинальных этапов формирования восточной окраины Азиатского континента. Исходя из геохимических особенностей пород и глобальных геодинамических реконструкций [1] наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования магматических пород этого временного интервала может считаться обстановка трансформной континентальной окраины.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 05-05-64242, 06-05-96074), Президиума ДВО РАН (гранты 06-II-CO-08-034, 06-I-ОНЗ-115) и СО РАН (проект № 6.1).

[1] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.

[2] Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. – Хабаровск: Хабаровское

- государственное горно-геологическое предприятие, 1994.
- [3] *Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.* Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12, № 6. – С. 38–54.
- [4] *Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A.* Umlekan-Ogodzha Early Cretaceous magmatic belt (North margin of the Amurian superterrane): duration of magmatism // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 2002. – V. 66, S1. – P. A728.
- [5] *Wei-Ming Fan, Feng Guo, Yue-Jun Wang, Ge Lin.* Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in northern Da Hinggan Mountains, Northeastern China // *Journ. Volcanol. Geotherm Res.* – 2003. – V. 121. – P. 115–135.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ НА ПЛОЩАДИ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВЕЛИЧИНА ДИСКРЕТНОСТИ ЗНАНИЙ

А.М. Станевич, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов

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

За более чем полувековую историю геологического изучения Сибирского кратона (СК) и, в частности, его южной окраины (ЮСК) был проведен громадный комплекс планомерных геологосъемочных и тематических работ. Были выделены региональные и межрегиональные стратиграфические горизонты, объединяющие стратоны (свиты, серии, толщи) разных районов и зон территории. Синхронизация стратонов осуществлялась путем сопоставления формационных комплексов, крупных несогласий и, в меньшей мере, на ассоциациях строматолитов и микрофитолитов. Межрегиональная корреляция, или определение возрастного положения горизонтов в общей хроностратиграфической шкале, базировалась на сравнительном анализе крупных седиментационных циклов, комплексов строматолитов, микрофитолитов и микрофоссилий между разрезами СК и типовыми разрезами позднего докембрия мира. Радиохронологическую основу составляли преимущественно К-Аг определения по глаукониту, последовательно убывающие ряды которых были получены для Учуро-Майского и Оленекского районов. В результате обобщения этих работ были созданы унифицированные и рабочие стратиграфические схемы, из которых видно, что в большинстве районов СК последовательность стратонов практически заполняет весь интервал позднего протерозоя длительностью в более чем миллиард лет [1].

В последние пятнадцать лет, несмотря на практическое отсутствие планомерных и масштабных геологосъемочных работ, были получены новые микрофитологические, радиохронологические и хеостратиграфические данные, а также переосмыслена история позднекембрийского развития с позиции геодинамической парадигмы. Результаты этих исследований заставляют по-иному взглянуть на созданные стратиграфические модели. Одним из примеров является стратиграфический каркас ЮСК, где в унифицированной схеме стратоны разного наполнения и мощности занимают все фитемы рифея и венд [1]. Многие моменты стратиграфической схемы этого района долгое время являлись предметом острейших дискуссий, которые так и не завершились консенсусом.

Глубокой страсти полемика велась по вопросу проведения границы среднего и позднего рифея в разрезах ЮСК. Разные исследователи доказывали её существование с базальных слоёв или баллаганахского, или дальнотайгинского, или жуинского горизонтов. Компромиссом, хоть и необоснованным, явилось проведение границы внутри дальнотайгинского горизонта [1]. В свете новых данных, баллаганахский и, скорее всего, медвежевский горизонт относятся к позднему рифею [2]. Хеостратиграфические данные [3] и находки отпечатков высокоорганизованных организмов [4] обусловили возникновение точки зрения о вендском возрасте дальнотайгинского и жуинского горизонтов, что вызвало не столь бурную, как раньше, но дискуссию [2]. Если не брать во внимание точку зрения о вендском возрасте двух последних горизонтов, то нижняя, пурпольская, свита рифейской последовательности ЮСК, залегающая на нижнепротерозойских образованиях, оказывается единственным известным стратоном в мезопротерозое, длительность которого составляет 600 млн лет. А скорость накопления терригенных отложений пурпольской свиты по самым грубым подсчетам показывает время, заведомо меньшее, чем 100 млн лет.

Менее длительные, но значительные перерывы диагностируются и в вышележащих разрезах. Несмотря на стратиграфически согласное залегание между слоями баллаганахского и дальнотайгинского горизонтов, интервал неизвестной геологической истории длительностью не менее 70 млн лет между ними предполагается по резкому формационному отличию и различной геодинамической принадлежности слагающих их пород [2]. Непрерывность отложений байкальской серии (дальнотайгинский и жуинский горизонты) не подвергалась сомнению. Вместе с тем, несмотря на отраженное в фондовых отчетах и публикациях согласное залегание между пограничными свитами этих горизонтов, на местности нет ни одного обнажения с контактом

этих свит. Этот факт и установленное формационное и геодинамическое различие литокомплексов двух горизонтов [2] позволяют уверенно предполагать достаточно длительный временной перерыв между ними. Обоснованность этих выводов, построенных на косвенных данных, подтверждают результаты детальных работ в разрезах юдомского горизонта ЮСК, коррелируемого с вендом, где в признаваемой ранее непрерывной последовательности жербинской свиты был установлен значительный перерыв [5]. Если проанализировать скорости осадконакопления стратонтов, как ЮСК, так и других районов, станет очевидно, что их накопление происходило значительней быстрее, чем протяженность периода, который им отводится в стратиграфических схемах. Анализ стратиграфии и геохронологии позднего протерозоя Учуро-Майского и Анабаро-Оленекского районов также выявляет значительные (сотни млн лет) пробелы в истории седиментогенеза.

Вышеприведенные данные и предположения не являются новацией, а только подтверждают иногда забываемый принцип стратиграфии о «неполноте стратиграфической и палеонтологической летописи», высказанный ещё Ч. Дарвиным. Таким образом, видно, что известная нам последовательность позднепротерозойских отложений СК реально представляет собой дискретные фрагменты геологической истории. Вместе с тем, их состав и особенности строения позволяют нам воссоздавать вариант геологической истории. Но следует признать, что большая часть этой последовательности является недоступной для познания. В этой ситуации назревает необходимость проведения более детальных исследований, направленных на более обоснованную корреляцию литокомплексов разобщенных зон и районов СК, которые могли быть образованы в разные интервалы позднепротерозойской истории.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (ОНЗ 10), Интеграционной программы СО РАН (ОНЗ 6.5) и РФФИ (проект 07-05-00339).

- [1] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. – 215 с.
- [2] Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 60–79.
- [3] Кузнецов А.Б., Анисимова С.А., Мельников Н.Н., Гелетий Н.К., Дольник Т.А., Летникова Е.Ф. Изотопная хемостратиграфия байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья: предварительные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Росс. конф. по изотопной геохронологии. – СПб.: Центр информационной культуры, 2003. – С. 233–236.
- [4] Советов Ю.К., Коллев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 3–34.
- [5] Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якшин М.С., Пономарчук В.А. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 4. – С. 465–484.

МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ОСТАТКИ КРУПНЫХ ЦИАНОБАКТЕРИЙ В НАМИНГИНСКОЙ СВИТЕ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ХРЕБТА УДОКАН

*А.М. Станевич**, *Т.А. Корнилова**, *А.А. Постников***, *А.А. Терлеев***

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

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

Намингинская свита завершает трансгрессивный цикл верхней кеменской подсерии удоканской серии. Свита представлена переслаиванием серых песчаников и темно-серых алевролитов со знаками волновой ряби, полого-косослоистыми и другими текстурами течений. Многочисленные радиохронологические данные, полученные разными методами и в разные годы по прорывающим удоканскую серию гранитам и базитам, дают возрастной интервал 1800–2000 млн лет. Вместе с тем, на основании находок проблематических остатков и следов жизнедеятельности, была высказана точка зрения о рифей-вендском возрасте верхней части удоканской серии [1]. Данные последних исследований подтвердили нижнепротерозойский возраст всей удоканской серии [2]. В этой же работе отражены результаты исследования следов жизнедеятельности в намингинской свите, которые были признаны отпечатками одних из древнейших микробиальных текстур. Дополнительно, при растворении алевролитов намингинской свиты были получены углефицированные микрофоссилии. Большинство их признано остатками сапрофитных бактерий и их колоний. Но находка формы *Leiosphaeridia* cf. *L. crassa* (Naum.) позволила предположить существование эукариотных организмов в нижнем протерозое Удокана.

В продолжение последних работ было просмотрено более 50 шлифов на предмет обнаружения реликтов органогенных структур. Было отобрано 12, которые и подверглись более тщательному изучению и петрографическому описанию. Состав пород во всех шлифах достаточно однотипен. Это незрелые, малосортированные, с малоокатанным или неокатанным обломочным материалом аркозовые алевролиты (от алевроаргиллитов до алевропесчаников). Среди обломков наибольший объем занимают полевые шпаты (плаггиоклаз и калиевый полевой шпат) – от 30 до 62 % (в среднем 42 %). Объем кварцевых зерен составляет от 10 до 30 % (в среднем 22 %). Глинистая фракция, представленная светлой слюдкой, занимает от 10 до 35 % (в среднем 25 %). Часто наблюдаются реликты глинистых минералов (2–3, до 7 %). В двух шлифах в цементе присутствует карбонат (кальцит) – 9 и 25 %. Вторичный хлорит (1–2 %) развился по кластогенному биотиту. Практически во всех шлифах в единичных количествах присутствуют обломки циркона, турмалина и сфен-лейкоксона. Для цемента характерны сгустковые скопления и пятна лейкоксона.

Во всех шлифах присутствует (3–5 %) непрозрачное рудное вещество, которое представлено гидроокислами железа и, частью, перекристаллизованными агрегатами ильменит-магнетитового состава. В редких случаях на просвет наблюдается красная окраска (гематит, мартит). Рудное вещество присутствует в породе в разных формах. Наиболее распространены ксеноморфные образования, расположенные в виде пятнистой сыпи, скоплений или мелких форм-комков с причудливыми, бухтообразными и другими очертаниями. Нередко вдоль контакта разнозернистых слоёв и линз они образуют извилистые удлиненные нитеподобные агрегаты, которые при определенных обстоятельствах могут создавать впечатление углефицированных обрывков трихом. Химический состав шести проб показал повышенные содержания обеих форм окислов железа и окисла титана, что свидетельствует в пользу существования в породе как разных переходных форм гидроокислов железа, так и частично новообразованных форм группы ильменит-магнетита. Данные о составе алевролитов свидетельствуют о разрушении и сносе близко расположенных гранитных массивов и о возможной и незначительной примеси в осадке продуктов дезинтеграции и дальнего переноса магматических пород среднего-основного состава.

Катагенетические изменения породы проявлены замещением глинистых минералов светлой слюдкой, хлоритизацией и перераспределением рудного вещества (гидроокислы железа – гидрогетит, гематит и др.), катакластическими изменениями, существенно не нарушающими первичных структуры и текстуры осадка.

Трихомоподобные остатки обнаружены в большинстве изученных шлифов. Отмечено более 30 «нитей». Ширина их достаточно постоянна и составляет 15–20 мкм, реже 10–15 и 25–30 мкм. Длина обрывков (?) варьируется от 50 до 500 мкм, в среднем 120 мкм. Не исключено, что часть их является неорганическим скоплением рудного вещества, сконцентрированного вдоль послонных трещин. С учетом непрозрачности «нитей» не исключено наложение чисто рудных агрегатов на остатки органического генезиса. Но те объекты, которые принимаются нами за остатки трихом, имеют особенности, отличные от просто рудного материала. Трихомы сохранились в виде минерализованных силуэтных форм темно-коричневого или коричневого цвета. Их контуры большей частью выполнены непрозрачным материалом, скорее всего гидроокислами железа. Волнистые контуры достаточно выдержаны по простиранию «нитей». И если они прерываются, то в разрывах продолжают сгустками лейкоксена, которые в основном и выполняют внутреннюю часть «нитей». Иногда они деформированы и изогнуты обломками кварца и полевого шпата. Контуры их стенок, выполненные гидроокислами железа, нередко подчеркиваются цепочками газовой-жидких включений (ГЖВ) в водном растворе железа. Внутренняя часть трихом выполнена (замещена) аутигенными лейкоксеновыми комковатыми агрегатами. Судя по значительному содержанию гидроокислов железа, пелитовая составляющая осадка была пропитана раствором гидроокислов железа. Реликты последнего остались в виде скоплений ГЖВ, цепочки которых подчеркивают контуры трихом. Несомненно, что органические остатки в данном, интенсивно накапливаемом, осадке, являются привнесенными, вероятно с мелководных, более благоприятных для жизнедеятельности участков. При захоронении остатки трихом, видимо, подверглись частичной бактериальной деструкции (железобактериями). Судя по текстурным алевролитам, свидетельствующим о высокдинамичной обстановке седиментации, практическому отсутствию серных и других соединений, среда захоронения имела нейтральный или слабощелочной pH. В этом случае относительная сохранность трихом обеспечивается следующими вероятными условиями. При деятельности железобактерий образование гётита, лепидокрокита или других оксидов исключено, так как процесс окисления происходит слишком быстро и может возникать лишь водный окисел железа с наименее совершенной структурой, каким является ферригидрит [3]. Метаболизм железобактерий в этом случае выступает как катализатор. Восстановление железа представляет один из наиболее выгодных путей обмена для анаэробных микроорганизмов. Окисление железа с образованием ферригидрита осуществляется железобактериями при минимальном доступе кислорода и нейтральных значениях pH. Таким образом, ферригидрит служит ключевым соединением, через который осуществляется связь между аэробной и анаэробной частями бактериального цикла железа [4]. В первую очередь ферригидрит осаждался бактериями на стенках трихом. В последующем и достаточно быстро, в процессе формирования осадка, ферригидрит превращался в гидрогетит и затем в начале диагенеза переходил в гетит или гематит [3]. Реликтовый раствор гидроокислов железа фрагментарно сохранился в виде «микрокапель» (0.002–0.006 мм.) ГЖВ на поверхностях тел трихом, усложнив их рельеф. С общих позиций [5] концентрация окислов титана внутри органических остатков и выделение лейкоксена при литификации осадка являются вполне закономерными.

Ввиду отсутствия внутреннего строения трихом, их таксономическая идентификация основывается исключительно на размерах форм. Шириной в 10–30 мкм и длиной обрывков (?) 50–500 мкм, они могут соответствовать диагнозу *Botuobia* Pjat. Но для трихом этого рода характерна клеточная сегментированность и закругленные окончания у целых экземпляров, что здесь можно только предполагать. Формы этого рода известны преимущественно в отложениях неопротерозоя. Более тонкие и в основном несегментированные нити, определяемые как *Leitrichoides* Herm. и *Eomycetopsis* Schopf, трассируются с нижнего протерозоя. Нити всех отмеченных родов являются составной частью цианобактериальных матов, являющихся основными строматолитообразователями. Возможно, что и описанные остатки были снесены с прибрежных участков, где были развиты фитолитовые карбонатные постройки намингинского времени. Таким образом, можно заключить, что в осадках древнее 1.8 млрд лет зафиксированы реликты крупных трихом осцилляториевых, ранее не известные в сибирских разрезах. Работы выполняются в рамках программы Президиума РАН № 18 «Происхождение и эволюция биосферы».

[1] Сеница С.М., Вильмова Е.С., Туранова Т.К. Протерозойские экосистемы удоканского комплекса //

- Удокан: геология, рудогенез, условия освоения. – Новосибирск: Наука, 2003. – С. 26–42.
- [2] Терлеев А.А., Постников А.А., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В., Станевич А.М. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. – М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. – С. 271–281.
- [3] Чухров Ф.В., Звягина Б.Б., Горшков А.И., Пермилова Л.П., Балашова В.В. О ферригидрите // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1973. – № 4. – С. 23–33.
- [4] Слободкин А.И., Заварзина Д.Г., Соколова Т.Г., Бонч-Осмоловская Е.А. Диссимиляционное восстановление акцепторов электронов термофильными анаэробными прокариотами // Микробиология. – 1999. – Т. 68, № 5. – С. 600–622.
- [5] Швецов М.С. Петрография осадочных пород. – М.: Гос. научно-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1958. – 416 с.

ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ ЭКСПАНСИЯ АКРИТАРХ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ: РЕАЛИИ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ ОКРАИННЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.М. Станевич*, К.Е. Наговицин**

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

**Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, nagovitsinke@ngs.ru

В последние пятнадцать лет в отложениях позднего докембрия было обнаружено много новых местонахождений микрофоссилий, содержащих как известные, так и новые роды и виды. Таксономическое разнообразие и сложное строение органостенных форм, описанных из разрезов не только неопротерозоя, но и мезопротерозоя как в мире, так и в сибирских разрезах (Учу-ро-Майский, Саяно-Байкальский, Анабаро-Оленекский районы), более определенно обозначили тенденции развития палеобиологического и биостратиграфического направлений в микрофитологии докембрия. Для первого направления продемонстрированы возможности морфоактуалистических исследований, что будет способствовать реализации систематического аспекта в изучении микрофоссилий и последующих построений филогенетических рядов для эукариотических организмов позднего докембрия. В биостратиграфическом направлении стала отчетливее видна наметившаяся тенденция более раннего появления ряда сложно построенных микрофоссилий, многим из которых придавалось значение позднерифейских, вендских и даже нижнепалеозойских маркеров.

Среди множества примеров можно выделить несколько с широко известными таксонами. Акритархи родов *Dictyotidium*, *Micrhystridium*, *Skiagia*, *Tasmanites* и др. ранее были известны только с кембрия. Сейчас эти формы описаны в венде и позднем рифее Австралии, Шпицбергена и юга Сибирского кратона. В венде Китая и Австралии были найдены богатейшие ассоциации акантоморфных акритарх (так называемые биоты пертататакского типа). Эта ассоциация большинством исследователей считается исключительно вендской, однако многие характерные ее таксоны найдены в отложениях криогения Шпицбергена, Австралии, Китая, а также в байкальских отложениях Сибири. Общепринятой была точка зрения, что появление акантоморфных акритарх (оболочек с выростами) приурочено к началу неопротерозоя, но к настоящему времени они найдены в более древних отложениях Китая, Австралии и Сибири. Акритархи *Simia* и *Valeria* служили видами-индексами для позднего рифея. Сейчас они известны в раннерифейских отложениях Анабарского поднятия и Австралии. Цианобионтные спиральные формы *Obruchevella* и *Glomovertella* вначале были обнаружены в нижнем кембрии. В 80-е годы виды этого рода были найдены во многих разрезах венда и позднего рифея. Анализ находок *Obruchevella* в своё время позволил сделать важный для биостратиграфии вывод, что размеры спиральных нитчатых форм увеличиваются вверх от раннего неопротерозоя (с диаметром спирали 5–20 мкм) к венду (до 200–300 мкм). Однако сегодня нами в позднем рифее Енисейского кряжа найдены спиральные микрофоссилии диаметром 150 мкм, а в мезопротерозойских отложениях Оленекского поднятия и внутренних районов Сибирской платформы найдены *Obruchevella* диаметром до 60 мкм и *Glomovertella* диаметром до 100 мкм.

Исходя из этих и других примеров становится ясно, что в позднедокембрийской микрофитологии существуют трудности и противоречия в оценке стратиграфического значения ряда сложно построенных морфотипов. И несомненно, что при дальнейших исследованиях будет увеличиваться таксономическое разнообразие и усложняться применение микрофоссилий для корреляции. В этой ситуации превалирующим направлением должно стать палеобиологическое, результаты которого станут основой создания эволюционных последовательностей докембрийских эукариот.

При сопоставлении ассоциаций микрофоссилий с целью возрастной оценки отложений они не могут быть разбиты на филогенетические группы, так как их классификация формальна – большинство значимых таксонов рассматривается в группе Acritarcha с неопределенным систематическим положением её объектов. Но эволюционные изменения организмов, рассматри-

ваемых фанерозойской палеонтологией, которые и составляют основу их биостратиграфического использования, как правило, устанавливаются в пределах малых таксономических групп: родов, в меньшей мере семейств. Большинство же акритарх, применяемых для корреляции, в лучшем случае можно сопоставить в общем с эукариотными водорослями или с грибами. Следующее сравнение, необходимое для лучшего понимания стратиграфического значения акритарх, состоит в эмпирической оценке продолжительности существования (ПС) разных групп организмов. Оценка ПС родов морских животных в фанерозое оценивается, по мере увеличения родового разнообразия к кайнозой, от 20 до 150 млн лет [1]. ПС другого полюса органического мира – бактериальных групп, ввиду их морфологического непостоянства, не может быть точно установлена. Известно лишь, что сообщества бактерий существовали с глубокого архея. Многие рода более сложных цианобактерий остались неизменными в своём строении с раннего протерозоя доныне, т. е. более 2 млрд лет. Более сложные в эволюционном плане акритархи эукариотического типа имеют, скорее всего, меньшую ПС. Одним из многих примеров могут служить широко распространенные акритархи *Leiosphaeridia*, которые известны с низов мезопротерозоя, по крайней мере, до силура. Отсюда ПС этого рода составляет не менее 1.2 млрд лет. Род акритарх *Trachyhystrichosphaera* известен с низов неопротерозоя и до венда, из чего его ПС определяется пока в 350 млн лет.

Одновременно при биостратиграфической интерпретации следует учитывать еще три фактора. 1. Исключительное разнообразие форм водорослей и грибов не только в пределах одного вида, но и в жизни одного экземпляра. Поэтому многие таксоны микрофоссилий могут принадлежать одному реально существовавшему виду водорослей или грибов. 2. Палеоэкологические и тафономические факторы приводят к крайне неравномерному распределению таксономического состава в биотах одного стратиграфического интервала и в то же время могут оказаться причиной весьма близкого состава биот, существенно различающихся по возрасту, особенно для относительно бедных ассоциаций. 3. Сходные палеоклиматические условия (например, повторяющиеся оледенения криогения) могут приводить к близкой реакции биоты в различное время.

Из сказанного выше можно сделать два прогностических вывода о возрастном интервале распространения позднедокембрийских акритарх. Для большинства микрофоссилий он, скорее всего, несколько (или даже гораздо) больше, чем тот, который определен на настоящий момент исходя из известных их находок. При биостратиграфических построениях следует учитывать главным образом уровень появления таксонов. Важность последнего положения усиливается тем, что для остатков микроорганизмов, хорошо сохраняемых при переносе в верхних слоях водной среды, присутствует большая вероятность перетолжения их в более молодые толщи.

Таким образом, известное сегодня возрастное распространение многих форм микрофоссилий, скорее всего, имеет гораздо больший временной интервал. Учитывая указанную выше тенденцию удреждения возрастных оценок сложных морфотипов, а также современный взгляд на время появления основных типов эукариотных организмов в докембрии [2], можно сделать вывод о преждевременности применения многих известных форм докембрийских акритарх для целей прямого определения возраста отложений без учета всей суммы геологических и радиологических данных. Эта проблема по мере накопления фактического материала должна будет решаться комплексно, с использованием палеоэкологических, тафономических, актуалистических методов (палеобиологических реконструкций) для обособления филогенетических групп и последующего установления в их пределах эволюционных морфологических изменений. Интенсификация микрофитологических исследований особенно актуальна для позднего протерозоя Саяно-Байкальского района, где в последнее время увеличилась контрастность точек зрения на возрастное положение развитых здесь толщ [3].

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (ОНЗ 10) и РФФИ (проекты 07-05-00339; 05-05-64229 и 06-05-65087).

[1] Марков А.В. О механизмах роста таксономического разнообразия морской биоты в фанерозое // Палеонтол. журн. – 2002. – № 2. – С. 3–13.

[2] Butterfield N.J. Macroevolution and macroecology through deep time // Palaeontology. – 2007. – V. 50. – Part 1. – P. 41–55.

[3] Станевич А.М. и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 60–79.

ОСОБЕННОСТИ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

С.И. Ступаков*, В.А. Симонов*, В.С. Бочкарев**, А.Г. Клец***, С.В. Ковязин*

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

**Тюмень, Сибирский научно-аналитический центр, sibnac@sibsac.ru

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

Исследования последних лет [1, 2] показали широкое распространение офиолитовых ассоциаций в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Основной объем изученных частей этих офиолитов занимают гипербазиты, представляющие собой серпентиниты, образовавшиеся по породам дунит-гарцбургитового комплекса.

В данном сообщении приводятся новые результаты изучения хромшпинелидов в образцах ультраосновных пород, отобранных из керна скважины Немчиновская 40. Эти данные рассмотрены в сравнительном анализе с полученной нами ранее информацией по хромитам из гипербазитов Западной Сибири [5]. Составы хромшпинелидов и находящихся в них кристаллических микровключений были определены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Ультраосновные породы Кальчинского и Немчиновского массивов являются составной частью домезозойского фундамента Западно-Сибирской плиты. Кроме гипербазитов в рассмотренном регионе (юг Тюменской области) в состав фундамента входят габброиды, базальты, серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-биотитовые и кремнисто-глинистые сланцы. В геологическом отношении рассматриваемый регион занимает пограничное положение между Казахстанским, Салымским и Уват-Хантымансийским блоками каледонской и более ранней консолидации.

В Кальчинском массиве хромшпинелиды обладают широкими вариациями магнезиальности ($Mg\#$ от 47 до 86 ат.%) при значительно более узких диапазонах хромистости с некоторой тенденцией ее увеличения при падении роли магния. При этом, если по магнезиальности рассмотренные минералы из всех скважин достаточно близки, то по содержанию хрома они существенно различаются. Наиболее высокохромистые ($Cr\#$ 69.5–71.4 ат.%) хромшпинелиды установлены в гипербазитах скважины № 70. Наименьшей хромистостью ($Cr\#$ 34.9–43.6 ат.%) обладают минералы из пород скважины № 53. Для этих скважин характерны наиболее магнезиальные шпинели, в то время как шпинелиды из других скважин (№ 55, 61, 63А) обладают промежуточными значениями хромистости и минимальной магнезиальностью. Хромшпинелиды Немчинского массива (2936 м) более выдержаны по составу и образуют плотный рой точек в пределах $Cr\# = 63–67$ ат.% и $Mg\# = 46–50$ ат.%.

Для выяснения степени деплетированности гипербазитов информативным является отношение Cr/Al в хромшпинелидах, увеличивающееся по мере роста частичного плавления, которое можно оценить, используя данные из работ [6, 7]. Шпинелиды Кальчинского массива с минимумом хромистости свидетельствуют об умеренной деплетированности гипербазитов скважины № 53 со степенью частичного плавления 17–20 %. Данные по составам хромшпинелидов говорят о высокой степени плавления (более 20 %) ультрабазитов из скважин № 61 и 63. Максимально деплетированы ультраосновные породы скважин № 55 и 70, для которых степень частичного плавления составляет более 25 %. Аналогичную степень деплетированности имеют ультрабазиты Немчинского массива. Хромшпинелиды этих пород находятся в поле островодужных офиолитов Кузнецкого Алатау. Предельно деплетированные ультрабазиты с хромистостью шпинели более 65 ат.% характерны для примитивных островодужных систем (глубоководные желоба Тонга и Марианский в Тихом океане) [6]. В то же время умеренно и высокодеплетированные гипербазиты скважин № 53, 61, 63 Кальчинского массива хорошо соответствуют не только по хромистости, но и по магнезиальности шпинелей ультраосновным породам Срединно-Атлантического хребта (зоны трансформных разломов $15^{\circ}20'$, Сант-Поль и другие).

В хромшпинелидах Немчинского массива были обнаружены и проанализированы кристал-

лические микровключения, соответствующие по составу различным пироксенам. Преобладают диопсиды с железистостью 5.15–6.07 ат.% и авгиты – 4.32–5.58 ат.%. Реже встречается энстатит с железистостью 8.02 ат.%. Включения пироксенов характеризуются повышенными содержаниями Cr_2O_3 , что обусловлено окружающим матриксом хромшпинелидов. На диаграмме соотношения $\text{Na}/\text{Na}+\text{Cr}$ и $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ в сосуществующих клинопироксенах и хромшпинелидах различных геодинамических обстановок [3] гипербазиты Немчинского массива попадают преимущественно в поле развитых островных дуг. Здесь же располагаются составы клинопироксенов с содержаниями Cr_2O_3 0.50 мас.% и 0.35 мас.%. Таким образом, повышенные содержания Cr_2O_3 в пироксенах незначительно влияют на геодинамическую характеристику их формирования. Оценки температур и давлений по однопироксеновому геотермометру и барометру [9] отвечают температурам 1500–1600 °С и давлениям 45–60 кбар. Значения оценок температур и давлений равновесий для сосуществующих орто- и клинопироксенов [4, 8] существенно ниже – 1200–1310 °С и 35–45 кбар. Однако в обоих случаях они достаточно высоки.

Исследования выполнены при поддержке Интеграционного проекта СО РАН – УрО РАН № 6.4.

- [1] Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2003. – Т.44, № 1–2. – С. 120–143.
- [2] Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Амон Э.О., Ерохин Ю.В., Бороздина Г.Н. О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Докл. РАН. – 2007. – Т. 413, № 4. – С. 535–540.
- [3] Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. – 104 с.
- [4] Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. РАН. – 1980. – Т. 233, № 6. – С. 1196–2000.
- [5] Симонов В.А., Клец А.Г., Ступаков С.И., Ковязин С.В. Особенности гипербазитов из фундамента Западно-Сибирской плиты // Офиолиты: петрология, металлогения и геодинамика: Материалы Международной научной конференции. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2006. – С. 226–228.
- [6] Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999. – 224 с.
- [7] Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contrib. Mineral. Petrol. – 1980. – V. 73, № 3. – P. 287–310.
- [8] Mercier J.C.C., Benoit V., Girardeau J. Equilibrium state of diopside-bearing harzburgites from ophiolites: geobarometric and geodynamic implications // Contrib. Mineral. Petrol. – 1984. – V. 85. – P. 391–403.
- [9] Nimis P., Taylor W. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. – 2000. – V. 139, № 5. – P. 541–554.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДНОГО БРЕНЬСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.М. Сугоракова

Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, samina51@inbox.ru

На территории Восточной Тувы широко развиты гранитоиды, относимые к среднепалеозойскому бреньскому комплексу. Они представлены гранит-гранодиорит-кварцевой сиенит-щелочногранитовой ассоциацией пород, занимающей площади более 1000 км². На примере Шивейского гранитоидного массива в процессе геологической съемки масштаба 1:50000 установлено, что двуполевошпатовые граниты-гранодиориты (нормально- и низкощелочные) принадлежат к первой фазе, а однополевошпатовые (пертитовые – калинатрополевошпатовые) субщелочные до щелочных разновидности гранитов до сиенитов – к более поздней фазе становления массива бреньского комплекса. Возраст его по некоторым соображениям предполагался более древним, чем ранний девон, и, скорее всего, не связан с девонским вулканизмом. Более позднее U-Pb датирование по циркону двуполевошпатовых гранитов показало возраст 455±5 млн лет, то есть начало позднего ордовика (по нашим неопубликованным данным). Для установления возраста бреньского комплекса были проведены стратиграфические исследования в пределах Бельбейской мульды (р. Малый Енисей), расположенной западнее Шивейского массива и на северном окончании Бреньского петротипического массива.

Считается, что Бельбейская мульда имеет двухъярусное строение. Это – пологозалегающие красноцветные песчаники, возраст которых принят позднедевонским (франкий ярус) по находке А.М. Данилевич в похожей толще соседней Балгазынской мульды углистого вещества, содержащего, по Е.М. Андреевой, споры флоры, и подстилающая их раннедевонская сайлыгская эффузивная толща.

Сайлыгская свита считается аналогом вулканогенной кендейской свиты, развитой в Центрально-Тувинском прогибе, раннедевонский возраст которой фаунистически подтвержден и не вызывает сомнений [1–3]. Однако, в отличие от кендейской свиты, сайлыгская свита в Восточной Туве (кроме Дерзигского грабена) не содержит породы базитового состава, состоит практически только из риолитовых и риолит-дацитовых порфиров игнимбритового облика (обрывки лав, стекла, кристаллов кварца и полевых шпатов, фьямме, полосчатость и пр.). В районе Бельбейской мульды они на площади более 350 км² характеризуются текстурно-структурной однородностью, не имеют признаков стратификации и не содержат каких-либо терригенных пород. Все перечисленные выше особенности этих образований сохраняются и в их вертикальном срезе по скальным обрывам высотой до 700 м на правом берегу р. Малый Енисей. Двуполевошпатовые граниты прорываются игнимбритами (назовем их так), последние, в свою очередь, однополевошпатовыми гранофитовыми гранитами. Вся эта совокупность кислых пород перекрывается красноцветной терригенной толщей.

В ходе исследований автором впервые обнаружено, что красноцветная толща содержит отпечатки раннедевонских панцирных рыб – цефаласпид – и перекрывается потоками базальтовых порфиритов, что существенно меняет взгляд на геологическую ситуацию мульды и ее фундамента. Залегание пород толщ в основном пологое (5–20°), более крутые залегания наблюдаются на участках замыкания мульды, где, хотя и наблюдаются обвалы крутых обнажений, нет причин считать контакты песчаников и гранитоидов тектоническими. Песчаники прилегают к фундаменту с корами выветривания, заполняют трещины и западинки в гранитоидах. Фундамент мульды сложен гранитоидами и игнимбритами.

Ниже приводится краткое описание разреза мульды:

1. Песчаники красноцветные мелко-среднезернистые, неравномерно-зернистые с гравелистым зерном и частой межпластовой брекчией аргиллитов. Характерны следы ряби, косая слоистость. Редкие маломощные (5–50 см) прослои серых песчаников содержат отпечатки обломков нижнедевонских цефаласпид *Osteostraci* (cf. *Tannuaspsis*), *Arctolepidae* gen. Indet., *Porolepis* sp. (определение А.О. Иванова, Санкт-Петербургский университет). Растворение песчани-

ков на возможные конодонты показало, что породы формировались, скорее всего, в дельтовых условиях. В основании толщи – невыдержанные прослой конгломератов, карбонатных песчаников, коры выветривания на гранитоидах. Близко к основанию толщи встречен прослой конглобрекчий, состоящий из крупной дресвы подстилающих гранитоидов. Сводная мощность толщи по нескольким разрезам до 600 м.

2. Субщелочные авгитовые базальтовые порфириты (1–3 потока) афировые до порфировых, массивные до миндалекаменных и пузырчатых. Мощность 20–80 м.

3. Яшмо-карбонатная серо-красная грубо-пестрая желваково-брекчиевая кавернозная порода. Она представляет собой серые карбонатные гигантокристаллические агрегаты и красные яшмовидные кремнистые желваки, причудливо переплетенные между собой. Иногда в основании этих пород присутствуют линзы красных тонкозернистых песчаников. Мощность толщи 10–20 м.

4. Конгломераты с плохо отсортированной галькой разной окатанности, содержащие крупные (до 2 м) глыбы яшмо-карбонатной породы подстилающего слоя и линзы–прослой красного песчаника. Мощность 30–50 м.

5. Песчаники розовые, розово-серые среднезернистые. Мощность более 20 м.

Анализ полученного фактического материала позволяет сделать ряд предположений и выводов.

Изученные магматические образования района (дву-, однополевошпатовые граниты, игнимбриты), перекрытые отложениями красноцветной толщи, имеют возраст более древний, чем ранний девон, поскольку ко времени формирования терригенной толщи они уже были вскрыты эрозией и подвергнуты выветриванию и деструкции. Следовательно, их возраст, скорее всего, ордовик-силурийский.

Проявлением раннедевонского вулканизма являются базальтовые порфириты.

Игнимбриты не могут сопоставляться с нижнедевонскими вулканитами кендейской свиты.

Игнимбриты по масштабам проявления сопоставимы с кайнозойскими игнимбритами Новой Зеландии, и мы имеем дело с проявлениями типа «вскрытия кровли» гранитной магматической камеры или прорвавшимися на дневную поверхность гранитоидными плутонами по Дэли, Устиеву [4].

[1] Предтеченский Н.Н. Основные черты стратиграфии нижнего девона Центральной Тувы // Инф. сборник ВСЕГЕИ. № 5. – Л., 1958. – С. 58–73.

[2] Агентов В.В., Агентова В.В. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Западно-Саянская, лист М-46-VI // Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – С. 23–27.

[3] Ильин А.В., Ильина Т.А., Шейнманн Ю.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Западно-Саянская, лист М-46-XII // Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – С. 14–48.

[4] Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 1. – М.: Наука, 1971. – 480 с.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Pb И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

С.А. Татарников, С.И. Дриль, Т.А. Владимирова

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

Металлогеническая провинция Восточного Забайкалья характеризуется большим разнообразием типов оруденения [1]. Большинство месторождений образовалось в связи с процессами внутриплитной магматической активности в мезозойское время. Этот процесс охватил как террейны самого Монголо-Охотского пояса – аккреционные клинья и фрагменты островных дуг среднепалеозойского возраста, так и террейны его ближайшего окружения – фрагменты докембрийских пассивных континентальных окраин и раннепалеозойских островных дуг [2, 3]. Особенности формирования изотопного состава Pb руд свинцово-цинковых месторождений Юго-Восточного Забайкалья, образованных в мезозое в пределах Аргунского террейна докембрийско-раннепалеозойской пассивной континентальной окраины, обсуждаются ниже.

Мыльниковско-Хоркиринское месторождение расположено на юго-востоке Кличкинского рудного района [4]. Месторождение приурочено к линзе доломитов и известняков быстринской свиты, сохранившихся среди гранитоидов палеозойского возраста. Месторождение имеет только одно рудное тело, представляющее собой кварц-галенитовую жилу, залегающую среди доломитов. Жила приурочена к дизъюнктивному нарушению, осложнённое многочисленными оперяющимися трещинами, заполненными кварц-сульфидным материалом.

Акатуевское месторождение расположено в зоне развития Кличкинско-Дарасунской рудоконтролирующей структуры. Все рудные тела локализованы в нижнепалеозойских карбонатных толщах алтачинской свиты. Основную роль в распределении рудных тел Акатуевского месторождения играли дизъюнктивные нарушения, которые имеют весьма длительную историю формирования и являлись каналами поступления рудного материала. Существенную роль при формировании месторождений сыграл литологический состав вмещающих пород, представленный известняками, поскольку при переходе карбонатных пород в силикатные оруденение затухает [5].

Почкуевское месторождение приурочено к тектоническим зонам и к плоскостям наслонения известняков и сланцев алтачинской свиты [6].

Почкуевское и Мыльниковско-Хоркиринское полиметаллические месторождения располагаются в узкой кольцевой зоне проекции интрузива Кир-Кириных редкометалльных морионовых гранитов на дневную поверхность и имеют близкий абсолютный возраст – 145–130 и 145–128 млн лет [4].

Для определения источника рудного вещества Pb-Zn месторождений Кличкинско-Акатуевской рудной зоны (Почкуевское, Мыльниковско-Хоркиринское, Акатуевское) был исследован изотопный состав Pb в сульфидных минералах (галенит, сфалерит и пирит). Измерение изотопных составов Pb в сульфидных минералах проводилось с использованием семиколлекторного масс-спектрометра Finnigan MAT 262 Байкальского аналитического ЦКП СО РАН (г. Иркутск). Изучаемые сульфидные минералы (пирит, галенит, сфалерит) дробились в металлической ступке и отбирались под бинокулярным микроскопом. Разложение сульфидов происходило по модифицированным методикам [7, 8]. Навески Pb загружались на рениевые ленты с применением силикогеля и фосфорной кислоты. Полученные данные корректировались с использованием стандарта NBS-981.

Результаты изотопных измерений Pb представлены на рис.1 и 2. Изотопные составы Pb изучаемых сульфидных минералов образуют линейные тренды, но не дают возрастных значений, поскольку являются аномальными. Близость изотопных составов Pb Кличкинско-Акатуевской рудной зоны (на диаграммах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные составы Pb Мыльниковско-Хоркиринского и Почкуевского месторождений образуют единый тренд, а на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные составы Pb Акатуевского и Почкуевского месторождений практически сходны) можно интерпретировать как результат смешения вещества между геохимическими резервуарами с существенно различными свинцово-изотопными характеристиками.

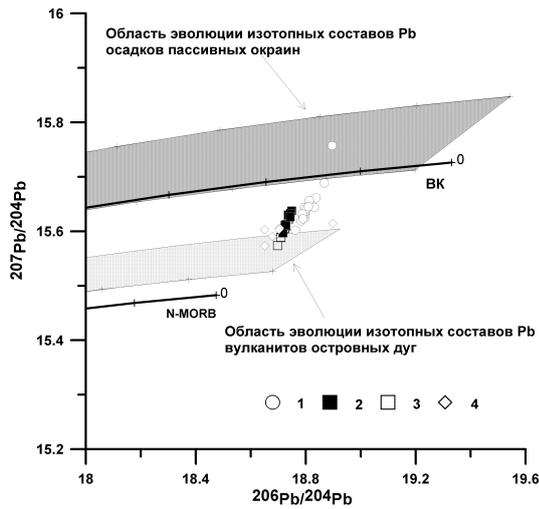


Рис. 1. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для полиметаллических месторождений Аргунского террейна Восточного Забайкалья.

Примечание. Области эволюции изотопного состава Pb в породах пассивных континентальных окраин и островных дуг рассчитаны по данным [9, 10], а линии эволюции для верхней континентальной коры и N-MORB – по данным [11]. Точки изотопных составов рудных свинцов месторождений: 1 – Мыльниковско-Хорхириновское (галенит); 2 – Почекуйское (сфалерит); 3 – Почекуйское (пирит); 4 – Акатуевское (галенит).

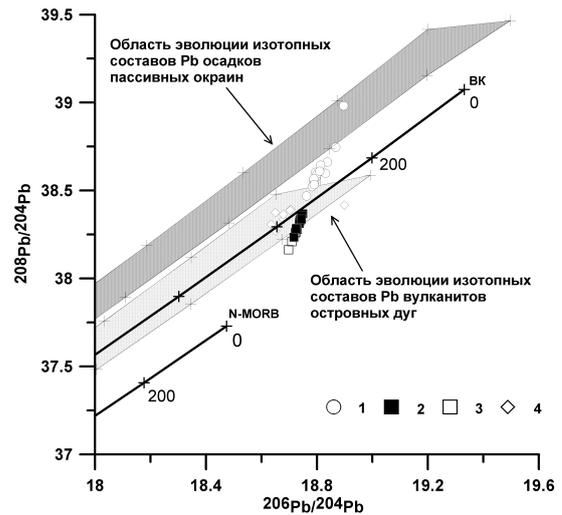


Рис. 2. Диаграмма $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для полиметаллических месторождений Аргунского террейна Восточного Забайкалья. Условные обозначения см. на рис. 1.

Значения параметров μ и ω	Мантия	Верхняя кора	Нижняя кора
μ $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	10.05	11.06	2.72
ω $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	27.4	43.0	16.5

Параметры μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) и ω ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$), рассчитанные по модели Стейси-Краммерса, предполагаются в пределах значений 10.0–10.3 и 36.4–40.1, соответственно. Учитывая, что данные значения меньше значений, характерных для верхней коры, и больше значений, характерных для мантии (таблица) [11], можно заключить, что рудное вещество Кличкинского-Акатуевской рудной зоны (Мыльниковско-Хорхириновское, Почекуйское и Акатуевское полиметаллические месторождения) сформировалось в результате взаимодействия двух геохимических резервуаров мантии и верхней коры.

Исследования поддерживаются грантами РФФИ 05-05-64332, 06-05-64754.

- [1] Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, №11. – С. 1545–1562.
- [2] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.
- [3] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский плюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.
- [4] Санин Б.П., Зорина Л.Д. Геология и геохимия Кличкинского рудного узла и прогноз оруденения. – Новосибирск: Наука, 1978. – 177 с.
- [5] Плигина Д.Б. Геологическое строение кличкинского рудного поля // Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 48–64.
- [6] Архангельская В.В. Свинцово-цинковые месторождения Кличкинского рудного района // Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 94–141.

- [7] Долежал Я., Повондра П., Шульцек З. Методы разложения горных пород и минералов. – М.: Мир, 1968. – 276 с.
- [8] Mattinson J.M. Preparation of the HF, HCl, HNO₃ acids at ultra low lead levels // Analytical Chemistry. – 1972. – V. 44, № 8. – P. 1715–1716.
- [9] William M., Dupre B., Vidal P. Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demerara Plain region, Atlantic ocean // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1985. – V. 49. – P.1875–1886.
- [10] Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir Ch.H. Cerium/lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // Nature. – 1994. – V. 368. – P. 514–520.
- [11] Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bi-directional transport // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1988. – V. 52. – P. 1327–1339.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ Рb ВО ВКРАПЛЕННИКАХ КПШ ПОРФИРОВЫХ ПОЗДНЕЮРСКИХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

С.А. Татарников, И.Ю. Пархоменко

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

Диагностика форм нахождения Рb представляет большой интерес, поскольку этот элемент широко используется при решении вопросов геохронологии, изотопной геохимии и геохимии окружающей среды. В ИГХ СО РАН для диагностирования форм нахождения Рb в твердых образцах минеральных веществ используется комбинированная схема термического и атомно-абсорбционного анализа (ТАА), где в качестве «калибровочных стандартов» применяются синтетические минералы [1]. Метод основан на том, что температурные параметры выхода Рb коррелируют с летучестью элемента и термической устойчивостью его конкретной формы, определяемой прочностью связи анализируемого элемента.

Природным объектом при проведении ТАА послужили вкрапленники КПШ порфировых внутриплитных гранитов Нижнегологотайского, Сретенского, Верхнегологотайского массивов амуджикано-сретенского комплекса и Орловского массива кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья. Результаты ТАА показали, что во всех вкрапленниках КПШ свинец, находящийся в изоморфной форме, т.е. входящий в структуру минерала при его кристаллизации, составляет от 62 до 100 % всего свинца минерала. Кроме этого, было выявлено, что в исследованных вкрапленниках КПШ встречаются и другие формы свинца – физически сорбированная, минеральная и хемосорбированная [1], которые могут образовываться в результате миграции элемента в структуре минерала при вторичных наложенных процессах. Наиболее устойчивым к наложенным воздействиям оказался свинец вкрапленников КПШ Сретенского массива амуджикано-сретенского комплекса, содержащих от 96 до 100 % свинца в изоморфной форме. В гранитах Нижнегологотайского массива вкрапленники КПШ в структурном состоянии содержат от 79 до 94 % свинца, а вкрапленники КПШ Верхнегологотайского массива – 93 %. Вкрапленники КПШ редкометалльных гранитов Орловского массива кукульбейского комплекса претерпели влияние наложенного процесса, поскольку в структурном состоянии находится только 62 % свинца.

Полученные результаты показывают, что практически все исследованные вкрапленники КПШ позднеюрских внутриплитных гранитов Восточного Забайкалья являются пригодными для изучения первичных изотопных характеристик Рb, поскольку сохраняют его преимущественно в структурно связанной форме. Однако исследование гранитов Орловского массива кукульбейского комплекса показало, что вкрапленники КПШ могут содержать значительные количества свинца, находящегося в сорбированных достаточно подвижных формах. Последнее должно приниматься во внимание при интерпретации данных по изотопному составу Рb.

Исследования поддерживаются грантами РФФИ 05-05-64332, 06-05-64754, а также молодежным Лаврентьевским грантом СО РАН №120.

[1] Таусон В.Л., Меньшиков В.И., Пархоменко И.Ю. Диагностика форм нахождения свинца в минеральном веществе методом термической атомно-абсорбционной спектроскопии // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 8. – С. 1124–1130.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ – ОТРАЖЕНИЕ ТИПОВЫХ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ УСЛОВИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРИЗНАКОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ

Ю.И. Тверитинов*, Т.Ю. Тверитинова **

*Иркутск

**Москва, Московский государственный университет, tvertat@geol.msu.ru

Авторами были установлены закономерности размещения геохимических ареалов золота на юге Восточной Сибири [2, 3]. Важной задачей является также выделение и типизация разно-ранговых золотоносных объектов. В условиях множественности влияющих на рудообразование факторов, многообразия геологических ситуаций и существования скрытых рудоконцентрирующих структур закономерности размещения оруденения имеют вероятностный характер, для их обнаружения необходимо применение статистических методов. Составлены картографические банки данных с информацией о 250 золотоносных рудно-россыпных узлах на территории юга восточно-азиатской части России. Выполнена многовариантная обработка данных с помощью ЭВМ, и получена информация о корреляционных связях золота с различными признаками геологического пространства [1, 3]. Наибольшей информативностью обладают прямые признаки золотоносности. Числовые значения информативности градаций других признаков контрастны и широко варьируются (рис. 1), понижаясь до предельно малых величин, что фактически означает отрицательную связь с золотоносностью. Каждый признак (отдельно или с другими) служит индикатором определенных металлогенических условий, благоприятных либо неблагоприятных для формирования промышленной золотоносности (таблица). Обнаруживается, что при общности рудоопределяющих условий рудные объекты различаются по силе связи с конкретными условиями и признаками, что контрастно проявляется на уровне мегаструктур. Для всех металлогенических таксонов региона характерна высокая информативность признаков глубинного строения (поле силы тяжести, ориентированность полей Δg и ΔT), экстенсивности проявления золота, вольфрама, свинца, цинка и др.

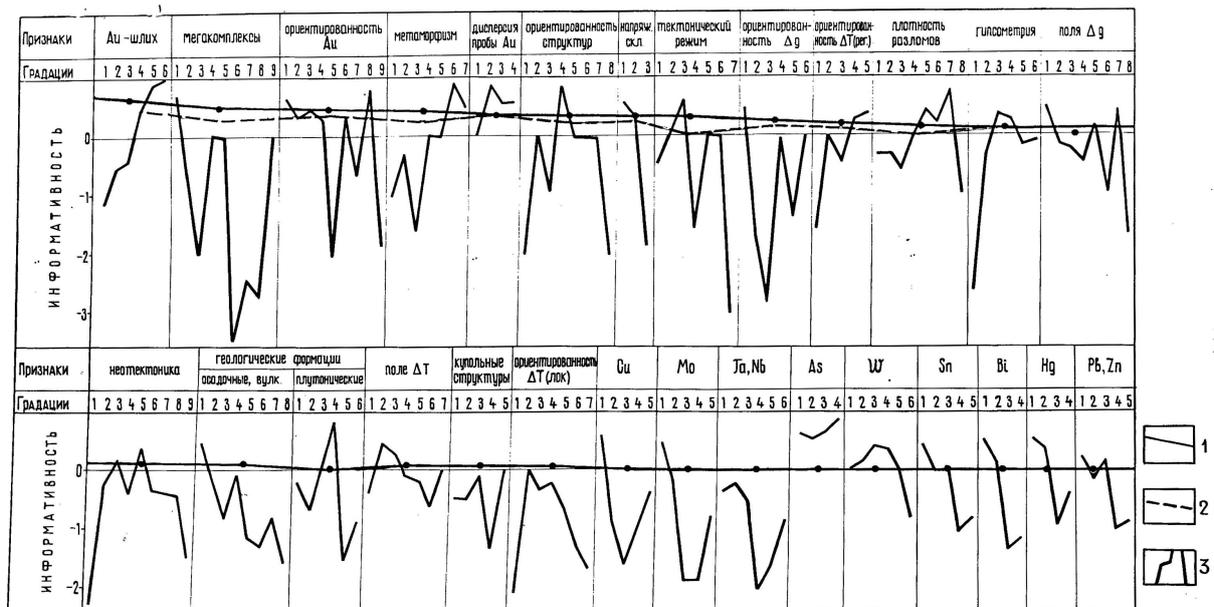


Рис. 1. Сводная диаграмма информативности признаков рудных узлов юга Восточной Сибири. 1–2 – информативность признаков узлов: 1 – крупных, 2 – мелких; 3 – информативность признаков по градациям.

Рудоопределяющие факторы и признаки золоторосных узлов юга Восточной Сибири

Общие геологические факторы	Рудоопределяющие факторы и признаки		Неблагоприятные	
	Благоприятные		Факторы	Признаки
	Факторы	Признаки	Факторы	Признаки
Режим вертикальных тектонических движений	Нисходящие в мезохроне, восходящие в неохроне	Эвгеосинклинальный комплекс – на нижнем этапе, миогеосинклинальный и параплитный – на верхнем	Восходящие в мезохроне, контрастные дифференцированные в неохроне, нисходящие или умеренно-восходящие – в элинеохроне	Протоорогенный и дейтероорогенный комплексы на нижнем этапе, плитный и перикратонный – на верхнем
	То же, контрастные дифференцированные – в неохроне	Эв- и миогеосинклинальный комплексы неохрона на верхнем структурном этапе		
Режим горизонтальных тектонических движений	Переменный (растяжение-сжатие) с периодической сменой векторов тангенциальных напряжений	Складчатость общего смятия с углами наклона крыльев 20–90°	Преобладание условий тангенциального сжатия при смене векторов напряжений	Напряженная складчатость в фундаменте, пологая (0–20°) в осадочном чехле
	Радially-тангенциальные напряжения в условиях консолидированной коры	ЗСЗ простирания складчатых структур (ЮЮЗ вергентность)		СВ, ССВ, СЗ простирания структур на верхнем этапе
		СВ простирание полей (аномалий) Δg		ССВ, ССЗ, ЗСЗ, СЗ простирания полей Δg
СЗ простирание полей (аномалий) ΔT			ССВ, СВ простирания полей ΔT	
Неотектонические движения	Формирование трещинно-разрывных структур высоких порядков	Относительная плотность разрывных нарушений 7–15	Формирование трещинно-разрывных структур высоких порядков	Относительная плотность разрывных нарушений в фундаменте – больше 15, в чехле – 1–7
Магматизм	Умеренные поднятия	Гипсометрический уровень 800–1600 м	Интенсивные опускания, очень слабые поднятия	Гипсометрические уровни: 400–800 м и 1600 м
	Вулканизм – на эвгеосинклинальных этапах, палингенная гранитизация – на миогеосинклинальном и орогенном этапах	Гранит-зеленокаменный апобазальтовый комплекс мезохрона	Вулканолютолитические процессы на дейтероорогенном –	Магматические комплексы преимущественно кислого и пестрого состава, мигматиты, чарнокиты
Метаморфизм	Ультраметаморфизм погружения	Нормальное магнитное поле при относительно повышенном гравитационном	Ультраметаморфизм воздымания	Отрицательные поля Δg и ΔT
	Ультраметаморфизм погружения	Полифациальная метаморфическая зональность (от гнейсовой и амфиболитовой в зонах глубокого среза до зеленосланцевой на верхних этапах)	Ультраметаморфизм воздымания	Высокотемпературные фации регионального и контактового метаморфизма (гранулитовая-амфиболитовая)
Полигенная дифференциация рудного вещества	Дифференциация вещества в структурах с корой фемического и салическо-фемического типа	Минералогическо-геохимические ареалы Au, As, Ag с прямой корреляцией экстенсивности; Cu, Mo, Pb, Zn, Bi, Sn, W, Hg со слабой экстенсивностью проявлений	Дифференциация вещества в структурах с корой салического типа	Минералогическо-геохимические ареалы Ta, Nb, Mo, Sn, Bi, Cu, Pb, Zn, W с высокой экстенсивностью проявлений

Множественность и неповторимость комбинаций признаков, специфичных для каждого региона, предопределяет ограниченность площадей, на которых распознаются изученные металлогенотипы. Комбинации типоморфных признаков золотоносных узлов Дальневосточного региона не распознаются на юге Восточной Сибири, а сибирские металлогенотипы практически не находят себе аналогов на Дальнем Востоке. Обособленные группы образуют золотоносные объекты Восточного Забайкалья, Становика. То есть можно говорить о «скрытых» физико-геологических неоднородностях, адекватных региональным металлогеническим системам определенных типов. Случаи экстраполяции типоморфных сочетаний признаков в удаленные от данного металлогенотипа районы указывают на вероятную идентичность металлогенических условий тех и других. Например, экстраполяция типоморфных признаков Ленского золотоносного района на восточной периферии Ангарского геокона в район юго-восточного обрамления Алданского щита может быть объяснена сходством тектонической позиции этих регионов. «Верхнеселемджинский» металлогенотип распознается в Джиде, «кировско-покровский» – в Восточном Забайкалье и Сихотэ-Алине, «алданский» и «учурский» – в пределах Алданского геокона и вне его. Нередки примеры «обратной связи» между разноудаленными объектами, указывающей на высокую степень сходства их металлогении. Характерна высокая степень совпадения контуров потенциально рудоносных площадей, распознаваемых по собственно геологическим, геохимическим или геофизическим признакам. Это означает, что между различными признаками геологического пространства в каждом районе существует органическая связь, определяющая количественные соотношения и между косвенными признаками, не имеющими отношения к рудообразованию. Но идентичные соотношения не повторяются на сопредельных площадях, следовательно, обретают статус диагностических признаков данного рудного объекта.

Необыкновенно интересны результаты сопоставления признаков пространств по крупным и мелким золотоносным узлам. Установлено, что крупные узлы отличаются от мелких заметно более высокими показателями информативности признаков. Иными словами, для них характерна более устойчивая связь с определенными условиями геологического пространства – в отличие от мелких объектов, геологические условия нахождения которых широко варьируются. В соответствии с этим типоморфные комбинации признаков крупных золотоносных узлов распознаются на относительно локальных площадях (рис. 2).

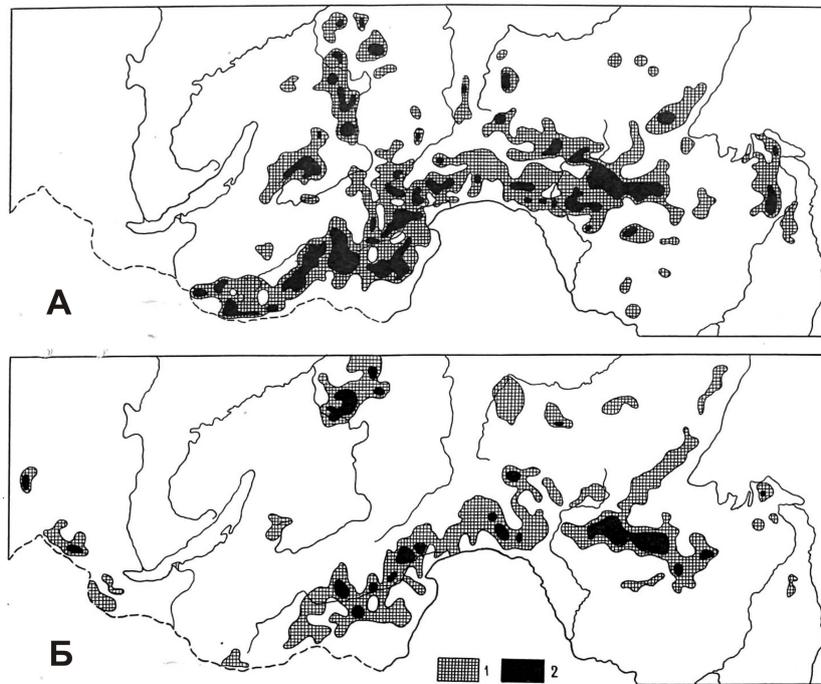


Рис. 2. Карта прогноза золотоносных узлов (А) и крупных золотоносных узлов (Б) юга восточно-азиатской части России (вариант распознавания по геофизическим и геохимическим признакам). 1–2 – относительные показатели перспективности (мера сходства с эталоном): 1 – 3–5; 2 – 5–7.

Обнаруженные зависимости заставляют в очередной раз удивиться непостижимой гармонии цифр, закономерные сочетания которых служат формализованным отражением еще непознанных, но объективно существующих рудоносных систем. Нет сомнений в том, что количественные показатели информативности признаков золотоносных узлов адекватно отражают их структурно-вещественные особенности. Таким образом, с достаточным основанием они могут использоваться для распознавания типовых металлогенических ситуаций на флангах рудных объектов и новых разнородных площадях.

- [1] Тверитинов Ю.И. Опыт прогнозирования месторождений полезных ископаемых с использованием компьютерной программы распознавания образа «СКИД-ПРОГНОЗ» // Полярный Урал – стратегия освоения (Труды II Полярно-Уральской научно-практической конференции). – Тюмень, 2004. – С. 252–263.
- [2] Тверитинов Ю.И. Региональная геохимическая зональность юга Восточной Сибири // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по интеграционным программам. Вып. 4. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 171–175.
- [3] Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю., Брандт С.Б., Рассказов С.В., Бранд И.С. Прогнозирование золотого оруденения на юге Восточной Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. – 224 с.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ НА ВНУТРЕННИХ РАЗДЕЛАХ ЛИТОСФЕРЫ

Т.Ю. Тверитинова

Москва, Московский государственный университет, tvertat@geol.msu.ru

Рельеф – форма внешней поверхности литосферы – образуется в результате одновременного воздействия на земную поверхность эндогенных (тектонических) и экзогенных (выветривания, денудации и аккумуляции) процессов. Рельефом обладает не только внешняя поверхность литосферы, но и другие внешние и внутренние поверхности раздела земных оболочек (ядра, мантии) [5]. Рельеф этих поверхностей также образуется в результате одновременного воздействия на них эндогенных и «экзогенных» процессов. Эндогенные процессы, нарушающие геостатическое равновесие (ГСР) оболочек и вызывающие возникновение на их поверхностях положительных (при восходящих движениях) и отрицательных (при нисходящих движениях) форм, являются по своей сути антигравитационными. Им противостоят гравитационно обусловленные «экзогенные» процессы, стремящиеся вернуть оболочкам состояние ГСР и равновесную (эллиптическую) форму, уничтожая возникшие на их поверхности положительные и отрицательные формы. Главной движущей силой *образования* рельефа всех земных оболочек, несомненно, являются эндогенные (антигравитационные) процессы, и существование рельефа Земли – доказательство ее эндогенной активности. Главной же движущей силой *преобразования* рельефа являются гравитационно обусловленные «экзогенные» процессы, стремящиеся вернуть земным тектонически нарушенным массам ГСР.

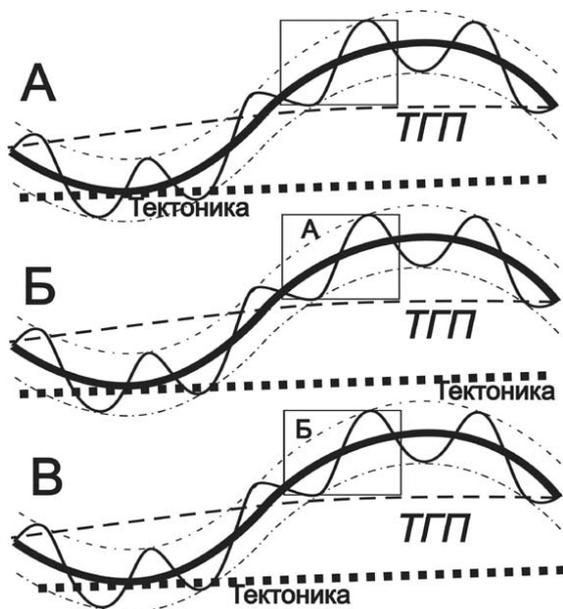
Вследствие действия «экзогенных» гравитационно обусловленных процессов рельефные поверхности, отличные от геостатически равновесных средних уровней поверхностей (СУП), гравитационно неустойчивы. При этом СУП является для рельефной (возмущенной) зоны своеобразным «базисом эрозии». Земные массы над этой поверхностью стремятся занять более низкое положение, находящиеся под ней – более высокое. «Экзогенное» преобразование рельефной оболочки происходит вместе с перераспределением слагающего ее вещества, начинающегося тектоно-гравитационным потоком (ТПП) и продолжающегося экзогенным литодинамическим потоком (ЛДП) [6]. Часть оболочки выше СУП представляет собой зону тектоно-гравитационного развала, ниже – зону тектоно-гравитационного сучивания, разделяемые зоной собственно ТПП [2–4].

В отличие от гравитационно обусловленного ТПП, направленного от поднятий рельефа к опусканиям, направление антигравитационного эндогенного тектонического потока (ТП) зависит от распределения тектонических напряжений внутри Земли и может быть направлено от зон опусканий к зонам поднятий. Так как ТПП внутри Земли существует везде, где существует нарушение ГСР, а это нарушение, в свою очередь, вызывается антигравитационным ТП, то их разделение внутри Земли практически невозможно. Любое перемещение вещества внутри Земли является тектоно-гравитационным. Нужно лишь помнить, что на начальных этапах нарушения ГСР преобладает тектоническая составляющая этого потока, на заключительных – гравитационная, и, кроме того, учитывать, что первичная энергия всех тектонических процессов – это энергия *гравитационной дифференциации* Земли.

Главным критерием выделения ТПП приповерхностной зоны литосферы и противопоставления его собственно ТП служит их проявление выше или ниже основного уровня ГСР (ОУГСР), огибающего тальвеги понижений [4]. ТП в этом смысле – антигравитационное перемещение вещества оболочки ниже ОУГСР (для данного масштаба), ТПП – гравитационно обусловленное перемещение вещества оболочки выше этого уровня. ТПП, будучи тесно связан с ТП, отличается от него относительно большей степенью гравитационной неустойчивости и повышенной нарушенностью с особыми структурными рисунками, отражающими наличие эллипсоидов напряжений и деформаций с осями симметрии вдоль и поперек склонов тектонических поднятий. Многоуровневая (фрактальная) организация рельефа приводит к тому, что переход ТП к ТПП зависит от масштаба рассмотрения явления. Чем крупнее масштаб исследова-

ний, тем «дальше» заходит зона ТП (рисунок). При этом переход от ТП к ТГП выражается в увеличении содержания в горном массиве гравитационно обусловленных структур.

Преобразование рельефа внутренних гравитационно неустойчивых поверхностей также происходит посредством гравитационно обусловленного ТГП, причиной которого является нарушение ГСР (клин-эффект А.В. Лукьянова [1]). При полном отрыве материала оболочки от основной массы ТГП переходит в дисперсный литодинамический («экзогенный» по сути) поток. В этой связи гравитационно обусловленные эндогенные процессы в зонах нарушения ГСР внутренних границ раздела литосферы и других земных оболочек можно рассматривать как «экзогенные» для этих поверхностей. Везде в зонах нарушения ГСР, на фоне инициирующего формирования рельефа данной оболочки ТП, будет возникать гравитационно обусловленный ТГП, выраженный в особых видах деформации. В свою очередь при полном отрыве материала оболочки от основной массы ТГП перейдет в «экзогенный» (по положению на внешней поверхности этой оболочки) гравитационно-обусловленный ЛДП, включающий эндогенные процессы *тектонического выветривания, тектонической денудации и тектонической аккумуляции* с комплексом соответствующих образований.



Характерные поверхности разделов литосферы (тонкая сплошная линия – профиль детального (различимого в масштабе) рельефа; жирная сплошная линия – профиль крупных в данном масштабе форм рельефа, являющегося средней уровневой поверхностью и «базисом эрозии» для детальных форм рельефа; штриховая линия – средняя уровневая поверхность и «базис эрозии» крупных форм рельефа; жирная пунктирная линия – огибающая тальвеги крупных в данном масштабе форм рельефа, разделяющая зоны тектонического (Тектоника) и тектоно-гравитационного (ТГП) потоков.

Возникновение на поверхностях внутренних разделов литосферы ЛДП начинается с *тектонического выветривания* тектонических поднятий – разрушения горных массивов внутренних частей литосферы, ограниченных внешней границей данного раздела с одной стороны, и его СУП («базисом тектонической эрозии» данной поверхности). Тектоническое выветривание может быть хрупким (формирование флюидонасыщенных и кластических отрывов), хрупко-пластическим (формирование флюидонасыщенных отрывов и микроотрывов, в том числе пор) или пластическим. Полное разрушение массивов в зонах тектонического выветривания приводит к образованию *тектонического элювия*.

На склонах тектонических поднятий возникают процессы *тектонической денудации*. Тектонические склоны – гравитационно неустойчивые границы раздела литосферы с изменением ее механико-реологических свойств (наклонные границы фундамента, подошвы осадочного бассейна, кровли магматических массивов, поверхности тектонических покровов и т.д.). Перемещающийся по тектоническим склонам материал (в том числе тектонические покровы) представляет собой *тектонический коллювий*.

В тектонических понижениях, ниже «базиса тектонической эрозии», происходят процессы *тектонической аккумуляции*. Характерным примером тектонической аккумуляции в тектонических понижениях является сгруживание тектонических покровов, часто с формированием ретрошарьяжей.

Системы ТП, ТГП и ЛДП не только осуществляются посредством механических перемещений с участием тектонических деформаций, но и сопровождаются различными флюидо-магматическими процессами. Поэтому можно говорить еще и о флюидо-магматических потоках, а также вводить понятия о «базисе флюидо-магматической эрозии», «профиле флюидо-магматического равновесия», флюидо-магмато-«эрозионных» (разрушительное воздействие флюидов – выщелачивание) и флюидо-магмато-«аккумулятивных» (накопительное воздействие флюидов) формах тектонического рельефа.

- [1] Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. – М.: Наука, 1999. – С. 253–287.
- [2] Тверитинова Т.Ю. Трещиноватость приповерхностной зоны горных областей // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2004. Т. 2. – С. 205–207.
- [3] Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н. Типы литодинамических потоков приповерхностной зоны литосферы и их структурные разделы // Тезисы научной конференции «Ломоносовские чтения, апрель 2006 года, Секция «Геология». – http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1176288&uri=_part03_treitinova01.htm
- [4] Тверитинова Т.Ю., Никитин М.Ю. Трещиноватость горных массивов, тектоно-гравитационные потоки и современная геодинамика приповерхностной зоны литосферы в связи с Геналдонской катастрофой 2002 года (Северный Кавказ) // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 3. – Иркутск, 2005. – С. 167–169.
- [5] Уфимцев Г.Ф. Семь слов о геологии. – М.: Научный мир, 2006. – 160 с.
- [6] Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. – М.: Наука, 1978. – 239 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА БАЗАЛЬТОВ БАЯНХОНГОРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА: ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Л.Б. Терентьева*, В.П. Ковач*, В.В. Ярмолюк**, В.И. Коваленко**, А.М. Козловский**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, terent'eva@ik4843.spb.edu

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

Характерной особенностью Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является широкое развитие офиолитовых комплексов, которые интерпретируются как фрагменты древней коры Палеоазиатского океана [1–3]. Их геодинамическое положение, геохимические и изотопные особенности играют важную роль в расшифровке истории формирования и эволюции ЦАСП. С этой точки зрения особый интерес представляет Баянхонгорская зона (БХЗ), которая является одной из наиболее крупных офиолитовых зон ЦАСП.

БХЗ расположена в центральной части Монголии, к югу от Хангайского нагорья. Она представлена узкой (~ 20 км) полосой выходов пород офиолитового комплекса, протягивающейся в северо-западном направлении на расстояние более 300 км, и входит в состав южно-хангайской группы террейнов. В геологическом строении этого региона выделяются следующие структурные зоны (с юго-запада на северо-восток): Байдрагская (поздний архей – ранний протерозой), Бурдгольская (поздний рифей), Баянхонгорская (поздний рифей – кембрий) и Дзагская (средний кембрий – ордовик). Кроме того, была выделена зона, отвечающая фрагменту островной дуги, который в виде узкого тектонического клина зажат между Бурдгольской и Баянхонгорской зонами [4]. В соответствии с тектонической схемой [5], в строении Баянхонгорской зоны выделяются три параллельных подзоны: карбонатно-олистоостромовый комплекс (Дельб-Хаирханская подзона по [4]), подзона офиолитового меланжа и карбонатно-сланцевый комплекс (Халют-Булакская подзона по [4]). U-Pb (SHRIMP-II) возраст цирконов из лейкогаббро-анортозитов расслоенного габбро составляет 665 ± 15 млн лет [6].

Разрез подзоны офиолитового меланжа включает все породы офиолитовой ассоциации: метаперидотиты серпентинитового меланжа, кумулятивный комплекс, «верхнее» габбро, комплекс параллельных даек, подушечные лавы базальтов. Породы подзоны разбиты на блоки, заключенные в серпентинитовую матрицу [4, 7]. Комплекс параллельных даек и толща подушечных лав сложены порфиоровыми (плагиофиоровыми) и афиоровыми базальтами и диабазами [7, 8]. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Разрез карбонатно-олистоостромового комплекса представлен известковыми терригенными осадками, пелитовыми сланцами с линзами изверженных (кварц-плагиоклазовые порфиры, дациты, вулканогенные конгломераты и песчаники, габбро, долериты) и осадочных (известняки, кварциты, глинистые сланцы, песчаники) пород. Образцы пород были отобраны из подзоны офиолитового меланжа (комплекс параллельных даек и толща подушечных лав) и карбонатно-олистоостромового комплекса.

Геохимические исследования позволяют выделить ряд особенностей пород БХЗ. Во-первых, отличительной чертой офиолитового комплекса является участие в его составе базальтов с высоким содержанием TiO_2 (до 3.55 вес.%). Во-вторых, для изученных пород типично слабофракционированное распределение редких элементов ($Th_N/Yb_N=0.72-3.79$) с положительными аномалиями Nb и Ta ($Th_N/Ta_N=0.25-0.64$, $La_N/Nb_N < 1.1$), слабофракционированное распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) с незначительным обеднением или обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых ($La_N/Yb_N=0.42-4.89$) и близкое к плоскому распределение тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N=0.53-1.89$). Такие характеристики состава свойственны как базальтам покровной серии, так и дайкам sheet-комплекса по всей протяженности офиолитовой зоны, включая ее сильнометаморфизованные части, а также базитам карбонатно-олистоостромового комплекса, что свидетельствует об однородности ее геологического строения. Подобные геохимические особенности характерны для базитов E-MORB-типа и океанических плато типа

Онтонг Ява и Карибско-Колумбийского плато. Кроме того, отношение La_N/Nb_N в исследованных породах, как правило, не превышает 1, что также является диагностической чертой пород океанических плато [9]. Следует отметить высокие положительные величины параметра ΔNb ($> +0.05$), характерные для пород, образование которых связывается с плюмовыми источниками [10].

Положение составов пород БХЗ на дискриминационных диаграммах также позволяет рассматривать их в качестве базальтов океанических лавовых плато и/или базитов E-MORB-типа. Так, например, на диаграммах $Zr/Y - Nb/Y$ и $Nb/Th - Zr/Nb$ [11] составы исследованных пород соответствуют базальтам океанических плато, образуя тренд от области, близкой N-MORB, до базальтов океанических островов. Наличие подобного тренда может быть обусловлено смешением обогащенного плюмового источника и обедненных мантийных источников – деплетированной мантии N-MORB-типа (DMM) и глубинного деплетированного компонента (DEP по [11]).

Базальты и диабазы Баянхонгорского офиолитового комплекса имеют высокие положительные величины параметра $\epsilon_{Nd}(T)$ – от +4.9 до +12.3, свидетельствующие о деплетированном мантийном источнике исходных для них расплавов. При этом наблюдаются вариации величин $\epsilon_{Nd}(T)$ в пределах зоны распространения офиолитовых пород: разрез в районе горы Хан-Ула, $\epsilon_{Nd}(T) = +7.8 \dots +8.6$; разрез в районе г. Баян-Хонгор, $\epsilon_{Nd}(T) = +4.9 \dots +7.2$; разрез в урочище Алтын-Ам, $\epsilon_{Nd}(T) = +8.4 \dots +12.3$; разрез по р. Улдзийт-гол, $\epsilon_{Nd}(T) = +8.0 \dots +8.7$; разрез по р. Байдарагин-гол, $\epsilon_{Nd}(T) = +7.5$. Повышенные значения параметра $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах из разреза Алтын-Ам относительно DMM ($\epsilon_{Nd}(T) = +8.6$) могут свидетельствовать о том, что они образовались из источника, более обедненного, чем деплетированная мантия N-MORB-типа. Кроме того, наблюдается положительная корреляция между значениями параметра $\epsilon_{Nd}(T)$ и отношением Zr/Nb и отрицательная между $\epsilon_{Nd}(T)$ и Nb/Y , наиболее четко выраженные для базальтов подущечных лав и комплекса параллельных даек разреза Алтын-Ам. Данный факт также свидетельствует о том, что в формировании исходных расплавов принимал участие не один мантийный источник.

Таким образом, геохимические и Nd изотопные данные позволяют предполагать, что особенности пород Баянхонгорского офиолитового комплекса могут быть обусловлены формированием исходных для них расплавов из нескольких источников. Наиболее вероятными компонентами являются рециклированный (плюмовый) компонент, деплетированная мантия MORB-типа и глубинный деплетированный компонент (или FOZO), возможно более обедненный, чем нормальная мантия MORB-типа.

Возраст офиолитов Баянхонгорской зоны близок к оценкам времени заложения Палеоазиатского океана (720–650 млн лет), формирование которого связано с расколом Лавразии на Сибирский и Лаврентийский континенты под воздействием суперплюма [12]. Это позволяет рассматривать офиолиты Баянхонгорской зоны в качестве индикатора зрелой стадии формирования обширного позднерифейского палеоокеана, связанной с активным воздействием суперплюма на соответствующий сегмент Земли. С этим утверждением хорошо согласуются полученные данные о преобладании в составе Баянхонгорских офиолитов пород, близких по составу базитам океанических лавовых плато, образование которых связывается с плюмовыми источниками. С этой точки зрения офиолиты Баянхонгорской зоны могут рассматриваться как первый в мире пример океанических плато позднерифейского–ранневендского возраста (см. обзор в [9]).

- [1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. – М.: Недра, 1990. Кн. 1. – 328 с.
- [2] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3–33.
- [3] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов В.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. – 1996. – № 8. – С. 699–713.
- [4] Buchan C., Cunningham D., Windley B.F., Tomurhuu D. Structural and lithological characteristics of the Bayankhongor Ophiolite Zone, Central Mongolia // J. Geol. Soc. London. – 2001. – V. 158. – P. 445–460.
- [5] Tomurtogoo O. Tectonic map of Mongolia. 2002.

- [6] Ковач В.П., Джен П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Лю Д., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // Докл. РАН. – 2005. – Т. 404, № 2. – С. 232–234.
- [7] Tomurtogoo O., Gerel O. Geotraverse through a terrane collage in Southern Khangay // Excursion Guidebook. IGMR MAS. 1999. – P. 91.
- [8] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртогоо О., Антипин В.С., Ковач В.П., Котов А.Б., Кудряшева Е.А., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. – 2005. – № 4. – С. 55–76.
- [9] Kerr A.C. Oceanic plateaus // Treatise on geochemistry. Vol. 3. The Crust / Ed. R.L. Rudinck. – Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. – P. 537–566.
- [10] Baksi A.K. Search for a deep mantle component in mafic lava using a Nb–Y–Zr plot // Can. J. Earth Sci. – 2001. – V. 38. – P. 813–824.
- [11] Condie K.C. High field element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. – 2005. – V. 79. – P. 491–504.
- [12] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2006. – Т. 410, № 5. – С. 1–7.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО GPS-ДААННЫМ (АМУРСКАЯ ПЛИТА И АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

В.Ю. Тимофеев*, Д.Г. Ардюков*, П.Ю. Горнов**, Е.В. Бойко*, Б.Ф. Шевченко**

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

**Хабаровск, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН

В работе представлены результаты GPS-измерений современных смещений земной коры. Проанализированы данные, полученные в Алтае-Саянском регионе (2000–2006 гг.) и по Сихотэ-Алиньской сети (Дальний Восток, 2003–2006 гг.). Алтае-Саянская сеть (23 пункта, включая постоянную станцию NVSK сети IGS) охватывает структурные элементы Горного Алтая и окружающих территорий (юг Западной Сибири и Западные Саяны). Сихотэ-Алиньская сеть включает шесть пунктов, расположенных по субширотному профилю от китайской границы до Японского моря. Обработка данных съёмки проводилась как относительно базовых пунктов, так и относительно различных моделей твердотельного вращения Евразии. Анализ данных, полученных на Сихотэ-Алиньском профиле и в Забайкалье (А.В. Лухнев, В.А. Саньков, А.И. Миросниченко и др., 2005), относительно экспериментальной модели вращения Северной Евразии, позволил определить параметры вращения Амурской плиты (рис. 1).

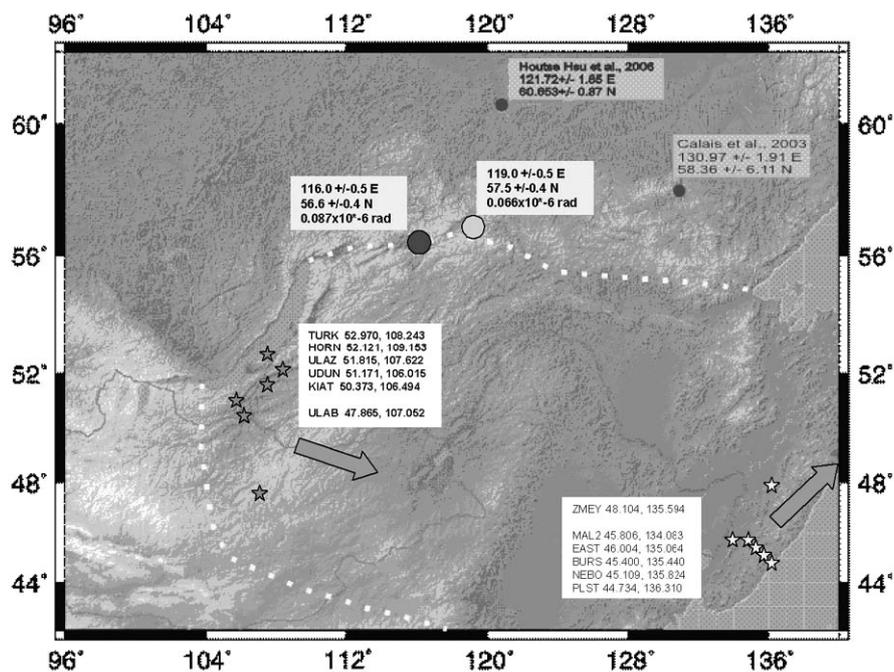


Рис. 1. Параметры вращения Амурской плиты по различным определениям.

Работы по Алтае-Саянской сети включают эпоху Чуйского землетрясения (27.09.2003 г., $M=7.5$). Смещения перед землетрясениями (2000–2003 гг.) составляют от 0.5 мм/год (юг Западной Сибири и север Горного Алтая) до 11 мм/год (юг Горного Алтая). По косейсмическим смещениям (2003–2004 гг.) получены оценки смещения на разрыве – 2 м и глубины в центре разрыва – 16 км. Постсейсмические смещения (2004–2006 гг.) сохраняют правосторонний характер смещений на разрыве при скоростях 3–8 мм/год. Перед сильным землетрясением в Татарском проливе около г. Невельска (август 2007 г.) по данным измерений в Приморье выделено сжатие по линии восток–запад, что согласуется с данными сейсмологов (рис. 2, 3).

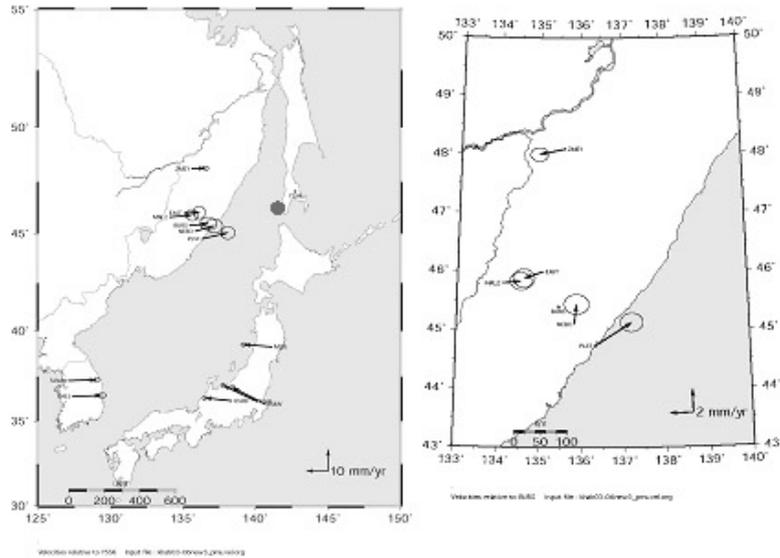


Рис. 2. Смещение пунктов Сихотэ-Алиньской сети (2003–2006 г.). Слева – смещение относительно пункта YSSK и положение эпицентра землетрясения в районе г. Невельска (август 2007 г.); справа – левостороннее смещение в зоне Сихотэ-Алиньского разлома.

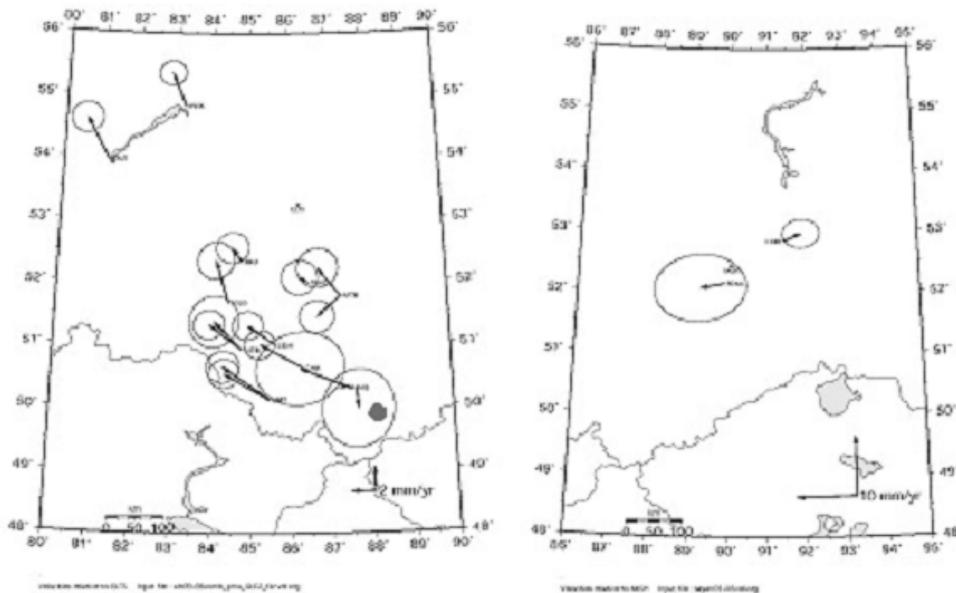


Рис. 3. Смещения пунктов Алтае-Саянской сети. Слева – смещения за период 2000–2006 г., исключены пункты в ближней зоне Чуйского землетрясения, показано положение эпицентра. Справа – правостороннее смещение в зоне Западно-Саянского разлома за период 2003–2006 г.

Зоны контакта горных пород и разломов Горного Алтая, Западных Саян и Сихотэ-Алиня выделяются значениями 3D скоростей от 2 мм/год до 10 мм/год.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00077; гранта Президиума РАН № 16, проект № 3; проектов ИП СО РАН № 27, 87, 116; ГК № 02.515.11.5066.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ЧЕРНОРУДСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЫ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

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

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, plk@ngs.ru;

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

При построении моделей орогенеза от стадии заложения до стадии коллапса коллизионных систем большое значение имеют реконструкции термической истории высокометаморфизованных литонив, отвечающих, вероятнее всего, наиболее глубинным (корневым) частям горно-складчатых сооружений. Для раннекаледонской коллизионной системы Западного Прибайкалья в этом отношении ключевым объектом является Чернорудская (Чернорудско-Баракчинская) гранулитовая зона, на примере которой выполнено детальное U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование метаморфических и магматических комплексов. Суть подхода состоит в интерпретации изотопных дат в терминах термической истории на основе кинетических параметров [1]. Это позволяет помимо возрастов формирования метаморфических и магматических пород оценить динамические характеристики тектонотермальных процессов.

Датирование проводилось U/Pb методом SHRIMP II по цирконам и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева по амфиболам, слюдам, полевоому шпату.

Метаморфические породы Чернорудской зоны представлены двупироксеновыми и гранат-биотитовыми гнейсами, мраморами, графитовыми кварцитами. Условия метаморфизма отвечают гранулитовой фации $P \sim 8$ кбар, $T = 750\text{--}810$ °C [2]. В качестве ключевых выбраны два удаленных друг от друга участка. На Улан-Харгинском участке (центральная часть Чернорудской зоны) изучены метаморфические породы гранулитовой фации, синметаморфические гиперстеновые граниты Сапшиланского массива, Улан-Харгинский габброидный массив и «законсервированные» в нем инъекционные синметаморфические гранит-лейкогранитные жилы. В восточной части зоны проведено изучение чернорудского габбро-пироксентитового массива и аналогичных «законсервированных» в нем гранит-лейкогранитных жил.

Образцы, отобранные для термохронологических исследований

Порода	Минерал	Возраст, млн лет	Ссылка
Скаполит-амфиболовый метасоматит (массив Улан-Харгана)	Amph ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	439.5±6.8 (плато)	[3]
Жилы биотитовых гранитов, прорывающих габброиды массива Улан-Харгана	Zrn (U/Pb)	469±1.5	[3]
Гиперстеновые плагиограниты Сапшиланского массива в центральной части Чернорудской зоны	Zrn (U/Pb)	496±1.5	[3]
Гранат-биотитовый гнейс	Bt ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	405.9±3.4 (плато)	Настоящее сообщение
Гранатовый амфиболит	Bt ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	405.9±3.4 (плато)	Настоящее сообщение
Гранат-двупироксеновый гнейс	Amph ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	435.1±3.9 (плато)	Настоящее сообщение
Гранатовый пироксенит (Чернорудский массив)	Amph ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	445.3±1.9 (плато)	[3]
Жилы гранитов, прорывающие габброиды Чернорудского массива	K-Fsp ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	402.9±3.8 (плато)	[3]
Жилы гранитов, прорывающие габброиды Чернорудского массива	Bt ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	390.6±3.2	Настоящее сообщение
Жилы гранитов, прорывающие габброиды Чернорудского массива	Zrn (U/Pb)	460±1.5	[3]

Датировки, полученные по магматическим и метаморфическим минералам Чернорудской зоны (таблица), располагаются в диапазоне от 500 до 390 млн лет, при этом выделяется как минимум четыре дискретных этапа. Их характеристика и интерпретация приводятся ниже.

- Возраст метаморфизма гранулитовой фации определен по циркону из синметаморфических гранитов Сапшиланского массива. На диаграмме термической эволюции этому этапу соответствует точка с координатами 496 ± 3 млн лет – 795 ± 55 °C (рисунок). Учитывая, что полученная датировка согласуется с оценкой возраста гранулитового метаморфизма [4, 5], можно говорить о проявлении данного этапа в масштабе всей Чернорудской зоны. Оценка давления гранулитового метаморфизма для пород центральной части Чернорудской зоны с помощью гранат-ортопироксенового геобарометра [2] дает значение 8.1 ± 0.4 кбар, что соответствует глубине 26.9 ± 2.5 км.

- Синметаморфические дайки биотитовых гранитов, «законсервированные» в пределах базитовых тел, соответствуют следующему этапу – метаморфизму амфиболитовой фации. Температура наложенного на гранулитовые породы метаморфизма амфиболитовой фации оценивается равной 700 ± 40 °C, давление – 5.6 ± 0.5 кбар, что соответствует глубине 18.5 ± 1.7 км.

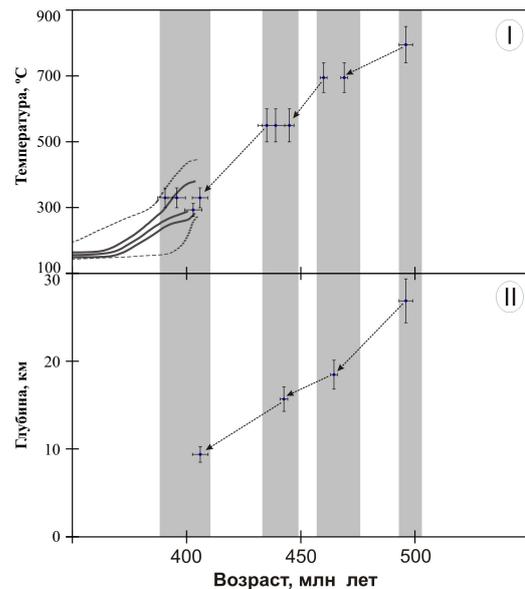
- По метаморфическому амфиболу из гранулитов Улан-Харгинского участка, вторичной роговой обманке Улан-Харгинского и Чернорудского габбро-пироксенитовых массивов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом получены датировки в диапазоне от 445 до 435 млн лет, что значительно меньше возраста их формирования, установленного с помощью U/Pb метода по цирконам [2]. Температура закрытия K/Ar системы роговой обманки 550 °C. На основании совпадения трех датировок можно сделать вывод о том, что в это время температура рассматриваемых пород составляла в процессе охлаждения 550 ± 50 °C (рисунок). Данное событие может быть связано либо с наложенным прогревом, либо с эксгумацией пород Чернорудской зоны с глубины, на которой они были законсервированы до этого. В пользу последней версии говорит активизация в это время тектонотермальных процессов в пределах Приморского разлома [6] и так называемого «коллизийного» шва [7], зафиксированная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по слюдам из бластомилолитов. Для коллизийных систем, как правило, характерен повышенный геотермический градиент порядка 35 °C/км. Исходя из этого, можно рассчитать соответствующую рассматриваемому этапу глубину 15.7 ± 1.4 км.

- По биотитам из гранулитов Улан-Харгинского участка и из лейкогранитной жилы, «законсервированной» в габбро-пироксенитах Чернорудского массива, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом получены датировки в диапазоне 406–390 млн лет, что на 30 млн лет моложе, чем датировки по амфиболам. Поскольку возраст формирования рассматриваемых образцов, определенный U/Pb методом по цирконам, значительно древнее, то все $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ цифры этого возраста, вероятнее всего, соответствуют закрытию K/Ar изотопной системы биотита при температуре 330 ± 30 °C, что может быть отражено на диаграмме термической эволюции (рисунок). Самое древнее значение возраста по биотиту – 406 ± 3 млн лет. Логично предположить, что до указанного времени породы Чернорудской зоны находились на такой глубине, где K/Ar изотопная система биотита оставалась открытой. При геотермическом градиенте 35 °C/км рассчитанная глубина последнего этапа эволюции Чернорудской зоны составляет 9.4 ± 0.9 км.

На диаграмме термической эволюции (рисунок) приведены также результаты реконструкции термической истории на основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных ступенчатого прогрева полевого шпата из лейкогранитной жилы, законсервированной в пределах Чернорудского массива.

Основные выводы:

1. Общая продолжительность тектонометаморфи-



Результаты реконструкции термальной истории (I) и экспонирования (II) пород Чернорудской гранулитовой зоны.

ческих и тектономагматических процессов в Чернорудской гранулитовой зоне составляет 90–100 млн лет.

2. Геологические события, происходившие в это время, имеют дискретный характер. Выявлено как минимум четыре этапа: 500–490 млн лет – метаморфизм гранулитовой фации, внедрение и становление габбро-пироксенитовых массивов чернорудского комплекса и инъецирующих их синметаморфических даек и жил гиперстеновых гранитов; 475–460 млн лет – регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождавшийся формированием многочисленных автохтонных и параавтохтонных гранит-лейкогранитных жил; 440–430 млн лет и 410–400 млн лет – тектоническое экспонирование Чернорудской литопластины с последовательным снижением давления и температуры (магматизм отсутствует).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований СО РАН (проект № ОНЗ-10.7.2), РФФИ (гранты № 05-05-64438, 05-05-64317, 06-05-65052, 07-05-00980), Министерства образования и науки РФ (РНП.2.1.1.702 целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы 2006–2008 гг.»).

- [1] *Giletti B.J.* Diffusion related to geochronology // Hofmann A.W. et al. (eds) *Geochemical transport and kinetics*. Carnegie Publ. 634. 1974. – P. 61–76.
- [2] *Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С. и др.* Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования метаморфических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. – 2007 (в печати).
- [3] *Юдин Д.С., Травин А.В., Хромых С.В. и др.* Модель термохронологической эволюции ранних каледонид Западного Прибайкалья, Россия (на примере Ольхонского региона) // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. – М., 2006. Т. 2. – С. 433–438.
- [4] *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.
- [5] *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.: ГИН РАН, 2004. – 36 с.
- [6] *Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2003. – Т. 391, № 4. – С. 523–526.
- [7] *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. – 2005. – Т. 46, № 5. – С. 579–583.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

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

*Москва, Геологический институт РАН

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

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

Палеозоиды Казахстана, как и многие другие тектонические структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса, характеризуются сочетанием в современной структуре палеозойских островодужных вулканических серий, флишевых и аккреционных комплексов с докембрийскими сиалическими массивами. В Казахстане к наиболее крупным докембрийским массивам относятся Кокчетавский, Актау-Джунгарский, Улутауский, Чуйско-Кендыктасский и Каратауский. Во всех массивах выделяется фундамент, сложенный различными довендскими метаморфическими породами, и венд-нижнепалеозойский терригенно-кремнисто-карбонатный чехол.

К сожалению, возраст и особенности состава комплексов фундамента большинства массивов изучены пока еще недостаточно. Поэтому главная задача выполненных исследований состояла в том, чтобы выявить геохимические и изотопно-геохимические особенности довендских магматических комплексов фундамента Актау-Джунгарского сиалического массива. Отличительной особенностью этих комплексов является широкое распространение довендских кислых вулканитов и комагматичных им гранитоидов, изучение которых проводилось в северо-западной части массива – в пределах Атасу-Моинтинского водораздела.

Толща кислых вулканитов (алтынсынганская свита мощностью более 2000 м) занимает в структуре довендских комплексов наиболее высокое структурное положение. Она с базальным горизонтом валунных конгломератов перекрывает кварцито-сланцевую киикскую серию, сложенную углеродисто-глинистыми сланцами с линзами мраморов, кварцитами и кварцито-песчаниками. Для верхней части разреза серии характерно широкое распространение красноцветных разностей пород с косою слоистостью, обогащенных рутил-циркон-ильменитовым шлихом. Алтынсынганская свита сложена в различной степени метаморфизованными грубо- и тонкофлюидалными лавами, кристаллокластическими туфами риолитового и трахириолитового состава, туфогенно-осадочными породами, с большим количеством субвулканических тел гранит-порфиров.

Кислые вулканиты, а также подстилающие их кварциты и сланцы прорваны интрузиями гранитоидов узунжальского комплекса (Узунжальский, Шумекский, Жамантасский и другие массивы). Изученные нами Узунжальский и Шумекский массивы имеют крупные размеры и сильно вытянутую в плане форму, согласующуюся с простираем складчатых структур. Породы, слагающие массивы, изменяются по составу от гранитов до граносиенитов. Отличительной особенностью их структуры является присутствие крупных фенокристов калишпата, которые включают более идиоморфные кристаллы раннего андезина (№ 40). Кристаллизация исходных для гранитоидов расплавов протекала по котектической схеме в условиях достаточно высоких температур и низкого парциального давления воды.

Геохронологические исследования гранитоидов и вулканитов алтынсынганской свиты свидетельствуют об их близком возрасте (около 920 млн лет), что явилось предпосылкой для их объединения в вулканоплутоническую ассоциацию [1].

Петрохимические и геохимические особенности также позволяют рассматривать гранитоиды узунжальского комплекса как интрузивные аналоги метариолитов алтынсынганской свиты. По химическому составу вулканиты и гранитоиды принадлежат к шошонитовой серии ($K_2O_{\text{ср. вулк.}} = 6.4 \text{ мас \%}$, $K_2O_{\text{ср. гран.}} = 6.6 \text{ мас \%}$) и относятся к изверженным породам пералюминиевого и частично металюминиевого типов [2]. На спайдер-диаграммах (рис. 1, А) геохимическая специфика вулканитов алтынсынганской свиты и гранитоидов узунжальского комплекса выражается в контрастном поведении элементов группы LIL – для них характерно обеднение Ba, Sr и обогащение Cs и Rb. Кроме того, наблюдается заметное обогащение вулканитов и гранитоидов

высокозарядными (HFS) и обеднение сидерофильными элементами. Следует также отметить, что как вулканиты, так и гранитоиды обогащены легкими РЗЭ (средние значения $(La/Yb)_N$ в вулканитах и гранитоидах составляют соответственно 5.7 и 5.2). На графиках распределения РЗЭ (рис. 1, Б) хорошо выражена отрицательная Eu-аномалия (средние значения Eu/Eu^* составляют в вулканитах и гранитоидах соответственно 0.28 и 0.23).

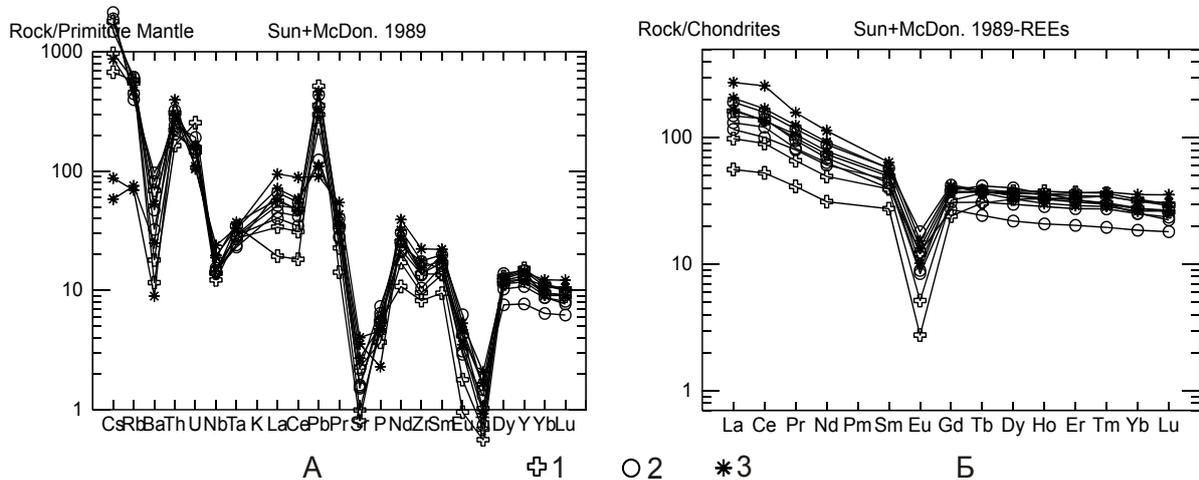


Рис. 1. А – спайдер-диаграмма, нормированная по составу примитивной мантии [4], Б – нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ в гранитоидах и эффузивах алтынсынганской свиты [4].

1 – гранитоиды Узунжальского массива; 2 – риолиты и трахириолиты алтынсынганской свиты; 3 – гранитоиды Шумекского массива.

На тектонической дискриминационной диаграмме Rb – Y+Nb [3] фигуративные точки составов вулканитов и гранитоидов располагаются в области «перекрытия» полей гранитов вулканических дуг, синколлизонных и внутриплитных гранитов, которое в работе [3] обозначается как поле постколлизонных гранитов. На классификационной диаграмме Zr – 10 Ga/Al [5] точки составов вулканитов и гранитоидов располагаются в пограничной области между полями I, S и A-гранитов. В целом вулканиты алтынсынганской свиты и гранитоиды узунжальского комплекса по составу занимают промежуточное положение между гранитами S и A – типов.

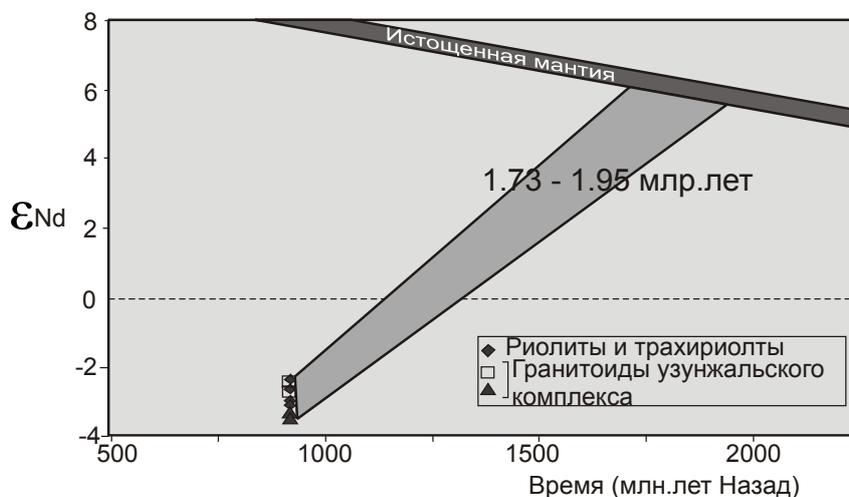


Рис. 2. Эволюция изотопного состава неодама в источнике вулканитов алтынсынганской свиты и гранитоидов узунжальского комплекса.

Геохимические особенности метариолитов и гранитоидов узунжальского комплекса сближают их с кайнотипными кислыми магматическими комплексами континентальных рифтов. В частности, для них характерны низкие содержания Ti, Sr, Ba. Отличия заключаются в большей деплетированности Nb и в менее высоких содержаниях элементов группы HFS в магматических комплексах Атасу-Моинтинского водораздела, что является более характерным для надсубдукционных и постколлизийных гранитоидов.

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метариолитов алтынсынганской свиты и гранитоидов узунжальского комплекса показывают, что как вулканиты, так и гранитоиды имеют отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, которые изменяются от -2.3 до -3.2 в вулканитах и от -2.4 до -3.4 в гранитоидах и характеризуются оценками $T_{Nd}(DM)$ в интервале 1.73–1.93 млрд лет (рис. 2). Это свидетельствует о формировании родоначальных для вулканитов и гранитоидов расплавов за счет переработки пород континентальной коры в среднем раннепротерозойского возраста.

На основании полученных данных можно предполагать, что формирование докембрийской вулканоплутонической ассоциации Актау-Моинтинского водораздела происходило на начальных стадиях континентального рифтогенеза. На этой стадии роль мантийного вещества сводится главным образом к температурному воздействию на породы континентальной коры, вызывающему их плавление. Этот вывод подтверждается более низкими содержаниями Nb и отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ в кислых докембрийских изверженных породах Атасу-Моинтинского водораздела, по сравнению с типичными рифтовыми комплексами, что также указывает на преобладающую роль континентальной коры в процессах магмогенерации.

- [1] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А. Докембрийские вулканические и гранитоидные комплексы Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 82–85.
- [2] Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. – 1989. – V. 174. – P. 113–124.
- [3] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. – 1984. – V. 25. – P. 956–983.
- [4] Sun S.S. McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins // Geol. Soc. Spec. Publ. – 1989. – № 42. – P. 313–345.
- [5] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. – 1987. – V. 95. – P. 407–419.

АРХЕЙСКИЙ СЕРОГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ГАРГАНСКОГО БЛОКА: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗМОЖНЫЕ АНАЛОГИ

О.М. Туркина, Д.А. Бурдаков

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

В структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса достоверно установлено три блока с раннедокембрийским фундаментом: Канский [1], Байдарикский [2] и Гарганский [3]. Раннедокембрийский комплекс Центрального террейна Канского блока представлен метатерригенно-вулканогенными образованиями, сопоставимыми с породными ассоциациями зеленокаменных поясов [1], тогда как в составе Байдарикского и Гарганского блоков широко представлены породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии [2, 3]. Поскольку породы ТТГ комплекса выделяются и в фундаменте юго-западной окраины Сибирского кратона, то это обстоятельство, наряду с архейским возрастом гнейсов Гарганского блока, порождает попытки корреляции сходных по составу ассоциаций этих структур. Справедливо ли подобное сопоставление?

В строении Гарганского блока, изученного авторами в его южной части, решительно преобладают в различной степени деформированные, разгнейсованные и нередко катаклазированные плагиогранитоиды. В виде реликтов среди плагиогранитоидов, имеющих видимые размеры до первых десятков м², представлены плагиогнейсы, содержащие редкие субпластовые тела амфиболитов. Многочисленные включения амфиболитов неправильной или линзовидной формы установлены и среди плагиогранитоидов. Подобное строение и породные ассоциации являются типичными для архейских серогнейсовых или ТТГ комплексов, к числу которых принадлежат и ТТГ комплексы северо-запада Шарьжалгайского выступа (Онотский и Булунский блоки).

Плагиогнейсы и плагиогранитоиды весьма сходны по минеральному составу – среди тех и других преобладают биотитовые (\pm Crx) разности, но различаются по текстурно-структурным характеристикам. Плагиогнейсы всегда отчетливо гнейсовидны и имеют гранобластовые структуры, тогда как плагиогранитоиды, несмотря на гнейсовидность, сохраняют реликты гипидиоморфнозернистых структур. Плагиогнейсы, как правило, более меланократовые с содержанием темноцветных минералов до 20–25 %. По содержанию главных элементов плагиогнейсы соответствуют кварцевым диоритам и тоналитам, тогда как плагиогранитоиды отвечают трондьемитам, реже тоналитам. Породы принадлежат высокоглиноземистому типу ТТГ и отличаются низкой магнезиальностью ($Mg\# = 33–50$), близкой к средней для архейских ТТГ. Редкоэлементный состав пород серогнейсового комплекса Гарганского блока также является типичным для архейских ТТГ комплексов. Они обладают низкими концентрациями Th (2–11 ppm), Rb (23–46 ppm), Y (7–16 ppm) и повышенными Sr (540–850 ppm) и Sr/Y (35–120). Редкоземельные спектры пород сильно фракционированные с высоким La/Yb_n (16–51) и без значимых европиевых аномалий (Eu/Eu* = 0.8–1.1). На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb и Ti и положительные – Sr. Подчеркнем, что эти черты характерны для всех ТТГ комплексов мира, что исключает какую-либо возможность их корреляции по вещественным признакам.

Единственным основанием для корреляции ТТГ комплексов Гарганского блока и фундамента юго-западной окраины Сибирского кратона могут служить изотопно-геохронологические данные. Для плагиогнейсов Гарганского блока по каймам циркона получено возрастное значение ~2.7 млрд лет. Это значение интерпретировано как время метаморфизма [3], что оставляет тем не менее возможность для широких спекуляций о возрасте исходных магматических пород. Заметим, что близкий возраст – 2.6–2.8 млрд лет – установлен для плагиогнейсов Байдарикского блока [2, 5]. В структуре Шарьжалгайского выступа плагиогнейсы ТТГ комплекса Онотского блока имеют возраст ~3.4 млрд лет [4], а Булунского – ~3.25 млрд лет (неопубликованные данные О.М. Туркиной). Однако с учетом обычной мультистадийности формирования серогнейсовых комплексов с образованием более поздних генераций ТТГ за счет частичного плавления более древних плагиогнейсов, эти данные еще не исключают корреля-

цию породных ассоциаций Гарганского блока и Шарыжалгайского выступа. Вместе с тем, более поздние генерации ТТГ унаследуют величины Nd модельного возраста пород источника вследствие слабого фракционирования Nd и Sm между собой в процессах плавления. В Гарганском блоке плагиогнейсы и плагиогранитоиды имеют узкий диапазон значений $T(DM) - 2.8-3.0$ млрд лет, тогда как в Онотском и Булунском блоках породы ТТГ комплекса обладают существенно более древними значениями модельного возраста: $T(DM) - 3.5-3.6$ и $3.3-3.5$ млрд лет соответственно [6]. Именно эти изотопно-геохимические данные исключают какую-либо возможность корреляции между ТТГ комплексами Гарганского блока и юго-западной окраины Сибирского кратона. Однако близкие к гарганским плагиогнейсам и плагиогранитоидам значения $T(DM) - 2.9-3.1$ млрд лет – установлены и для позднеархейских пород ТТГ комплекса Байдарикского блока [1, 5], которые, очевидно, и являются ближайшими аналогами пород фундамента Гарганского блока.

Работа выполнена при поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры», РФФИ (проект № 06-05-64572) и ИП СО РАН 6.6.

- [1] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В. и др. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 7. – С. 1058–1078.
- [2] Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 3. – С. 227–235.
- [3] Kovach V.P., Matukov D.L., Berezhnaya N.G. et al. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalities – find Early Precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt // 32th IGC. – 2004.
- [4] Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирилова Т.И. и др. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. – 2006. – № 3. – С. 310–316.
- [5] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзобханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15, № 2. – С. 3–24.
- [6] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В. и др. Архейская континентальная кора северо-западной части Шарыжалгайского выступа: строение, состав, изотопно-геохимические особенности, латеральное распространение // Геология и геодинамика архея: Материалы совещания. – СПб., 2005. – С. 384–390.

ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА

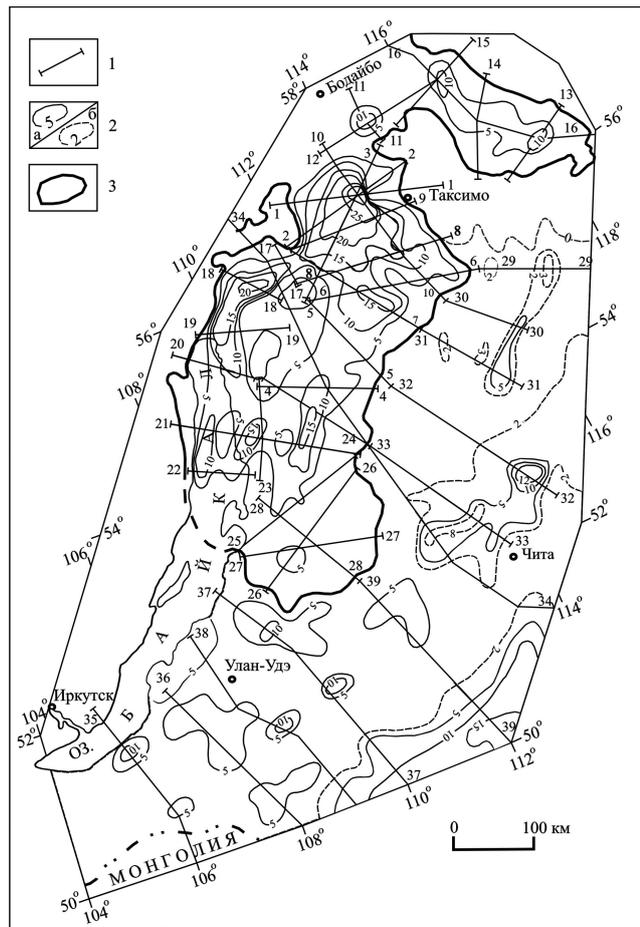
Е.Х. Турутанов

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

Палеозойские гранитоиды в Восточном Прибайкалье в виде неправильного овала, вытянутого в северо-восточном направлении, занимают площадь, по разным оценкам, от 120 до 150 тыс. км². Форма и размеры гранитоидных plutонов определялись на основе выделения связанных с ними отрицательных гравитационных аномалий и их интерпретации с построением трехмерных моделей. Для этого были использованы декомпенсационные аномалии силы тяжести [1, 2]. Для Ангаро-Витимского поля гранитоидов ранее нами была представлена карта изолиний толщины его центральной части и восточного фланга [3]. Количественная интерпретация гравитационных аномалий осуществлялась методом подбора трехмерных моделей с помощью программы полуавтоматизированной инверсии декомпенсационных аномалий при аппроксимации тел ограниченными по простиранию горизонтальными призмами с вертикальными сечениями, имеющими форму многоугольников [4]. Средняя плотность палеозойских гранитов для различных массивов практически одинакова и с учетом заполнения части порового пространства водой составляет 2.62 г/см³. Средняя плотность вмещающих осадочных и осадочно-вулканогенных метаморфизованных толщ на большей части территории исследований соответствует интервалу 2.66–2.82 г/см³ [5, 6]. С учетом вышесказанного, средняя величина недостатка плотности гранитов близка к 0.1 г/см³.

В данной работе нами представлена полная карта толщины Ангаро-Витимского поля гранитоидов, построенная на базе 39 интерпретационных профилей.

Результаты количественных расчетов дополнили полученные ранее сведения о глубинной морфологии Ангаро-Витимского батолита и позволили судить о форме строения его южного фланга (рисунок). Оказалось, что гранитоиды этой территории представляют собой тонкую пластину толщиной 1–3 км, осложненную на отдельных участках раздувами мощности до 5–10 км. В целом геометрия Ангаро-Витимского поля гранитоидов характеризуется следующими особенностями: в его центральной области большинство крупных и ряд других, более мелких, гранитных массивов на глубине сливаются в единое интрузивное тело. Площадь проекции этого тела на земную поверхность превышает 100000 км². Центральная часть батолита протягивается на расстояние около 600 км при ширине, изменяющейся от 30 до 250 км. Его средняя вертикальная мощность (толщина) оценена в 5–7 км. В местах утолщений вертикальные размеры гранитоидов составляют 15–30 км. На разрезах этот plutон-гигант представляет собой массивное тело, осложненное раздувами



Строение Ангаро-Витимского батолита. 1 – интерпретационные профили; 2 – изолинии толщины батолита, км: а – основные, б – дополнительные; 3 – контуры проекции батолита на земную поверхность.

мощности и боковыми апофизами. Другая часть батолита, в которую объединяются его южный и восточный фланги, представляет собой пластину со средней мощностью (толщиной) около 2–3 км, которая на отдельных участках может достигать 5–10 км.

В первом приближении объемная модель Ангаро-Витимского батолита сопоставима с огромной пластиной со сложно построенной подошвой и субгоризонтальной кровлей. Отнесение её к какой-то определенной форме интрузивных тел затруднительно, хотя, судя по интерпретационным профилям, она близка к лополитообразной.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 06-05-65054).

- [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] Турутанов Е.Х. Морфология северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита по гравитационным аномалиям // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. – Иркутск: ИГ СО РАН, 2004. Т. 2. – С. 119–122.
- [3] Турутанов Е.Х., Гребенищикова В.И., Носков Д.А. Форма и размеры Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 183–187.
- [4] Webring M. Semi-automatic Marquardt inversion of gravity and magnetic profiles // U.S. Geological Survey Open-File Report OF 85-122. – Denver: USGS, 1985. – 48 p.
- [5] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. – 141 с.
- [6] Письменный Б.М., Алакишин А.М. Строение земной коры Средне-Витимской горной страны // Геология и геофизика. – 1983. – № 4. – С. 23–31.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И ГЕОХИМИЯ ПОРОД ХАНГАЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (МОНГОЛИЯ)

*Е.Х. Турутанов**, *В.И. Гребенщикова***, *Р.В. Оглоблин***

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

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

Благодаря широкому использованию современных геофизических и геохимических методов изучения литосферы Земли доступными для понимания становятся как составы магматических пород, слагающих гранитоидные массивы, так и особенности формы и размеров этих тел, что необходимо для определения глубин зарождения и составов предполагаемых протолитов, а также для выяснения геодинамических обстановок их становления.

Азиатский континент с его сложным мозаичным строением и различным возрастом структурных элементов земной коры является благодатным полем для проведения исследований подобного рода.

Сопоставление рассчитанных мощностей земной коры и глубин залегания астеносферного слоя [1] и зональности ареалов магматизма Монголо-Охотской зоны уже выявило интересную закономерность строения этого региона [2, 3]. Оказалось, что на фоне почти двукратных (35–60 км) вариаций толщины земной коры выделяется область более мощной коры, ограниченная изолинией 45 км, где находится Хангай-Хэнтэйская область герцинской складчатости и сосредоточены наиболее крупные позднефанерозойские гранитоидные батолиты с максимальными размерами последних в районах позднепалеозойского Хангайского и позднемезозойского Эгин-Дабинского батолитов. Поверхность Мохоровичича в этой части Монголо-Охотской зоны погружается от 45 км до глубины свыше 60 км. Соответственно в этом районе отмечаются два крупных выступа астеносферы: Хангайский (50 км) и Хэнтэйский (70 км), коррелирующиеся с отмеченными выше максимумами толщины земной коры, в которых сконцентрированы крупные массы гранитоидов нормальной щелочности.

Однако выполненные исследования не сопровождались детальным изучением объемной геометрии крупных плотностных неоднородностей земной коры гранитоидного состава и геохимических особенностей слагающих их пород. Настоящая работа посвящена рассмотрению этих вопросов на примере одного из крупнейших гранитоидных батолитов Азии – Хангайского.

Для интерпретации геофизических (гравиметрических) данных были использованы декомпенсационные аномалии [4]. Представление о форме и размерах плотностных неоднородностей можно получить методом подбора моделей, гравитационное влияние которых согласуется с выделенными аномалиями силы тяжести. Для этого использовалась программа для полигональных призм [5]. Результаты количественных расчетов показали, что все крупные и ряд других, более мелких, гранитных массивов, расположенных в пределах полосы пониженных значений гравитационного поля, на глубине сливаются в единое интрузивное тело. Площадь его проекции на земную поверхность превышает 100000 км². Плутон протягивается на расстояние около 700 км при ширине, изменяющейся от 100 до 300 км (рис. 1). Его вертикальная мощность (толщина) изменяется по простиранию от 2 до 15 км, составляя в среднем 5–7 км.

Плутон имеет крутые контакты на юго-западе и пологие на северо-востоке. В целом интрузивное тело представляет собой 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. Данные объемного моделирования позволяют сделать вывод о том, что характерной чертой морфологии гранитных тел, расположенных в пределах Хангайского поля гранитоидов, является их уплощенность по вертикали.

Обращает на себя внимание интересная особенность морфологии интрузивных тел: на участках, где их мощность увеличивается, отмечаются, как правило, и выступы кровли, в которых гранитоиды обнажаются в современном денудационном срезе, и прогибы их подошвы. С одной стороны, такая закономерность соответствует концепции о «всплывании» гранитоидной магмы

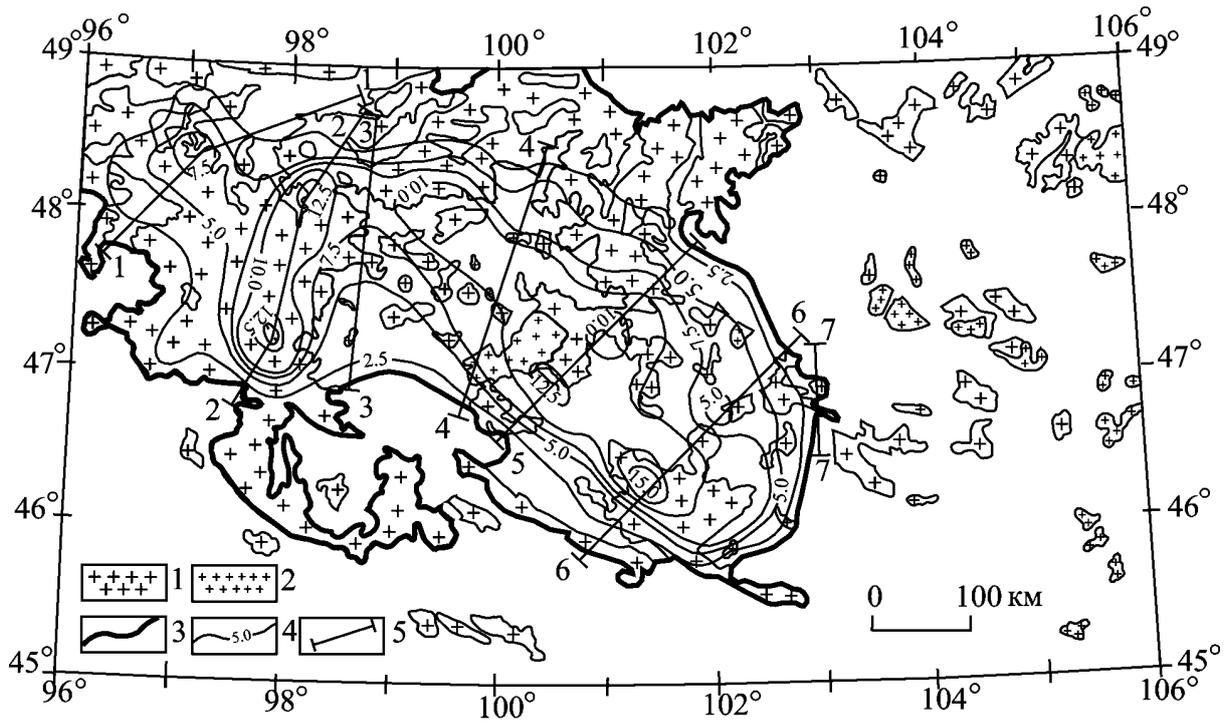


Рис. 1. Схема изолиний Хангайского гранитоидного батолита.
1 – гранитоиды Pz; 2 – гранитоиды Mz; 3 – контуры проекции Хангайского батолита на земную поверхность; 4 – изолинии толщины, км; 5 – линии интерпретационных разрезов.

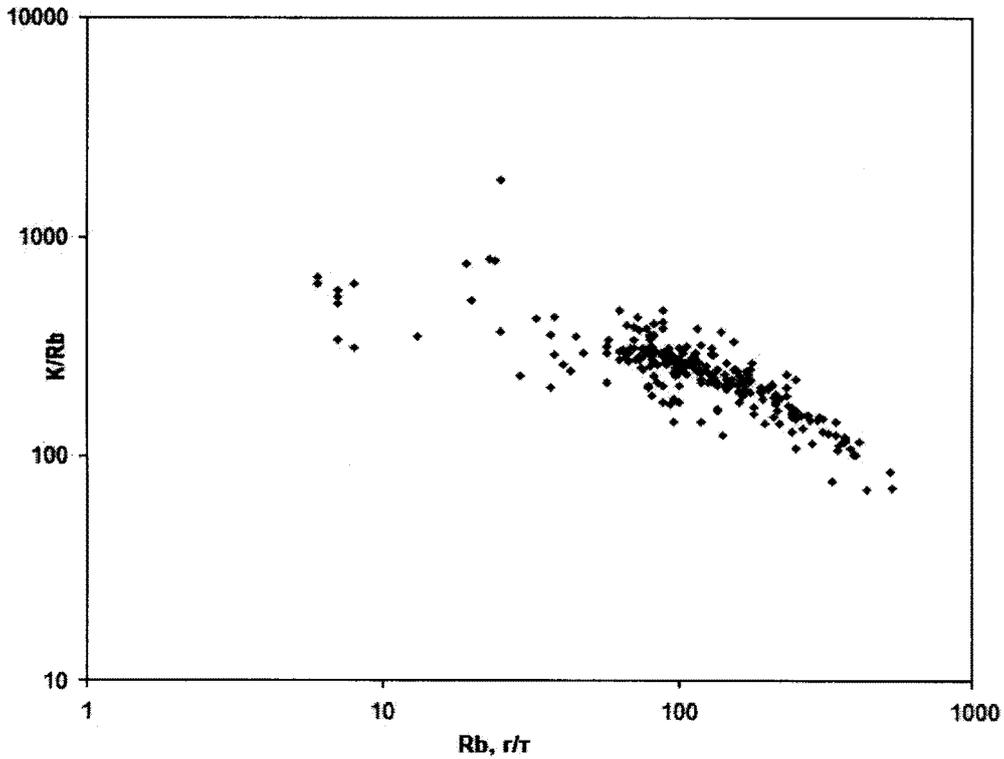


Рис. 2. Диаграмма распределения K/Rb – Rb в породах Хангайского батолита.

сквозь более плотные вмещающие породы [6]. С другой стороны, прогибы подошвы, по всей вероятности, соответствуют местам поступления магмы с больших глубин, т.е. эти углубления маркируют положение подводящих каналов. Последнее утверждение относится, прежде всего, к локальным углублениям подошвы, которые выделяются в пределах ее узких протяженных прогибов.

Первые обработанные геохимические данные показали наличие в районе Хангайского батолита магматических пород не только различных составов, но и различных серий. На классификационной диаграмме $K_2O - SiO_2$ составы пород при всем своем петрографическом разнообразии образуют практически сплошной тренд составов. Однако в содержаниях K_2O в магматических породах отмечается существенный разброс данных, что позволяет разделить породы батолита на несколько серий: известково-щелочную нормальной щелочности, калиевую известково-щелочную, субщелочную и щелочную.

На диаграмме $(K_2O+Na_2O) - SiO_2$ породы Хангайского гранитоидного батолита образуют также еще более компактный тренд составов от габбро до лейкогранитов. Они отражают породы нормальной щелочности (известково-щелочной–субщелочной серий). Разнообразие составов пород батолита и полученные геохимические данные по распределению в породах содержания калия и рубидия (рис. 2) и их корреляции между собой свидетельствуют о длительности процесса дифференциации гранитоидного расплава и, возможно, продолжительном времени становления Хангайского батолита.

Полученные геолого-геофизические и геохимические данные позволяют предполагать, что областью магмогенерации, по всей вероятности, была сформированная в рифее и раннем палеозое континентальная кора основного–среднего состава мощностью около 40 км с участием вещества мантийного клина под активной (андийского типа) позднепалеозойско-раннемезозойской окраиной Сибирского континента. Возникло несколько очагов магмогенерации, которые дали начало многофазным плутонам. Взаимодействуя в процессе внедрения и кристаллизации с вмещающими породами и между собой, такие интрузии сформировали сложную многофазную структуру Хангайского гранитоидного батолита. Однако его мезозойские части, по-видимому, образовались во время коллизии Сибирского континента с Монголо-Китайским при закрытии Монголо-Охотского океана.

Работа поддержана интеграционным проектом СО РАН № 6.17.

- [1] Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1988. – № 7. – С. 33–42.
- [2] Коваль П.В., Гребенищикова В.И., Турутанов Е.Х. Опыт корреляции региональной геохимической зональности гранитоидного магматизма и строения литосферы на примере Монголо-Охотской зоны // Докл. РАН. – 1999. – Т. 365, № 2. – С. 245–249.
- [3] Гребенищикова В.И., Коваль П.В., Лустенберг Э.Е., Максимчук Ю.В., Турутанов Е.Х. Гранитоидные батолиты: структурирование и обработка информации, сравнительная характеристика // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 8. – С. 1215–1227.
- [4] Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика. – 1985. – № 8. – С. 104–108.
- [5] Webring M. Semi-automatic Marquardt inversion of gravity and magnetic profiles // U.S. Geological Survey Open-File Report OF 85-122. – Denver: USGS, 1985. – 48 p.
- [6] Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1978. – 60 с.

ВНУТРЕННЯЯ АЗИЯ: НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ

Г.Ф. Уфимцев

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

Горные области Внутренней Азии – это разнообразие (или даже многообразие) механизмов горообразования при внешне одинаковом облике гор. Последнее обстоятельство неизбежно обуславливает примитивизацию подходов к анализу новейшей геодинамики этого региона и стремление свести ее к простой схеме, будь то перемещения «жестких» и однородных литосферных плит или их внутриконтинентальная коллизия. В действительности же мы встречаемся здесь с явлениями рифтогенеза (байкальский тип горообразования) или, напротив, сводово-глыбового (гобийского) повторного орогенеза, приповерхностной складчатостью и покровно-надвиговым орогенезом, сводовым развитием или глыбовой морфотектоникой. К этому списку добавляется и разнообразие междугорий: и пониженных, и возвышенных, больших, типа Тарима, и малых, как, например, Окинское плоскогорье Восточного Саяна. Структурные зоны с различными типами новейшего горообразования группируются в различные же типы возрожденных и молодых орогенических поясов, характеризующихся определенными общими (цокольными) деформациями, на которые накладываются таковые же, определяемые существованием горячих точек и линий (плюмов). Все это, наряду с характером сейсмической активности, должно учитываться при определении геологической опасности в данном обширном по площади регионе. Это, в свою очередь, требует создания некоторой методологической конструкции, основой которой, по нашему мнению, должны быть следующие исходные представления.

Во-первых, опасные геологические процессы оказывают различное воздействие на земную поверхность (включая человека и сооружения). Оно может быть точечным, линейным (вспарывание сейсмических швов) или площадным (обвалы, оползни, грунтовые и каменные лавины и проч.). Именно массовые смещения каменного материала по земной поверхности, в том числе и при землетрясениях, несут наибольшую угрозу человеку и окружающей среде.

Примеры Хаитского и Кебинского землетрясений в этом отношении весьма показательны. Сами сейсмические потрясения и вскрытие разломов здесь в отношении угрозы человеку отошли на второй план, «уступив» первое место массовым смещениям дезинтегрированных горных пород по земной поверхности.

Во-вторых, для более строгой оценки степени геологической опасности рационально использовать понятие о земной поверхности в различных его качествах: как поверхности раздела между литосферой и подвижными геосферами (математический образ земной поверхности); как переходного слоя между литосферой и подвижными стихиями (ее физический образ). В этом последнем качестве земная поверхность обретает объемность, и нетрудно придти к мнению, что и сам Человек является особенным элементом структуры физической земной поверхности и вне ее существовать не может. Одно из следствий из этого: формула «человек и окружающая среда» должна иметь существенные ограничения в использовании и является далеко не оптимальной. В сущности, Человек есть часть окружающей среды, а вернее, физического слоя земной поверхности, и, заботясь о себе, он неизбежно должен заботиться о последней.

В-третьих, именно в физическом слое земной поверхности (в данном случае заключенном между вершинной и базисной поверхностями) происходит тектоническая и экзогенная дезинтеграция вещества приповерхностных (а вернее, «внутриповерхностных») частей литосферы, особенности которой во многом определяются здесь изменением полей тектонических напряжений и наличием свободного верхнего и бокового (при расчлененном рельефе) полупространства. В этих условиях «лишние» объемы литосферного вещества выводятся на земную поверхность (в ее математическом смысле), что нередко реализуется в виде массовых его перемещений с поражением больших площадей. Говоря образно, геологическая опасность имеет подготовку в земной поверхности как переходном слое и реализуется на земной поверхности как разделе, не обладающем толщиной. Вывод литосферного вещества в сферу экзоморфогенеза

обеспечивает изъятие его лишних объемов из «твердой Земли» и в энергетическом отношении является наиболее выгодным. Другой способ – это переукладка верхнелитосферных блоков (особенно в условиях рифтогенеза). Он может продуцировать либо объемные землетрясения, либо концентрацию эпицентров в определенных объемах (особенно над разделом Конрада) и в течение длительного времени. Это процесс может реализовываться на земной поверхности в форме мгновенных общих воздыманий (Гобийский Алтай, 1957 г.) или погружений (заллив Провал в дельте р. Селенги на Байкале, 1862 г.).

В условиях сводово-глыбового (гобийского) механизма горообразования сейсмические события сопровождаются оползнями и обвалами, продуцирующими массовые смещения дезинтегрированных горных пород по земной поверхности в двух структурных обстановках: 1) сейсмогравитационные обрушения при формировании замковых компенсационных грабенов на сводах (структуры Битут в Гобийском Алтае, Амут на хребте Мяо-Чан в Нижнем Приамурье); 2) обрушения верхних частей компенсационных клиньев в нагорных частях краевых тектонических уступов по аркогенным надвигам (Кебинское землетрясение 1911 г. в Северном Тянь-Шане). В условиях рифтогенного развития (остаточно-глыбовый или байкальский механизм горообразования) наиболее сильные изменения (поражения) земной поверхности происходят вследствие сбросообвалов, представляющих собой комбинации сейсмогенно обновленных сбросов в подошвах краевых тектонических уступов и гигантских обвалов в их верхних частях. Наиболее наглядный пример такого рода образований – сейсмоструктура Шартла на западном побережье Северного Байкала. Амплитуда сбросового смещения здесь составляет первые метры, а в нагорной части уступа высота стенки отрыва гигантского обвала приближается к 1 км при ее протяженности 2 км. У расположенного севернее, вблизи устья р. Ледяной, другого сбросообвала дезинтегрированная обломочная масса достигла днища северной котловины Байкала, где, по наблюдениям из погружаемых подводных аппаратов (А.А. Бухаров и В.А. Фиалков), залегаёт в форме хаотического комплекса. Можно высказать предположение, что элементы такой сейсмогеодинамики проявились при формировании краевого погруженного блока Лиственничного залива, что обусловило сток из Байкала в бассейн Енисея. Различных размеров сбросообвалы являются обычными малыми морфотектоническими формами на сбросовых берегах дальневосточных окраинных морей, имеющих рифтогенную природу.

Сильнейшее за последние годы на Северном Тянь-Шане Сусамырское землетрясение 1992 года даёт нам наглядный пример в определении соотношений геологической опасности между сейсмогенным вскрытием разломов и массовыми смещениями грунтов на земной поверхности. Именно последние привели к человеческим жертвам и максимальным разрушениям.

В покровно-надвиговых молодых орогенах степень геологической опасности определяют грунтовые лавины, формирующиеся на склонах и следующие в виде потоков по долинам или перекрывающие их, что обуславливает формирование подпрудных озёр. В значительной мере это, видимо, обеспечивается перемещениями слоистых пластин в верхних частях аллохтонов по стратиграфическим пологонаклонным контактам, что особенно проявлено в Высоких Гималаях. Лобовые части этих перемещающихся пластин испытывают денудационное разрушение с передачей больших объемов вещества из приповерхностных частей литосферы в сферу экзоморфогенеза. Сейсмические воздействия лишь ускоряют этот процесс. Знаменитый Ульмский обвал, произошедший в XIX веке в Швейцарских Альпах, относится к такого же рода явлениям, но спровоцированным уже человеком. Это событие – пример реализации нашего взгляда на Природу как на окружающую среду: человек воздействует на Природу, ставя ее вне себя, а Природа воздействует на человека как на самое себя. Не пора ли нам более точно определить свое место на Земле?

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 05-05-64173).

ВЯЗКИЕ СДВИГИ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

В.С. Федоровский

Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru

1. В структуре Ольхонской коллизионной системы каледонид Западного Прибайкалья установлено большое число вязких (синметаморфических) сдвигов. Это главный картируемый в современном срезе элемент региональной тектоники, определяющий структурный рисунок глубинных горизонтов коры раннепалеозойского складчатого сооружения. Список синметаморфических деформаций включает, однако, еще и более ранние многоэтапные складки покровного типа и многочисленные проявления купольного тектогенеза, сопровождавшие ремобилизацию раннедокембрийского фундамента с корой континентального типа, перекрытого раннепалеозойскими покровными аллохтонами. Следы таких досдвиговых деформаций сохранились повсеместно, но практически везде они угнетены в результате тотального проявления сдвигового тектогенеза. В геодинамическом плане покровный и купольный тектогенез связан с реализацией коллизии типа дуга–террейн, а сдвиговый – отражает этапы последовавшей затем «косой» коллизии Ольхонского террейна (с покровными аллохтонами на спине) и Сибирского континента. К поздним эпизодам сдвигового тектогенеза относятся и многочисленные проявления синорогенического коллапса, охватившего всю коллизионную систему.

2. Сдвиговые структуры включают три основных компонента: собственно сдвиговые пластины, швы бластомилонитов, составляющие границы сдвиговых пластин, и ансамбли складок сдвигового генезиса. Число сдвиговых пластин очень велико. Степень обнаженности степной территории региона высокая (скалистое побережье Байкала, в частности, полностью обнажено), а использование в полевой работе аэро- и космических материалов сверхвысокого разрешения позволяет обнаруживать и картировать сдвиги с максимальной возможной точностью.

Протяженность сдвиговых пластин от 10 до 150 км при ширине в плане 0.5–2.0 км. Во всех случаях типичны линзовидные окончания. Региональная комбинация пластин и ограничивающих их швов бластомилонитов в плане имеет характерный рисунок «конского хвоста». Такая комбинация образована в ходе коллизии террейн–континент и сопровождавшего ее роллинга Бирхинского массива габброидов. Здесь – самое узкое место в коллизионной зоне между индентором (Сибирский кратон) и прижатым к нему с юго-востока краем Ольхонского террейна. На большей части Приольхонья пакет сдвиговых пластин имеет в плане ширину 12–15 км. В зоне максимального сжатия (интервал Еланцы–Бугульдейка) это пространство сокращается в десять раз. Фигура «конского хвоста» приобретает выразительность именно в зоне перехода между этими двумя доменами.

Вещественный состав сдвиговых пластин неодинаков. Выделяется четыре составляющих их комплекса пород:

а) пестрый по составу комплекс метаморфических пород (кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы и мраморные меланжи, кварциты, толеитовые метагабброиды и метультрабазиты). Возраст около 500 млн лет;

б) гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы, подчиненные амфиболиты. Возраст 460–470 млн лет;

в) метавулканиты, амфиболиты, мраморы, мраморные меланжи, монцогабброиды. Возраст около 500 млн лет;

г) двуслюдяные и гранат-двуслюдяные микрогнейсы и амфиболиты (датировок нет). Распределение пластин разного состава по площади неравномерно. Пластины, образованные породными ассоциациями типов «а» и «б», формируют тесно сжатые пакеты, в которых пластины разного состава тектонически чередуются: границы между пластинами представлены бластомилонитами и очковыми бластомилонитами. Нужно подчеркнуть принципиально важный момент: возраст пород, составляющих чередующиеся в плане сдвиговые пластины типов «а» и «б», различается (500 и 470 млн лет). Из этого объективно следует, что формирование самих

пакетов таких сдвиговых пластин не может быть древнее 470 млн лет.

Пластины, образованные группой «в», составляют единое поле в южной части площади (лишь на острове Ольхон, в его северо-западной части, мы условно выделяем крупную пластину такого же состава, расположенную вне основного поля их группировки). В зоне развития ассоциации пород группы «в» локализованы крупные массивы субщелочных габброидов, занимающие 60–70 % площади этой зоны. Крупнейший из них – Бирхинский массив – несет отчетливые следы роллинга в связи со сдвиговой деформацией. Возраст габброидов массива 499 млн лет, но возраст сдвиговой деформации – 470 млн лет. Массив рассечен сотнями жил гранитов, рой которых в плане резко изогнут, создавая в целом S-образный рисунок. Возраст этих гранитов совпадает с возрастом синметаморфических гранитов, широко развитых в пластинах, образованных породами группы «б» (460–470 млн лет), хотя они и отличаются по составу. Суммируя весь имеющийся материал, можно видеть, что сдвиговый тектогенез в Ольхонском регионе документирован реальными данными только для этого возрастного интервала (460–470 млн лет).

3. Главная сдвиговая зона. Ее протяженность около 120 км. Зона разделяет всю площадь на две части, отличающиеся конфигурацией и ориентировкой других зон сдвигового типа. Те из них, что расположены северо-западнее Главной зоны, ориентированы параллельно ей. Сдвиговые пластины, занимающие площади на юго-восток от Главной зоны, причленяются к ней под острым углом (10–30°). Структурный материал по Главной сдвиговой зоне пока невелик. Детально отработаны лишь четыре домена на ее 50-километровом протяжении в Приольхонье. Повсеместно здесь обнаружены две генерации ранних синметаморфических лежащих изоклиналильных складок покровного типа с субгоризонтальной сланцеватостью. Послепокровные деформации представлены двумя структурными парагенезисами. Ранний – асимметричные складки F_3 , крутоориентированная сланцеватость S_3 , минеральная линейность L_3 . Структуры этого этапа установлены во всех доменах. Линейность ориентирована в субвертикальном направлении, и это указывает на сбросовый характер деформации. В свою очередь, структуры третьего этапа деформированы асимметричными складками четвертого этапа (F_4), обладающими вертикальными шарнирами и осевыми поверхностями. Ассоциирующая с ними минеральная линейность растяжения L_4 имеет субгоризонтальную ориентировку, что свидетельствует о сдвиговом характере движений во время ее формирования. Линейности L_3 и L_4 на всем протяжении Главной сдвиговой зоны представлены одинаковыми минеральными парагенезисами, и это свидетельствует об идентичных условиях метаморфизма при их возникновении. Вместе с тем, интенсивность проявления структур третьего и четвертого этапов на протяжении Главной зоны неодинакова. В северо-восточной половине зоны явно преобладает линейность сдвигового характера (L_4), а в юго-западной – минеральная линейность (L_3). Здесь, в пределах крупной сигмоиды, огибающей Бирхинский массив габброидов, постоянно обнаруживается минеральная линейность растяжения, ориентированная в субвертикальной плоскости, бороздчатость и мелкие складки с субгоризонтальными шарнирами, и все вместе это указывает на вертикальный транспорт материала в течение третьего этапа деформаций. Иными словами, в пределах одной и той же зоны фиксируются следы то чисто сдвиговых деформаций с признаками горизонтального транспорта материала (северо-восток Главной зоны), то деформаций сбросового характера (юго-западный фланг зоны). Надежного объяснения этой разницы пока нет. Может оказаться и так, что расшифровка структурной ситуации связана с влиянием жесткого тела габброидов Бирхинского массива в зоне его максимального сближения с Сибирским кратоном. Очевидно, что в такой ситуации на фоне регионального сдвига локально господствовало тангенциальное сжатие, приведшее к экспансии пластического течения материала, зажато между Бирхинским массивом и кратоном, в вертикальном направлении. Продолжение подобных деформаций могло привести здесь и к формированию выжатых покровов. Это предположение еще предстоит проверить.

4. Особое место в структуре региона принадлежит коллизонному шву системы террейн-континент. Как и другие крупные дизъюнктивы, он имеет сдвиговую природу. Протяженность шва около 150 км, ширина в плане максимум 1.5 км. Шов разделяет раннедокембрийские породы Сибирского кратона и раннепалеозойские комплексы Ольхонского террейна. При этом blastomylonites шва срезают все тектонические зоны Ольхонского террейна, отличающиеся строением и составами образующих их комплексов. Таких зон четыре: Курма-Зундук, Черно-

рудская, Анга-Сатюрты, Анга-Бугульдейка. Бластомилониты, составляющие весь объем шва, развиты и по породам кратона, и по породам террейна. На юго-западном фланге шва среди бластомилонитов нередко сохранившиеся от переработки крупные блоки (включения) раннепалеозойских гранулитов Чернорудской зоны.

5. Выразительный компонент региональной системы – сдвиговые складчатые сигмоиды. Их размеры различны, и распространены такие сигмоиды в регионе повсеместно. Самая крупная сигмоида уже упоминалась – это складчатый пакет, «закрученный» вокруг Бирхинского массива габброидов. Изгиб в эпицентре сигмоиды достигает 90° , размах ее крыльев около 10 км. Впрочем, подобные сигмоиды мы обнаруживаем практически вокруг всех массивов базитов и ультрабазитов, и разница только одна: чем меньше сам массив, тем меньше и сигмоида вокруг него. Вместе с тем, закартированы складчатые сигмоиды и без связи с массивами габброидов.

6. Примечательная черта геологии региона – многочисленные тела габброидов и гипербазитов очень часто заключены в «рубашку» из мраморов и мраморных меланжей. Такое соотношение не связано с первичными соотношениями этих пород. В реологическом плане вся система резко неоднородна. Сдвиговый тектогенез сопровождался вращением жестких тел базитов и гипербазитов, заключенных в пластифицированный метаморфический матрикс. Маловязкий мраморный материал в процессе сдвиговой деформации выжимался из зон первичного залегания и в виде уже мраморного меланжа (с включениями силикатных пород) протрудировал в тектонически ослабленные зоны, окружавшие жесткие массивы metabазитов.

7. Важнейшее следствие реализации сдвигового тектогенеза – появление структур синорогенического коллапса. По существу, оказывается, что сдвиговый тектогенез, генерированный косой коллизией Ольхонского террейна и Сибирского континента, несет в себе и потенциал разрушения, коллапса самой коллизионной системы. По-видимому, такой двойственный стиль сдвиговой кинематики – не региональный, а более общий, глобальный фактор тектоники. Как только сдвиговый тектогенез становится участником коллизионного процесса (а это происходит практически всегда), неизбежно включаются и механизмы коллапса, саморазрушения коллизионной системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-64016), Интеграционной программы ОНЗ РАН – СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» и программы «Электронная Земля» Президиума РАН.

ПОЛЕВЫЕ МАКЕТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ И НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

*В.С. Федоровский**, *Е.В. Скляр**, *А.В. Лавренчук****, *А.М. Мазукабзов***,
*А.Б. Котов*****, *А.Е. Склярова******, *Т.М. Сквитина***

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

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

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

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

*****Новосибирск, Новосибирский государственный университет, freewildwind@mail.ru

1. Новые данные о возрасте щелочного магматизма в Ольхонском регионе (470 млн лет, неопубликованный материал, А. Котов) вновь привлекли внимание к Тажеранскому массиву сиенитов, который, как теперь оказалось, должен рассматриваться в качестве одного из компонентов коллизийной системы Западного Прибайкалья. Прежде необходимость такой интерпретации не возникала: возраст массива считался намного моложе. Детальная полевая работа (летом на поверхности плато и зимой – по прибрежным скалам, со льда Байкала) проводится с применением дистанционных методов (аэрофотоснимки масштабов 1:5000, 1:12000, 1:25000; космические снимки высокого и сверхвысокого пространственного разрешения со спутников IKONOS-2, QUICK BIRD-2, LANDSAT-7, США и SPOT-5, Франция; космические цифровые 3D-модели рельефа), сопровождается структурным исследованием и отбором проб на различные виды анализов. Данные, полученные в результате предварительного дешифрирования разномасштабных дистанционных материалов и в процессе наземной геологической съемки, наносятся на ортотрансформированный фотомакет, привязанный к мировой системе координат (его основа – АФС 1:12000). Это обеспечивает необходимую точность в нанесении геологических границ. Составлены полевые рабочие макеты геологической и тектонической карт. Докладываем о первых результатах.

2. Тажеранский массив располагается в пределах крупной сдвиговой зоны протяженностью более 60 км – от устья р. Бугульдейки до мыса Орсо на Байкале. В интервале Тырган – устье р. Анги зона обрисовывает крутой изгиб (Ангинская сигмоида) вокруг крупного Бирхинского массива габброидов (499 млн лет, неопубликованные данные, А. Котов). В разрезе этот массив имеет форму лополита или гарполита. В экзоконтактах Бирхинского массива установлены роговики и скарны. Такую же, но меньшего размера, складчатую сигмоиду наблюдаем и вокруг Тажеранского массива. Это, а также другие данные (например, широкое поле роговиков, вмещающее сиениты, но не связанное с их формированием, а также расположение Бирхинского и Тажеранского массивов на единой оси в общей структуре) позволяют предположить, что в районе Тажеранского массива на некоторой глубине может располагаться субгоризонтальное тело габброидов бирхинского комплекса. По всему северному фасу Бирхинского массива, вдоль Ангинской складчатой сигмоиды, а также и в районе Тажеранского массива картируется другой, но уже отчетливо линейный Улан-Нурский массив базитов бирхинского комплекса. Его протяженность около 30 км, максимальная ширина в плане – 2 км. Этот массив локализован непосредственно в зоне сдвига, имеет субвертикальную форму и с двух сторон ограничен полосами бластомилонитов. Тажеранский массив сиенитов располагается как раз в эпицентре замка крупной сдвиговой складки северо-восточного простирания, очерченной Улан-Нурским массивом. Вмещающая рама представлена здесь породами амфиболитовой фации метаморфизма с возрастом, по-видимому, около 500 млн лет (так можно думать, ибо эти же породы вмещают и Бирхинский массив, возраст которого надежно определен). Поскольку возраст сиенитов и скарнов Тажеранского массива уверенно датируется в 470 млн лет (а это были уже близповерхностные условия самых верхних частей верхней коры), можно заключить, что к моменту внедрения сиенитов (уже в раннем палеозое) вмещающие породы были достаточно быстро и, главным образом, тектонически экспонированы на земную поверхность.

3. В целом площадь Тажеранского массива и прилегающие участки по структурным и вещественным признакам могут быть разделены на шесть доменов. Первый – линейная зона мощной сдвиговой деформации, окаймляющая не вскрытый на поверхности массив габброидов бирхинского комплекса и сам Тажеранский массив. Зона включает крупные интенсивно расплюснутые тела кальцитовых мраморов, милониты и бластомилониты по монцогабброидам и монцодиоритам линейного массива Улан-Нур. Структура второго домена повторяет дугообразные контуры первого и включает бластомилониты, очковые гнейсы и многочисленные крупные жилы гранитов. Здесь нередки и протяженные линейные тела щелочных, реже нефелиновых сиенитов. «Фоновые» породы зоны – роговики по породам основного состава, тела молодых (послесиенитовых) микрогабброидов. Третий домен характеризуется структурным и вещественным однообразием – здесь преобладают роговики, среди которых иногда встречаются тела щелочных сиенитов. Четвертый домен занимает большую часть прибрежных скал; он отличается ярко выраженной линейностью геологических тел, участвующих в строении этой площади (щелочные сиениты, микрогабброиды). Пятый домен включает широкие по площади выходы щелочных сиенитов, участвующих, по-видимому, в строении лополита. Шестой домен резко отличается от всех остальных. Кроме щелочных и нефелиновых сиенитов, он включает микрогабброиды, роговики, кварциты, мраморы и в огромном числе тела мраморных меланжей. Именно последние придают домену специфический и ни с чем не сравнимый структурный рисунок. Он отчетливо дешифрируется на всех дистанционных материалах.

4. Полевая работа в регионе и на участке Тажеран показала, что формирование мраморного меланжа шло двумя путями. Первый – в процессе регионального метаморфизма и синметаморфической сдвиговой деформации; второй – вследствие снижения вязкости карбонатных пород в экзоконтакте постметаморфических интрузивных тел сиенитов (возможно и микрогабброидов) и вновь при участии сдвиговой деформации. И в том, и в другом случае снижение вязкости карбонатных пород инициировало протрузивное внедрение мраморов и мраморных меланжей в боковые и вышележащие породы. В первом случае это было синметаморфическое внедрение в условиях средней–нижней коры, во втором – послеметаморфическое внедрение в условиях верхней коры.

5. По-видимому, сочетание нескольких факторов (сдвиговый тектогенез, выжимание глубинных покровов, формирование лополитов высокотемпературных магм) способствовало созданию «тепловой ловушки» и достаточно длительному термостатированию в апикальной части интрузивного «котла». Такая комбинация могла приводить к взаимодействию маловязких мраморов и мраморных меланжей с высокотемпературными магмами сиенитов и габброидов с образованием необычных механических смесей этих пород (мраморно-сиенитовый минглинг, мраморно-базитовый минглинг). Находки образований такого типа имеются. Полевые наблюдения позволяют предположить, что в локальных зонах могло происходить и полное расплавление карбонатного материала с образованием вторичных магм такого состава («квазикарбонатит?»), которые интродировали в боковые породы. Не исключено также, что часть мраморов и синметаморфических мраморных меланжей, возникавших в глубинных зонах земной коры еще до проявления щелочного магматизма, была ремобилизована и такие процессы могли сопровождаться повторным образованием более поздних (в условиях верхней коры) мраморных меланжей с включениями уже щелочных пород в мраморном матриксе. Мы предполагаем, что перечисленные варианты не альтернативны. Может оказаться, что все они были реализованы в этой геодинамике одновременного проявления щелочного магматизма и сдвигового тектогенеза, в специфической обстановке синхроничного коллизионного сжатия и локального растяжения, отражающих поздние эпизоды синорогенического коллапса коллизионной системы.

6. Можно думать, что именно сдвиговые швы, окружавшие Тажеранский сегмент коры, дренировали мантию. По локальным зонам растяжения типа пулл-апарт сиенитовые и базитовые магмы могли транспортироваться в верхнюю кору по субвертикальным линейным каналам (дайкообразные тела такой формы присутствуют здесь в изобилии). В условиях одновременно протекавшей сдвиговой деформации подобные зоны неизбежно оказываются в обстановке транспрессии. Как следствие, и магматические тела, и вмещающие их породы рамы могли выжиматься из таких зон в виде покровов и пологих интрузивных тел. Такие формы могли быть обусловлены и субгоризонтальной формой нескрытого в современном срезе массива габброидов бирхинского комплекса (его существование предполагается, но не доказано). Продолжаю-

щееся «закручивание» сдвиговой системы вокруг жесткого массива таких габброидов могло быть, пожалуй, основной причиной выжимания покровных аллохтонов, транспортируемых в сторону деформационной «тени» – в пространство над жестким лополитом габброидов. Возможно, первыми выжатыми покровами были породы рамы, а затем в пространство между ними и габброидами выжимались и сиенитовые магмы. Как бы то ни было, появление покровных структур привело к реализации условий длительного термостатирования над очагами сиенитовой и базитовой магм, предельному разогреву вышележащих пород, резкому нарушению реологических свойств системы в целом. Следствием могли быть те необычные эффекты, связанные с частичной потерей вязкости карбонатных пород, которые мы наблюдаем в реальных обнажениях.

7. Недостаточно пока исследованы эффекты ротационной кинематики, которые должны были сопровождать сдвиговой тектогенез в условиях резкой реологической неоднородности геологической среды. Если предположение о присутствии на некоторой глубине плитообразного жесткого тела габброидов бирхинского типа подтвердится, то участие роллинга в формировании структуры Тажеранского массива станет более явным. Поскольку делимость площади на несколько крупных фрагментов (доменов) установлена, можно предполагать, что их одновременное вращение в поле общей сдвиговой деформации могло создавать необычные вихревые структурные рисунки.

8. По условиям глубинности зона, вмещающая Тажеранский массив, выглядит резким диссонансом по сравнению с остальной площадью Ольхонского региона. По данным А.А. Конева и В.С. Самойлова («Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии», 1974), локализация щелочных пород массива происходила после регионального метаморфизма, в верхнекоровых (и даже в близповерхностных) условиях. Между тем в соседних с запада и севера зонах (в которых проявлений щелочного магматизма нет) реально картируемые геологические ситуации и метаморфические комплексы, образующие сложные и разнообразные структурные ансамбли, отвечают более глубинным условиям земной коры (колебания давлений 6–8 кбар). Тектоническое совмещение в регионе разноглубинных комплексов очевидно (оно происходило в процессе коллизии). А вот понимания механизма самого совмещения в коллизионном коллаже фрагментов кор разной глубинности пока нет. Геологическая карта обнаруживает определенную зависимость тектонической позиции щелочного магматизма Тажеранского массива от предшествующего по времени (разница в 30 млн лет) внедрения монцогабброидов бирхинского комплекса. Это определяет необходимость сравнительного анализа ситуаций формирования того и другого массивов и поиск критериев подобного развития тектоники и геодинамики.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционной программы ОНЗ РАН–СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс...», РФФИ (гранты № 05–05–64016, 05–05–64761, 06–05–64360) и программы «Электронная Земля» Президиума РАН.

СТРУКТУРА ПАЛЬМОВОГО ДЕРЕВА В ЗОНЕ ТРАНСПРЕССИИ ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

*В.С. Федоровский**, *Т.М. Сковитина***, *В.В. Ким**

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

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

1. Своеобразные структуры зон сжатия и растяжения (соответственно структуры пальмового дерева и цветка), впервые открытые на Шпицбергене, часто встречаются в современных срезах разновозрастных складчатых систем с участием в их формировании сдвигового тектогенеза. В докладе представлен материал по структуре пальмового дерева, обнаруженной на левобережье р. Анги в Ольхонском регионе Западного Прибайкалья. Координаты центра структуры: 52°49'29.22" с.ш., 106°23'45.56" в.д. Параметры структуры невелики (300×300 м), и при проведении геологических маршрутов она не сразу опознается. Вместе с тем, на крупномасштабных аэрофотоснимках (1:5000) и на космических снимках сверхвысокого разрешения (1:2000 – 1:5000) она выражена контрастно и привлекает внимание своей необычной формой.

2. Геологическая ситуация в районе структуры пальмового дерева. Здесь абсолютно преобладают метаморфические породы. Непосредственно на участке развития структуры пальмового дерева картируется зона контакта раннедокембрийского Сибирского кратона и Ольхонского террейна палеозоя. Взаимодействие кратона и террейна происходило в режиме коллизии и завершилось формированием мощного коллизионного шва большой протяженности (150 км – от устья р. Бугульдейки на юго-западе Ольхонского региона до района Зундук-Арал на северо-востоке). В строении шва преобладают бластомилониты и ультрамилониты как по раннедокембрийским породам кратона, так и по раннепалеозойским породам террейна. Ширина зоны коллизионного шва колеблется. Непосредственно на интересующем нас участке она равна 1100 м. Северо-западная граница коллизионного шва палеозоя маркируется хорошо известным Приморским разломом Байкальской рифтовой системы. К северо-западу от разлома развиты палеопротерозойские метаморфические породы сарминской серии и рапаквивиподобные граниты приморского комплекса. Они слабо затронуты процессами бластомилонитизации, интенсивность которых быстро нарастает по мере приближения к коллизионному шву и уступу Приморского разлома. С юго-востока к разлому примыкает полоса сплошных раннепалеозойских бластомилонитов по тем же раннедокембрийским породам, составляющим в этом регионе Сибирский кратон, которая далее на юго-восток сменяется полосой бластомилонитов по раннепалеозойским породам террейна. Приморский разлом хорошо выражен в рельефе: он образует резкий (иногда скальный) крутой уступ, обращенный в сторону Байкала. Амплитуда перемещений по разлому весьма значительна – в бассейне р. Анги в максимуме она составляет 680 м (замерена по разнице смещенных по разлому однопородных денудационных площадок). Конечно, она не столь велика, как амплитуда смещений по расположенным недалеко береговым разломам, ограничивающим впадину самого Байкала, которая измеряется километрами. Структура пальмового дерева, образованная окварцованными мраморами, с резким несогласием перекрывает бластомилониты коллизионного шва. Хотя в Ольхонском регионе встречается немало крупных выходов различных по составу карбонатных пород, метаморфизованных в условиях от эпидотамфиболитовой до гранулитовой фации включительно, мраморы, составляющие структуру пальмового дерева, отличаются от всех других. По составу и общему облику они более всего напоминают карбонатные породы голоустенской свиты чехла Сибирской платформы, основные выходы которой расположены на северо-западных склонах хребта. Нужно отметить, что породы голоустенской свиты давно известны и в Ольхонском регионе: на интервале Еланцы–Бугульдейка, вдоль подножия Приморского хребта, закартированы протяженные выходы блокированных разломами окварцованных известняков этой свиты. Структура пальмового дерева на левобережье Анги располагается как раз на продолжении этих полос, и, кстати, образующие ее породы при проведении здесь геологической съемки определялись как компоненты разреза голоустенской свиты. По-видимому, это правильная интерпретация.

3. Непосредственно на этом участке выходы окварцованных мраморов хорошо картируются на слабо всхолмленной поверхности, прилегающей к уступу Приморского разлома. В плане они составляют сложную фигуру из нескольких неправильной формы овальных фигур, соединенных в центре. Линия контакта совершенно «не считается» с отчетливой директивной структурой, которую образуют подстилающие раннепалеозойские бластомилониты по докембрийским породам. Она пересекает сланцеватость в бластомилонитах. Нужно еще раз обратить внимание на то, что саму структуру пальмового дерева трудно заметить при обычных маршрутных исследованиях. Она становится отчетливо видной и контрастной лишь при взгляде с высоты. На специальных крупномасштабных аэрофотоснимках и на космических снимках сверхвысокого пространственного разрешения структура пальмового дерева на левобережье р. Анги видна как на ладони. На дистанционных материалах менее крупного масштаба структура плохо различима. В разрезе конфигурация мраморов напоминает рисунок листьев пальмы (с выпуклостью вверх), что обычно связывают с выжиманием пластичных пород из сдвиговых зон сжатия, транспрессии. Видимо, именно такое происхождение имеет и структура на левобережье р. Анги. Вместе с тем, попытка расшифровки сценария ее возникновения приводит к нестандартным выводам.

4. Принимаем возраст карбонатных пород, составляющих структуру пальмового дерева, как неопротерозойский (позднерифейский) – таков возраст пород голоуспенской свиты чехла Сибирской платформы. На левобережье р. Анги эти породы в виде тектонического покрова перекрывают линейные складчатые пакеты раннепалеозойских бластомилонитов. Если не знать, что здесь мы сталкиваемся с выжатым покровом, то такая ситуация может показаться невероятной – в обнажениях видно, что рифейские карбонатные породы лежат гипсометрически выше палеозойских бластомилонитов. Имеющийся сегодня геологический материал больше всего свидетельствует о том, что выжимание маловязких (пластичных) карбонатных пород голоуспенской свиты позднего рифея происходило в кайнозой, в связи со сдвиговыми деформациями и локальными зонами транспрессии, сопровождавшими формирование Приморского разлома. Вместе с тем есть некоторые данные, которые позволяют сузить возрастные рамки этого явления. Кроме бластомилонитов коллизионного шва и окварцованных мраморов на площади этого участка довольно широко распространены еще две группы пород. Это четвертичные гейзериты (их возраст 23500 лет, как показали Е.В. Складов и соавторы) и реликты крупновалунных и галечных покровов, возраст которых пока не определен. Обращает на себя внимание состав валунно-галечного материала – здесь абсолютно преобладают мелкокристаллические кварциты, а высокая степень окатанности указывает на значительный транспорт этих обломков. Очень осторожно можно предположить, что валуны и галька кварцитов образовались за счет размыва коры выветривания по породам анайской свиты сарминской серии палеопротерозоя, развитой в осевой части Приморского хребта. Кварциты составляют значительную часть разреза этой свиты. Валунно-галечные образования, по-видимому, бронировали древние поверхности выравнивания в Приморском хребте. Реликты таких поверхностей в изобилии встречаются и в Приольхонье, занимая небольшие и крупные площадки на разных высотах. Можно предположить, что валунно-галечный материал несколько древнее, чем гейзериты. Хотя соотношения окварцованных мраморов пальмовой структуры и валунно-галечных отложений прямым наблюдениям не поддаются, картируемые контуры полей валунов и галек пересекают структуру пальмового дерева. А вот соотношения гейзеритов с породами пальмовой структуры можно непосредственно наблюдать в коренных обнажениях. Гейзериты перекрывают окварцованные мраморы; они, несомненно, моложе ангинской пальмовой структуры, и это позволяет утверждать, что выжимание мраморного покрова произошло раньше чем 23500–19500 лет тому назад.

5. Попытка расшифровки сценария возникновения пальмовой структуры сталкивается с трудностями. В непосредственной близости от нее – в крутом скалистом уступе Приморского разлома – среди крупно- и гигантоочковых бластомилонитов по гранитам палеопротерозоя присутствуют протяженные вертикальные блокированные тела мраморов голоуспенской свиты мощностью несколько метров. В береговых скалах р. Анги видно, что эти вертикальные тела мраморов протягиваются от уреза реки до верхних частей уступа Приморского разлома. Трудно отделаться от впечатления, что структура пальмового дерева связана именно с этими тектоническими клиньями карбонатных пород. По существу, они могут рассматриваться как фрагмен-

ты «ноги» всей пальмовой комбинации. Если перечисленные выше данные и предположения верны, то, опираясь на реальные наблюдения, можно предложить формулу картируемой здесь ситуации: пластические по своей природе позднерифейские карбонатные породы в кайнозое были выжаты из сдвиговой зоны Приморского разлома непосредственно на поверхность и тектонически, в виде покровов, перекрыли раннепалеозойские бластомилониты коллизионного шва системы террейн–континент. Результат – оригинальная картируемая геологическая ситуация: позднерифейские породы залегают на раннепалеозойских породах, и произошло это не в докембрии и не палеозое, а в кайнозое – в результате реализации сдвиговой деформации, сопровождавшей байкальский рифтогенез.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 05–05–64016, 06–05–64360), программы «Электронная Земля» Президиума РАН, молодежного гранта ГИН РАН.

ВИТИМСКИЙ БАССЕЙН ФОРЛАНДА ДЕВОНА–КАРБОНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.В. Филимонов, О.Р. Минина

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

В северо-восточной части Западного Забайкалья среди гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (поздний карбон) присутствуют крупные поля выходов («ксенолиты») неметаморфизованных или слабометаморфизованных отложений позднего девона – среднего карбона [1]. Проведенные ранее исследования позволили обособить эти «ксенолиты» в качестве Уakitского форландового [2] и Богдаринского рифтогенного (?) [3] палеобассейнов. Третий крупный «ксенолит» расположен в бассейне р. Ямбуи (правый приток р. Турки). Новые данные по палеонтологии и литологии осадочных толщ этих «ксенолитов» позволяют рассматривать их в качестве фрагментов (суббассейнов) крупного **Витимского** осадочного палеобассейна, формировавшегося в единой коллизийной геодинамической обстановке. «Фундамент» **Уakitского суббассейна** (условно рифейские олнинская толща и жанокская свита) представлен вулканогенной серией [4] с участием карбонатных отложений кембрия. В составе позднепалеозойских отложений **Богдаринского суббассейна** выделяются, по крайней мере, четыре типа фациальных ассоциаций:

1. Карбонатная ассоциация, представленная преимущественно доломитовой **ороченской** свитой и существенно известняковой нижней подсвитой **якшинской** свиты. В доломитах ороченской свиты установлены остатки водорослей, криноидей и строматопорид девонского возраста [1, 3]. В известняках якшинской свиты (нижнеякшинская подсвита) установлены конодонты, неопределимые колониальные ругозы, хететиды, водоросли и миоспоры франского яруса верхнего девона. Ороченская свита по своим фациальным характеристикам близка позднедевонской [2] гагарской свите Уakitского суббассейна. Карбонатная ассоциация накапливалась в обстановках карбонатного линейного побережья (известняковая часть) и прилегающего безбарьерного (?) карбонатного шельфа с ограниченным набором фациальных поясов. По обстановкам седиментации карбонатная фациальная ассоциация сопоставима с нижним (франским) регрессивным циклом Уakitского суббассейна (гагарская + левоуakitская свиты) [2].

2. «Сероцветная» терригенная фациальная ассоциация объединяет отложения **точерской** свиты в разрезах по р. Ауник. По наборам структур и текстур породы этой свиты хорошо сопоставимы с отложениями мухтунной свиты (верхи фамена – низы карбона) Уakitского суббассейна. Для последнего в этот период реконструировались обстановки серии озер, периодически имевших сообщение с морем [2]. Из пород точерской свиты выделены конодонты, обломки раковин тентакулит, фрагменты коры плауновидных и комплексы миоспор фамена–раннего карбона [1, 3].

3. «Черносланцевая» ассоциация представлена углеродистыми известняками с прослоями алевропелитов и (редко) глинистых силицитов. Отложения ассоциации относились к различным стратоподразделениям. Время формирования ассоциации – фамен–ранний карбон (единичные конодонты, палинокомплексы). Обстановки седиментации соответствуют условиям бассейнов с ограниченной водной циркуляцией, близким к условиям накопления одновозрастной мухтунной свиты в Уakitском суббассейне (морские и озерные осадки в условиях семиаридного? климата) [2].

4. «Пестроцветная» терригенная ассоциация (**богдаринская** свита и верхняя подсвита **якшинской** свиты) представлена сложным фациальным комплексом отложений морских дельт, линейных побережий терригенных шельфов. С учетом данных о возрасте отложений [1, 3] намечается эволюция обстановок седиментации от сочетания шельф + линейные побережья к сочетанию дельты + линейные побережья. Верхнеякшинская подсвита в бассейне р. Якша имеет все признаки строения, характерные для отложений терригенного шельфа. В алевролитах из этого стратона установлен комплекс миоспор, характерных для франского яруса верхнего девона. В Уakitском суббассейне этому времени соответствуют осадки крупной морской дельты

(уактитская толща). В разрезах богдаринской свиты описаны три типа фациальных ассоциаций. Дельтовая ассоциация представлена красноцветными пачками с ритмичным строением. В отдельных слоях в кровле ритмитов установлены остатки наземных растений. Эти осадки перемежаются со слоями биотурбированных илов, включающих остатки мшанок. Ассоциация приливо-отливных равнин представлена фациями песчаных и иловых отмелей. Ассоциация терригенного шельфа представлена мощными (метры – десятки метров) слоями однородных интенсивно биотурбированных песчаников. Иногда присутствуют прослои тонкообломочных осадков с остатками морской фауны (колонии мшанок). В отложениях богдаринской свиты найдены остатки побегов проптеридофитов, неопределимых фузулинид, дазикладациевых водорослей и комплекс микрофоссилий широкого возрастного интервала в пределах франского яруса позднего девона – раннего карбона. По времени формирования богдаринская свита отвечает уакитской толще (дельты), санской серии (дельты и аллювиальные равнины) и мухтунной свите (фации прибрежных и окраинных зон гидрологически открытых озер) Уакитского суббассейна [2].

Таким образом, по времени формирования и основным фациальным комплексам Богдаринский суббассейн можно рассматривать в качестве аналога Уакитского. Главное отличие суббассейнов заключается в последнем этапе их эволюции. Уакитский суббассейн в карбоне представлял собой серию межгорных впадин, тогда как Богдаринский в это время, вероятно, сохранял свои связи с морем. Различия имеются и в геологической структуре. Уакитский суббассейн представляет собой палеопрогиб, ограниченный с востока крупной сдвиговой зоной с выведенными на поверхность образованиями «фундамента». Богдаринский суббассейн сформирован надвиговым дуплексом, в эродированном ядре которого «выведены» метаморфизованные породы неопротерозойской [1] вулканической серии (сиваконская, суванихинская свиты, часть точерской свиты) с отдельными телами карбонатных отложений раннего кембрия (?) (тилимская свита в отдельных разрезах).

В строении **Ямбуйского суббассейна** установлены среднепалеозойские фациальные комплексы терригенного шельфа, возможно в сочетании с дельтовыми осадками (ямбуйская свита), терригенные и карбонатно-терригенные отложения пока неясного генезиса в составе андреевской, пановской, зумбурукской и курбинской свит. Все вышеперечисленные стратоподразделения являются «сборными» и представляют собой комплексы тектонически совмещенных образований фундамента палеобассейна (карбонатные отложения кембрия–ордовика) с осадками среднепалеозойского прогиба.

Так, **пановская** свита сложена филлитовидными сланцами (метаалевропелиты и метаалевролиты), включающими тектонические линзы и блоки известняков. В известняках Б.А. Далматовым ранее были установлены полихронные комплексы трилобитов амгинского и майского ярусов среднего и верхнего кембрия. Кроме того, в отдельных блоках известняков Ю.П. Катюхой обнаружены фрагменты коралловых биогермов позднего ордовика. В терригенных породах обнаружены хитинозои (ордовик–девон), акритархи (кембрий, ордовик–силур) и комплекс позднедевонских миоспор. Терригенная часть **зумбурукской** свиты представлена грубослоистыми метапесчаниками с линзами конгломератов, алевросланцами, филлитовидными сланцами в ритмичном чередовании. В палинологических комплексах из верхней (?) части разреза свиты установлены миоспоры карбона. Основной объем **курбинской** свиты сложен карбонатными отложениями раннего (?) палеозоя, представленными доломитами и доломитистыми известняками. Между мегаолистолитами карбонатных пород присутствуют осадочные олистостромы с олистолитами карбонатных пород в глинистом матриксе. В дистальных частях олистостромы сменяются мелкообломочными псефитовыми и псефито-псаммитовыми отложениями, которые, в свою очередь, переходят в тонкослоистые алевропелиты, близкие описанным в составе пановской свиты. **Ямбуйская** свита представлена двумя типами фациальных ассоциаций. Дельтовая ассоциация присутствует в виде горизонтов песчаников и гравелитов с ритмоидным строением и реликтами крупно- и среднемасштабных косослоистых текстур. Шельфовая ассоциация представлена горизонтами темпеститов с прослоями биотурбированных песчаников и алевролитов, содержащих фрагменты колоний мшанок и комплексы миоспор позднего девона – раннего карбона.

Таким образом, Ямбуйский суббассейн по ряду характеристик и времени формирования может быть сопоставлен как с Уакитским, так и с Богдаринским суббассейнами. По фаціаль-

ным особенностям тонкослоистые терригенные фации андреевской, пановской и зумбурукской свит сопоставимы с различными частями уакитской толщи, мухтунной и точерской свит. Ямбуйская свита является полным фациальным аналогом некоторых частей богдаринской свиты. С этим хорошо коррелируют полученные данные по возрасту отложений. Все это позволяет предполагать наличие крупного коллизионного форландового бассейна в позднем палеозое. Фундаментом бассейна служили образования неопротерозойской островодужной (?) системы, на которых залегали карбонатные толщи венда (?) – кембрия. На отдельных участках формирование карбонатного «чехла», по-видимому, продолжалось вплоть до позднего ордовика. Формирование Витимского палеобассейна началось после длительного перерыва (силур–средний девон) на границе среднего и позднего девона и завершилось в среднем карбоне.

- [1] Минина О.Р., Филимонов А.В., Савченко А.А., Катюха Ю.П. Средний–верхний палеозой Западного Забайкалья: проблемы выделения и биостратиграфия // Проблемы геологической и минералогической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии: Труды VII междунар. симпоз., Чита, 22–24 мая 2007 г. – Чита: Изд-во ЗабГГПУ, 2007. – С. 45–48.
- [2] Филимонов А.В. Фации и эволюция обстановок седиментации в позднем девоне Уакитского форландового палеобассейна Западного Забайкалья // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу. Международная конференция, 25 июля–9 августа 2005 года. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2005. – С. 56–59.
- [3] Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Богдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 171–196.
- [4] Доронина Н.А. Метаморфический цоколь Уакитского блока: вещественный состав, геодинамические условия формирования (Байкальская горная область) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 3. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 31–35.

СПЕЦИФИКА РАЗВИТИЯ ПАТОМСКОГО БАССЕЙНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.М. Хабаров

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

Проведенный седиментологический анализ неопротерозойских отложений (дальнетайгинская, жуинская серии) Патомского нагорья показал, что осадконакопление в позднем неопротерозое происходило в пределах глубоководной части бассейна, ограниченного с северо-запада и северо-востока терригенно-карбонатными шельфами. В центральной части бассейна периоды гравитационной седиментации чередовались с периодами накопления гемипелагитов и дистальных турбидитов с повышенными концентрациями органического материала. Суммарная мощность углеродсодержащих комплексов с содержанием органического углерода до 5.0 % (среднее 1.5–2.5 %) составляет около 800 метров. Углеродсодержащие отложения развивались в глубоководных депрессиях, в зоне кислородного минимума, при резком уменьшении количества разбавляющего терригенного и карбонатного материала, вынесенного с соседних шельфов гравитационными потоками. Высокое положение верхней границы кислородного минимума, которая могла включать в себя даже мелководный край шельфа (например, в поздневалюхтинское время), свидетельствует о тенденции к стагнации бассейна, связанной, по-видимому, с существованием островодужного поднятия, расположенного южнее и ограничивающего связи с палеоокеаном. Частичное нарушение стратификации в бассейне произошло в жуинское время.

Специфичность развития Патомского неопротерозойского бассейна должна была найти отражение в вариациях $\delta^{13}\text{C}$. В настоящее время известно, что карбонатные породы дальнетайгинской серии имеют высокие (до 7.6 ‰) значения $\delta^{13}\text{C}$. В жуинской серии наблюдается их резкий негативный сдвиг (до –10 ‰). В верхней подсвите ченчинской свиты фиксируется тренд на возрастание значений $\delta^{13}\text{C}$ до –5.0 ‰, (преобладают значения от –5.5 до –6.5 ‰). Этот тренд прослеживается в вышележащую жербинскую свиту, в основании которой они приближаются к нулевым. Выше по разрезу, после мощной (60–80 м) пачки крупнозернистых песчаников, в измененных слабоглинистых известняках жербинской свиты венда значения $\delta^{13}\text{C}$ достигают 2.5 ‰.

Изотопный состав карбонатного углерода контролируется глобальными, региональными (бассейновыми) и постседиментационными факторами. Проведенная оценка степени постседиментационных нарушений изотопных систем показала, что такие нарушения имелись, хотя геохимические характеристики пород в целом удовлетворительные.

Выяснилось, что в доломитовой фазе С-изотопный состав в породах никольской и ченчинской свит обычно тяжелее, чем в кальцитовый. В никольской свите эта разница значений $\delta^{13}\text{C}$ составляет от 2.4 до 6.7 ‰. Столь заметные различия в явной форме указывают на существенную постседиментационную переработку кальцитовый составляющей смешанных пород никольской свиты и на заметно лучшую способность доломита сохранять первичный изотопный сигнал. Известково-глинистые породы никольской свиты представляют собой отложения придонных течений, мутьевых потоков и гемипелагической седиментации в обстановках склона шельфа. Карбонатный материал поступал со стороны мелководного шельфа с интенсивным производством первичного карбонатного материала при прямом или косвенном участии микробиальных сообществ. В результате синседиментационной частичной доломитизации известковых шельфовых осадков и последующего их переотложения доломитовая составляющая в небольшом количестве попадала в более глубоководные зоны. Поскольку доломитовая фаза более устойчива к перекристаллизации и способна лучше сохранять первичные С-изотопные отношения, чем кальцитовый, величины $\delta^{13}\text{C}$ (от –4.7 до –8.7 ‰) в доломитовой составляющей должны быть более близкими к первичным. В ченчинской свите картина иная. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в кальцитовый и доломитовой фазах близки и обычно отличаются менее чем на 1 ‰, и лишь в

единичных образцах из тинновского (р. Лена) разреза в доломитовой фазе эти значения превышают таковые в кальцитовой составляющей более чем на 2 ‰. Заметим, что в немногочисленных в основном измененных известняках из мариинской, джемкуканской и баракунской свит кальцитовая фаза характеризуется более тяжелым изотопным составом карбонатного углерода по сравнению с доломитовой, что указывает на вероятность формирования доломита при участии гидротерм. Об этом свидетельствуют и крайне низкие (до -22.3 ‰) величины $\delta^{18}\text{O}$ в доломитовых фазах известняков.

Известно, что изотопный состав углерода растворенной углекислоты в глубинных и поверхностных водах различается на 1.2–2.6 ‰. В стратифицированных бассейнах эта разница существенно возрастает. Так, в Черном море изотопный состав растворенного CO_2 в придонных водах составляет -6.3 ‰, а в поверхностных -0.8 ‰ [1]. Можно допустить, что тенденция к дифференциации С-изотопного состава углекислоты глубинных и поверхностных вод проявлялась и в позднедокембрийских бассейнах, особенно в стратифицированном Патомском. При частичной деструкции стратификации вод в бассейне, которая наблюдается в жуинское время (резкая смена темноцветных шельфовых и склоновых отложений валюхтинской свиты зеленоцветными и пестроцветными породами жуинской серии), в результате апвеллинга изотопно легких глубинных вод в пределы склона и шельфа могло происходить смещение $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных осадках в сторону более низких значений.

Однако анализ суммарного эффекта от воздействия постседиментационных и синседиментационных внутрибассейновых процессов на сдвиг значений $\delta^{13}\text{C}$ в жуинской серии показывает, что эти величины останутся в поле отрицательных. Особенно хорошо это заметно на фоне высоких (до 5.5 ‰, в доломитовой фазе до 6.7 ‰) значений $\delta^{13}\text{C}$ в доломитистых известняках нижележащей валюхтинской свиты дальнетайгинской серии. Следовательно, для объяснения жуинского негативного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ необходима его временная увязка с одним из С-изотопных событий, которые фиксируются в неопротерозое и контролируются глобальными изменениями в балансе органического и карбонатного углерода в морской воде из-за вариаций в темпе захоронения органического вещества в осадках с высоким содержанием изотопно легкого углерода ^{12}C и/или эпизодами внедрения газогидратов в бассейны.

Таким образом, имеющиеся седиментологические и изотопно-геохимические данные указывают на то, что Патомский бассейн в позднем протерозое имел ограниченные связи с океаном и развивался в режиме стратифицированного задугового (или остаточного) бассейна.

[1] Kazmierczak J., Kempe S. Altermann W. Microbial origin of Precambrian carbonates: lessons from modern analogues // *Precambrian Earth: Times and Events* / Edited by P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu. – Elsevier, 2004. – P. 545–563.

ПЕРВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА АКТИВНОСТИ ТАРИМСКОГО ПЛЮМА В ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ

С.В. Хромых, А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида, А.В. Травин

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

Геодинамическая интерпретация Зайсанской складчатой области, в строении которой «запечатлена» история столкновения Казахстанской и Сибирской континентальных плит, до сих пор остается остро дискуссионной. Ряд исследователей предполагает, что это столкновение происходило в режиме интенсивного сжатия и косой коллизии [1–4], другие отрицают коллизионное столкновение, рассматривая закрытие Чарского палеоокеанического бассейна как результат погружения субдуцированной океанической литосферной плиты под Казахстанский палеоконтинент и заложения Иртышского трансрегионального сдвига на окраине Сибирского палеоконтинента [5]. Вместе с тем, анализ магматических комплексов–индикаторов геодинамических обстановок не позволяет описать историю геологического развития Зайсанской складчатой области в терминах плейт-тектоники, учитывая аномально «пестрый» состав магматических формаций, особенности их вещественного состава и металлогеническую специализацию. Авторы предприняли попытку рассмотреть позднекарбоновые–раннепермские магматические образования Зайсанской складчатой области с точки зрения активности Таримского плюма, с которым сейчас связывают многочисленные месторождения и рудопроявления в Северо-Западном Китае (Cu, Ni, ЭПГ, Li, Ta, Nb и др.). В докладе излагаются первые результаты петрологического, изотопно-геохимического и геохронологического (U/Pb, Ar-Ar-методы) изучения ключевых объектов, которые традиционно являлись петротипическими при выделении и корреляции магматических образований Восточного Казахстана.

Аргимбайский интрузивный габброидный пояс расположен в пределах Чарской зоны Зайсанской складчатой системы и имеет протяженность более 100 км. Он сложен цепочкой силлов и даек, в строении которых принимают участие породы двух ассоциаций: аргимбайского габбро-плагиосиенитового комплекса и более молодого по отношению к нему максутского пикритоидного комплекса. Породы аргимбайского комплекса имеют преимущественное распространение и представлены в основном слабодифференцированными габбро, габбро-эссекситами и плагиосиенитами. Характерной особенностью габбро является их насыщенность щелочами ($\text{Na}_2\text{O} = 4\text{--}5$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} = 1.5\text{--}2.0$ мас. %), повышенные концентрации TiO_2 (1.5–2.0 мас.%), P_2O_5 (0.5–0.7 мас. %), редкоземельных элементов ($\Sigma \text{PЗЭ} = 190\text{--}270$ г/т) и легких лантаноидов ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}} = 9\text{--}10$), Ba (780–1000 г/т), Sr (580–980 г/т), Zr (240–380 г/т), Rb (11–36 г/т), что указывает на их формирование за счет обогащенного мантийного источника. Породы максутского комплекса представлены пикродолеритами, оливковыми норитами и пикритовыми порфиридами. Они наследуют петрогеохимические характеристики ранней ассоциации – принадлежат к умеренно-щелочной серии ($\text{Na}_2\text{O} = 2\text{--}4$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} = 0.7\text{--}1.2$ мас.%), сохраняют высокие концентрации редкоземельных и редких элементов ($\Sigma \text{PЗЭ} = 70$ г/т, Ba = 240 г/т, Sr = 830 г/т, Rb = 8 г/т, Zr = 90 г/т), общий характер распределения РЭ и ПЗЭ в них близок к габброидам габбро-плагиосиенитовой ассоциации. Анализ петрогеохимического состава пород Аргимбайского интрузивного пояса показывает, что формирование базитовых магм происходило в антидромной последовательности – при переходе от ранних (габбро-плагиосиенитовая ассоциация) к поздним (пикритоидная ассоциация) базитам магнезиальность закономерно увеличивается, а кремнекислотность и щелочность соответственно уменьшаются. Сходство геохимических характеристик габброидных и пикритоидных магм позволяет предположить, что их формирование происходило из одного и того же обогащенного мантийного источника. Магмообразование происходило с постепенным вовлечением в расплав более тугоплавких компонентов, то есть с увеличением степени плавления мантии. Возраст пород габбро-плагиосиенитовой ассоциации был установлен U-Pb (Shrimp-II) методом по цирконам из габбро и составляет 293 ± 2 млн лет, а возраст пород пикритоидной ассоциации, определенный с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по магматическим роговой обманке и биотиту, равен 278 ± 3 млн лет (роговая обманка), 280 ± 3 млн

лет (биотит). Необходимо особо отметить, что полученные данные о возрасте пикритоидной ассоциации хорошо согласуются с большим количеством датировок медь-никеленосных расчлененных массивов в Северо-Западном Китае, формирование которых связано с активностью Таримского плюма [6].

Палеовулканические структуры центрального типа имеют широкое распространение, охватывая все структурно-формационные зоны Зайсанской складчатой области. К ним относятся: Сиректасская структура в Жарма-Саурской зоне, Тастауская структура и Преображенский массив в Чарской зоне, Актобинская и Калгутинская структуры в Калба-Нарымской зоне. Разная степень эродированности палеовулканических структур позволила исследовать как покровные, так и гипабиссальные фации. Эти структуры сложены преимущественно породами кислого состава (дацитами, гранодиоритами, гранитами, риолитами), однако в их составе отмечаются штоки андезибазальтов (Актобинская структура), гипабиссальные тела сиенитов (Преображенский массив), дайки базитового состава (практически во всех структурах). Проведенное петролого-геохимическое и термобарогеохимическое изучение пород в составе палеовулканических структур [7–8] позволило установить, что генерация кремнекислых магм происходила в нижнекорковых условиях ($P = 10\text{--}12$ кбар) при высоких ($900\text{--}1200$ °C) температурах. Формирование этих вулканических серий может быть объяснено внедрением высокотемпературных мантийных расплавов в основание континентальной коры и «продвинутым» нижнекорковым анатексисом с высокими степенями плавления (20 % для метабазитовых толщ и 40–50 % для метапелитовых толщ), происходившим в локальных очагах под палеовулканическими постройками. Наличие в палеовулканических ассоциациях сопоставимых количеств продуктов резко различных степеней плавления (дацитов и риолитов) в совокупности с небольшими объемами магматизма свидетельствует о том, что анатексис проходил в высокоградиентном температурном поле, то есть тепловой источник, имевший очень высокие температуры (не менее 1400 °C), располагался непосредственно в основании континентальной коры. Возраст палеовулканических структур был установлен U-Pb (Shrimp-II) методом по цирконам и составляет 289 ± 7 млн лет (лейкограниты Сиректасской структуры), 284 ± 5 млн лет (сиениты Преображенского массива).

Основные выводы:

1. Особенности геохимического состава габброидов и пикритоидов Аргимбайского интрузивного пояса указывают на обогащенный мантийный источник, а аномальная перегретость кремнекислых магм, участвующих в строении палеовулканических структур, свидетельствует о масштабном подплавлении нижней коры гетерогенного состава под воздействием мантийного источника.

2. U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные датировки свидетельствуют, что вышеописанные магматические комплексы Зайсанской складчатой области формировались в узком возрастном интервале 300–280 млн лет (поздний карбон – ранняя пермь) и полностью коррелируют с возрастом магматической активности Таримского плюма в Северо-Западном Китае (300–270 млн лет). Это позволяет высоко оценить перспективность Восточного Казахстана на Cu-Ni оруденение, связанное с габброидными массивами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований СО РАН (проект № ОНЗ-7.10.2), РФФИ (гранты № 05-05-64438, 07-05-00583), Министерства образования и науки РФ (РНП.2.1.1.702 целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы 2006–2008 гг.»).

- [1] Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). – Новосибирск: Наука, 1983. – 208 с.
- [2] Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 8–28.
- [3] Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 49–75.
- [4] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1321–1338.
- [5] Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. – 1993. – V. 364. – P. 299–307.
- [6] Pirajno F. Zoned mafic-ultramafic intrusions in the Altay and Tian Shan orogens, NW China: implications

for mantle dynamics and ore systems // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International Symposium. – Novosibirsk, 2007. – P. 48–51.

- [7] *Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н.* Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров Актобинской вулканической структуры (Казахстан): оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Докл. РАН. – 2001. – Т. 377, № 1. – С. 86–90.
- [8] *Куйбида М.Л., Хромых С.В., Мороз Е.Н.* Петрологическая модель формирования сининверсионных вулканоплутонических ассоциаций Восточного Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещания по Программе фундаментальных исследований. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 199–202.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ И БИМОДАЛЬНЫЕ ДАЙКОВЫЕ ПОЯСА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов

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

В Западном Забайкалье пространственно сближены поля выходов нескольких геохимических типов гранитоидов близкого возраста [1], которые интродуцированы многочисленными дайками, образующие пояса протяженностью до 100 км и шириной 10–15 км [2]. Дайки прорывают разные по составу гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (АВБ) и зазинского комплекса, стратифицированные образования (PZ₁₋₂), слагающие останцы среди гранитов АВБ. Породы дайковых поясов представлены бимодальной ассоциацией, близкой по химическому составу к раннемезозойским (триасовым) вулканоплутоническим комплексам Монголо-Забайкальского пояса. Вместе с тем, изотопно-геохронологические данные, полученные по породам дайковой серии, свидетельствуют о их позднепалеозойском возрасте, очень близком ко времени формирования АВБ. В связи с этим возникает вопрос – субвулканический бимодальный магматизм завершает АВБ или представляет собой начало нового, существенно иного по составу мезозойского магматизма повышенной щелочности?

В центральной части Западного Забайкалья выделено три дайковых пояса северо-восточного простирания: Жиримский, Удинский, Калиновский. Пояса сложены субпараллельными, субвертикальными дайками северо-восточного простирания (60–70°). Наблюдаемая протяженность даек от первых сотен метров до первых километров. В пределах поясов дайки занимают 10–20 % от общего объема пород, но встречаются участки, где их количество возрастает до 80–85 %, а вмещающие породы представлены узкими полосами между дайками, нередко наблюдается комплекс «дайка в дайке».

По петрохимическому составу дайки из всех поясов представлены типичными бимодальными сериями. Мафические дайки – это преимущественно низкотитанистые калий-натровые трахидолериты, их доля от общего количества даек составляет около 30 %. Кислые дайки представлены трахитами, трахириолитами, комендитами. Следует отметить, что трахиты и трахириолиты по химическому составу соответствуют щелочно-полевошпатовым сиенитам и гранитам, а комендиты – щелочным гранитам А-типа, массивы которых широко распространены в Забайкалье и представляют раннемезозойский этап внутриплитного магматизма [3, 4].

Проведенное Rb-Sr датирование трахитовых и риолитовых даек Удинского и Жиримского поясов по четырем опорным участкам показало возраст 285–303 Ма [2]. Rb-Sr возраст Калиновского дайкового пояса по двум опорным участкам – 299.8±7.8 и 314±12 Ма соответственно. Полученные датировки дайковых поясов перекрываются с возрастом умеренно-кислых и повышенной основности гранитоидов главного этапа становления АВБ (310–270 Ма), умеренно-щелочных гранитоидов зазинского комплекса (310–280 Ма), щелочно-бимодальных пород Брянской и Хоринской вулканоплутонических структур (290–270 Ма, см. обзор в [1]).

Геологические наблюдения свидетельствуют, что дайки поясов прорывают гранитоиды АВБ и зазинского комплекса и являются субвулканическими аналогами интрузивных пород Брянского и Хоринского массивов, с которыми тесно ассоциируют в пространстве. Доминирующее количество даек сосредоточено в обрамлении Брянского и Хоринского массивов, тогда как внутри самих массивов фиксируются до одного–двух десятков тел на 1 км², нередко образующих скопления из нескольких даек, при этом соотношение кислых и основных даек примерно 1:1. Rb-Sr датирование по шести валовым пробам комендитовых даек (по составу отвечающим гранитам А-типа), прорывающих Брянский массив, показало возраст 285.9±8.5 Ма. В целом, в гранитоидах позднего палеозоя во времени нарастает доля «мантийной составляющей» [1], что выражается в геохимических особенностях (прежде всего в изотопных характеристиках). Геологически это проявляется в появлении базитов в составе Брянской и Хоринской структур [5, 6], близких по возрасту АВБ. Еще более ярко это проявлено в триасовых би-

модальных магматических комплексах [3, 4].

Бимодальные дайковые пояса и гранитоиды Брянского и Хоринского массивов по своему составу близки к породам триасовых комплексов, но по возрасту тяготеют к АВБ. Следует отметить, что образование АВБ происходило в два этапа, причем магматизм раннего этапа совпадает с возрастом коллизионных событий. В поздний (главный) этап произошло близодновременное становление разнотипных гранитоидов [1], что характерно для посторогенного магматизма [7]. С учетом возрастных соотношений, есть основание предполагать, что бимодальный дайковый магматизм проявился на завершающей стадии позднепалеозойских событий, свидетельствуя, вероятно, об условиях растяжения, причем мантийная базитовая составляющая магматизма на этой стадии достигла максимума.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ-Байкал (05-05-97205; 05-05-97219), РФФИ-МНТИ (06-05-72007), гранта Президента РФ по поддержке научных школ (НШ-2339.2006.5), интеграционных проектов ОНЗ РАН (№ 7.10.2) и СО РАН (№ 6.5).

- [1] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 156–180.
- [2] Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 7. – С. 723–730.
- [3] Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Н.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 3. – С. 445–455.
- [4] Воронцов А.Н., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Н.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. – 2007. – № 4. – С. 350–380.
- [5] Litvinovsky B.A., Borming J., Zanzvilevich A.N., Saunders A., Poulain S., Kuzmin D.V., Reichov M.K., Titov A.V. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chem. Geol. – 2002. – V. 189. – P. 105–133.
- [6] Посохов В.Ф., Шадаев М.Г., Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Хубанов В.Б. Rb-Sr возраст и последовательность формирования гранитоидов Хоринской вулканоплутонической структуры Монголо-Забайкальского пояса // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 6. – С. 625–632.
- [7] Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? // Lithos. – 2004. – V. 78. – P. 1–24.

ОПЫТ РАСЧЕТА ИНФОРМАЦИОННОЙ ЭНТРОПИИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ПРИМОРСКОГО СБРОСА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.В. Черемных

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

Трещиноватость горных пород является наиболее распространенным показателем их деформации и физико-механических свойств. Она присутствует в каждом коренном выходе горных пород и очень часто наблюдается даже в слаболитифицированных осадках. Существуют различные методики, позволяющие по трещиноватости горных пород восстановить палеонапряжения [1–3 и др.], направление скольжения крыльев разрывного нарушения [4], а также рассчитать количественные показатели геологической среды, необходимые при инженерно-геологических изысканиях [5]. При этом в случае «немой» трещиноватости используются статистические методы анализа. Использование стереометрических проекций позволяет наглядно отобразить и рассчитать плотность основных систем трещин, для которых по соответствующим методикам восстанавливаются оси напряжений или направление подвижки по разлому. Однако степень системности трещин в горной породе для каждой точки наблюдений, даже при построении сферограмм трещиноватости, определяется визуально. В частности, применяемый в литературе [5] термин «хаотическая» трещиноватость может неоднозначно трактоваться разными исследователями ввиду отсутствия количественного показателя хаоса или порядка сети трещин. Показатели упорядоченности уже успешно применяются в науках о Земле [6, 7 и др.]. В данной работе при анализе трещиноватости предлагается использовать количественный показатель степени неопределенности данных – информационную энтропию.

«Энтропия – термин, впервые введенный в термодинамике для определения меры необратимого рассеяния энергии. Информационная энтропия – это мера вероятности осуществления какого-либо макроскопического состояния или показатель неопределенности опыта, который может иметь разные исходы» [8]. Эта количественная мера применяется во многих областях знаний. В геологии с помощью информационной энтропии возможно выявление критических состояний в зонах разломов, выделение участков с повышенным содержанием руды, особенно если рудные тела генетически связаны с трещиноватостью.

Нами предлагается рассчитывать информационную энтропию трещиноватости горных пород как показатель неопределенности при выделении систем трещин. Формула для расчета информационной энтропии, или энтропии Шеннона, имеет вид:

$$H_u = -\sum p_k \ln p_k$$

При условии $\sum p_k = 1$ $H_u = 0$, если $p_k = 1$, т.е. неопределенность в информации отсутствует.

В качестве информации о трещиноватости предлагается использовать элементы залегания трещин – азимут и угол падения. Как правило, для достоверной статистики достаточно 100 трещин. Далее массив данных разбивается на кратные по азимутам и углам падения интервалы и подсчитывается вероятность попадания трещин в определенный интервал группирования. Затем по приведенной выше формуле рассчитывается информационная энтропия. Возможный разброс значений информационной энтропии в нашем варианте расчета составляет от 0 до 4.6. Это связано с тем, что надо предусматривать два крайних варианта. В первом все трещины имеют одинаковую (либо очень близкую – в пределах окна подсчета) ориентировку. Энтропия в этом случае равна нулю. Во втором все трещины равномерно распределены по азимутам и углам падения. Трещиноватость является хаотической (по С.Н. Чернышеву [5]), а показатель неопределенности, рассчитанный по формуле, будет максимальным ($H_u = 4.6$).

Чтобы посчитать информационную энтропию 100 трещин, наиболее подходящим является интервал осреднения элементов залегания, равный 18° . В этом случае азимутальный круг (360°) разбивается на 20 интервалов, а угловой сектор (90°) – на 5 интервалов. Всего получается 100 интервалов группирования данных, что соответствует количеству замеров трещин. Следует от-

метить, что имеется возможность варьирования величиной и соответственно количеством интервалов группирования. Основное условие: кратность интервала 90° . Однако от количества интервалов группирования очень сильно зависит максимальное значение информационной энтропии (таблица), поэтому изменение количества интервалов обосновано только при изменении количества замеров трещин. При этом для сравнительного анализа значений информационной энтропии трещиноватости разных массивов горных пород расчет должен производиться единообразно: равное количество трещин и одинаковое количество интервалов группирования.

Сопоставление значений H_u при разном количестве интервалов группирования

Интервал группирования	0°	45°	30°	22.5°	18°	15°	10°	9°	5°
Количество интервалов	4	16	36	64	100	144	324	400	1296
H_u (количество трещин и интервалов равно)	1.39	2.77	3.58	4.15	4.6	4.94	5.81	5.99	7.17

Известно, что наиболее сложные рисунки сетей трещин наблюдаются в зонах сдвига, а наиболее простые – в областях растяжения. Однако как в пределах зон сдвига, так и в пределах областей растяжения рисунок трещинной сети может быть весьма разным по сложности. Наиболее отличаются два возможных типа распределения трещин в пространстве. В первом типе отчетливо выделяется несколько (обычно две–три) систем трещин с небольшими разбросами. Это свидетельствует о системной трещиноватости горных пород, которая образовалась в результате специфики деформационного процесса, на чем основаны многие тектонофизические методы. Во втором наблюдаются трещины разных направлений, а на диаграммах фиксируется множество незначительных по плотности максимумов. Это свидетельствует о «хаотической» трещиноватости, выявление закономерностей в которой требует дополнительных построений [9].

Хаотическая трещиноватость может быть связана со многими факторами, такими, как наложение нескольких полей напряжений, унаследованность сетей трещин от предыдущих тектонических эпох, анизотропия горных пород, формирование особой разрывной структуры, называемой диссипативной [10] и др.

Наиболее важными для нас факторами являются активизация трещин предыдущих эпох тектогенеза и специфика сетей трещин при формировании диссипативных структур зон разломов. Поэтому мы предприняли попытку посчитать информационную энтропию вдоль основного сместителя Приморского сброса.

Приморский разлом расположен в Западном Прибайкалье. В кайнозойское время по нему произошло сбросовое перемещение. Основной сместитель разлома хорошо выражен в рельефе в виде уступа, вблизи которого, в обнажениях горных пород, был собран необходимый фактический материал. В каждом обнажении горных пород был собран массовый замер (100 штук) элементов залегания трещин, анализ которых позволил построить сферограммы трещиноватости и восстановить оси главных напряжений, а также рассчитать суммарную плотность максимумов сопряженных систем трещин и информационную энтропию трещиноватости.

Анализ графиков и диаграмм свидетельствует о том, что формирование Приморского сброса происходило в среде, нарушенной трещинами различных направлений. Не все трещины могли активизироваться в поле растяжения. Формировались новые сопряженные сколы «приморского» направления. При этом на некоторых участках происходило увеличение энтропии за счет усложнения рисунка трещинной сети. Уменьшение же значений энтропии происходило на участках существенной перестройки сетей трещин, когда плотность сопряженных сколов значительно возростала. Плотность сопряженных систем трещин и информационная энтропия трещиноватости чаще находятся в обратной зависимости. Это говорит о том, что горные породы с хаотическими сетями трещин способны до какой-то поры рассеивать напряжения. И только когда они «не справляются» с нагрузкой, формируются новые трещины. Если процесс трещинообразования происходит при неизменном напряженном состоянии и является относительно продолжительным, то происходит существенная перестройка сети трещин, появляется ярко выраженная системность трещиноватости, а информационная энтропия в этом случае уменьшается.

Информационная энтропия трещиноватости – сравнительно простой количественный показатель, который позволяет охарактеризовать горные породы по степени их нарушенности трещинами. По значению H_u возможно количественно определить – хаотическая или системная сеть трещин в конкретном объеме горных пород. В сочетании с другими тектонофизическими методами информационная энтропия способствует изучению специфики формирования и дальнейшего развития сетей трещин.

Работа выполнена при частичной поддержке Лаврентьевского конкурса (проект 135) и Интеграционной программы РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

- [1] *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
- [2] *Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа. – М.: Наука, 1992. – 295 с.
- [3] *Белюсов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.* Методы обработки и результаты интерпретации данных по трещиноватости горных пород. – М., 1994. – 104 с.
- [4] *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. – Иркутск: ИПИ, 1961. – 47 с.
- [5] *Чернышов С.Н.* Трещины горных пород. – М.: Наука, 1983. – 240 с.
- [6] *Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В.* Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 5. – С. 446–455.
- [7] *Velde B., Dubois J., Touchard G., Badri A.* Fractal analysis of fractures in rock: the Cantor's Dust method // Tectonophysics. – 1990. – 179. – P. 345–352.
- [8] *Большая советская энциклопедия.* Т. 30 / Под ред. А.М. Прохорова. – М.: Советская энциклопедия, 1978. – 631 с.
- [9] *Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П.* Новый подход к анализу хаотической трещиноватости вблизи разломных сместителей // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 3. – С. 330–343.
- [10] *Борняков С.А., Шерман С.И., Черемных А.В., Дзюба И.А., Татарников А.С.* Диссипативные структуры деструктивных зон литосферы (по результатам физического моделирования) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. – М.: Геос, 2005. – С. 65–68.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ СМЕНА МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ В РАСПЛАВНЫХ ЗОНАХ И ЛИНЗАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ ПО ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМАТИКЕ СТРОНЦИЯ

И.С. Чувашова, С.В. Рассказов, Е.В. Саранина, Н.Н. Фефелов, Т.А. Ясныгина

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

Магматизм Центральной Монголии рассматривается нами как следствие плавления мантии при деформациях, вызванных в Центральной Азии сближением Индийского индентера с Сибирским кратоном. Предполагается действие механизма перераспределения тектонических напряжений из зоны Индо-Азиатской коллизии в Центральную Азию по низкоскоростному субгоризонтальному срыву уровня ~200 км, соответствующего по глубине разделу Леман Сибирского кратона [1]. В середине олигоцена, 32–28 млн лет назад, была активной западно-северо-западная Дзабхан-Долино-Озерская расплавная зона. Вулканизм возобновлялся в ней эпизодически во временном интервале 23.4–9.7 млн лет назад при активизации северо-восточной Байдарик-Угей-Нурской зоны, соединявшейся с Дзабхан-Долино-Озерской в Байдарикском центре. В последние 12 млн лет вулканизм Дзабхан-Долино-Озерской зоны не возобновлялся. Во временном интервале 9.6–2.6 млн лет назад активизировалась субмеридиональная Чулутынская зона с одновременным перераспределением вулканизма из Байдарик-Угей-Нурской зоны в Восточно-Хангайский и Орхон-Селенгинский вулканические ареалы. Центр активизации расплавных зон сместился из Байдарикского соединения в Улдзийтинское. С угасанием извержений на Верхне-Чулутынском поле магматизм Чулутынской расплавной зоны в последние 1.9 млн лет сосредоточился только в пределах Тарят-Чулутынского поля вблизи Чулутынского соединения субмеридиональной Чулутынской и субширотной Тарятской зон. Зоны дренировали мантийные источники на глубину до 200 км, а магмовыводящие разрывы ареалов – расплавные линзы глубинного уровня 140–80 км.

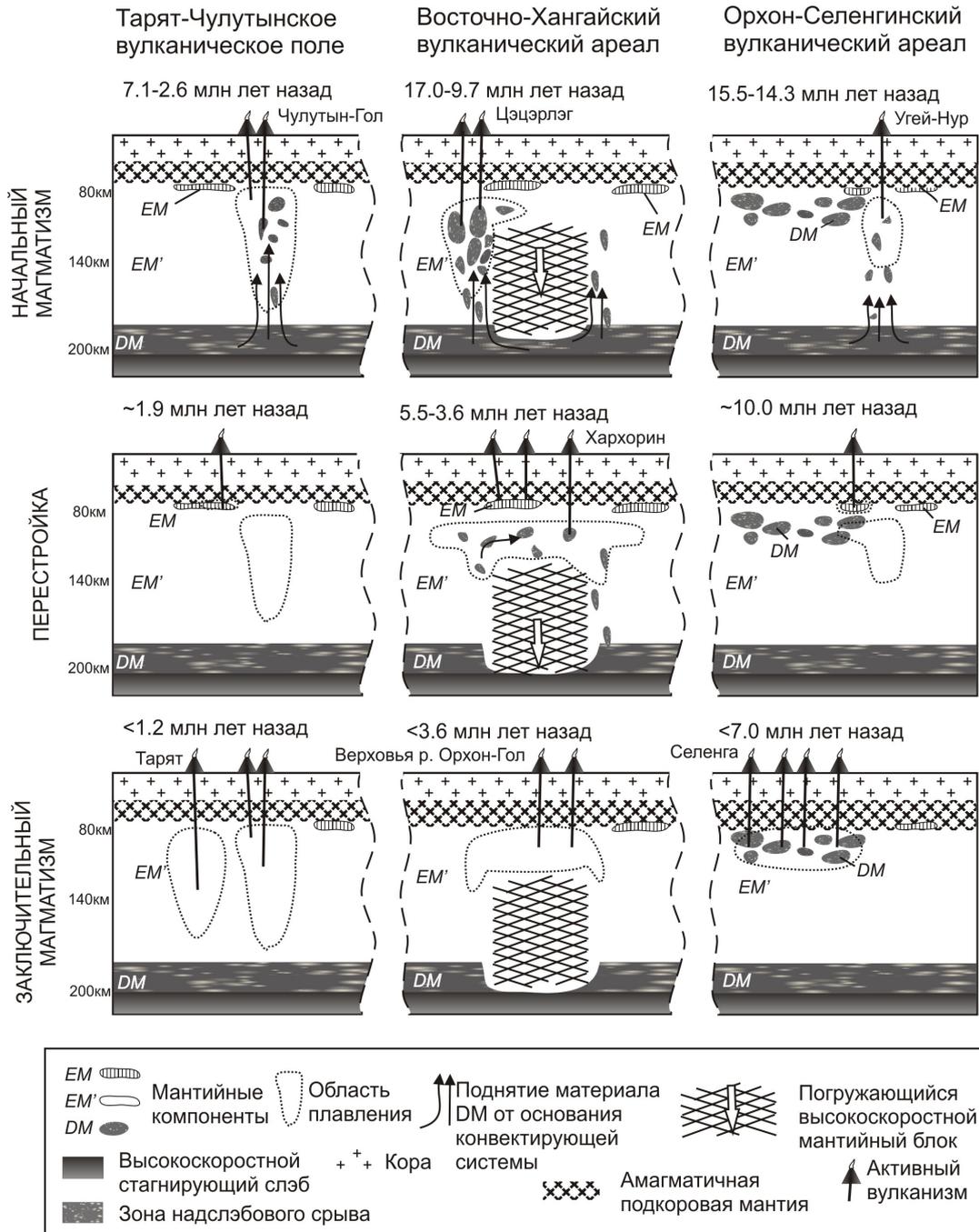
В настоящей работе определена временная смена магматических источников на Тарят-Чулутынском вулканическом поле и в двух вулканических ареалах, Восточно-Хангайском и Орхон-Селенгинском (рисунок). Тарят-Чулутынское поле сначала соответствовало северному окончанию Чулутынской зоны, а затем – соединению Чулутынской и Тарятской зон. Восточно-Хангайский ареал образовался над расплавной линзой, производной центральной части Байдарик-Угей-Нурской зоны, а Орхон-Селенгинский – над подобной линзой северного окончания этой же зоны.

На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 1000/\text{Sr}$ (не показана) выделяются тренды, связывающие между собой изотопно обедненный компонент DM ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7039$) и слегка обогащенный EM' ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7047$). Низкое значение $1000/\text{Sr}$ соответствовало малой степени частичного плавления источника, а увеличение этого параметра – возрастанию степени частичного плавления. Для обозначения последней тенденции введена градация с обозначением цифрами от 1 до 5 с шагом 0.4 в интервале значений $1000/\text{Sr}$ от 0.4 до 2.0. Более обогащенный материал EM ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} 0.7049-0.7072$) извергался при перестройках магматической системы.

В лавах Тарят-Чулутынского поля во временном интервале 7.1–2.6 млн лет назад образовался тренд DM(1-2)–EM'(3-5) с положительной корреляцией $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $1000/\text{Sr}$. Около 1.9 млн лет назад изверглись лавы с компонентом EM ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7052$), а в последние 1.2 млн лет – с компонентом EM' [2]. Подобная смена обедненного источника DM источником EM' с переходным эпизодом плавления материала EM установлена в Восточном Хангае. Фигуративные точки лав, излившихся 17.0–9.7 млн лет назад, распределились веерообразно между составами DM(5) и EM'(1-4). Точки составов лав возрастом 11.2 и 5.5–4.8 млн лет сместились ниже соединительной линии DM(5)–EM'(1) по направлению к интервалу DM(2-4). В магматический эпизод 5.5–4.8 млн лет назад появились лавы с составом EM ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} 0.7049-0.70712$), а в последние 3.6 млн лет – лавы с компонентом EM'(3-4). Смена DM–EM–EM' в магматических источниках Восточно-Хангайского ареала произошла на 3–4 млн лет раньше, чем на Тарят-Чулутынском поле. В Орхон-Селенгинском ареале начальные продукты магматизма характеризовались мате-

риалом EM'(2-3) с небольшой примесью DM. В результате перестройки магматической системы около 10 млн лет назад стал преобладать материал DM(1-2) и DM(3-4).

Конвектирующая магматическая система Центральной Монголии ограничена снизу высокоскоростным слэбом, хорошо выраженным в моделях сейсмической томографии с высоким разрешением [3]. Надслэбовый слой основания конвектирующей системы представлял собой поверхность срыва глубинного уровня около 200 км с изотопно обедненным компонентом DM ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7039$). В центральной части Байдарик-Угей-Нурской расплавной зоны, под Цецерлэгским вулканическим полем Восточного Хангая, был обеспечен мощный флюидно-магматический привнос материала DM, сопровождавшийся погружением высокоскоростного блока



Сопоставление динамики позднекайнозойского магматизма Центральной Монголии под Тарят-Чулутынским вулканическим полем, ареалами Восточного Хангая и Орхон-Селенгинского среднегорья.

до основания конвектирующей системы. Надблоковая концентрация материала DM сопровождалась вовлечением в плавление вмещающих пород источника EM' при различных степенях, а магматическое истощение привнесенного компонента DM выразилось в конечном итоге в образовании низкоскоростной линзы глубинного уровня 140–80 км с повышенной степенью частичного плавления материала EM'. Подобным образом в расплавной зоне Тарят-Чулутынского вулканического поля во временном интервале 7.1–2.6 млн лет назад еще присутствовал компонент DM, но после перестройки ~1.9 млн лет назад был истощен, поскольку связь с низкоскоростным слоем ~200 км оказалась прерванной. Последующие события <1.2 млн лет назад отражали декомпрессионное плавление материала EM' с широким диапазоном степени частичного плавления без какой-либо примеси материала DM. На северо-восточном окончании Байдарик-Угей-Нурской расплавной зоны магматизм характеризовался исходным присутствием небольшого количества материала DM, свидетельствующим о слабом флюидно-магматическом преобразовании субстрата. Подобно лавам Восточного Хангая, роль материала DM в лавах Орхон-Селенгинского ареала возросла при латеральном распространении расплавной линзы после перестройки, начавшейся ~10 млн лет назад.

Работа выполняется по проектам СО РАН 7.10.3/2006, 88/2006, ДВО РАН 06–1–П16–065, региональному проекту РФФИ 05–05–97254–р–Байкал.

- [1] *Рассказов С.В., Чувашова И.С., Мордвинова В.В., Кожевников В.М.* Роль кратонного раздела Леман в кайнозойской динамике верхней мантии Центральной Азии: интерпретация моделей скоростей сейсмических волн в свете пространственно-временной эволюции вулканизма // *Фундаментальные проблемы геотектоники: Тезисы докладов XL Тектонического совещания.* – М.: МГУ, 2007. – С. 126–129.
- [2] *Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н.* Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // *Вулканология и сейсмология.* – 2007. – № 5 (в печати).
- [3] *Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V. 103. – P. 30055–30078.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ГРАНИЦ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Б.Ф. Шевченко, В.Б. Каплун

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
shevchenko@itig.as.khb.ru, kaplun@itig.as.khb.ru

Восточная часть Центрально-Азиатского подвижного пояса [6] занимает существенную часть современной Амурской тектонической плиты. Последние этапы становления Центрально-Азиатского подвижного пояса в значительной степени определили глубинную структуру её межплитных (северной и южной) и внутриплитных границ. Фрагментарно внутриплитные и межплитные глубинные границы совпадают с тектоническими границами восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса [11].

Ранее установлено [1, 3, 4, 9], что площадь, занимаемая Амурской плитой, с севера ограничена сложно построенной линейной зоной сейсмичности субширотного простирания, её восточная граница представлена хорошо структурированным линейным сейсмическим поясом, протягивающимся от юго-западного побережья острова Хонсю до северной границы острова Сахалин. С юга и запада подобных линейных сейсмических поясов нет и границы плиты определяются по иным признакам.

Один из них – площадное распределение сейсмичности. При рассмотрении этого явления видно, что пространство, принадлежащее Амурской плите, менее сейсмично (плита обладает низкой механической добротностью). При более детальных построениях и анализе распределения плотности землетрясений с магнитудой ≥ 4 площадь, занимаемая Амурской плитой, выделяется достаточно уверенно и представляет собой территорию с относительно малой повторяемостью сейсмических событий [2]. По этим же данным можно выделить линейные зоны с высокой повторяемостью сейсмических событий, которые практически окольцовывают площадь Амурской плиты. Эти зоны являются тем самым пространством, которое отделяет её от иных литосферных плит. Таким же образом по этим материалам уверенно выделяется восточная граница между Евразийской и Северо-Американской плитами.

На основании составленной карты мощности литосферы Амурской плиты [6], сопредельной с ней и расположенной восточнее Охотоморской плиты, а также для фрагментов Евразийской, Северо-Американской и Северо-Китайской плит [5, 10], с учетом ранее выполненных модельных построений глубинного строения литосферы, земной коры [7] и линейных зон с высокой повторяемостью сейсмических событий, установлены глубинные признаки межплитных и внутриплитных границ изучаемого объекта. Особенности глубинного строения одной из частей северной межплитной границы приведены в работе [8]. Межплитные области в геодинамическом отношении являются наиболее активными. Проявления новейшей геодинамической активности находят отражение в структурных элементах литосферы. В северо-западной и северной области глубинного обрамления Амурской плиты находится современная зона растяжения земной коры. Это собственно Байкальский рифт и его продолжение на северо-восток в виде мезозойско-кайнозойских осадочных впадин.

В отличие от межплитных границ, внутриплитные границы менее протяженные, соотношение градиентных и трансформных элементов поверхности кровли астеносферы примерно одинаковое (в межплитном случае преобладают градиентные элементы). Они также имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное простирание в отличие от ортогонального межплитного структурного плана. Различие между типами границ – межплитных и внутриплитных – усиливается при привлечении данных о глубинной структуре верхней части литосферы – земной коры.

На уровне подошвы земной коры структурная (блоковая) картина становится более сложной. При совместном анализе структурных планов блоков коры и верхней мантии литосферы намечается различное соотношение между литосферными и внутрилитосферными (коровыми) глубинными границами и, следовательно, усиливается различие между межплитными и внут-

риплитными границами раздела. Так, для межплитных границ часто характерна преемственность (совпадение в плане) границ литосферных и коровых блоков, а для внутриплитных подобное совпадение является скорее исключением и можно вести речь лишь о фрагментарном соответствии [7].

Анализ структурных построений по литосфере и земной коре [7] относительно плана разломных тектонических структур [11] позволяет сделать вывод о соответствии простираения литосферных и коровых внутриплитных границ северо-восточному простираению разломов. Эта система с кайнозоя определяет современный тектонический план восточной части Амурской плиты.

Более детальное изучение глубинных внутриплитных границ литосферных блоков в восточной части Амурской плиты проведено для юго-восточной области сочленения Центрально-Азиатского тектонического пояса (Ханкайский массив) с Сихотэ-Алиньским орогеном, входящим в Тихоокеанский тектонический пояс [6].

Здесь было проведено двухмерное геоэлектрическое моделирование и трехмерное плотностное моделирование до глубин 300 км. На основании двухмерного геоэлектрического моделирования установлено, что разломные системы, в отличие от межплитной модели [8], не достигают столь значительных глубин и прослеживаются до 70–80 км и 40–50 км (Арсеньевский и Центральный Сихотэ-Алиньский разломы соответственно). Подобная тенденция установлена и для трехмерных плотностных моделей. Внутриплитная граница прослеживается на меньших глубинах. Для неё характерны, относительно межплитной границы, менее контрастные плотностные параметры.

Для исследованного фрагмента внутриплитной границы характерна умеренная современная геодинамическая активность, выраженная в виде рассеянной сейсмичности и относительно малых перемещений пунктов GPS-наблюдений. В глубинном отношении здесь не установлены контрастные литосферные характеристики. Можно отметить достаточно монотонный подъем кровли астеносферы в сторону Японского моря до глубин 50 км и менее.

Таким образом, в результате исследований установлено, что различия в глубинном строении зон ограничений литосферных блоков коррелируются со степенью современной геодинамической активности земной коры.

- [1] *Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000* / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. – М., 2000. – 193 с.
- [2] *Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С.* Блоковые структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. – 2005. – № 5. – С. 3–19.
- [3] *Каплун В.Б.* Геоэлектрическое строение Верхнеамурского района по данным магнитотеллурического зондирования // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25, № 4. – С. 33–53.
- [4] *Мальшиев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., и др.* Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26, № 2. – С. 3–17.
- [5] *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.
- [6] *Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов.* Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1500000. – Владивосток – Хабаровск: Изд-во ИТиГ ДВО РАН, 2005. – 264 с.
- [7] *Шевченко Б.Ф.* Глубинное строение и геодинамика области сочленения литосферных плит востока России // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания. – Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2004. Т. 2. – С. 289–291.
- [8] *Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б.* Глубинное строение и кинематика области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит (Монголо-Охотское звено) // Тихоокеанская геология. – 2005. – Т. 24, № 6. – С. 16–25.
- [9] *Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б.* Глубинные признаки межплитных и внутриплитных границ Амурской тектонической плиты: Материалы XI Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники». Т. 2. 2007. – С. 356–359.
- [10] *Хаин И.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. – М.: МГУ, 1995. – 480 с.
- [11] *Tectonic map of Central Asian and Pacific Regions in the junction area. Scale 1:1500000.* / Compiled by L.P. Karsakov and Zhao-Chunjing. – Khabarovsk-Shenyang, 2002.

ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, И.Г. Бараш

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

Благодаря появлению новейших методик, представления о строении, эволюции и природе метаморфических комплексов за последние десятилетия значительно изменились. Принципиально новые данные получены по ряду структур, входящих в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (Ольхонский и Джидинский террейны, Тувино-Монгольский микроконтинент). Несмотря на высокую степень общегеологической изученности, природа некоторых террейнов, в частности Хамардабанского и Тункинского, до сих пор остается остро дискуссионной. Тункинский террейн примыкает с севера к Хамардабанскому террейну и почти полностью располагается в пределах Тувино-Монгольского массива, образуя аллохтонную структуру [1]. В составе террейна выделяются две свиты – уртагольская и толтинская, представленные карбонатными, осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами. Уровень метаморфизма пород террейна колеблется от амфиболитовой до фации зеленых сланцев.

Изучаемые пластовые вулканогенные породы (метабазальты, метаандезиобазальты) наибольшим распространением пользуются в составе толтинской свиты, в среднем занимая порядка 10–15 % объемов толщи, и представлены актинолитовыми, актинолит-хлоритовыми или актинолит-хлорит-эпидотовыми сланцами. Близкий состав породообразующих минералов и сходство минеральных парагенезисов в основных и средних метавулканитах дают основание рассматривать их совместно.

Принадлежность тункинских метавулканидов к определенным петрохимическим сериям устанавливалась по стандартным диаграммам $Zr/TiO_2-Nb/Y$ и SiO_2-Nb/Y [2], согласно которым исследованные породы могут быть отнесены к андезитам, андезиобазальтам и базальтам нормальной щелочности. Как правило, все вулканиды отвечают толеитовому тренду дифференциации. Содержание MgO , максимальное в базальтах (3.8–7.7), закономерно снижается к андезитам (2.1–2.8). С падением содержания магния возрастают содержания SiO_2 и Na_2O , но уменьшаются CaO , Al_2O_3 . Концентрации титана и калия в базальтовых и андезитовых магмах близки. Негативная корреляция $Mg\#$ с Al , Ti , Ca , Zr , Nb , Y , REE и положительная с Ni указывает на доминирующее фракционирование оливина в расплаве.

На нормированных графиках тункинские метаобазальты образуют пологие субгоризонтальные тренды, занимая промежуточное положение между типичными составами N-MORB и OIB. От современных N-MORB, как правило, отличаются значительным обогащением Ti , Th , Nb , Zr и LREE. Значения реперных редкоэлементных отношений варьируются от области составов E-MORB до типичных OIB (таблица). Степень обогащения легкими РЗЭ различна, но в целом для них характерен фракционированный спектр распределения. Отрицательная Nb аномалия, относительно La , тункинским метавулканидами не свойственна.

Единый тренд составов пород от базальтов к андезиобазальтам и андезитам на петро- и геохимических диаграммах дает основание предположить существование единой исходной магмы. При этом отсутствие в составе разреза базальтов повышенной магнезиальности может указывать на то, что родоначальной магмой для средних вулканических пород был уже достаточно эволюционированный расплав. Значительное обеднение пород Mg , Ca , Al , Sr , Cr , Ni , Co , V , Eu и обогащение Rb , Ba , Zr , Nb , Y , Th , U при переходе от базальтов к андезитам объясняется значительным фракционированием оливина, плагиоклаза и, вероятно, пироксена.

Теперь остановимся на источнике толеитовых базальтов. Низкие значения La/Nb отношений, вариации отношений Th/Ta (0.3–5.3) и La/Yb (2.7–8.0) и значительное обогащение HFSE, LILE, LREE, относительно N-MORB, предполагают гетерогенный мантийный источник. Подобная магма, вероятнее всего, могла образовываться при смешении истощенной или примитивной мантии с источником с высокими Th/Ta , La/Yb отношениями. Повышенные значения Th/Ta , La/Yb отношений – признак воздействия на мантийный источник субдукционной ком-

поненты или вещества плюма. Различия субдукционной и плюмовой компонент могут устанавливаться, помимо изотопных данных, по Nb/Yb отношению, как правило, более низкие значения свойственны для первых, а повышенные – для вторых. Отсутствие выраженной Nb аномалии в метабазах Тункинского террейна предполагает, что породы подобного состава могли образоваться при добавлении к деплетированным расплавам более глубинного мантийного вещества (плюм). При этом породы андезитового состава отличаются пониженными Ti/Yb отношениями, значительным обогащением REE и появлением слабовыраженного Nb минимума, что может служить косвенным подтверждением наличия коровой контаминации для данных пород. Исходя из этих данных можно говорить о том, что образование андезитов связано с открытой системой фракционирования/ассимиляция (AFC) базальтов в верхнекоревой магматической камере.

	N-MORB	E-MORB	OIB	Тункинские метавулканы
TiO ₂	1.27	1.33	>2	1.5–3.4
(La/Yb) _n	0.59	1.9	12.3	1.9–5.7
(Gd/Yb) _n	0.99	1.03	2.9	1.4–2.0
Nb/Y	0.08	0.38	1.66	0.2–1.0 (0.5)
Zr/Nb	32	9	6	6.1–11.7 (9.5)
Zr/Y	2.64	3.32	9.66	2.1–6.4 (4.0)
Th/Nb	0.05	0.07	0.08	0.08
La/Nb	1.07	0.76	0.77	0.97

Таким образом, можно заключить, что тункинские метабазалты являются производными толеитовых расплавов MORB в результате добавления вещества плюма более глубинной мантии. Базальты образуют протяженные дифференцированные серии, обусловленные фракционной кристаллизацией оливина и плагиоклаза, что указывает на наличие относительно долгоживущих магматических камер, в которых расплавы претерпевают глубокую дифференциацию и контаминацию. Состав метавулканитов Тункинского террейна близко отвечает магматическим образованиям, развитым в современных задуговых бассейнах [3, 4].

- [1] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К. и др. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – С. 554–565.
- [2] Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock // Earth Planet. Sci. Lett. – 1986. – V. 28. – P. 459–469.
- [3] Fretzdorff S., Livermore R.A., Dewey C.W. et al. Petrogenesis of the Back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic ocean // J. of Petrology. – 2002. – V. 43. – P. 1435–1467.
- [4] Leat P.T., Pearce J.A., Barker P.F. et al. Magma genesis and mantle flow at subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system // Earth Planet. Sci. Lett. – 2004. – V. 227. – P. 17–35.

КОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА, ЭТАПЫ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ

*В.В. Ярмолюк**, *В.И. Коваленко**, *В.П. Ковач***, *Е.Ю. Рыцк***

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

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

Формирование всего комплекса структур коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) связывается со следующими эпохами корообразования: ранне- и позднебайкальской, каледонской, герцинской и индо-синийской [1–4].

Ранне- и позднебайкальский этапы корообразования. Важная роль позднедокембрийских эпох тектогенеза в развитии докембрийских террейнов ЦАСП обоснована в [4]. На примере Байкало-Муйского пояса обосновано выделение *ранее не известных в истории ЦАСП эпох ювенильного корообразования – ранне- и позднебайкальской*. С раннебайкальскими (835–720 млн лет) событиями в Анамакит-Муйской зоне связаны гранитоиды с изотопным составом $\epsilon_{Nd}(T)$ от -17.6 до -1.4 и $T_{Nd}(DM)=2.9-1.5$ млрд лет. Этот состав гранитов отвечает анатексису смешанной коры с участием дорифейской коры и «ювенильного» материала раннебайкальского возраста. В позднерифейских Кичерской и Парам-Шарамской зонах изотопный состав раннебайкальских гранитоидов ($\epsilon_{Nd}(T)$ = от $+0.2$ до $+6.7$ и $T_{Nd}(DM)=1.5-0.94$ млрд лет) не фиксирует наличия палеопротерозойской коры в источниках магм.

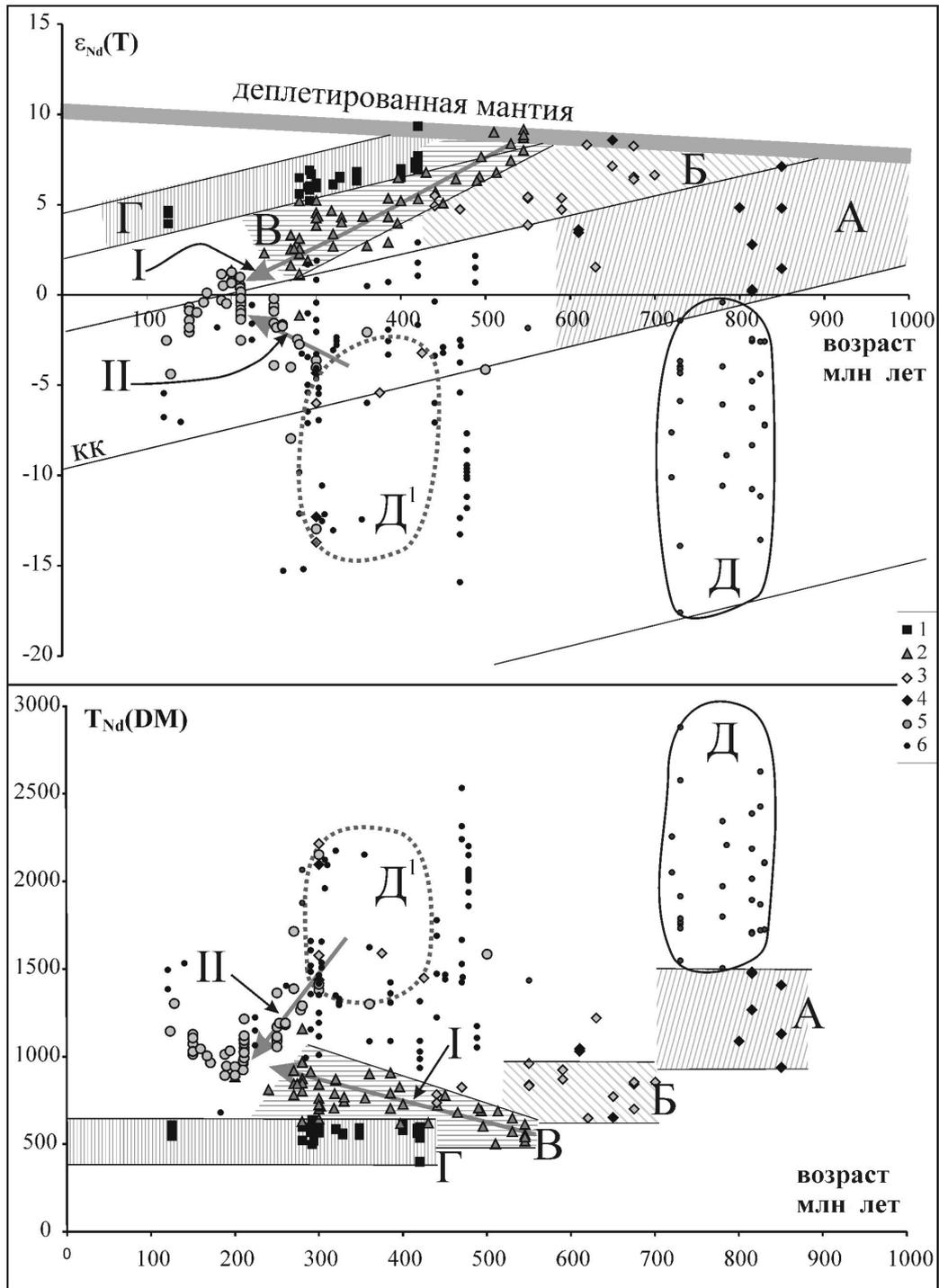
Гранитоиды зон развития позднебайкальского тектогенеза формировались в диапазоне 700–550 млн лет, их изотопные характеристики ($\epsilon_{Nd}(T)=+1.6 \dots +8.6$ и $T_{Nd}(DM)=1.2-0.70$ млрд лет) свидетельствуют о преобладании в их источниках позднебайкальской ювенильной коры (рисунок). О масштабах проявления корообразующих процессов этих эпох может свидетельствовать то, что изотопный состав пород других докембрийских террейнов ЦАСП (Ильчирского, Шишхидского и Баян-Хонгорского поясов, Арзыбейского, Дербинского и Шумихинско-Кирельского) согласуется с изотопным составом пород Байкало-Муйского пояса, что позволяет предполагать для них наличие ранне- и позднебайкальских составляющих.

Каледонский этап корообразования. Складчатые структуры каледонид ЦАСП представлены поясами развития венд-кембрийских океанических комплексов, включая островодужные, формирование которых происходило в пределах Палеоазиатского океана в интервале 570–510 млн лет.

Изотопный состав пород океанических комплексов варьируется по величине $\epsilon_{Nd}(T)$ от $+7$ до $+10$ в вулканических породах независимо от их состава и от $+5.5$ до $+8.6$ в осадочных породах. Изотопные характеристики вулканических пород согласуются с составом деплетированной мантии ($\epsilon_{Nd}(0.55)=+8.8$), что указывает на ювенильный характер сформированной ими коры. Близость состава осадков и вулканических пород свидетельствует об их формировании вдали от областей континентального сноса.

Плутонические породы каледонид формировались как на доаккреционной, так и на постаккреционных стадиях развития. Изотопный состав до- и синаккреционных гранитоидов является близким к составу вулканических пород. Постколлизийные гранитоиды ($T < 480$ млн лет) характеризуются последовательно более низкими величинами $\epsilon_{Nd}(T)$. В целом их состав позволяет оценить параметры коры каледонид диапазоном модельных возрастов $T_{Nd}(DM)=0.95-0.57$ млрд лет.

Герцинский этап корообразования. Строение складчатых комплексов герцинид определяют толщи яшм, вулканических пород и терригенных образований среднего палеозоя, которые обычно тектонически совмещены с проявлениями гипербазитов и меланжа. Изотопный состав лав варьируется в диапазоне $\epsilon_{Nd}(0.42)=+5.9 \dots +9.8$ и $T_{Nd}(DM)=0.71-0.54$ млрд лет при преобладании величин $\epsilon_{Nd}(0.42)$ в интервале от $+6.1$ до $+7.7$. Последние отвечают лавам островных дуг, магмы которых, очевидно, формировались в зонах субдукции при вкладе продуктов размыва более древней коры. Постаккреционные магматические породы характеризуются положитель-



Вариации изотопных характеристик $\epsilon_{Nd}(T)$ и $T_{Nd}(DM)$ кислых магматических пород в зависимости от возраста в разных структурных зонах ЦАСП.

1–6 – породы структурных зон: 1 – герцинид, 2 – каледонид, 3 – поздних байкалид Байкало-Муйского пояса, 4 – ранних байкалид Байкало-Муйского пояса, 5–6 – докембрийских террейнов: 5 – Хангайского и Хентейского, 6 – других.

Штриховкой и буквами выделены поля составов областей ювенильного корообразования: А – раннебайкальской, Б – позднебайкальской, В – каледонской, Г – герцинской, Д – поле составов гранитов Анамакит -Муйской зоны Байкало-Муйского пояса, Д¹ – поле составов гранитов с возрастом <500 млн лет из разных зон Байкало-Муйского пояса.

Римскими цифрами указаны тренды изменения составов гранитов в пределах складчатых зон каледонид (I) и в пределах внутрикаледонских Хангайского и Хентейского террейнов (II).

КК – линии эволюции среднего состава континентальной коры ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.11$).

ными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)=+4.3 \dots +7,0$ и относительно узким диапазоном модельных возрастов: $T_{Nd}(DM)=0.78-0.50$ млрд лет. На диаграмме $T_{Nd}(DM)$ –Возраст (рисунок) составы гранитоидов осевой зоны герцинид лежат в поле, ограниченном возрастными границами 420 млн лет (геохронологический возраст пород офиолитовых комплексов) – 640 млн лет. Эти возрастные границы являются характеристическими для герцинской ювенильной коры.

Механизмы корообразующих процессов. Ведущую роль в формировании коры ЦАСП играли процессы, сопряженные с зонами конвергенции океанических плит с образованием островных дуг, задуговых бассейнов и аккреционных призм, а также последующие процессы аккреции соответствующих фрагментов ювенильной коры с корой океанических островов, лавовых плато и террейнов докембрийской коры. Состав коры каждой эпохи корообразования характеризуется определенным интервалом модельных возрастов, верхнее значение которого, как правило, совпадает с возрастом формирования палеоокеанических комплексов соответствующей эпохи, а нижнее обычно существенно отклоняется в сторону более древних значений из-за участия в корообразующих процессах осадочных пород – продуктов размыва ранее сформированных континентальных масс. На состав и строение коры той или иной складчатой области влияние оказали также процессы их взаимодействия с другими складчатыми структурами ЦАСП. Например, в каледонидах ЦАСП постколлизийные гранитоиды ($T < 480$ млн лет) укладываются в тренд, не совпадающий с трендом эволюции континентальной коры. Он характеризуется возрастающим со временем вкладом в источники магм более древнего (в терминах Nd модельных возрастов) материала. В то же время граниты докембрийских Хангайского и Хентейского террейнов, заключенных среди каледонид, характеризуются противоположным трендом, определяемым возрастанием роли ювенильного материала в составе их источников. Эти тренды пересекаются, и с рубежа ~200 млн лет составы гранитоидов в обоих типах структур приобретают одинаковые изотопные характеристики, свидетельствующие о сходстве с этого времени изотопных характеристик источников их расплавов.

Подобные варианты изменения состава коровых источников расплавов рассматриваются в рамках модели тектонического расслоения при столкновении блоков разновозрастной коры, приводящего к совмещению и тектоническому перемешиванию их фрагментов на уровнях глубинных сечений коры. Степень усреднения состава коры в террейнах неоднородного строения возрастает с увеличением возраста их формирования. Максимальное усреднение отмечается для Байкало-Муйского пояса, в пределах которого с рубежа 500 млн лет (т.е. после каледонской аккреции) состав коровых протолитов расплавов становится независимым от структур коры. В наименьшей степени этими процессами затронуты герциниды, которые только вдоль своих границ с более древними структурами обнаруживают признаки взаимодействия с их корой. Повидимому, можно полагать, что каждая из рассмотренных эпох тектогенеза в пределах ЦАСП не только охватывала зоны аккреции новообразованной коры, но и сопровождалась процессами тектонического расслоения в глубинных сечениях всего складчатого пояса, затрагивая также ранее сформированные его структурные зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и грантов РФФИ 05-05-64000, 07-05-90100.

- [1] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.
- [2] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. – 1996. – № 8. – С. 699–712.
- [3] Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanism of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. – 2004. – V. 23. – P. 605–627.
- [4] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Изотопные провинции и этапы формирования континентальной коры Байкало-Муйского пояса: Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам и кислым вулканитам // Докл. РАН. – 2007 (в печати).

ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

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

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

**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, kovach@ik4843.spb.edu

***Улан-Батор, Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии

Выполнена систематизация геохронологических и Nd изотопных данных для пород герцинской складчатой области Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) на примере Южной Монголии. Строение герцинид определяют палеоокеанические вулканические (островодужные, островные, лавовых плато) и кремнисто-алевролитовые толщи. Изотопный состав пород этих толщ характеризуется положительными значениями $\epsilon_{Nd}(0.42) = +5.9 - +9.8$. Для развитых в их пределах гранитоидов величины $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируются в интервале $+4.3 \dots +7.0$, а их модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ находится в диапазоне 0.64–0.50 млрд лет. Составы разновозрастных пород как офиолитовых комплексов, так и гранитоидов на графиках ($\epsilon_{Nd}(T)$ – время) распределены в соответствии с трендом изменения изотопного состава среднего состава континентальной коры, что позволяет рассматривать установленный диапазон модельных возрастов как характеристический для изотопного состава коры герцинид. Для блоков обрамления герцинской области, представленных структурами каледонид Гобийского Алтая и грениллитид Южно-Гобийского микроконтинента, характерны более низкие значения величин $\epsilon_{Nd}(T)$ и более древние модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$, типичные соответственно для каледонской и рифейской изотопных коровых провинций ЦАСП. Установлено, что вблизи границ герцинид с более древними террейнами гранитоиды имеют характеристики Nd изотопного состава, промежуточные между изотопными характеристиками взаимодействующих структур. Предполагается, что такие изменения состава источников анатектических расплавов связаны с тектоническим раслаиванием коры в ходе аккреции. Показано, что ювенильная герцинская кора определяет строение большей части Южно-Монгольского сегмента герцинид ЦАСП, общей площадью превышающей 1000×200 км.

Эта кора начала формироваться в силуре–девоне (~420 млн лет назад) в условиях энсиматических островных дуг, задуговых бассейнов и океанических плато и островов, расположенных в соответствии с данными о составе осадков на достаточно удаленном расстоянии от областей континентального сноса. Источники островодужных комплексов были связаны с конвергентными границами при вероятном вовлечении долгоживущего корового материала в форме осадков в зоны субдукции. Преобразование комплекса структур герцинского Палеоазиатского океана, включавшего также террейны Южно-Гобийского микроконтинента, в континентальный блок произошло в конце девона – начале карбона и было связано с аккреционными процессами, складчатостью и метаморфизмом и процессами тектонического расслоения вдоль границ разнородных структурных областей. Последующая переработка коры магматическими процессами происходила в интервале времени 350–120 млн лет и была связана с обстановкой активной континентальной окраины (карбон – ранняя пермь) и внутриплитной рифтогенной активностью в позднем мезозое. Составы кислых пород, возникших в этом интервале времени и являющихся продуктами анатектических магм, укладываются в поле эволюции изотопного состава достаточно однородной континентальной коры, которую следует рассматривать как ювенильную кору герцинид. Ее параметры определяются значениями модельного Nd изотопного возраста в интервале 420–640 млн лет.

Таким образом, полученные результаты позволяют сделать вывод об эпохе крупномасштабного ранне-среднепалеозойского («герцинского») формирования ювенильной континентальной коры ЦАСП и выделить соответствующую изотопную провинцию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 05-05-64000, 05-05-64054, 07-05-00849, 07-05-92001) и Программы №10 ОНЗ РАН.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абушкевич В.С. 56
Агагова А.Р. 21
Ардюков Д.Г. 121
Бабичев А.В. 33
Бараш И.Г. 165
Беличенко В.Г. 13
Благовидов В.В. 82
Бойко Е.В. 121
Бочкарев В.С. 103
Брандт И.С. 40
Брандт С.Б. 40
Бурдаков Д.А. 129
Бурмистров А.С. 56
Бызов Л.М. 61, 63
Владимиров А.Г. 123, 152
Владимирова Т.А. 107
Волкова Н.И. 123
Гладкочуб Д.П. 7, 10, 96
Голионко Б.Г. 46
Горнов П.Ю. 121
Гребенщикова В.И. 133
Дегтярев К.Е. 126
Дмитриева Н.В. 27
Добрынина А.А. 61
Донская Т.В. 7
Дриль С.И. 30, 107
Дучков А.Д. 52
Иванов А.В. 30
Иванов К.С. 74
Изох А.Э. 43
Каменский И.Л. 52
Каплун В.Б. 163
Ким В.В. 144
Клец А.Г. 103
Коваленко В.И. 49, 118, 167, 170
Ковач В.П. 43, 49, 118, 167, 170,
170,
Ковязин С.В. 74, 76, 103
Когут Е.И. 71
Козаков И.К. 170
Козловский А.М. 118
Колотилина Т.Б. 123
Корнилова Т.А. 98
Коробейников С.Н. 33
Котов А.Б. 79, 88, 126, 141, 170
Крук Н.Н. 152
Кудряшов Н.М. 88
Кудряшова Е.А. 56
Куйбида М.Л. 152
Лавренчук А.В. 79, 141
Лебедев В.И. 18, 52
Лепехина Е.Н. 43
Лухнев А.В. 61
Лыхин Д.А. 24, 46
Мазукабзов А.М. 7, 10, 79, 96, 141
Макрыгина В.А. 13
Мельникова О.В. 94
Мехоношин А.С. 123
Минина О.Р. 16, 147
Мирошниченко А.И. 63
Моисеев С.А. 82
Монгуш А.А. 18
Наговицин К.Е. 101
Некрасов Г.Е. 46
Непоп Р.К. 21
Никифоров А.В. 24
Ножкин А.Д. 27
Оглоблин Р.В. 133
Падерин И.П. 43, 46
Парфеевец А.В. 63
Пархоменко И.Ю. 110
Перепелов А.Б. 30
Петров Г.А. 66
Писарский Б.И. 40
Полянский О.П. 33
Пономарчук В.А. 90, 94
Попов В.А. 18
Постников А.А. 98
Пресняков С.Л. 43
Пузанков М.Ю. 30
Пучков В.Н. 36
Радзиминович Н.А. 63
Рассказов С.В. 40, 160
Резницкий Л.З. 13, 165
Руднев С.Н. 43
Руженцев С.В. 46
Рыцк Е.Ю. 49, 167
Рычкова К.М. 52
Ряховский В.М. 54
Саватенков В.М. 56
Савельева В.Б. 59
Сальникова Е.Б. 170
Саньков В.А. 61, 63
Саранина Е.В. 160
Сафонова И.Ю. 76
Свердлова В.Г. 33
Свяжина И.А. 66
Семейкин И.Н. 68
Семинский К.Ж. 71
Симонов В.А. 74, 76, 103
Скляров Е.В. 7, 79, 141
Склярова А.Е. 79, 141
Сковитина Т.М. 141, 144
Смирнов В.Н. 74
Советов Ю.К. 82
Соловьева Л.В. 85
Сорокин А.А. 88, 90, 94
Сорокин А.П. 94
Станевич А.М. 10, 96, 98, 101
Ступаков С.И. 103
Сугоракова А.М. 18, 105
Татарников С.А. 107
Татарников С.А. 110
Тверитинов Ю.И. 111
Тверитинова Т.Ю. 111, 115
Терентьева Л.Б. 43, 118, 170
Терлеев А.А. 98
Тимофеев В.Ю. 121
Травин А.В. 90, 94, 123, 152
Третьяков А.А. 126
Туркина О.М. 27, 129
Турутанов Е.Х. 131, 133
Уфимцев Г.Ф. 136
Федоровский В.С. 79, 138, 141, 144
Фефелов Н.Н. 160
Филимонов А.В. 147
Хабаров Е.М. 150
Хромых С.В. 123, 152
Хубанов В.Б. 155
Цыганков А.А. 155
Черемных А.В. 157
Чувашова И.С. 40, 160
Шатагин К.Н. 126
Шевченко Б.Ф. 121, 163
Шелепаев Р.А. 43
Школьник С.И. 165
Шульга Н.Ю. 54
Энжин Г. 170
Юдин Д.С. 123
Ярмолук В.В. 49, 56, 118, 167, 170
Ясныгина Т.А. 40, 160

Научное издание

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

Материалы научного совещания
по интеграционным программам ОНЗ СО РАН
(9–14 октября 2007 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Ответственный редактор
член-корр. РАН Евгений Викторович Скляров
Составители сборника
д.г.-м.н. Дмитрий Петрович Гладкочуб,
к.г.-м.н. Татьяна Владимировна Донская

Литературный редактор Н.Г. Балукова
Оформление авторское

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 4 от 17.05.2007 г.)

Подписано в печать 15.08.2007 г. Формат 60×90/8.
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 18,7. Усл. печ. л. 19,9. Тираж 180 экз. Заказ 398.

Отпечатано в Институте географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1.