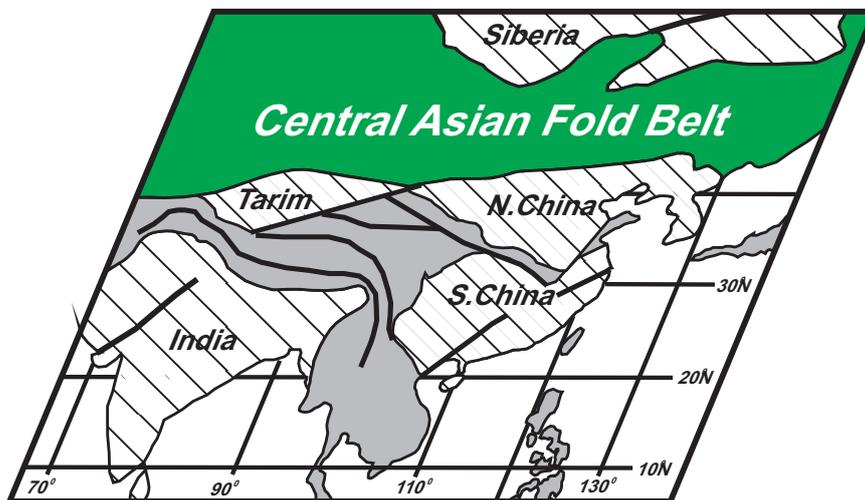




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ



2

ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 8

ИРКУТСК
2010

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

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

Материалы научного совещания
по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН

(14–17 октября 2010 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 2

Иркутск
2010

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – В 2-х томах. – Т. 2. –160 с.

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

Основная тематика совещания:

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

Председатель Оргкомитета совещания

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

Ученые секретари совещания

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

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 10-05-06103).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 7 от 14.09.2010 г.)

ISBN 978-5-902754-58-9 (т. 2)
ISBN 978-5-902754-56-5

© Институт земной коры СО РАН, 2010

СОДЕРЖАНИЕ

<i>ОШУРКОВСКИЙ КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Е.В. Скляр, Г.С. Рипп, Ванг Тао, Лингсен Зенг	7
<i>ПРИРОДА ГОНЖИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (АРГУНСКИЙ ТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)</i> А.М. Мазукабзов, А.Б. Котов, А.А. Сорокин, С.Д. Великославинский	9
<i>СООТНОШЕНИЕ ИЗОТОПОВ Nd и Sr И МОДЕЛЬНЫХ ВОЗРАСТОВ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЗУНМУРИНСКОЙ, ДЖИДИНСКОЙ И ХАСУРТИНСКОЙ СВИТ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> В.А. Макрыгина, В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий, И.В. Сандимиров, Г.П. Сандимирова	11
<i>ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ</i> Ю.Ф. Манилов	14
<i>К ПАЛИНОСТРАТИГРАФИИ УДИНО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> О.Р. Минина	16
<i>ДВУМЕРНАЯ ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ В ЮЖНОЙ СИБИРИ И МОНГОЛИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВО ВОСХОДЯЩЕГО МАНТИЙНОГО ПОТОКА</i> В.В. Мордвинова, А.В. Треусов	19
<i>ЧИСЛЕННАЯ ОЦЕНКА СКОРОСТИ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЙ ДЕНУДАЦИИ РЕЛЬЕФА ВЫСОКОГОРИЙ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ</i> Р.К. Непоп, А.Р. Агатова, Г.А. Квасов	22
<i>ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА И МИГРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ</i> А.В. Новопашина	25
<i>ПРОЯВЛЕНИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В БИРЮСИНСКОМ БЛОКЕ ПРИСАЯНСКОГО КРАЕВОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> А.Д. Ножкин, Н.В. Дмитриева	27
<i>ГЕОМАГНИТНЫЕ СУПЕРХРОНЫ: ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ИЛИ ПРОЯВЛЕНИЕ СТОХАСТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ГЕОМАГНИТНОГО ДИНАМО?</i> В.Э. Павлов	30
<i>НЕОДНОКРАТНЫЕ ИМПУЛЬСЫ МАГМАТИЗМА НА ЮГЕ ПРОВИНЦИИ СИБИРСКИХ ТРАППОВ И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РОЛЬ ДЛЯ ГЛОБАЛЬНЫХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РУБЕЖЕЙ</i> М.Т. Патон, А.В. Иванов, М.Л. Фиорентини, Н.Дж. Мак-Наутон, И. Мудровска, Л.З. Резницкий, Е.И. Демонтерова	35
<i>МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СОБЫТИЯ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА</i> Н.В. Попов, И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, П.С. Козлов	38
<i>ГРАНИТНО-МРАМОРНЫЕ ПРОТРУЗИИ ГОБИ-АЛТАЙСКОЙ ЗОНЫ (МОНГОЛИЯ)</i> Е.С. Пржиялговский, М.Г. Леонов, Ж. Бадамгарав, Е.В. Лаврушина	40
<i>ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КВАЗИПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ГРАНИТОВ МАССИВА ТАНЫН (ГОБИ-АЛТАЙ, ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ) НА МИКРОУРОВНЕ</i> Е.С. Пржиялговский, Т.Ф. Щербакова, Е.В. Лаврушина, А.Т. Савичев, Н.В. Горькова	43
<i>ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ</i> В.Н. Пучков	45

<i>ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ О ГЛУБИНАХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ</i>	
Н.А. Радзиминович, С.О. Балышев	48
<i>ЭВОЛЮЦИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ПОДНЯТИЯХ ЗАПАДНЫХ ЧАСТЕЙ БАЙКАЛЬСКОЙ И ЦЕНТРАЛЬНО-МОНГОЛЬСКОЙ РИФТОВЫХ ЗОН</i>	
С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, С. Дэмбэрэл	51
<i>ИСТОЧНИКИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНО-ОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i>	
Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич, Е.И. Ласточкин, И.А. Избродин	55
<i>О ГЕНЕЗИСЕ ПОЗДНЕВЕНДСКИХ ДИАМИКТИТОВ НА ОЛЕНЕКСКОМ ПОДНЯТИИ (СЕВЕРО- ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)</i>	
В.И. Рогов, Б.Б. Кочнев, Д.В. Гражданкин	57
<i>ВЕНДСКИЙ ЭТАП ОСТРОВОДУЖНОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ</i>	
С.Н. Руднев, Е.Н. Лепехина, Н.В. Родионов, П.А. Серов	59
<i>ДЕВОНСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В ПОДОШВЕ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ И В СЕРПЕНТИНИТОВОМ МЕЛАНЖЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ДАННЫЕ ИЗОТОПНО- ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ</i>	
А.В. Рязанцев, А.А. Белова	62
<i>ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА</i>	
В.Б. Савельева, А.Н. Ларионов, А.В. Травин, Е.П. Базарова	64
<i>ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛО-СИБИРСКОЙ ПОДВИЖНОЙ ОБЛАСТИ И МАНТИЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ</i>	
В.А. Саньков, А.В. Парфеевец, А.В. Лухнев, А.И. Мирошниченко, С.В. Ашурков	67
<i>НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ ОКЕАНИЧЕСКИМ БАЗАЛЬТАМ ИЗ АТБАШИ-КОКШААЛЬСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ</i>	
И.Ю. Сафонова, В.А. Симонов, Ю.С. Бискэ, К.С. Сакиев	70
<i>СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕННОГО СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ КОРОВЫХ И МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ НР / УНР КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОН</i>	
А.Ю. Селятицкий	73
<i>ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ТЕРАНЖИКСКОГО ГАББРО-ГРАНИТОИДНОГО ИНТРУЗИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)</i>	
И.В. Семенов, Н.Н. Крук, А.В. Травин, Я.В. Куйбида, М.Л. Куйбида	75
<i>ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СОБЫТИЯ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В АЛТАЙСКОМ ШЕЛЬФОВОМ И ПАЛЕОАЗИАТСКОМ ОКЕАНИЧЕСКОМ БАССЕЙНАХ</i>	
Н.В. Сенников, О.Т. Обут, Е.В. Буколова, Т.Ю. Толмачева	78
<i>ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА, ФОРМИРОВАВШИХ ДУНИТЫ И НАГЛИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)</i>	
В.А. Симонов, В.С. Приходько, С.В. Ковязин	81
<i>МАГМАТИЧЕСКИЕ КАРБОНАТЫ В ДОЛЕРИТАХ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ</i>	
Е.В. Складаров, Ю.В. Карякин, С.В. Канакин	83
<i>НИЖНЯЯ ГРАНИЦА КЕМБРИЯ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i>	
Ю.К. Советов, С. Йенсен	87
<i>ВЕНДСКАЯ БИОТА МНОГОКЛЕТОЧНЫХ МЯГКОТЕЛЫХ ЖИВОТНЫХ В ПРИСАЯНЬЕ: СВЯЗЬ С ОБСТАНОВКАМИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКОЙ</i>	
Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая, Д.В. Кречетов	90

<i>ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНО-КАЛГУТИНСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ АЛТАЙ)</i> Е.Н. Соколова, И.Ю. Анникова, С.З. Смирнов, Е.И. Астрелина, А.Г. Владимиров	94
<i>ПРОИСХОЖДЕНИЕ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ – ГИПОТЕЗЫ И ФАКТЫ</i> Л.В. Соловьева, Т.А. Ясныгина	96
<i>КОРРЕЛЯЦИЯ И МИКРОФОССИЛИИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЛЕНСКО-НЕПСКОЙ ЗОНЫ</i> А.М. Станевич, Т.А. Корнилова, А.Г. Вахромеев, А.М. Мазукабзов	99
<i>АРСЕНИОСИДЕРИТ В СКАРНОИДАХ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i> А.Е. Старикова, Е.В. Скляр, С.В. Канакин	101
<i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА</i> А.И. Ступина, А.В. Косынкин, А.Ю. Песков, А.Н. Диденко	104
<i>U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ МИГМАТИТОВ БОДОНЧИНСКОГО БЛОКА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)</i> В.П. Сухоруков, О.П. Полянский	106
<i>СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ КАК ФУНКЦИЯ ТИПА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ</i> Т.Ю. Тверитинова	108
<i>О ПРОИСХОЖДЕНИИ КВАРЦИТОВ КУРУМКАНСКОЙ ТОЛЩИ АЛДАНСКОГО ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОГО МЕГАКОМПЛЕКСА: РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ</i> Е.В. Толмачева, С.Д. Великославинский	111
<i>КРЕМНИСТЫЕ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ – СРЕДНЕГО ОРДОВИКА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) КАК ОТРАЖЕНИЕ ИСТОРИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО БАССЕЙНА</i> Т.Ю. Толмачева, А.В. Рязанцев, О.И. Никитина, К.Е. Дегтярев	113
<i>ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПАССИВНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВРЕМЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА</i> О.М. Туркина, Л.Н. Урманцева, А.Н. Ларионов	116
<i>ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТОККИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ</i> Е.Х. Турутанов, А.В. Степаненко, Б. Буянтогтох	119
<i>ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ</i> Е.Х. Турутанов, А.В. Степаненко, Б. Буянтогтох	122
<i>ГЕОДИНАМИКА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ЕВРАЗИИ</i> Г.Ф. Уфимцев	125
<i>СТРУКТУРНАЯ МАТРИЦА ЗОН НУТГЕЙ И ОРГОЙТА–ЗМЕИНАЯ ПАДЬ (КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)</i> В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, В.Е. Коварская	127
<i>ЗОНА ОРГОЙТА – ЗМЕИНАЯ ПАДЬ: ПОПЫТКА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ (ОЛЬХОНСКАЯ КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА, ОЗ. БАЙКАЛ)</i> В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, В.Е. Коварская, Д.А. Медных, А.Е. Егоров, Д.Е. Пещеров, А.И. Макаров	130
<i>РЕОЛОГИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КАК ФАКТОР ТЕКТониКИ (СВИДЕТЕЛЬСТВА ПО КАЛЕДОНИДАМ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)</i> В.С. Федоровский, Е.В. Скляр, А.М. Мазукабзов	132
<i>ОЛЬХОНСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН: ПАКЕТ КАРТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СОДЕРЖАНИЯ</i> В.С. Федоровский, Е.В. Скляр, А.М. Мазукабзов, А.Б. Котов, А.В. Лавренчук, Д.П. Гладкочуб	134

<i>ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА</i> А.А. Федотова, М.О. Аносова, А.А. Разумовский, Е.В. Хаин, А.В. Орлова	136
<i>ОТРАЖЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА В ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЯХ</i> М.А. Фомин, С.Ю. Беляев	139
<i>КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ – ВЕНДА СЯНО-МОНГОЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА</i> Е.В. Хаин, А.А. Федотова	142
<i>МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ УДИНО-ВИТИМСКОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОЗОИД)</i> В.К. Хрусталеv	145
<i>ГАВАЙИТЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ, АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН (ГАВАЙИ, КАМЧАТКА, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)</i> С.С. Цыпукова, А.Б. Перепелов, Ю.Д. Щербаков	148
<i>НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ ТРАППАМ ВИЛЮЙСКОЙ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ (ЫГГЫАТТИНСКАЯ ВПАДИНА, Р. ВИЛЮЙ)</i> А.В. Шаццлло, С.Ю. Орлов	152
<i>СТРУКТУРА И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, В.А. Гурьянов, А.Н. Диденко, А.С. Сальников, В.М. Соловьев	154
<i>МЕТАТОЛЕИТЫ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ В СИСТЕМЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, В.Г. Беличенко, И.Г. Бараш	156
<i>ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И ПРОБЛЕМЫ БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ</i> В.В. Ярмолюк	158
<i>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</i>	160

ОШУРКОВСКИЙ КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*А.М. Мазукабзов**, *Д.П. Гладкочуб**, *Т.В. Донская**, *Е.В. Скляр**,
*Г.С. Рипп***, *Ванг Тао****, *Лингсен Зенг****

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

**Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

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

В Забайкалье установлен своеобразный тип тектонических структур, сформированных в режиме трансенсии, которые по особенностям формирования соответствуют комплексам метаморфических ядер кордильерского типа [1–4]. Они четко выражены в морфоструктуре региона линейными поднятиями и комплементарными им впадинами, выполненными позднемезозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Их выделение базируется на синтезе данных, полученных в результате комплексных исследований (изотопно-геохимических, геохронологических, структурно-кинематических, петрологических) метаморфических и магматических образований.

Структурно-геологические исследования в сочетании с известными данными по возрасту формирования магматических комплексов позволяют обосновать выделение нового комплекса метаморфического ядра (КМЯ). Он расположен в нижнем течении р. Селенги и охватывает восточные отроги хребта Хамар-Дабан. КМЯ не имеет четкого морфологического выражения, вероятно в силу того, что большая его часть находится в зоне активного формирования кайнозойского рельефа. Наиболее ярко эти процессы проявились в северном крыле выделяемой структуры.

До недавнего времени полагали, что метаморфические толщи, обнажающиеся здесь, соответствуют архейским, палеопротерозойским либо неопротерозойским образованиям. Прорывающие их гранитоиды в значительной своей массе относились к неопротерозойским. Исследования последних лет показали, что возраст гранитоидов, так же, как и возраст метаморфизма вмещающих их толщ, соответствует позднему палеозою [5, 6]. Кроме того, среди магматических образований региона присутствуют интрузии позднемезозойского возраста, становление которых осуществлялось в условиях внутриплитного растяжения [7].

Основанием для выделения КМЯ являются следующие признаки: 1) наличие впадин, располагающихся на юго-восточном и северо-западном флангах структуры, выполненных раннемеловыми терригенными образованиями; 2) полосчатость и сланцеватость в милонитовых зонах характеризуется пологими углами погружения на флангах, подчеркивая аркообразную форму КМЯ; 3) однонаправленный северо-западный тренд линейности на плоскостях полосчатости в разных частях намечаемой структуры; 4) кинематические данные, собранные при изучении милонитов из зоны срыва, указывают на то, что тектонический транспорт вещества осуществлялся в юго-восточном направлении по региональному сбросу; 5) все многообразие тектонических структур (складки с моноклиальной симметрией, S-C структуры, порфинокластовые системы) было сформировано в условиях простого сдвига; 6) в центральной части ядра располагаются Ошурковский массив, сложенный породами габбро-сиенитовой серии – от меланократовых щелочных габбро до сиенитов [8]. Вскрытая часть массива составляет площадь около 14 км². По особенностям строения массив напоминает комплекс параллельных даек, пластинчатые тела которых располагаются субвертикально. Пространственная ориентировка даек варьируется от субмеридиональной до северо-западной. Прорывающие их гранитные пегматиты в большинстве своем имеют субширотное простирание. Внедрение всех картируемых здесь образований осуществлялось в условиях растяжения [7, 9]. Кристаллизация магматитов, судя по результатам Rb-Sr изотопного датирования пород и минералов, произошла 100–120 млн лет назад, что соответствует второй половине раннего мела [7]. Согласно амфиболовому геобарометру, подобные процессы происходили при давлении 5–6 кбар, что соответствует глубинам

~16–20 км [6]. Близкие РТ-условия были получены для метаморфических толщ, коррелируемых с вмещающими образованиями Ошурковского массива [6]. Имеющиеся данные указывают на то, что в выводе подобных образований на современный уровень значительная роль принадлежит тектоническому фактору. Наиболее эффективная его реализация могла осуществляться в режиме растяжения, т.е. при условии формирования комплексов метаморфических ядер. В верховьях р. Еловки в дорожных карьерах вскрыта зона катаклазитов и брекчий, полого погружающаяся в северо-западном направлении. Кинематические признаки указывают на перемещение аллохтона в южных румбах. Вполне вероятно, что эти тектониты маркируют зону детачмента. Кроме того, время метаморфических преобразований в гнейсах южного крыла намечаемой структуры соответствует 118 млн лет (по неопубликованным данным Г.С. Риппа).

Приведенные данные указывают на то, что в рассматриваемом регионе имеются все предпосылки для выделения комплекса метаморфического ядра. Кроме того, изложенные сведения еще раз подтверждают, что позднемезозойские движения, отражающие внутриплитные растягивающие напряжения, охватили обширную площадь Забайкалья и оказали существенное влияние на перестройку структуры региона. Это необходимо учитывать при различных геодинамических реконструкциях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ – ГФЕН (Китай), проект № 08-05-92211; Программы ОНЗ 10. 3; ГК 740. 11. 0721.

- [1] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. и др. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // Доклады АН. – 1994. – Т. 339, № 1. – С. 83–86.
- [2] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во РИНЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. – 192 с.
- [3] Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // Доклады АН. – 2006. – Т. 406, № 6. – С. 778–792.
- [4] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M, Hegner E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society, London. – 2008. – V. 165. – P. 405–421.
- [5] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 156–180.
- [6] Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 615–628.
- [7] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф., Врублевская Т.Т., Бурдуков И.В. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 6. – С. 730–744.
- [8] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Бурдуков И.В., Карманов Н.С. Сиениты как продукт фракционной кристаллизации щелочно-базальтовой магмы Ошурковского массива, Забайкалье // Петрология. – 1998. – Т. 6, № 1. – С. 30–53.
- [9] Litvinovsky B.A., Jahn B.-M., Zandvilevich A.N., Sadaev M.G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite–syenite series: the Oshurkovo plutonic sheet complex, Transbaikalia, Russia // Lithos. – 2002. – V. 64. – P. 97–130.

ПРИРОДА ГОНЖИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (АРГУНСКИЙ ТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)

*А.М. Мазукабзов**, *А.Б. Котов***, *А.А. Сорокин****, *С.Д. Великославинский***

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

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

***Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН

Гонжинское поднятие располагается в пределах северо-восточного фрагмента Аргунского террейна Центрально-Азиатского подвижного пояса, примыкающего к Монголо-Охотскому складчатому поясу. Для него характерна овальная в плане форма (40×50 км). Оно сложено преимущественно биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, среди которых присутствуют амфиболиты и, реже, пластообразные линзы диопсидсодержащих мраморов. Согласно легенде к геологической карте этого региона, они объединяются в гонжинскую серию раннего протерозоя. Степень метаморфизма пород гонжинской серии соответствует амфиболитовой фации. В обрамлении поднятия выделяются фрагменты впадин, выполненных слабдеформированными среднеюрскими и раннемеловыми терригенными толщами, выходы гранитоидов позднего палеозоя с ксенолитами осадочных образований девонского возраста, а также интрузии раннего мела.

Результаты изотопно-геохимических исследований показали, что гонжинская серия была сформирована не в раннем протерозое, а, вероятнее всего, в среднем палеозое [1]. Возраст гранитоидов бекетского и чаловского комплексов, прорывающих гонжинскую серию, составляет соответственно 124 ± 1 и 131 ± 7 млн лет (U-Pb метод по циркону). В то же время диориты бекетского комплекса и породы гонжинской серии характеризуются сходными структурно-метаморфическими преобразованиями. Все это свидетельствует о том, что метаморфизм гонжинской серии относится к интервалу 123–125 млн лет [1]. Данное метаморфическое событие моложе регионального метаморфизма станового комплекса, который был обусловлен коллизионными процессами на границе Амурского супертеррейна. Исходя из этого, можно предполагать, что позднемезозойский метаморфизм был связан с коллапсом орогена.

Структурные исследования, проведенные в долине р. Уркан, пересекающей Гонжинское поднятие, позволяют разделить его на три домена, которые различаются по характеру ориентировки плоскостных и линейных структурных элементов. Северо-западному домену свойственно падение плоскостных текстур на северо-запад под углом 40–20°. Линейность погружается в этом же направлении и по кинематическим признакам соответствует режиму растяжения (асимметричные структуры пережима – раздува). Возникновение данного структурно-кинематического парагенеза осуществлялось в условиях пологого сброса. Средний домен характеризуется пологим залеганием плоскостных и линейных структурных элементов. При этом линейные элементы (шарниры мелких складок, минеральные скопления, штрихи скольжения) имеют преобладающую северо-западную ориентировку. Кроме того, здесь картируются мелкомасштабные асимметричные лежащие складки. Их шарниры испытывают угловой разворот, величина которого достигает 45°. Это явление, вероятно, указывает на формирование здесь футляровидных складок, что создает эффект наложения складок разного плана. Юго-восточный домен характеризуется развитием асимметричных складок разной амплитуды, шарниры которых полого погружаются в юго-восточном направлении (аз. погружения 130°, угол 5–10°). Аналогичную ориентировку имеет минеральная линейность. Положение плоскостных элементов варьируется от субгоризонтального залегания до крутого (50°) и характеризуется северо-западным простираем.

Имеющиеся геологические и геохронологические данные, дополненные результатами структурных наблюдений, заставляют по-иному взглянуть на природу Гонжинского поднятия, образование которого ранее рассматривалось в рамках модели формирования гранитогнейсовых куполов. Приведенные выше данные указывают на то, что структурно-метаморфические

преобразования в породах гонжинской серии осуществились во второй половине раннего мела. В результате мы имеем парадоксальную ситуацию, согласно которой в соприкосновение приведены неметаморфизованные осадочные образования и высокоградиентные комплексы. Формирование последних могло происходить на среднекоровых уровнях (14–17 км). Возникает закономерный вопрос о механизме вывода на поверхность этих высокоградиентных образований за относительно непродолжительный отрезок времени. По целому ряду признаков видно, что формирование структурно-вещественных парагенезов в породах гонжинской серии могло осуществляться в условиях становления комплекса метаморфического ядра [2]. Следовательно, есть основания полагать, что природа Гонжинского поднятия связана с комплексами метаморфических ядер кордильерского типа. Однако для окончательного вывода об его природе необходимо проведение дополнительных структурных исследований в зоне детачмента с целью изучения кинематических индикаторов.

- [1] Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Кургузова А.В., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Возраст метаморфических комплексов восточной части Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. – Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010. – С. 21.
- [2] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1997. – 192 с.

СООТНОШЕНИЕ ИЗОТОПОВ Nd и Sr И МОДЕЛЬНЫХ ВОЗРАСТОВ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЗУНМУРИНСКОЙ, ДЖИДИНСКОЙ И ХАСУРТИНСКОЙ СВИТ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

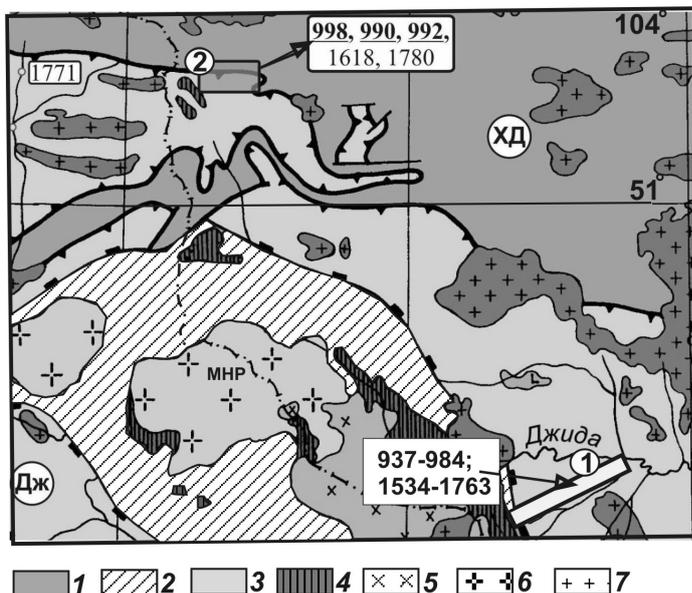
*В.А. Макрыгина**, *В.Г. Беличенко***, *Л.З. Резницкий***,
*И.В. Сандимиров**, *Г.П. Сандимирова**

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

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

Для метатерригенных пород из разрезов Хамардабанского (от Слюдянки до Южного Прихубсугуля), Тункинского и северной части Джидинского террейна были установлены близкие значения модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ – от 1.7 до 2.1 млрд лет при величине $\epsilon_{Nd}(T)$ от –4 до –11 [1]. Сочленение этих террейнов представлено зонами сложных покровно-складчатых структур. Вдоль северной границы Джидинского террейна выделяется Зунмуринский покров, сложенный одноименной свитой. Предполагается аналогия ее с отложениями джидинской толщи, но вопрос остается дискуссионным [2]. Во-первых, выходы зунмуринской свиты отделены от Джидинского террейна тектоническим окном с выходами хамардабанских пород, а во-вторых, зунмуринские породы сильнее метаморфизованы. В Зунмуринском покрове обнаружены ϵ_{Nd} –положительные породы с неопротерозойским модельным возрастом 992–998 млн лет. Эти данные, наряду с наличием в зунмуринской свите гипербазитов, являются аргументом в пользу отнесения ее к Джидинскому островодужному террейну.

Для уточнения положения границы Джидинского и Хамардабанского террейнов было проведено сравнение геохимических особенностей метатерригенных и вулканокластических пород джидинской и хасуртинской свит с гнейсами зунмуринской свиты, положение которой спорно. Прямое сравнение затруднено высокой степенью метаморфизма в зунмуринской свите и слабым зеленосланцевым метаморфизмом на Джидинском участке. Метаосадочные породы джидинской и хасуртинской свит различаются обилием в хасуртинской свите грубообломочного, слабоокатанного материала, вплоть до олистостром. Для джидинской свиты характерна лучшая сортировка материала и ритмичное чередование пород от пелитов до крупнозернистых песчаников. Все они представляют полимиктовые разности и по сравнению со средним сланцем PAAS имеют более низкие «толеитовые» концентрации щелочных и щелочно-земельных



Геологическая схема строения участка исследования (по В.Г. Беличенко). 1 – Хамардабанский (ХД), 2–4 – Джидинский (Дж) террейны. 4 – габбро и ультрабазиты; 5 – граносиениты; 6 – плагиограниты; 7 – гранитоиды нерасчлененные. Серые прямоугольники – изученные участки, в белых прямоугольниках – значения модельного возраста (млн лет) хасуртинской (2) и джидинской (3) свит (уч-к 1) и зунмуринской свиты (уч-к 2).

Таблица 1. Состав метатерригенных пород хасуртинской (XC24 – 24/03), джидинской (17/03 – XC-19) и зунмуриной (XD1412 – XD565) свит Джидинского террейна

	XC24	XC35	24/03	17/03	XC2	XC19	XD141	XD198	XD761	XD272	XD566
SiO ₂	47.91	50.67	48.83	45.76	56.60	63.89	59.74	56.23	58.03	66.26	63.48
TiO ₂	1.74	0.90	3.34	2.51	.82	0.74	0.93	1.06	1.06	0.90	0.89
Al ₂ O ₃	16.75	15.48	13.00	10.60	13.14	14.46	16.16	19.05	17.39	14.34	14.00
Fe ₂ O ₃	5.37	2.39	2.43	3.86	1.42	1.66	2.46	4.37	1.55	1.87	1.53
FeO	5.32	6.05	4.03	9.10	5.53	6.32	4.63	4.83	6.61	4.18	4.83
MnO	0.14	0.15	0.17	0.10	0.13	1.18	0.12	0.35	0.14	0.10	0.09
MgO	4.41	6.53	4.47	8.22	5.30	2.57	3.32	3.76	3.92	2.38	5.33
CaO	9.78	7.13	8.22	7.06	5.16	.35	2.91	3.04	2.99	3.44	2.59
Na ₂ O	3.59	3.37	3.15	0.14	1.84	2.59	4.32	3.18	3.59	2.28	2.69
K ₂ O	1.55	1.29	3.93	3.02	1.73	3.91	2.44	1.41	2.14	2.31	2.93
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.80	0.47	0.18	0.08	0.21	0.42	0.23	0.20	0.24
ппп	2.88	5.12	2.5	4.73	7.55	1.62	1.45	1.74	1.44	1.04	0.83
Сумма	100.1	99.99	100.4	100.3	100.1	100.1	99.96	99.44	100	99.3	100.1
Li	11	22	39	56	30	61	48	190	38	42	40
Rb	27	26	52	52	37	152	54	30	45	76	80
Ba	170	370	370	140	460	780	549	263	513	517	717
Sr	180	350	80	62	140	140	401	235	395	243	363
Pb	2.1	2.5	5.4	2.8	16	11	8.3	11	6	9.1	6
Zn	91	100	140	230	130	93	110	77	48	110	53
Cu	63	57	230	325	79	45	28	11	23	25	15
Co	29	18	35	64	21	43	25	32	32	23	27
Ni	65	100	26	54	95	160	120	200	110	83	150
Cr	150	150	14	3	140	100	360	750	230	120	500
V	220	180	310	370	150	85	300	270	280	290	220
La	9.8	10	28	24	26	45	25	25	18	35	20
Ce	24	26	54	90	57	93	51	77	37	83	33
Nd	6	8	49	57	27	49	40	43	29	37	23
Yb	2.2	2.4	4.9	5.3	3.3	2.5	1.5	2.8	2.0	3.1	2.2
Y	21	26	60	48	40	33	34	35	32	30	25
Zr	84	64	210	190	119	115	132	163	152	201	182
B	60	21	21	27	39	130	72	64	13	7.9	12

элементов (Rb, Ba, K) и LREE и более высокие Ni, Cr (табл. 1 [3]). Это свидетельствует о среднем и основном составе области сноса их терригенного материала. Джидинская свита амагматична в отличие от хасуртинской, где большую роль играют вулканиты, туффиты и туфоалевролиты. И магматиты, и вулканокластиты относятся к двум геохимическим типам: толеитовым базальтам с высоким содержанием Ni, Cr, Sr и щелочным базальтам, обогащенным Ti, K, P, а из редких элементов – Li, Rb, Zn, Cu, Zr и REE. Метатерригенные породы обеих свит по редкоэлементному составу близки к сланцам зунмуриной свиты, но в последней они содержат больше кремнезема и соответствуют андезитовому составу.

Для метатерригенных разностей пород джидинской и хасуртинской свит были впервые определены значения Nd-модельного возраста. Как и в зунмуриной свите, они четко разделились на две группы. Для туффитов и туфоалевролитов хасуртинской свиты характерны значения модельного возраста около 1 млрд лет и положительные значения εNd (табл. 2), которые одинаковы с зунмуринскими сланцами и ложатся на линию мантийной последовательности для 600 млн лет. Алевролиты и слюдястые сланцы джидинской свиты имеют отрицательные значения εNd и значения модельного возраста 1565–1946 млн лет, которые встречаются и в сланцах зунмуриной свиты (табл. 2). Более древние значения возраста свидетельствуют о существенно коровом мезопротерозойском источнике протолита метатерригенных пород джидинской и части зунмуриной свиты. Рифейский модельный возраст указывает на значительную долю детритуса изверженного мантийного материала основного состава в хасуртинской свите. Это туфовый материал и продукты разрушения Джидинской островной дуги и островов, имеющие

Таблица 2. Nd модельный возраст и отношения изотопов в метатерригенных породах зунмуриинской (ХД272-197 – по [1]), джидинской (ХС-2-17/03) и хасуртинской (27/03-24/03) свит (данные этой работы)

№ проб	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	E (0)	E (T)	T (DM)	T (DM-2st)
ХД-272	0.1260	0.512143	-9.7	-5.2	1750	1670
ХД-565	0.1230	0.512187	-8.8	-4.1	1618	1582
ХД-761	0.1355	0.512644	0.1	4.0	990	909
ХД-141	0.1344	0.512635	-0.1	3.9	992	917
ХД-197	0.1391	0.512668	0.6	4.3	988	889
ХС-2	0.12274	0.512216	-8.2	-3.5	1565	1534
ХС-19	0.11246	0.512041	-11.6	-6.3	1669	1763
17/03	0.14448	0.512266	-7.3	-3.9	1946	1569
27/03	0.16277	0.512705	1.3	3.5	1339	954
ХС-24	0.14568	0.512660	0.4	3.7	1101	937
ХС-35	0.15011	0.512669	0.6	3.6	1156	946
24/03	0.14568	0.512631	-0.1	3.1	1166	984

толеитовые и щелочно-базальтовые составы. Базальт ХС24 имеет такой же модельный возраст – 937 млн лет. В зунмуриинской свите была значительная добавка островодужной пирокластике андезитового состава, но сохранялись и высокие концентрации Ni и Cr, поставляемые при разрушении местных массивов гипербазитов. Эти новые факты – еще одно подтверждение идентичности зунмуриинской и хасуртинской толщ и их принадлежности Джидинскому террейну.

- [1] Резницкий Л.З., Макрыгина В.А., Ковач В.П., Беличенко В.Г., Котов А.Б. Нижний предел возраста протолитов Хамардабанского, Тункинского и Джидинского террейнов: Sm-Nd данные по метатерригенным породам // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. – С. 62–64.
- [2] Беличенко В.Г., Шафеев А.А., Хренов П.М., Чернов Ю.А. Новые данные о стратиграфическом положении зунмуриинской свиты (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 1966. – № 9. – С. 130–135.
- [3] Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Вещева С.В. Геохимические особенности метатерригенных пород Джидинского террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 7–9.

ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Ю.Ф. Манилов

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
Всероссийский научно-исследовательский институт ГО и ЧС, Дальневосточный филиал,
manilov@itig.as.khb.ru

В Среднем Приамурье в мезозое – кайнозое вулканизм оказался сквозным для всей территории [1]. Максимум магматической активности приходится на мезозойское время. С вулканическими породами тесно связан гранитоидный магматизм. В современном срезе вулканические породы в зависимости от контролирующих их структурных элементов сохранились в виде изолированных изометричных полей или протяженных поясов. В пределах территории выделяются две вулканоплутонические системы (мегапояса) [2]. Большинство вулканических образований относится к западной Удско-Большехинганской – позднеюрско-раннемеловой системе, которая на изучаемой территории представлена Дахинганским вулканоплутоническим поясом. Охотско-Сунгарийская – альб-сеноманская (кампанская) – система проявлена зонами Сунгари-Селитканского вулканоплутонического пояса в пределах Малохинганского блока и в фундаменте Среднеамурской депрессии. Серьезным препятствием при изучении является закрытость территории. Осадочные комплексы мезозоя Амуро-Зейского бассейна и Среднезейской депрессии вуалируют геолого-структурную картину региона. В этой ситуации часть неопределенностей стало возможным разрешить посредством комплексного анализа геофизической и геологической информации. Задача настоящих исследований: выделить зоны развития магматизма в пределах осадочных бассейнов.

Проведенное изучение основано на анализе физических свойств магматитов и их окружения. Осадочные отложения мезозойско-кайнозойского возраста составляют большую часть чехла депрессивных структур региона. В подавляющем большинстве своем они являются немагнитными или слабомагнитными. Наличие аномалий магнитного поля является предпосылкой для выявления вулканогенных образований.

Проблема состоит в том, чтобы вычленив из суммарного магнитного поля приповерхностные магнитные неоднородности, характеризующие магнитные свойства верхней части коры. Для этого использованы материалы трансформаций аномального магнитного поля, которые позволяют сгладить аномальный магнитный эффект приповерхностных неоднородностей. За основу взята карта осредненного магнитного поля с радиусом осреднения 12 км, позволяющая в значительной степени уменьшить влияние неоднородностей – до 4.5 км. Впоследствии проведено сопоставление наблюдаемого и трансформированного полей. В контурах осадочных бассейнов выделены участки, заметно отличающиеся по морфологии и интенсивности от редуцированного поля. По сути, из наблюдаемого магнитного поля вычтено редуцированное и получено остаточное. На полученной карте аномалий остаточного магнитного поля проявились площади, являющиеся ареалами распространения различных магнитных пород. Для дальнейшего анализа привлекался геологический материал и данные гравиметрии.

Проведенные исследования позволили закартировать локализацию вулканических зон под чехлом Амуро-Зейского и Среднеамурского бассейнов. Выделены Приамурская, Зее-Селемджинская и Западно-Туранская вулканогенные зоны в Амуро-Зейском бассейне и Ульдуро-Чуркинская в фундаменте Среднеамурского. Кроме того, к востоку от вулканического пояса Большого Хингана в южном обрамлении Амуро-Зейского бассейна проявились отдельные изолированные тела вулканитов, прослеживающиеся до Малого Хингана.

Границы Умлекано-Огоджинской и Хингано-Олонойской зон, области развития кайнозойских вулканитов вынесены преимущественно по геологическим данным [2].

Приамурская вулканоплутоническая зона локализована вдоль р. Амур в пределах Петропавловского поднятия и Климоунцевской впадины. В магнитном поле зона представляет собой совокупность множества локальных преимущественно положительных аномалий.

Зее-Селемджинская вулканогенная зона представляет собой довольно протяженный пояс вулканических пород различного состава. Вулканиды зоны образуют цепь, пересекающую Зее-Буреинскую депрессию с юго-запада на северо-восток от Благовещенского поднятия до северо-восточного края Туранского блока. В магнитном поле пояс представлен протяженной цепочкой локальных преимущественно отрицательных аномалий северо-восточной ориентировки.

Западно-Туранская вулканогенная зона – вулканиды и вулканогенные образования ранне-мезозойского возраста, дислоцированные вдоль западной периферии Туранского блока Турано-Чжангуацайлинского массива. В магнитном поле зона выражена цепью преимущественно положительных локальных аномалий близмеридиональной направленности.

Большая часть *Ульдуро-Чуркинской вулканоплутонической зоны* погребена под осадочным чехлом. Отдельные выходы магматических пород наблюдаются в Ульдуро-Чуркинском поднятии и в обрамлении Бирофельдского грабена. Вулканиды выделяются в основном по локальным знакопеременным аномалиям близширотной направленности. В пределах зоны наблюдаются гранитные интрузии позднемелового возраста, которые идентифицируются локальными магнитными аномалиями северо-западной направленности.

Приамурская зона локализована в Амуро-Зейской депрессии; Зее-Селемджинская контролируется разломом Таси и расположена вдоль западного борта Зее-Буреинской депрессии; Западно-Туранская зона вытянута вдоль Западно-Туранского разлома; Ульдуро-Чуркинская контролируется Итунь-Иланьским дизъюнктивом системы Танлу.

Границы вулканоплутонических поясов приняты по геологическим данным. *Дахинганский пояс* на территории Среднего Приамурья представлен совокупностью вулканоплутонических комплексов позднеюрско-раннемелового (в основном доальбского) возраста, объединяет вулканические зоны среднего, кислого и основного состава. В пределах территории вулканизм проявился несколькими этапами, образуя одновременно несколько вулканических зон. Все вулканические породы относятся к известково-щелочной серии повышенной щелочности. По содержаниям петрогенных и редких элементов они отвечают субдукционным вулканидам. В пределах изучаемой территории Дахинганский пояс представлен зонами: Умлекано-Огоджинской, Приамурской, Зее-Селемджинской, Западно-Туранской.

Сунгари-Селитканский вулканоплутонический пояс объединяет в основном альб-сеноманские вулканические породы и комагматичные им плутонические образования; пространственно и структурно отделен от юрско-нижнемеловых вулканогенов. В пределах исследуемого района отбивается только его западная граница. Она проходит вдоль Хинганской системы разломов. Пояс представляет собой дугообразную полосу, состоящую из отдельных разобренных вулканических полей, подчиненных общей формационной, геохимической и металлогенической зональности, кроме того, он выражается в направленности геофизических полей. В магнитном поле ориентировка локальных аномалий меняется с северо-восточной на близмеридиональную и даже северо-западную. В пределах изучаемой территории выделяются две зоны развития средне-позднемелового вулканизма: Хингано-Олонойская и Ульдуро-Чуркинская.

[1] Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. – М.: Недра, 1975. – 112 с.

[2] Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин и др. Тектоника, глубинное строение, металлогения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к тектонической карте, масштаб 1:1500000. 2005. – 264 с.

К ПАЛИНОСТРАТИГРАФИИ УДИНО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.Р. Минина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

В результате проведенных в последние годы детальных исследований в пределах Западного Забайкалья выделяется обширная зона палеозойд – Удино-Витимская складчатая система, включающая каледонские и герцинские структуры [2, 3]. Полученные материалы по Витимкан-Ципинской (Багдаринский, Уакитский районы), Удино-Витимской (Курбинский, Еравнинский районы), Бирамьино-Янгудской (Бирамьино-Бамбуйская подзона) зонам палеозойд позволяют говорить о том, что на территории Байкальской горной области в девоне возникла система позднеколлизионных бассейнов седиментации, просуществовавших до среднего карбона включительно. В структурном отношении все структурно-формационные зоны представляют собой серию блоков, приуроченных к провесам кровли Ангаро-Витимского батолита, образованного преимущественно позднепалеозойскими гранитоидами. Все зоны Удино-Витимской системы объединяет присутствие в их разрезах разнообразных в формационном отношении средне- и верхнепалеозойских отложений, охарактеризованных комплексами органических остатков карбона [3, 5]. Особое место при палеонтологическом изучении стратифицированных образований занимает палинологический метод, который в последние годы получил широкое распространение. Долгое время считалось, что микрофоссилии, а основной объем информации относился именно к ним, не могут быть использованы для биостратиграфического расчленения отложений в регионе. Присутствие их в более древних образованиях объяснялось переотложением – засорением образцов, вмывом по трещинам, карстом и т.д. [7]. Однако в большей части стратон, датированных по комплексам миоспор, впоследствии были найдены макроостатки фауны и флоры, подтверждающие возрастные датировки по миоспорам [5]. Использование палинологического метода позволило выработать детальную биостратиграфическую (фитостратиграфическую) основу для выделения и расчленения верхнедевонских отложений Уакитской и Бамбуйско-Олингдинской зон карбона [4]. В настоящее время комплексы миоспор девона и карбона установлены в большей части стратон Икат-Багдаринской, Еравнинской и Курбинской СФЗ.

Икат-Багдаринская зона. К среднему – верхнему палеозою здесь отнесены ороченская, якшинская, точерская и багдаринская свиты, возраст которых определен по комплексам органических остатков карбона [3, 4]. Представительные комплексы миоспор выделены во всех стратонах.

В составе комплекса микрофоссилий *ороченской свиты* преобладают виды миоспор *Acanthotriletes serratus* Naum., *Archaeozonotriletes nanus* Naum. и др., характерные для живетского яруса среднего девона, что позволяет ограничить время ее образования живетским веком среднего девона. В составе комплекса микрофоссилий нижней подсвиты *якшинской свиты* преобладают виды *Brochotriletes faveolatus* Naum. var. *minor* Naum., *Knoxisporites polymorphus* (Naum.) Bar. et Hil., *Geminospora subcompacta* (Naum.) Obukh., *Knoxisporites polymorphus* (Naum.) Br. et Hil. и др., характерные для франского яруса (вероятнее всего нижефранского) верхнего девона. В нижней части разреза верхней подсвиты выделены миоспоры видов *Hymenozonotriletes denticulatus* Naum., *H. velatus* Naum., *Brochotriletes faveolatus* Naum. var. *minor* Naum., *Lophozonotriletes crassatus* Naum., *L. excisus* Naum., *L. kuschkulicus* Tschibr., *Verrucosisporites grumosus* (Naum.) Sall., характерных для верхней части франского яруса верхнего девона. Таким образом, возрастной диапазон свиты по миоспорам определяется в пределах франского яруса. Следует отметить, что комплекс миоспор содержит 25 % видов, характерных для живетского яруса среднего девона. В *багдаринской свите* (нижняя и средняя подсвиты) выделен комплекс миоспор, в составе которого преобладают виды *Archaeozonotriletes tschernovii* Naum., *A. nalivkinii* Naum., *Chelinospora timanica* (Naum) Lobo. et Streel, *Hymenozonotriletes*

dentatus Naum., *H. mancus* Naum. и др., типичные для отложений франского яруса верхнего девона. Комплекс миоспор верхней подсвиты характеризуется присутствием видов *Lophotriletes pennatus* (Isch.) Kedo *Tuberculatosporites* Imgr., *Gleichenia* Smith. и др., впервые появляющихся и распространенных в нижнем – среднем карбоне. В нижней части разреза *точерской свиты* выделен комплекс миоспор, в составе которого преобладают формы – *Geminospora basilaris* (Naum.) Pashk., *G. rugosa* (Naum.) Obukh., *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmet, *Arreticulispora retiformis* (Naum.) Obukh., *Kedoesporites imperfectus* (Naum.) Obukh. и др., распространенные в верхнем девоне – нижнем карбоне. В известняках средней части разреза установлены миоспоры фаменского яруса верхнего девона – турнейского яруса нижнего карбона. В верхней части разреза выделены миоспоры, среди которых встречены виды *Dictyotriletes rotundatus* Naum., *Verrucosisporites mesagrumosus* (Kedo) Byv., *Auroraspora rugosiuscula* (Jusch.) Byv., *Leiotriletes ornatus* Isch., характерные для отложений нижнего карбона. Представительные комплексы миоспор обнаружены в отложениях *икатской свиты* бассейна р. Караталы. В нижней части разреза установлены виды *Auroraspora hyalina* (Naum.) Streel., *A. pallida* (Naum.) Avkh. *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playf., *Punctatisporites punctulatus* (Naum.) Oshurk., характерные для фаменского яруса верхнего девона – турнейского яруса нижнего карбона. В составе палинокомплекса из верхней части разреза преобладают виды *Hymenozonotriletes auranticus* Naum., *H. incisus* Iusch. и др., характерные для нижнего карбона, а максимум видов *Leiotriletes notatus* Hacq., *Auroraspora granulata* (Kedo) Oshurk. приходится на турнейский ярус.

Кроме миоспор, во всех пробах встречены многочисленные обрывки тканей высших растений, которые появляются только в силуре. Следует отметить, что в некоторых палеонтологических шлифах, микрофаунистических и палинологических пробах установлены фрагменты докембрийско-нижнепалеозойской органики, присутствие которых мы объясняем седиментационным переотложением, связанным с размывом додевонских пород.

Еравнинская зона. В пределах зоны из состава олдындинской свиты нижнего–среднего кембрия выделена *ульзутуйская толща* [1]. Возраст толщи по комплексам органических остатков определяется девоном – нижним карбоном как наиболее вероятный. Миоспоры выделены только в левоолдындинской подтолще (олистостромовая) верхнего течения р. Левая Олдында и на междуречье Ульзутуй – Известковый. В составе комплекса преобладают виды *Simozonotriletes intirtus* (Waltz) Isch. var. *trigonus* Kedo, *Punctatisporites platyrugosus* (Waltz) Sulliv. var. *giganteus* Waltz, *Chomotriletes concentricus* (Byv.) Oshur., *Vallatisporites genuinus* (Iusch.) Byv., *Hymenozonotriletes minimus* Kedo, *Verrucosisporites mesogrumosus* (Kedo) Byv., распространенные в верхнем девоне – нижнем карбоне (турне) и характерные для нижнего карбона. Таким образом, возраст левоолдындинской подтолщи по миоспорам определяется в интервале верхнего девона – турнейского яруса нижнего карбона. *Химгильдинская свита* по миоспорам датируется верхним девоном (фамен) – средним карбоном, а иташинская – как верхнедевонская, нижнефранская [2].

Турка-Курбинская зона. Результаты палинологических исследований стратонов зоны опубликованы ранее [6] и определяют возраст андреевской свиты как раннекаменноугольный, ямбуйской свиты – как верхнедевонско-нижнекаменноугольный. Возраст терригенных пород пановской свиты определяется в интервале визейского яруса нижнего – до средней части среднего карбона. В верхней части разреза курбинской свиты выделены миоспоры верхнего девона (до среднего фамена), здесь же обнаружен комплекс конодонтов этого возрастного интервала [1].

Таким образом, временные интервалы, полученные по миоспорам, хорошо коррелируются с данными по конодонтам [1] и другим группам органических остатков [5, 6]. Миоспоры в большинстве случаев позволяют нам датировать отложения до яруса или даже подъяруса. Для местных стратиграфических подразделений, охарактеризованных комплексами органических остатков, по миоспорам устанавливаются временные интервалы корреляции, которые позволяют нам сопоставлять с ними стратоны, охарактеризованные только миоспорами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ и СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» (проекты 7.10.1, 7.10.2) и РФФИ (проекты 05-05-64035, 08-05-00290, 08-05-00409).

[1] Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минаева О.Р., Руженцев С.В. Стратиграфия и конодонты палеозоя Уди-

- но-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010 (наст. выпуск).
- [2] *Гордиенко И.В., Булгаков А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 589–614.
- [3] *Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е.* Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // Доклады АН. – 2007. – Т. 417, № 2. – С. 225–228.
- [4] *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.
- [5] *Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Катюха Ю.П.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. – С. 38–41.
- [6] *Минина О.Р., Катюха Ю.П., Ветлужских Л.И.* Новые данные о возрасте отложений Ямбуйского ксенолита (Удино-Витимская зона, Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 20–22.
- [7] *Хоментовский В.В.* О вмыве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ним проблемах стратиграфии // Геология и геофизика. – 1985. – № 1. – С. 6–12.

ДВУМЕРНАЯ ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ В ЮЖНОЙ СИБИРИ И МОНГОЛИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВО ВОСХОДЯЩЕГО МАНТИЙНОГО ПОТОКА

В.В. Мордвинова, А.В. Треусов***

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

**Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, treusov@ifz.ru

Мы исследовали скоростную структуру юга Сибирского кратона и его складчатого окружения на основании телесейсмических записей Р-волн стационарной Байкальской сейсмической сети и профилей временных станций PASSCAL_1992 и MOBAL_2003, которые пересекаются на юго-западе Байкальского региона. Структура от поверхности Земли до глубины 600 км промоделирована двумерным вариантом метода классической томографии [1]. Графическими тестами показано, что использованная система телесейсмических лучей может обеспечить локализацию скоростных аномалий в мантии, но контуры аномалий делаются менее четкими, а интенсивность занижается примерно вдвое. В результате величина выявленных скоростных аномалий составляет не более чем ± 3 % относительно стандартного скоростного разреза Земли IASP91.

Согласно полученному по данным Байкальской сети вертикальному сечению вдоль юго-западного–северо-восточного простираия Байкальской рифтовой системы (БРС), центр и северо-восток системы рифтов расположены над окраиной Сибирского кратона с мощной (100–150 км) высокоскоростной литосферой, тогда как ее юго-западный фланг соответствует зоне низкой скорости в коре верхней мантии [2, 3]. Низкоскоростная зона особенно хорошо выражена вдоль профиля PASSCAL_1992 северо-восточного простираия, пересекающего Сибирскую платформу, юг озера Байкал и складчатые области Монголии. Близповерхностная интенсивная часть низкоскоростной аномалии совпадает не с Байкальской впадиной, а с южными отрогами Хамар-Дабан [3–5].

Томография по профилю MOBAL_2003, который проходит примерно вдоль 100-го меридиана, обнаруживает сложную низкоскоростную структуру с максимумом интенсивности в интервале глубин 0–200 км под наивысшим поднятием восточного Хангая. Хангайская аномалия ясно прослеживается, по крайней мере, с глубины 600 км, и очевидна ее связь на глубинах 200–300 км с более слабой аномалией под юго-западной частью БРС [3].

Более детальный образ структуры до глубины 300 км получен совместной инверсией гравитационных и телесейсмических данных профиля MOBAL [6]. Сопоставление показывает хорошее согласие между наиболее низкоскоростными зонами Р-томографии и Vs-аномалиями по результатам метода receiver function P-to-S [7]. В свою очередь, по данным объемных [7] и поверхностных волн Vs [8] аномалии имеют общую конфигурацию низкоскоростных зон. Очевидно, что результаты используемых методов дополняют друг друга, несмотря на различные данные и разрешение.

В качестве геодинамического вывода мы предполагаем, что низкоскоростная зона на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы, ограничивающая крутой южный край кратона (профиль PASSCAL_1992), свидетельствует о мантийном потоке, восходящем из-под Сибирского кратона.

Скоростная модель вдоль профиля MOBAL_2003 с ее ветвящейся низкоскоростной структурой отвечает существующей плюмовой концепции, согласно которой геометрия плюма в верхних горизонтах Земли обусловлена взаимодействием вещества глубинного флюида с субстратом верхней мантии. Флюиды выше 200 км могут создавать условия для объемного плавления [9], продуцируя горячий плавучий материал, который вторгается в основание литосферы и изостатически поддерживает топографическое поднятие Хангая.

Обработанные методом receiver function P-to-S, данные профиля MOBAL дают представление об астеносфере, достигающей подошвы коры, в виде клиновидного поднятия [7]. Толщина поднятия нарастает в направлении с севера на юг от 50 км южнее Сибирской платформы до

150 км севернее Гоби-Алтая. Судя по 3D томографии вдоль трансекта MOBAL [6], а также по гравиметрическим данным и распределению вулканических полей, в широтном направлении величина астеносферного поднятия составляет 400–500 км.

Измерениями азимутальной сейсмической анизотропии по фазам SKS, записанным станциями трансекта MOBAL, установлено, что поперек Хангайского поднятия доминируют СЗ–ЮВ направления быстрой из двух расщепленных квазипоперечных волн [10]. Запаздывание медленной фазы вдоль MOBAL равно 1.5–2.5 с, что намного превышает среднее его значение в Центральной Азии [11]. Мы интерпретируем это как свидетельство того, что мощность северо-западного–юго-восточного мантийного потока, присутствующего повсеместно в Центральной Азии, увеличивается в зоне, идентифицируемой с астеносферным поднятием, поскольку отставание медленной волны от быстрой количественно характеризует степень анизотропии, которая зависит от толщины и свойств анизотропных слоев в среде [12–14]. Вариант интерпретации анизотропии на древних платформах связан с недавними или современными течениями в верхней мантии и, в частности, с перемещениями литосферных плит относительно подстилающей мантии [15–16]. Лабораторные эксперименты показывают, что для формирования упорядоченной ориентировки кристаллов необходима сдвиговая деформация величиной около единицы [17, 18]. Этот диапазон деформаций достигается, например, если вертикальный срез корня платформы на глубине 250 км смещается на 100 км по горизонтали по отношению к срезу на глубине 150 км.

Происхождение астеносферного поднятия остается неопределенным и может быть связано с мантийным плюмом, обнаруженным по 2D и 3D томографии под Хангаем [3, 6] или с вытеснением астеносферного материала из соседних областей под воздействием Индо-Евразийской коллизии и Тихоокеанской субдукции.

В любом случае астеносферное поднятие продуцирует гравитационную нестабильность и, по расчетам Ю.А. Зорина, может обеспечить северо-западное растяжение [18]. Клин поднимающейся мантии, генерирующий напряжение растяжения, по-видимому, являясь своеобразным барьером, препятствующим проникновению коллизионного сжатия в восточную часть Центральной Азии. Существование такого барьера согласуется с основанной на механизмах землетрясений Центральной Азии моделью резкого изменения напряжения [19], а также со скоростной моделью GPS, показывающей изменение субмеридионального сжатия к западу от Хангайского поднятия на субширотное растяжение к востоку от него [10, 11].

Таким образом, становится очевидным, что удаленное воздействие Индо-Евразийской коллизии, экранируемое поднятием в верхней мантии, едва ли может осуществлять главный контроль за кайнозойским рифтингом в Байкальском регионе. Возможными причинами кайнозойского горообразования и рифтогенеза в этой области скорее могут являться приток тепла с поднимающимся мантийным потоком из-под малопроницаемого древнего Сибирского кратона и связанные с плюмом флюиды, проникающие сквозь разломы деформируемой на стыке плит литосферы.

Работа выполнена при частичной поддержке интеграционного проекта ОНЗ 7.4.

- [1] Aki K., Christofferson A., Husebye E. Determination of three-dimensional seismic structure of the lithosphere // *J. Geophys. Res.* – 1977. – V. 82. – P. 277–296.
- [2] Мордвинова В.В., Винник Л.П., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Треусов А.В. Телесеismicкая томография литосферы Байкальского рифта // *Доклады АН.* – 2000. – Т. 372, № 2. – С. 248–252.
- [3] Мордвинова В.В., Треусов А.В., Шарова Е.В., Ананьин Л.В. Телесеismicкая Р-томография на юге Сибири и в Монголии // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания.* Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 25–27.
- [4] Burkholder P.D., Meyer R.P., Delitsin L.L., Davis P.M., Zorin Yu.A. A teleseismic tomography image of the upper mantle beneath the Southern Baikal rift zone // *Proceeding to IUGG XXI General Assembly.* – Boulder, 1995. – P. 400.
- [5] Tiberi C., Diamant M., Déverchère J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S., Achauer U. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // *J. Geophys. Research.* – 2003. – V. 108, № B3. – 2133. – 10.1029/2002JB001880.
- [6] Tiberi C., Deschamps A., Déverchère J., Petit C., Perrot J., Appriou D., Mordvinova V., Dugaarma T., Ulzibaat M., Artemiev A. Asthenospheric imprints on the lithosphere in Central Mongolia and Southern Siberia

- from a joint inversion of gravity and seismology (MOBAL experiment) // *Geophys. J. Intern.* – 2008. – V. 175. – P. 1283–1297. – doi: 10.1111/j.1365–246X.2008.03947.x.
- [7] *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. 11–22.
- [8] *Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.* Monte–Carlo inversion for a global shear–velocity model of the crust and upper mantle // *Geophys. J. Int.* – 2002. – V. 151. – P. 88–105.
- [9] *Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // *Геология и геофизика.* – 2006. – Т. 47, № 12. – С. 1296–1307.
- [10] *Barruol G., Deschamps A., Déverchère J., Mordvinova V., Ulziibat M., Perrot J., Artemiev A., Dugarmaa T., Bokelmann G.* Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2008. – V. 274. – P. 221–233. – doi:10.1016/epsl.2008.07.027.
- [11] *Calais, E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Déverchère J.* GPS measurements of crustal deformation in the Baikal–Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia // *J. Geophys. Res.* – 2003. – V. 108, № B10. – 2501. – doi:10.1029/2002JB002373.
- [12] *Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И.* Анизотропия по наблюдениям волн SKS и SKKS // *Доклады АН СССР.* – 1984. – Т. 278, № 6. – С. 1335–1339.
- [13] *Silver P.G.* Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depth of geology // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1996. – V. 24. – P. 385–432.
- [14] *Savage M.K.* Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? // *Rev. Geophysics.* – 1999. – V. 37. – P. 65–106.
- [15] *Vinnik L.P., Makeyeva L.I., Milev A., Usenko Yu.* Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle // *Geophys. J. Int.* – 1992. – V. 111. – P. 433–447.
- [16] *Vinnik L.P., Green R.W.E., Nicolaysen L.O.* Recent deformations of the deep continental root beneath Southern Africa // *Nature.* – 1995. – V. 375. – P. 50–52.
- [17] *Bouchez J.L., Duval P.* The fabric of polycrystalline ice deformed in simple shear: experiments in torsion, natural deformation and geometrical interpretation // *Text. Microstruct.* – 1982. – V. 5. – P. 1–17.
- [18] *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.* Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика.* – 2005. – Т. 46, №7. – С. 685–699.
- [19] *Melnikova V.I., Radziminovich N.A., Adyaa M.* Mechanisms of earthquake foci and seismotectonic deformations of the Mongolia region // *Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia.* – Ulaan-Baatar–Irkutsk, 2004. – P. 165–170.

ЧИСЛЕННАЯ ОЦЕНКА СКОРОСТИ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЙ ДЕНУДАЦИИ РЕЛЬЕФА ВЫСОКОГОРИЙ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

*Р.К. Ненон**, *А.Р. Агамова**, *Г.А. Квасов***

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

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Сейсмогравитационная денудация представляет собой процесс снижения земной поверхности в результате смещения склонового субстрата, инициированного землетрясениями, и сопутствует горообразованию, усиливаясь в периоды тектонической активизации и наиболее резкой дифференциации рельефа. Однако выделение сейсмогравитационной составляющей в осадках не только предгорных прогибов, окружающих горные сооружения, но даже межгорных впадин – локальных базисов эрозии – практически невозможно. Субстрат, смещенный в результате наиболее молодых голоценовых землетрясений, вообще не достигает предгорий, оставаясь в пределах долин хребтов. Поэтому для численной оценки сейсмогравитационной денудации наиболее приемлемыми являются количественные натурные измерения и статистические методы. В данной работе скорость сейсмогравитационной денудации рельефа бассейна р. Чаган-Узун (Юго-Восточный Алтай) в голоцене была рассчитана тремя независимыми статистическими методами и заверена измерениями объемов сейсмогравитационных дислокаций методом детального профилирования.

Общий объем склонового субстрата, смещаемого в результате единичного толчка – V_{LT} , является величиной, которая характеризует разрушительную силу землетрясения, приводящую к изменению рельефа, которое, в свою очередь, можно выразить через скорость сейсмогравитационной денудации \dot{h} :

$$\dot{h} = \alpha \cdot \frac{\sum V_{LT}}{S \cdot T}. \quad (1)$$

Здесь $\sum V_{LT}$ суммируется по всем сильным землетрясениям на территории площадью S за промежуток времени T , α – региональный коэффициент, учитывающий вклад афтершоков сильных землетрясений.

Первым шагом в использовании статистических методов при оценке \dot{h} для территории с известным набором исторических землетрясений стало определение корреляционной зависимости V_{LT} от магнитуды землетрясения M [1] (здесь и далее речь идет о моментной магнитуде и объемах, измеряемых в км³).

Дальнейшее развитие этот подход получил в работе [2], где для полного набора сейсмогравитационных деформаций, вызванных единичным сейсмособытием, была рассчитана функция статистического распределения. Используя изученные в упомянутой работе следствия статистического распределения сейсмогравитационных деформаций, авторы рассчитали зависимость V_{LT} от V_{Lmax} – объема максимального сейсмообвала/оползня:

$$V_{LT} = V_{Lmax}^{1.048} \cdot 7.52. \quad (2)$$

Это соотношение позволяет оценить \dot{h} по комплексу максимальных сейсмогравитационных деформаций, возникших за время T в результате древних землетрясений. Именно такие дислокации дольше сохраняются в рельефе и хорошо дешифрируются при использовании современных дистанционных методов исследований [3].

Нами были уточнены значения коэффициентов линейной регрессии, описывающей зависимость общего объема склонового субстрата, смещенного в результате единичного землетрясения, от его магнитуды [1], за счет увеличения объема выборочной совокупности до 17 сейсмособытий:

$$\log V_{LT} = 1.39M - 10.95 \quad (5.3 \leq M \leq 8.6; r^2 = 0.814; n = 17). \quad (3)$$

Несмотря на различия тектонических, климатических и геологических условий, в которых происходили представленные в данной выборке землетрясения, наблюдается достаточно высокая корреляция $\log V_{LT}$ и M , а соотношение (3) отображает имеющийся на сегодняшний день фактический материал по землетрясениям с инструментально определенной магнитудой и общим объемом вызванных ими сейсмогравитационных деформаций рельефа. Использование этого соотношения и функции статистического распределения, полученной в [2], позволяет независимо от (2) вычислить зависимость V_{LT} от V_{Lmax} :

$$\log V_{LT} = 1.02 \log V_{Lmax} + 0.89. \quad (4)$$

На основе данных о 15 сильных современных землетрясениях нами также была рассчитана корреляционная зависимость M от V_{Lmax} :

$$M = 0.79 \cdot \log V_{Lmax} + 8.33 \quad (4.9 \leq M \leq 8.1; r^2 = 0.876; n = 15). \quad (5)$$

При наличии геологических свидетельств постоянства сейсмического режима конкретной территории на продолжительном временном интервале это соотношение дает возможность оценивать магнитуды палеоземлетрясений. Используя соотношения (3), (5), нетрудно еще одним способом получить зависимость V_{LT} от V_{Lmax} :

$$\log V_{LT} = 1.10 \cdot \log V_{Lmax} + 0.63(\pm 1.23). \quad (6)$$

Таким образом, использование статистических методов позволяет тремя независимыми способами (соотношения (2), (4), (6)) рассчитать общий объем смещаемого в ходе сейсмических активизаций склонового субстрата по параметрам максимального из оползней/обвалов, который, собственно, и сохраняется в течение тысячелетий. Это дает возможность оценивать влияние сильных землетрясений на снижение горного рельефа и проводить численное сравнение скоростей сейсмогравитационной денудации и других экзогенных процессов.

Данный подход мы использовали для оценки скорости сейсмогравитационной денудации рельефа Юго-Восточного Алтая, где отсутствуют исторические летописи сильных землетрясений прошлого и свидетельствами высокой сейсмичности являются древние сейсморазрывы и гигантские сейсмогравитационные палеодислокации.

В качестве временного интервала T при расчетах скорости сейсмогравитационной денудации был взят голоцен. Во-первых, этот период характеризуется относительным единством тектонических и климатических условий. В голоцене землетрясения активизируют склоновые процессы на освобожденных ото льда бортах долин, вызывая обвалы, оползни, осовы, сохраняющиеся до наших дней. Эти формы рельефа остаются морфологически «свежими», что позволяет более точно оценивать их объемы. Кроме того, их голоценовый возраст на изучаемой территории относительно просто устанавливается по соотношению с более древними элементами рельефа и не требует обязательного абсолютного датирования. И, наконец, продолжительность голоцена значительно превосходит период повторяемости сильных землетрясений для Курайско-Чуйской сейсмоактивной зоны (500–900 лет [4]).

В качестве одного из участков, отражающих воздействие голоценовых землетрясений на рельеф Юго-Восточного Алтая, был выбран бассейн реки Чаган-Узун (площадь $\approx 1430 \text{ км}^2$), на территории которого закартирован целый ряд крупных сейсмогравитационных дислокаций. Бассейн, являясь замкнутой устойчивой во времени природной системой, включает фрагменты

юго-западной части Чуйской межгорной впадины и хребтов ее обрамления. Зона сочленения хребтов с впадиной представляет собой вовлеченную в поднятие периферическую часть впадины с рыхлыми неоген-нижнеплейстоценовыми осадками, перекрытыми чехлом ледниковых и водно-ледниковых отложений среднего и позднего плейстоцена. Концентрация крупных палеосейсмооползней в этой зоне свидетельствует о том, что к периферии Чуйской впадины в пределах рассматриваемого бассейна были приурочены эпицентры целого ряда сильных голоценовых землетрясений. Прямым доказательством продолжающегося горообразования послужило Чуйское землетрясение 2003 г., инициировавшее сход гигантского оползня в долине р. Талдура в непосредственной близости от ряда древних оползней.

Используя полученные зависимости V_{LT} от V_{Lmax} (формулы (2), (4), (6)), мы оценили скорость сейсмогравитационной денудации рельефа бассейна р. Чаган-Узун в голоцене. Ее значение, рассчитанное тремя независимыми методами, составило $3.2 \cdot 10^{-5}$, $3.5 \cdot 10^{-5}$, $2.3 \cdot 10^{-5}$ м/год соответственно, то есть имеет один порядок величины.

Оценки, полученные статистическими методами, были проверены расчетом общего объема склонового субстрата, смещенного в ходе голоценовых землетрясений, методом детального профилирования тел сейсмообвалов, оползней и осовов. Для выделения сейсмогравитационных деформаций были проведены дешифрирование аэрофотоснимков и анализ топокарт масштаба 1:25000. Методика вычисления объемов обвально-оползневых тел схожа с методом сечений в геодезии – каждое тело разделялось по профилям на отдельные призматойды. Основание тела определялось исходя из морфологии ненарушенного склона, а площадь сечения призматойда и его высота рассчитывались по топографическим данным. Полученные объемы призматойдов затем суммировались. Общий объем закартированных сейсмогравитационных дислокаций в долинах рек Чаган, Талдура, Кускунур и урочище Шалтра составил $2.87 \cdot 10^{-1}$ км³, а скорость сейсмогравитационной денудации рельефа бассейна р. Чаган-Узун в голоцене $2.0 \cdot 10^{-5}$ м/год. Эта скорость меньше значений, рассчитанных с использованием статистических методов, что объясняется уменьшением объема обвально-оползневых тел под воздействием эрозионных процессов и разрушением со временем большинства мелких и средних дислокаций, но, тем не менее, имеет тот же порядок.

Таким образом, полученные различными методами численные оценки хорошо согласуются между собой и с результатами исследований в других сейсмоактивных районах земного шара со сходными климатическими условиями. Все это позволяет считать скорость сейсмогравитационной денудации бассейна р. Чаган-Узун в голоцене равной $(2.0-3.5) \cdot 10^{-5}$ м/год.

- [1] Keefer D.K., Wilson R.C. Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments // Landslides in semi-arid environments with emphasis on Inland Valleys of Southern California. Inland Geological Society of Southern California Publications, Riverside, CA. – 1989. – 2(1). – P. 118–149.
- [2] Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach. P. Landslides, earthquakes and erosion // Earth and Planetary Science Letters. – 2004. – V. 229. – P. 45–59.
- [3] Непон Р.К., Агатова А.Р. Сейсмогравитационные дислокации: новые возможности для палеосейсмогеологических и морфогеодинамических исследований // Литосфера. – 2008. – № 1. – С. 65–76.
- [4] Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника. – 2007. – № 2. – С. 3–22.

ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА И МИГРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

А.В. Новопашина

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Изучение динамики сейсмичности подразумевает исследование хода развития сейсмического процесса в пространстве со временем.

Пространственно-временной анализ макросейсмических данных территории Прибайкалья за период 1964–2002 гг. показал, что сейсмической активности свойственно явление медленной миграции, представляющее собой последовательность сгущения очагов землетрясений разной силы вдоль определенного направления. Особенности медленных миграций зон, расположенных вблизи социально значимых территорий, служат важной информацией для прогноза сильных землетрясений – для определения не только времени, но и места вероятного события, так как можно учесть тенденцию смещения сейсмического процесса.

Миграции хорошо видны на трехмерных пространственно-временных диаграммах с координатными осями: «направление», «время», «сумма выделившейся при землетрясениях энергии (IgE_{sum})». Прослеживание смещений максимумов данного параметра в пространстве со временем позволяет зафиксировать миграции землетрясений и определить их скорости.

Значения IgE_{sum} получены с временным разрешением $\Delta T=1$ месяц в элементарных ячейках $\Delta L=0.1^\circ$, пересекающих области проецирования сейсмических данных. Области представляют собой прямоугольники, задаваемые в геоинформационной системе Quantum GIS точкой центра и азимутом наклона оси проецирования, поворачивающейся относительно центра. Размер области проецирования соответствует длине и ширине локализованных концентраций эпицентров и меняется от 100 до 300 км (рисунок), простираение максимально приближено к осям концентраций сейсмических событий, отображаемых на электронной карте за весь исследуемый период. Полученные для каждой зоны проецирования значения указанного параметра выгружаются в систему построения графиков MathJL, где интерполируются в окне $3 \Delta T$ на $3 \Delta L$ методом линейной интерполяции. Реализованная методика позволяет выделять медленные миграции землетрясений, скорости которых приходится на часть спектра скоростей, измеряемых километрами – первыми десятками километров в год.

Анализ двадцати двух полученных диаграмм показал, что существуют четко выраженные продольные миграционные последовательности сейсмических событий, проходящие вдоль некоторых сейсмических структур. Зачастую миграции носят циклический характер, являясь маятниковыми [1, 2] или односторонними [1].

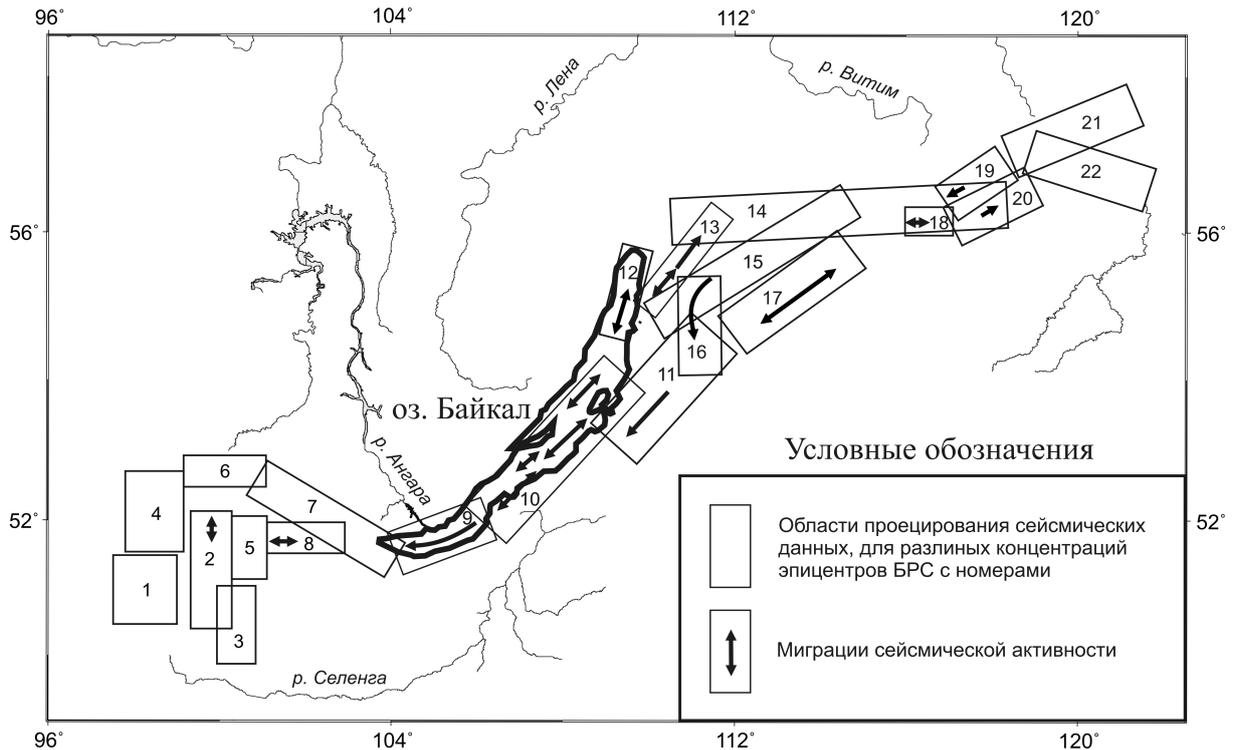
Цепочки максимумов используемого параметра образованы как слабыми сейсмическими событиями ($11.5 \geq K \geq 8$), так и сильными ($16.2 \geq K \geq 11.5$). В основном миграции хорошо видны в областях с относительно высоким числом слабых событий.

Отдельным зонам, на которых зафиксировано закономерное смещение сейсмического процесса, свойственны определенные моды скоростей миграций. Скорости меняются в узком интервале в пределах одной сейсмоактивной зоны и могут сменить диапазон при переходе в соседнюю зону.

Основной части сейсмических зон юго-западного и северо-восточного флангов Байкальского рифта свойственны скорости до 20 км/год. Мода 30 – 35 км/год, среднее значение 34 ± 2 км/год, а также скорости 35–70 км/год характерны для района Среднебайкальской впадины.

В районе Южно-Байкальской впадины зафиксированы миграции, проходящие со скоростью 15–20 км/год, часть которых накладывается на тренд 3.4 ± 0.4 км/год, представляющий собой закономерное длительное (39 лет) смещение сейсмического процесса с северо-востока на юго-запад, включающее землетрясения энергетических классов $15.9 \geq K \geq 14$.

Длины миграционных последовательностей, обусловленные блочной делимостью земной коры и соответствующие длинам сегментов активных разломов [3], ответственных за генера-



Зоны проецирования сейсмических данных Прибайкалья.

цию землетрясений, принимают характерные значения $50, 70, 160 \pm 10$ км на северо-восточном фланге Байкальского рифта и до 50 ± 10 км – на юго-западном.

Возможная причина, вызывающая медленные миграции различных скоростей, – медленные деформационные волны [4, 5], распространяющиеся в литосферном пространстве, скорость продвижения фронтов которых зависит от прочностных свойств разломных зон. Миграция фронтов деформаций может быть спровоцирована как триггерными эффектами, так и динамикой процесса деформации земной коры в Байкальской рифтовой системе.

- [1] Ружич В.В., Хромовских В.С., Перязев В.А. Анализ глобальной пространственно-временной миграции очагов сильных землетрясений с геотектонических позиций // Инженерная геодинамика и геологическая среда. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 72–81.
- [2] Шерман С.И. Тектонофизический анализ сейсмического процесса в зонах активных разломов литосферы и проблема среднесрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. – 2005. – Т. 27, № 1. – С. 20–38.
- [3] Мишарина Л.А., Солоненко А.В. Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 70–78.
- [4] Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. – Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, КГПУ, 2003. – 152 с.
- [5] Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1176–1190.

ПРОЯВЛЕНИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В БИРЮСИНСКОМ БЛОКЕ ПРИСАЯНСКОГО КРАЕВОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Д. Ножкин, Н.В. Дмитриева

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

Присяянское поднятие является крупным структурным элементом юго-западной окраины Сибирского кратона. В северо-западном направлении оно протягивается от озера Байкал до бассейна р. Агул на расстояние около 700 км. В структуре этого поднятия обособляются Бирюсинский и Шарыжалгайский супертеррейны (блоки), спаянные Урикско-Туманшетской коллизионной зоной [1] или Ангарским коллизионным поясом [2]. В пределах этого пояса широко представлены постколлизионные гранитоиды таракского (Енисейский кряж), саянского, шумихинского комплексов с U-Pb возрастом циркона 1.87–1.84 млрд лет [3–5], а также анорогенные субщелочные граниты с U-Pb возрастом 1.75 млрд лет [6, 7]. Проявление рифейского (мезо- и неопротерозойского) гранитоидного магматизма до настоящего времени в Присяянском поднятии надежно не установлено. Исключение представляют гранит-порфиры чернозиминского комплекса [8], прорывающие грубообломочные терригенные отложения ермосохинской свиты, накопившейся в рифтовой депрессии. Ar-Ar датирование по биотиту гранодиорит-порфира показало возраст 1533 ± 22 млн лет. Это позволило рассматривать данные породные ассоциации в качестве представителей нового этапа в развитии региона, приходящегося на рубеж палеопротерозоя – нижнего рифея [1]. Не исключено, что возраст кристаллизации гранодиорит-порфиров может быть несколько древнее и соответствовать, например, эпохе около 1.70–1.75 млрд лет, поскольку Ar-Ar изотопная система, в сравнении с U-Pb (циркон), менее устойчива.

В данном сообщении показывается позднерифейский (неопротерозойский) возраст гранитов Мальханского массива, развитого в северной части Туманшетского грабена – одного из структурных элементов Бирюсинского блока. Ранее Мальханский массив рассматривался в составе редкометалльной пегматитоносной гранит-лейкогранитовой формации раннего протерозоя, широко развитой в пределах Тагульского прогиба (Елашский грабен, Большереченская грабен-синклиналь). Термоизохронным Pb-Pb методом по цирконам возраст лейкогранитов этого массива оценивался в 1730 млн лет. При этом выявлена гетерогенность радиогенного свинца, зафиксированная при различных температурах эксперимента. Отмечены фазы с возрастом 1810, 1730 (основная), 1010 и 670 млн лет [9]. В итоге получена явная неопределенность в значениях времени кристаллизации циркона, соответственно и формирования массива.

Мальханский массив представлен двумя сближенными интрузивами общей площадью около 2 км². По данным В.В. Брынцева [9], интрузивы сопровождаются серией мелких дайко- и штокообразных тел гранитов и гранит-аплитов, имеют линейную форму и приурочены к границам пачек известняков и метапесчаников туманшетской свиты. Последняя является верхним подразделением неройского структурно-вещественного комплекса в объеме алхадырской и туманшетской свит, отражающих особенности формирования палеопротерозойского Ангарского складчатого пояса [2]. Структурная позиция массива определяет его как трещинную, дискордантную интрузию. Экзоконтактовые изменения выражены в мраморизации известняков и в развитии пироксен-везувиан-гранатовых скарнов [9]. Массив сложен мелко-среднезернистыми и порфировидными лейкогранитами. Количественный минеральный состав (в %): плагиоклаз (25–30), микроклин (35–40), кварц (28–30), биотит (3–5), мусковит (1–6), турмалин (до 2). Акцессорные минералы: циркон, апатит, гранат, магнетит, ильменит, рутил, редко – монацит, касситерит. Устанавливается идиоморфизм плагиоклаза (олигоклаз № 25–30) и железистого биотита по отношению к более позднему микроклину, альбиту, кварцу и последующим позднемагматическим – мусковиту, турмалину, мелко- и тонкозернистому кварцу. Петрохимический состав гранитов характеризуется устойчивым преобладанием K₂O над Na₂O (K₂O:Na₂O = 2.4–3.0), пониженным содержанием фемических окислов и кальция.

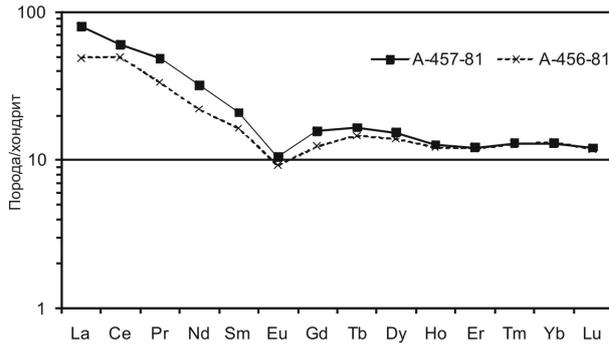


Рис. 1. Распределение РЗЭ в лейкогранитах.

Для определения возраста отобра- на проба (А-456-81) биотитового лейко- гранита, содержащего незначительную (~1 %) примесь мусковита. Химический состав этой пробы (оксиды в мас. %, элементы – в г/т): SiO₂ – 74.23; TiO₂ – 0.17; Al₂O₃ – 13.14; Fe₂O₃общ. – 2.17; MnO – 0.04; MgO – 0.46; CaO – 0.90; Na₂O – 2.13; K₂O – 5.13; P₂O₅ – 0.13; nnn – 0.97; Li – 110; Rb – 367; Cs – 32; Sr – 80; Ba – 479; Y – 23; Zr – 69; Hf – 3.1; Nb – 11.9; Ta – 2.0; Th – 12.9; U – 3.8; La – 15.2; Ce – 41; Pr – 4.1; Nd – 13.3; Sm – 3.2; Eu – 0.68; Gd – 3.2; Tb – 0.69; Dy – 4.5; Ho – 0.88; Er – 2.5; Tm – 0.4; Yb – 2.8; Cr – 15; Ni – 3, Co – 3; Zn – 120; Cu –

100; Pb – 100. Лейкограниты данной пробы и других образцов характеризуются высокой концентрацией Li, Rb, Cs, Ba и особенно F (до 0.15 %) и В (до 230 г/т), пониженной Sr, Hf, Zr, Ta и Nb. Им присущи нормальное (3.4) Th/U, умеренно дифференцированный спектр РЗЭ, (La/Yb)_n=3.7–6.2, наличие отрицательной Eu аномалии (рис. 1). Турмалин-двуслюдяные лейкограниты Мальханского массива отвечают геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов [10], отличаясь пониженным содержанием Ta и Nb.

Изотопный анализ U и Pb выполнен на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, аналитик Е.Н. Лепехина). Цирконы представлены субидiomорфными и идиоморфными прозрачными кристаллами светло-розового цвета призматической формы, гиацинтового габитуса, с магматической зональностью. Последняя в ряде зерен нарушена или проявлена слабо в связи с их метамиктностью и процессами перекристаллизации. K_{удл. зерен} = 4–7. Проанализировано 10 зерен циркона. Конкордантный возраст по результатам исследования 5 зерен составляет 742±6 млн лет (рис. 2). На диаграмме с конкордией точки изотопного состава остальных зерен циркона Мальханского массива образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 744±18 млн лет (СКВО=0.39). Учитывая морфологические особенности исследованного циркона, наличие в большинстве зерен отчетливой зональности, указывающей на его магматическое происхождение, конкордантный возраст 742±6 млн лет можно интерпретировать как возраст образования гранитов Мальханского массива.

Важно отметить, что проявление гранитоидного магматизма по времени совпадает с эпохой главного магматического события в этом регионе – массовым формированием силлов Бирюсинского и дайковых роев Шарыжалгайского полей [1]. По геохимическим признакам эти малые интрузии габбродолеритов и долеритов близки образованиям, формирующимся в геодинамических условиях, соответствующих внутриплитному рассеянному рифтогенезу [1]. Рои даек и силлов, а также локальные проявления лейкогранитового магматизма могут фиксировать ранние события растяжения, связанные с распадом Родинии. Это тем более вероятно, что лейкограниты и субщелочные натрий-калиевые граниты данной эпохи и аналогичной геодинамической природы

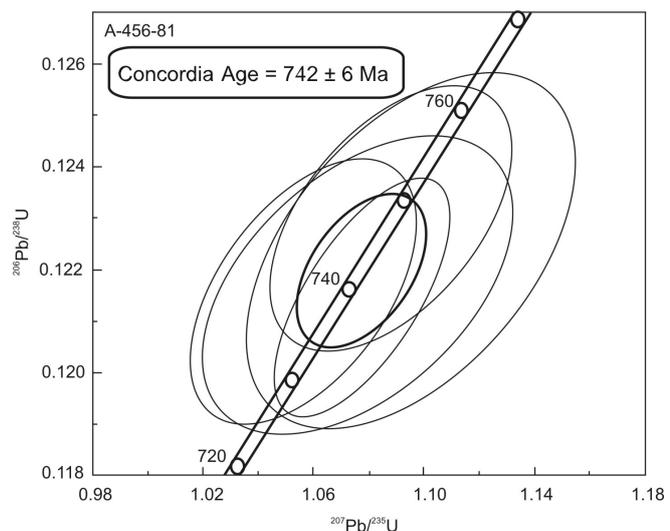


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогранитов.

широко представлены в Заангарье Енисейского кряжа [11].

Исследования осуществлялись по базовому проекту ИГМ СО РАН при финансовой поддержке грантов РФФИ (08-05-00521) и Президиума СО РАН (ИП №19).

- [1] *Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии* / А.М. Мазукабзов и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 367 с.
- [2] *Ножкин А.Д.* Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // *Геология и геофизика*. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1524–1544.
- [3] *Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др.* Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // *Доклады АН*. – 2002. – Т. 382, № 5. – С. 663–667.
- [4] *Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др.* Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. – 2002. – Т. 43, № 8. – С. 717–731.
- [5] *Ножкин А.Д., Бибикина Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.* Изотопно-геохронологическое исследование субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа: U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd данные // *Геология и геофизика*. – 2003. – Т. 44, № 9. – С. 879–889.
- [6] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б.* Раннепротерозойские коллизийные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd-изотопные данные // *Доклады АН*. – 2009. – Т. 428, № 3. – С. 386–391.
- [7] *Туркина О.М., Бибикина Е.В., Ножкин А.Д.* Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // *Доклады АН*. – 2003. – Т. 388, № 6. – С. 779–783.
- [8] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др.* Урикско-Ийский грабен Присяянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // *Доклады АН*. – 2002. – Т. 386, № 7. – С. 72–77.
- [9] *Брынцев В.В.* Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присяянья. – Новосибирск: Наука, 1994. – 184 с.
- [10] *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 280 с.
- [11] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова О.М. и др.* Непротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // *Геология и геофизика*. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 666–688.

ГЕОМАГНИТНЫЕ СУПЕРХРОНЫ: ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ИЛИ ПРОЯВЛЕНИЕ СТОХАСТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ГЕОМАГНИТНОГО ДИНАМО?

В.Э. Павлов

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Pavlov-home@rambler.ru

Определение суперхрона

Геоманнитные суперхроны являются наиболее яркими и, вероятно, наиболее загадочными событиями в истории геоманнитного поля. «Суперхронами» в современной литературе принято называть интервалы времени (и соответствующие им состояния геоманнитного поля), в течение которых обычный для любого другого отрезка геологической истории процесс смены полярности геоманнитного поля как бы замораживается и поле «застывает» на многие миллионы и десятки миллионов лет в одном из двух возможных стационарных состояний.

К концу XX в. было надежно установлено существование двух таких суперхронов – Мелового прямой полярности и Каменноугольно-Пермского (суперхрон Киама) обратной полярности. Первый из них, начавшись 113 млн лет назад, длился около 30 млн лет, длительность второго точно не определена, однако установлено, что она была приблизительно в два раза больше длительности мелового суперхрона.

Следует отметить, что существовал и, возможно все еще существует, несколько другой подход к определению суперхронов, возникший, вероятно, как естественный результат влияния биостратиграфической идеологии на разработку и анализ шкал магнитной полярности. Согласно этому подходу распределение геоманнитных инверсий во времени подчиняется некоей сложной разномасштабной ритмичности, образующей интервалы их сгущения и разрежения на шкале времени, характерные группировки [2]. Если это так, то в шкалах магнитной полярности можно выделять единицы разного ранга – таксономические единицы, как это, в частности, обсуждается в монографии А.Н. Храмова с соавторами [2], в монографии Э.А. Молоствовского и А.Н. Храмова [1] и принято в российском Стратиграфическом кодексе 1992 г.

Согласно этому подходу суперхроном следует называть некий особый режим геоманнитного поля с характерной длительностью порядка первых десятков миллионов лет. Несмотря на кажущуюся близость приведенных определений, между ними существует принципиальное различие. Первое определение опирается на чисто описательный, феноменологический подход («что вижу – о том пою») и не подразумевает каких-либо явных или неявных допущений. Второе же исходит из определенной идеологии, из некоторого неустоявшегося и часто оспариваемого набора взглядов, принимающего, в частности, наличие некоей ритмичности, иерархичности, существования разномасштабных по времени режимов генерации геоманнитного поля.

В наших исследованиях мы предпочитаем исходить из наблюдаемых явлений, а не из их в той или иной мере спорной интерпретации – поэтому первое определение суперхрона представляется нам более продуктивным.

Гипотезы происхождения суперхронов

Предложенные гипотезы происхождения суперхронов могут быть условно разделены на три неравные группы, отражающие три различные точки зрения, которые могут быть условно названы оптимистической, пессимистической и «оппортунистической» (О-ТЗ, П-ТЗ и ОП-ТЗ).

Первая, оптимистическая, группа гипотез, наиболее многочисленна, пользуется широкой популярностью и отражает подход, принимаемый многими исследователями, на наш взгляд, недостаточно критически. Этот подход предполагает, что частота геоманнитных инверсий модулируется некоторыми длительными процессами или процессом, происходящими в глубинных оболочках нашей планеты, в мантии и на ее границе с ядром. Этот процесс приводит к изменению (обычно предполагается, что постепенному) неких граничных условий в работе дина-

мо-механизма, что имеет своим следствием изменение частоты геомагнитных инверсий и установление суперхрон. В качестве такого изменяющегося граничного условия обычно рассматривается величина теплового потока через границу ядро–мантия.

С этой точки зрения суперхрон должен рассматриваться как результат вступления предполагаемого процесса в некоторую особую стадию и/или как результат некоторого особого геологического события, приводящего к необходимому изменению теплового потока на границе ядро–мантия.

В последние десятилетия был предложен ряд таких возможных процессов или событий, способных приводить к существенному изменению теплового потока на границе ядро–мантия. В качестве примера приведем некоторые из них: 1) эволюция слоя D'' и образование плюмов [6, 11, 12]; 2) мантийные лавины [3, 7]; 3) латеральные вариации теплового потока через границу ядро–мантия [9]; 4) перераспределение «криптоконтинентов» на поверхности ядра [21]; 5) изменение формы внешнего ядра [20]; 6) эволюция внутреннего ядра [10].

Для иллюстрации моделей, построенных в рамках «оптимистического» подхода, рассмотрим одну из них, предложенную В. Куртийо и П. Олсоном в 2007 г. [6]. Эта модель базируется на двух основных положениях: 1) эволюция слоя D'' оказывает определяющее влияние на частоту инверсий геомагнитного поля; 2) суперхроны отвечают низкоэнергетичному состоянию динамо, когда величина теплового потока, проходящего через границу ядро–мантия, относительно мала. Согласно этой модели, рост слоя D'' приводит к уменьшению теплового потока через границу ядро–мантия, что, в свою очередь, приводит к уменьшению частоты инверсий. После того как величина теплового потока становится меньше некоторого критического уровня, инверсионный процесс прекращается, устанавливается суперхрон. При этом слой продолжает расти вплоть до некоторой критической мощности. После достижения этой мощности он становится неустойчивым и разрушается с образованием плюмов. Плюмы уходят к поверхности Земли, где через 20–25 млн лет вызывают геологические, климатические и биотические кризисы. Тепловой поток при этом увеличивается и инверсионный механизм снова включается. Затем вся последовательность событий повторяется.

Пессимистическая точка зрения состоит в том, что изменение частоты инверсий (включая установление и прекращение суперхрон) никак не связано с геологическими процессами, является отражением сложных нелинейных связей в механизме геомагнитного динамо и носит случайный стохастический характер. Такая возможность обсуждается, в частности, в работах [4, 9].

И, наконец, «оппортунистическая» точка зрения состоит в том, что «включение» и «выключение» суперхрон может как быть результатом длительных более или менее закономерно действующих геологических процессов, так и происходить случайно, без всякой подготовки, в силу стохастического характера процесса генерации геомагнитного поля.

Оптимистичность первой точки зрения состоит в том, что она предполагает возможность широкого использования магнитохронологической информации для изучения геодинамической эволюции. Если же верна пессимистическая точка зрения, то это означает, что возможности использования такой информации для реконструкции истории нашей планеты существенно ограничены.

Доводы «за» и «против»

Для доказательства справедливости О-ТЗ в первую очередь и главным образом используют корреляции между характером изменения частоты геомагнитных инверсий и различными геологическими процессами. В последние десятилетия было опубликовано большое число работ, в которых указывается на существование тесной связи между характером изменения геомагнитной полярности и важнейшими событиями геологической истории, такими, как массовые излияния траппов, формирование океанической коры, рифтогенез, истинное смещение полюсов, изменение уровня океанов, расцвет и вымирание биоты, накопление углеводородов, формирование кимберлитов и т.д. (для обзора см., например [10]). Для иллюстрации приведем пример из работы [6], авторы которой отмечают, что всегда на протяжении фанерозоя через некоторое время после завершения суперхрон на поверхности нашей планеты происходили крупнейшие биотические кризисы. Эту связь авторы объясняют тем, что завершение геомагнитных суперхрон было связано с формированием суперплюмов, поднявшихся впоследствии

к земной поверхности и через массовые вулканические излияния приведших к катастрофическим изменениям в биосфере.

Отметим от себя, что, хотя сопоставления, проводимые при такого рода корреляциях, часто кажутся довольно убедительными, строго говоря, их существование нельзя считать надежно доказанным.

В качестве другого сильного аргумента в пользу О-ТЗ часто рассматриваются имеющиеся указания на постепенное убывание частоты инверсий перед наступлением мелового суперхрона. При этом считается, что убывание частоты инверсий отражает постепенное изменение условий на границе ядро–мантия (например, рост слоя D^{''}), подготавливающее наступление геомагнитного суперхрона.

Нестационарное поведение инверсионного процесса при приближении к меловому суперхрону казалось очевидным при простом статистическом анализе геомагнитных шкал, предложенных к началу 90-х годов [15]. Однако Г. Юло и И. Галле [9] показали, что при другом возможном представлении данных уменьшение частоты инверсий при приближении к суперхрону не так очевидно, и, более того, при анализе самых последних шкал можно показать, что процесс был стационарен вплоть до 10 (или даже до 3) млн лет до начала мелового суперхрона.

Статистический анализ, выполненный как Р. МакФадденом и М. Меррилом [15], так и Г. Юло и И. Галле [9], производился в предположении, что последовательность интервалов магнитной полярности может быть описана как гамма-процесс. Используя статистический аппарат, требующий еще меньших допущений, С. Констэбл [5] показала, что, строго говоря, ни один из предложенных вариантов поведения частоты геомагнитных инверсий не может быть отброшен. Это означает, что регулярное убывание частоты инверсий, начавшееся задолго до установления мелового суперхрона, не может рассматриваться как надежно доказанное.

Статистический анализ длительности интервалов магнитной полярности показывает [15], что суперхроны с очень большой вероятностью не принадлежат распределению, включающему все остальные магнитополярные интервалы. Этот результат может рассматриваться как веское указание на то, что установление суперхрон связано с какими-то фундаментальными изменениями в процессе работы земного динамо, обусловленными геодинамической эволюцией внутренних оболочек нашей планеты. Однако недавно [6] было показано, что распределение длин интервалов магнитной полярности, включая суперхроны, может все-таки быть описано в рамках единого статистического процесса. Если это так, то отпадает необходимость искать какую-то специальную причину для установления суперхрон и связывать их с какими-либо геодинамическими процессами. Понятно, что этот вывод напрямую поддерживает пессимистическую точку зрения. В пользу пессимистической точки зрения говорят также уже упоминавшиеся результаты анализа, выполненного И. Галле и Г. Юло. К сходным выводам приходят в своем исследовании авторы работы [13].

Новые данные

В последние годы получен ряд результатов, имеющих большое значение для понимания причин существования геомагнитных суперхрон.

В первую очередь, таким результатом является обнаружение третьего (ордовикского) фанерозойского суперхрона и доказательство его существования (см., например [17]), что подтверждает ранее высказывавшиеся предположения [14] о том, что существует некоторое характерное время в изменении частоты инверсий геомагнитного поля и это характерное время составляет 150–200 млн лет. Наши данные [17] указывают на то, что этот вывод справедлив по крайней мере для фанерозоя, т.е. для последних 550 млн лет. Это время на несколько порядков отличается от времени, характерного для внешнего ядра, значения которого составляют 500–1000 лет и близки к таковым для мантии $\sim 1-3 \cdot 10^8$ лет. Последнее является свидетельством того, что в мантии или, что более вероятно, на границе ядра и мантии действительно реализуется некоторый процесс, который осуществляет модуляцию частоты геомагнитных инверсий.

Изучение характера изменения частоты геомагнитных инверсий при приближении к ордовикскому суперхрону показало, что в среднем кембрии, позднем кембрии и тремадоке частота инверсий составляла 6–7, 2.5–3.0 и 0.5 инверсии за 1 миллион лет [18, 19]. Таким образом, при приближении к ордовикскому суперхрону частота инверсий постепенно уменьшалась. Этот вывод подтверждается данными, полученными нами недавно при изучении нижнеордовикского

разреза нижнего течения р. Котуй. Из этих данных следует, что установлению ордовикского суперхрона обратной полярности в конце тремадока – начале аренига предшествовал длительный тремадокский интервал прямой полярности. Полученный результат поддерживает гипотезу о том, что инверсионный процесс является нестационарным и что при приближении к суперхронам частота геомагнитных инверсий уменьшается.

Этот вывод можно рассматривать как довод в пользу того, что существует механизм, в результате которого условия на границе ядро–мантия постепенно меняются таким образом, что в какой-то момент времени реализация инверсионного процесса становится невозможной либо крайне затруднительной. Если так, то гипотезы, предполагающие резкие изменения на границе ядро–мантия – гипотеза «срыва» слоя D^{''}, гипотеза мантийных лавин, представляются менее вероятными, чем гипотезы, подразумевающие медленную подготовку суперхронов, гипотезы нарастания слоя D^{''}, гипотеза криптоконтинентов.

Следующим важным новым результатом является установление существования геомагнитного суперхрона на границе мезо- и неопротерозоя и получение детальной записи предшествующего ему инверсионного процесса [16]. Полученный результат указывает на внезапное наступление мезо-неопротерозойского суперхрона, что противоречит выводам, полученным для фанерозоя. Этот факт можно рассматривать либо как свидетельство специфичности докембрийского динамо, либо как указание на то, что наступление суперхрона может быть связано как с регулярной геодинамической эволюцией внутренних оболочек, так и со случайными стохастическими процессами внутри геодинамо, никак не связанными с внешними, по отношению к геодинамо, процессами.

- [1] *Молостовский Э.А., Храмов А.Н.* Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. – Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1997. – 180 с.
- [2] *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова П.А. и др.* Палеомагнитология. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
- [3] *Brunet D., Machel P.* Large-scale tectonic features induced by mantle avalanches with phase, temperature and pressure lateral variation of viscosity // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V. 103. – P. 4929–4945.
- [4] *Consolini G., De Michelis P., Meloni A.* Multifractality and punctuated equilibrium in the Earth's magnetic field polarity reversals // *J. Geophys. Res. Lett.* – 2000. – V. 27. – P. 293–296.
- [5] *Constable C.* On rates of occurrence of geomagnetic reversals // *Physics Earth Planet. Inter.* – 2000. – V. 118. – P. 181–193.
- [6] *Courtillot V., Olson P.* Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2007. – V. 260. – P. 495–504.
- [7] *Eide E., Torsvik T.* Paleozoic supercontinental assembly, mantle flushing, and genesis of the Kiaman superchron // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1996. – V. 144. – P. 389–402.
- [8] *Gubbins D.* Mechanisms for geomagnetic polarity reversals // *Nature.* – 1987. – V. 326. – P. 167–169.
- [9] *Hulot G., Gallet Y.* Do superchrons occur without any palaeomagnetic warning? // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 210. – P. 191–201.
- [10] *Jacobs J.A.* Reversals of the Earth's magnetic field. 2 edition. – Cambridge: Cambridge University Press, 1995. – 356 p.
- [11] *Larson R., Olson P.* Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1991. – V. 107. – P. 437–447.
- [12] *Loper D., McCartney K.* Mantle plumes and the periodicity of magnetic field reversals // *Geophys. Res. Lett.* – 1986. – V. 13. – P. 1525–1528.
- [13] *Lowrie W., Kent D.V.* Geomagnetic polarity timescale and reversal frequency regimes // *Timescales of the paleomagnetic field* / Eds. J.E.T. Channell, D.V. Kent, W. Lowrie, J. Meert. – AGU Geophysical Monograph. – 2004. – V. 145. – P. 117–129.
- [14] *McFadden P., Merrill R.* Lower mantle convection and geomagnetism // *J. Geophys. Res.* – 1984. – V. 89 – P. 3354–3362.
- [15] *Merrill R., McElhinny M., McFadden P.* The Magnetic field of the Earth, paleomagnetism, the core and the deep mantle. – San Diego, CA: Academic Press, 1996.
- [16] *Pavlov V., Gallet Y.* Variations in geomagnetic reversal frequency during the Earth's middle age // *Geochim. Geophys. Geosyst.* – 2010. – V. 11. – Q01Z10. – doi:10.1029/2009GC002583.
- [17] *Pavlov V., Gallet Y.* Third superchron during the Early Paleozoic // *Episodes.* – 2005. – V. 28, № 2. – P. 78–84.
- [18] *Pavlov V., Gallet Y.* Middle Cambrian high magnetic reversal frequency (Kulumbe river section, northwestern Siberia) and reversal behaviour during the Early Palaeozoic // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2001. – V. 185. – № 1–2. – P. 173–183.

- [19] Pavlov V., Gallet Y. Upper Cambrian to Middle Ordovician magnetostratigraphy from the Kulumbe river section (Northwestern Siberia) // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1998. – V.108. – P. 49–59.
- [20] Ricou L.-E., Gibert D. The magnetic reversal sequence studied using wavelet analysis: a record of the Earth's tectonic history at the core–mantle boundary // *C. R. Acad. Sci. Paris*. – 1997. – V. 325. – P. 753–759.
- [21] Stacey F.D. *Physics of the Earth*. 3 ed. – Brisbane: Brookfield Press, 1992. – 513 p.

НЕОДНОКРАТНЫЕ ИМПУЛЬСЫ МАГМАТИЗМА НА ЮГЕ ПРОВИНЦИИ СИБИРСКИХ ТРАППОВ И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РОЛЬ ДЛЯ ГЛОБАЛЬНЫХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РУБЕЖЕЙ

М.Т. Патон*, А.В. Иванов**, М.Л. Фиорентини*, Н.Дж. Мак-Наутон***,
И. Мудровска*, Л.З. Резницкий**, Е.И. Демонтерова**

*Crawley, Australia, Centre for Exploration Targeting, School of Earth and Environment,
University of Western Australia

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

***Bentley, Australia, John de Laeter Centre, School of Applied Physics, Curtin University of Technology

Позднепермское массовое вымирание организмов, при котором исчезло около 90 % морских и 75 % наземных видов, было одним из самых суровых на Земле [1]. Главной причиной этого вымирания считают вулканизм Сибирских траппов, хотя непосредственный механизм влияния вулканизма на биосферу до недавнего времени оставался неопределенным. В статье [2] в качестве такого механизма было предложено взаимодействие интрузивных магм с осадочными породами, богатыми органическими остатками и углеводородами, которое приводило к формированию токсических газов и их последующему выбросу в атмосферу. В этой статье приводится U-Pb датировка 252.0 ± 0.4 млн лет, полученная по цирконам, отобраным из двух долеритовых интрузий в районе Непы (рис. 1). Эта датировка в пределах погрешности анализа

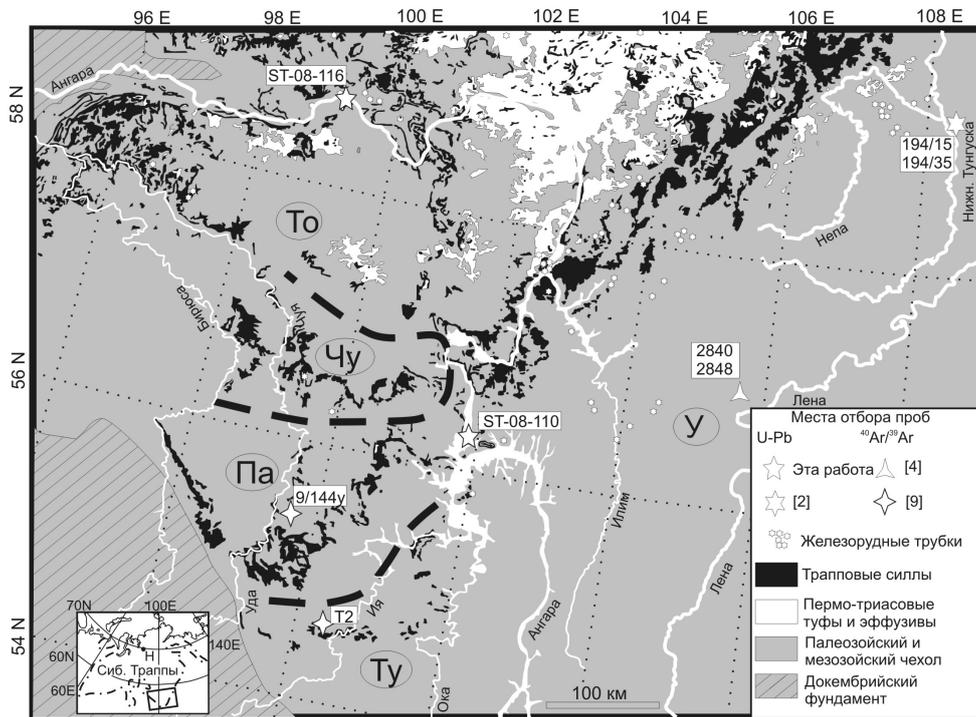


Рис. 1. Схематическая карта распространения долеритовых силлов на юге провинции Сибирских траппов. Рядом с местом отбора приведены номера датированных образцов. Для образцов, датированных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, показаны только образцы, для которых получены статистически значимые возрасты «плато». Жирные сплошные линии разделяют долеритовые силлы: Ту – Тулунский, Па – Падунский, Чу – Чуна-Бирюсинский, То – Толстомысовский и У – Усольский (не выходит на поверхность). На врезке показана граница распространения Сибирских траппов. Точка, обозначенная Н, показывает расположение Норильска.

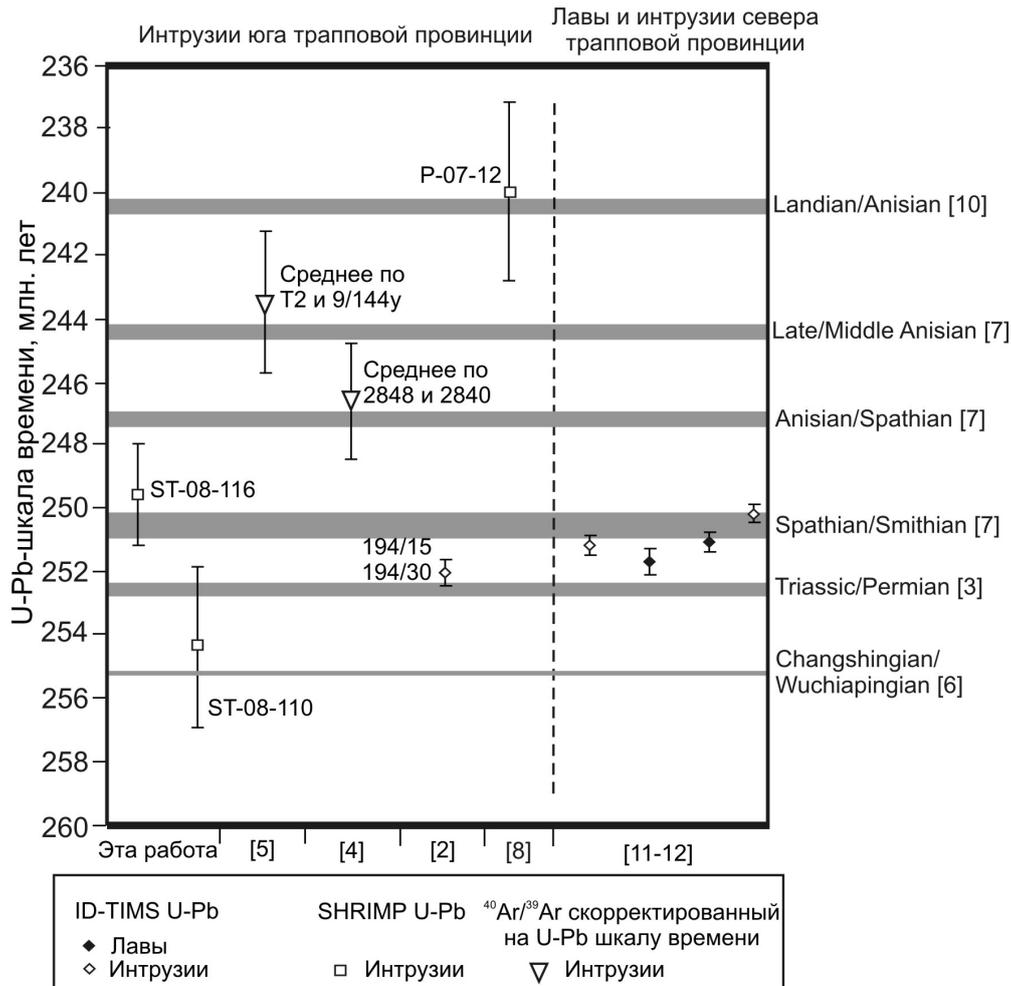


Рис. 2. Сопоставление новых и ранее опубликованных датировок, полученных по долеритовым силлам юга провинции Сибирских траппов. Номера образцов показаны рядом с датировками (см. место отбора на рис. 1). Образец из работы [8] находится за границей рис. 1. U-Pb датировки северной части провинции также приведены для сопоставления. Опубликованные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки пересчитаны так, чтобы быть согласованными с U-Pb шкалой времени, используя $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировки 249.5 ± 1.5 млн лет [9] и 252.6 ± 0.2 млн лет [3], соответственно, пермо-триасовой границы согласно процедуре, описанной в работе [5].

совпадает с датировкой 252.6 ± 0.2 млн лет пермо-триасовой границы в классическом разрезе в провинции Мейшань в Китае [3], на основании чего делается вывод о причинно-следственной связи интрузивного магматизма и позднепермского биотического кризиса.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки, полученные по долеритовым силлам других частей юга провинции Сибирских траппов, указывают, что внедрение силлов не было одновременным, а происходило неоднократно в раннем и среднем триасе [4–5]. Существует, однако, проблема корректного сопоставления $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировок. В этом сообщении мы приводим новые датировки U-Pb SHRIMP датирования цирконов, выделенных из двух долеритовых силлов, а также сопоставляем их с известными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками.

Местоположение датированных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методами образцов показано на рис. 1. Две новые U-Pb SHRIMP датировки – 249.6 ± 1.5 млн лет и 254.2 ± 2.3 млн лет, полученные по цирконам образцов ST-08-116 и ST-08-110, соответственно, не перекрываются между собой в пределах погрешности, несмотря на сравнительно большую аналитическую погрешность. Таким образом, выделяются два отдельных импульса интрузивного магматизма, отстоящие друг от друга на 4.8 ± 2.7 млн лет. U-Pb дискордия по цирконовым зернам из двух скваженных об-

разцов 194/15 и 194/35, отобранных из силлов в районе Непы, дает значение возраста 252.4 ± 1.2 млн лет, а четыре наиболее конкордантных зерна циркона из этих же образцов – значение возраста 252.0 ± 0.4 млн лет [2]. Таким образом, возраст для непских силлов находится между возрастными образцами ST-08-116 и ST-08-110, хотя частично он перекрывается с возрастом ST-08-110 в пределах ошибок измерений. Примечательно, что каждый возраст совпадает с одной или двумя биостратиграфическими границами. Так, датировка образца ST-08-110 согласуется с чангшингиан/вучиапингиан границей [6] или пермо-триасовой границей [3] (рис. 2). Датировка по образцам 194/15 и 194/35 согласуется с пермо-триасовой границей [3]. Датировка по образцу ST-08-116 согласуется с границей спатиан/смитиан [7]. Разумеется, учитывая сравнительно большие погрешности датировок и краткость позднепермских – раннетриасовых стадий, это можно воспринять как чистую случайность. Однако, если на рис. 2 нанести имеющиеся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по другим силлам, с учетом их коррекции на U-Pb шкалу времени, то другим границам раннетриасовых стадий находится свой соответствующий импульс интрузивного магматизма. Наконец, U-Pb SHRIMP датировка по трахитовым интрузиям Енисейского кряжа [8] соответствует границе ландиан/анизиан среднего триаса (рис. 2). Таким образом, новые и предшествующие датировки по интрузиям южной части провинции Сибирских траппов согласуются с механизмом, в котором при взаимодействии базитовых магм и осадочных пород, насыщенных органическим веществом и углеводородами, образуются токсичные газы. Выход этих токсичных газов в атмосферу не только привел к позднепермскому биотическому кризису, но и определял необычно длинное восстановление биоразнообразия в раннем и среднем триасе.

Работа выполнена при частичном финансировании проекта РФФИ-Сибирь 08-05-98104.

- [1] *Erwin D.H.* The Permo-Triassic extinction // *Nature*. – 1994. – V. 367. – P. 231–236.
- [2] *Svensen H., Planke S., Polozov A.G., Schmidbauer N., Corfu F., Podladchikov Y.Y., Jamtveit B.* Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2009. – V. 277. – P. 490–500.
- [3] *Mundil R., Ludwig K.R., Metcalfe L., Renne P.R.* Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons // *Science*. – 2004. – V. 305. – P. 1760–1763.
- [4] *Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Usol'skii sill in the Southeastern Siberian traps large igneous province: evidence for long-lived magmatism // *Terra Nova*. – 2005. – V. 17. – P. 203–208.
- [5] *Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // *J. Asian Earth Sci.* – 2009. – V. 35. – P. 1–12.
- [6] *Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Devuyt F.X., Forke H.C., Grunt T.A., Hance L., Heckel P.H., Izokh N.G., Jin Y.G., Jones P.J., Kotlyar G.V., Kozur H.W., Nemirovska T.I., Schneider J.W., Wang X.D., Weddige K., Weyer D., Work D.M.* Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2006. – V. 240. – P. 318–372.
- [7] *Ovtcharova M., Bucher H., Schaltegger U., Galfetti T., Brayard A., Guex J.* New early to middle Triassic U-Pb ages from South China: calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the biotic recovery // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2006. – V. 243. – P. 463–475.
- [8] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Романова И.В., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Травин А.В.* Среднепалеозойский и раннемезозойский анорогенный магматизм Южно-Енисейского кряжа: первые геохимические и геохронологические данные // *Геология и геофизика*. – 2010. – Т. 51. – С. 701–716.
- [9] *Renne P.R., Zhang Z., Richards M.A., Black M.T., Basu A.R.* Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism // *Science*. – 1995. – V. 269. – P. 1413–1416.
- [10] *Mundil R., Brack P., Meier M., Rieber H., Oberli F.* High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanics: time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1996. – V. 141. – P. 137–151.
- [11] *Kamo S.L., Czamanske G.K., Krogh T.E.* A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1996. – V. 60. – P. 3505–3511.
- [12] *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.* Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 214. – P. 75–91.

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СОБЫТИЯ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

*Н.В. Попов**, *И.И. Лиханов***, *А.Д. Ножкин***, *П.С. Козлов***

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

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

В Заангарье Енисейского кряжа выделяется несколько блоков, среди которых Центрально-Ангарский террейн, сложенный толщами метаморфических пород и массивами гранитоидов, считается наиболее древним [1]. Сотрудниками ГП «Красноярскгеолсъемка» после обобщения накопленной геологической информации была представлена новая схема стратиграфии [2], согласно которой в основании разреза залегают немтихинский и малогаревский метаморфические комплексы. Немтихинский комплекс сложен преимущественно плагиогнейсами и плагиогранитогнейсами, малогаревский – амфиболитами, сланцами, мраморами и кварцитами. Породы немтихинского комплекса картируются в виде изометричных блоков с окаймляющими линейными телами малогаревского комплекса. Выше залегают толщи (свиты) метаосадочных пород тейской серии (хребта Карпинского, рязановская и белоручьевская), зачастую с тектоническими контактами между собой и подстилающими комплексами. Таким образом, немтихинский комплекс для данного региона является своеобразным инфракрустальным комплексом (комплексом основания), а перекрывающие толщи представляют собой пакет тектонических пластин, стратиграфическая последовательность которых устанавливается по степени метаморфизма или из общих соображений.

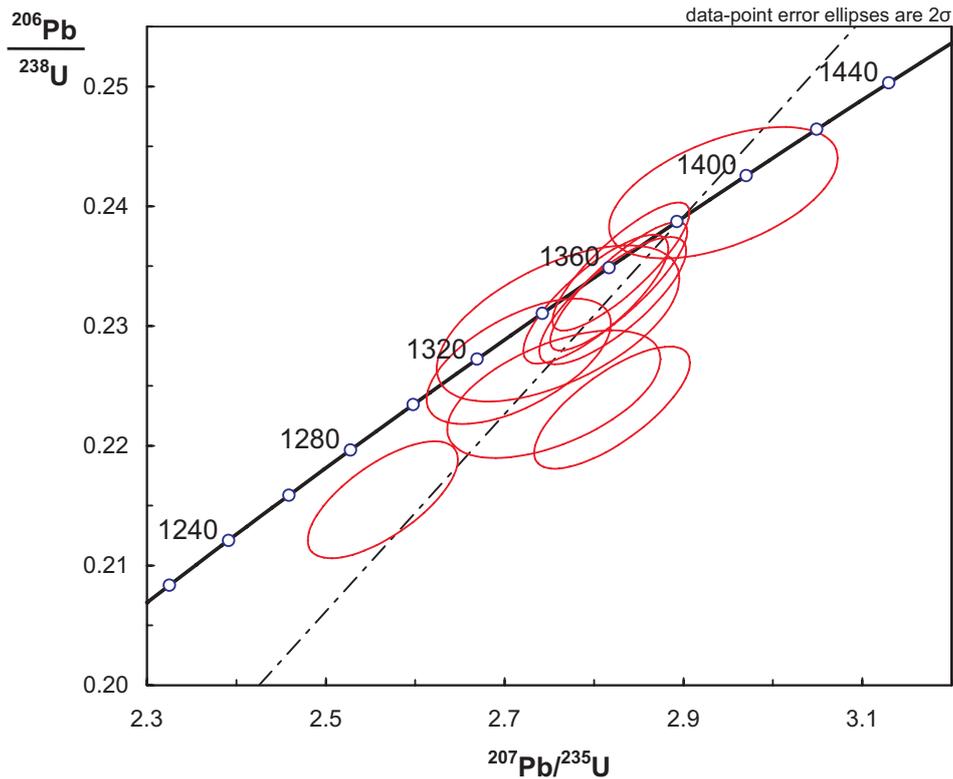
На основе геохронологических данных более чем 25-летней давности U-Pb метода [3], а также интерпретации состава толщ (серые гнейсы и образования зеленокаменных поясов), петрографических особенностей пород (гранулитовые парагенезисы?) немтихинский и малогаревский комплексы отнесены к архею [2]. Вместе с тем корректное определение возраста немтихинского комплекса представляет собой актуальную задачу, решение которой позволит существенным образом усовершенствовать стратиграфическую шкалу региона и наложит определенные ограничения на построение геодинамических моделей, а также на схемы корреляции толщ Енисейского кряжа и Алтае-Саянской складчатой области.

Для решения этой задачи нами был опробован немтихинский комплекс в районе максимального удаления от воздействия молодых гранитоидов. В бассейне верховьев р. Чапа и ее правого притока – р. Колормо – обнажается блок размером около 10×4–5 км, сложенный породами немтихинского комплекса. Место опробования расположено на правом берегу р. Колормо, примерно в 8 км выше ее устья. Здесь в коренных выходах обнажаются светло-серые катаклазированные гнейсограниты.

U-Pb возраст (Shrimp II, ВСЕГЕИ), определенный по акцессорным цирконам, выделенным из плагиогнейсогранита – 1381 ± 22 млн лет (рисунок), соответствует среднему подразделению мезопротерозоя.

До недавнего времени считалось, что древнейшими (860–880 млн лет) гранитоидами Заангарья Енисейского кряжа являются граниты тейского комплекса, в который входят Тейский, Каламинский Ерудинский и Среднетырадинский массивы. Наши исследования показали, что плагиогнейсограниты немтихинского метаморфического комплекса являются более древними и фиксируют мезопротерозойский этап развития региона.

Вероятно, эти разгнейсованные и катаклазированные плагиограниты представляют собой один из членов бимодальной серии, вторым из которых являются субвулканические тела (дайки, силлы, штоки, небольшие массивы) метавулканитов шумихинского комплекса [4], включавшиеся ранее в состав малогаревской толщи. По химическому составу они подразделяются [5] на высоко- и низкомагнезиальные (10–18 % и 4–9 % MgO, соответственно). С первыми коррелируются пониженные содержания Al_2O_3 (9.8–13 %), TiO_2 (0.6–1.3 %), K_2O и K_2O+Na_2O (0.34–0.52 и 0.7–1.5 %), для вторых концентрация этих компонентов значительно выше. Такая бимодальная ассоциация характерна для рифтогенных структур.



$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогнейсогранита немтихинского комплекса. Показаны все десять определений. Возраст, пересчитанный для четырех точек, компактно расположенных вблизи конкордии, и с наименьшими ошибками определений – 1361.5 ± 8.7 млн лет.

Характерно, что близкий возрастной интервал, 1.370–1.385 млн лет, предлагается Ю.Л. Ронкиным с соавторами [6] в качестве границы раннего и среднего рифея в стратотипической местности – Башкирском мегаантиклинории. По их же данным этот регион Южного Урала насыщен многими событиями. Формирование известного Бердяшского плутона, кусинско-копанского комплекса (габбро-нориты, гранитогнейсы и граниты), долеритов Главной дайки Бакальского рудного поля и отложений машакской свиты (датировки по цирконам из субвулканических тел дацитов) связывается со сложной эволюцией «машакского рифтогенного события» общей длительностью 18–20 млн лет [6].

- [1] Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского края, масштаб 1:500 000 / Ред. А.К. Мкртычян, М.Л. Шерман. – Красноярск: ГП «Красноярскгеолсъемка», 1998.
- [2] Качевский Л.К., Качевская Г.И., Стороженко А.А., Зуев В.К., Динер А.Э., Васильев Н.Ф. К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в заангарской части Енисейского края // Отечественная геология. – 1994. – № 11–12. – С. 45–49.
- [3] Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова М.И. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы // Геохронология Сибири и Дальнего востока. – М.: Наука, 1980. – С. 14–31.
- [4] Качевский Л.К., Качевская Г.И., Зуев В.К. К вопросу о выделении нового (шумихинского) базит-ультрабазитового субвулканического комплекса в Заангарье Енисейского края // Проблемы стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР. Вып. 2. – Красноярск: ПГО «Красноярскгеология», 1991. – С. 78–80.
- [5] Динер А.Э. Дорифейский базитовый вулканизм северной части Енисейского края // Там же. – С. 81–87.
- [6] Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П. и др. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP II ограничения // Доклады АН. – 2007. – Т. 415, № 3. – С. 370–376.

ГРАНИТНО-МРАМОРНЫЕ ПРОТРУЗИИ ГОБИ-АЛТАЙСКОЙ ЗОНЫ (МОНГОЛИЯ)

*Е.С. Пржиялговский**, *М.Г. Леонов**, *Ж. Бадамгарав***, *Е.В. Лаврушина**

*Москва, Геологический институт РАН, prz4@yandex.ru

** Улаанбаатар, Монголия, Институт геологии и минеральных ресурсов АНМ

В Прибайкалье и Монголии выявлены своеобразные структуры – гранитные протрузии, сформировавшиеся на плитной стадии эволюции регионов [1, 2]. Показано, что возникновение протрузий связано с интенсивным катаклизмом и объемной реидной деформацией пород. Выявлены особенности тектонического строения этих структур, формы и причины их образования, а также особенности сингенетичного протрузиям седиментационного процесса.

Одним из признаков протрузивного движения гранитов на плитной стадии является совместная пластическая деформация кровли гранитов (Pz) и перекрывающего их плитного чехла (Mz–Kz) [1], которая хорошо выражена, в частности, в Дзурамтайском выступе герцинского фундамента (Южная Монголия) [2]. Граниты и залегающие выше осадочные толщи (J–K₁) образуют многочисленные почковидные, куполообразные или гребневидные структуры. Размер этих морфоструктур, осложняющих форму кровли гранитного купола, достигает десятков метров, а ширина зоны деформаций – 250–300 м. Пликативные изгибы кровли гранитов, подошвы и пластов осадочного чехла, а также тектоническая фрагментация пород являются результатом квазипластического течения гранитоидов, реализуемого за счет многочисленных хрупких смещений на микро- мезо- и макроуровнях. Деформация проявилась по всему объему массива, но в наибольшей степени – по его периферии; центральная часть деформирована относительно слабо. При этом массив в виде штока-купола поднимался к поверхности, приподнимая и прорывая окружающие массив метаморфические комплексы и плитный чехол. Время выхода массива на дневную поверхность – неоген–квартер, о чем свидетельствует появление продуктов размыва гранитов только в отложениях этого возраста. Однако структурные взаимоотношения пород чехла и гранитов и особенности переработки показывают, что движение протрузии началось еще в юре, но поверхности она не достигла.

Изучение структур позднемезозойской и новейшей активизации в центральной части Гоби-Алтайской зоны расширило представления о протрузивных тектонических парагенезах. Был изучен участок Танын-Хундий, расположенный на стыке хребтов Бага-Богдо и Ихэ-Богдо. Палеозойский фундамент обнажается здесь в ядрах узких гребневидных антиклиналей. К северу (Долина Озер) и к югу (Тормхонская впадина) осадочный чехол залегают субгоризонтально или полого наклонен к центру впадин. В районе выходов палеозоя осадочные толщи (J–K) деформированы совместно с метаморфическим фундаментом, образуя неправильной формы мульды, расположенные между куполовидными поднятиями, и крутопадающие моноклинали, ограничивающие эти положительные морфоструктуры. Палеозойский фундамент представлен серицитовыми сланцами и метаморфизованными вулканитами среднего и кислого состава и раннепермскими лейкогранитами, а также включает блоки позднедокембрийских мраморов и порфировидных гранитов. Почти все границы между комплексами фундамента тектонизированы. На фундаменте с резким угловым несогласием залегают осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы мезозойского чехла – неметаморфизованные, но в разной степени деформированные. Наиболее деформирована толща J₂₋₃, представленная андезитами с прослоями конгломератов и песчаников. Она залегают в широтном трого на севере участка и образует крупные открытые складки с пологими шарнирами. Выше с угловым несогласием на андезитах, а чаще непосредственно на фундаменте залегают разнофациальные отложения K₁: терригенные обломочные и вулканогенно-осадочные комплексы с подчиненными прослоями карбонатов и глин. Деформации в этих комплексах носят блоковый характер, усложняясь вблизи разломов, активизированных на плитной стадии. Здесь отмечены субвертикальные и опрокинутые залегания. Завершается разрез чехла полого залегающими (с угловым несогласием) грубообломочными от-

ложениями верхнего мела и палеогена.

Деформации осадочного чехла парагенетически связаны с деформациями фундамента и обусловлены движениями по системе субширотных левых сдвигов. Смещения устанавливаются по подворотам пластов и зеркалам скольжения. Подвижки связаны с активизацией палеозойских структур на плитной стадии, и первая их фаза завершилась, по-видимому, до формирования бронирующего горизонта конгломератов К₂. Но в неоген-четвертичное время они снова активизировались, что нашло отражение в современной морфоструктуре и сейсмичности. Можно выделить два главных разлома субширотного простирания – северный (граница с депрессией Долины Озер) и южный, который условно трассируется по южной границе выходов гранитоидов. Эти два сдвига, то сливаясь в единую линию, то расходясь и образуя линзовидные кулисы, обычно обозначаются как единый Ихэ-Богдинский разлом, который на участках расширения горста разделяется на северную и южную ветви. Фактически же эти региональные взбросо-сдвиги ограничивают единую транспрессивную шовную «горстовую» зону, или зону концентрированной деформации типа «структуры цветка» (flower structures) или «пальмового дерева» (palm-tree structure). На данном субширотном участке этой зоны транспрессивные структуры не столь масштабны, как на соседних участках, в горстах Их- и Бага-Богд, где они имеют северо-западные простирания. Этим определяется форма локальных структур: чередующиеся синклинали неправильной формы и гребневидные приразломные антиформы, часто ориентированные косо к главному широтному простиранию зоны. Для широтных разломов характерны зоны милонитизации и меланжа. Почти повсеместно они маркированы «обдавленными» глыбами и линзами катаклазированных мраморов. Линзы мраморов, которые часто шире зоны меланжа, не обнаруживают связи с близлежащими комплексами, что предполагает их значительное тектоническое перемещение по простиранию зоны и (или) выжимание снизу.

Для изученной зоны характерно наличие массивов нижнепермских лейкогранитов, которые образуют куполовидные или грибообразные положительные морфоструктуры и, прорывая породы чехла, имеют с ними протрузивные и пластически деформированные контакты. Граниты образуют округлые или линзовидные в плане формы. Они полностью дезинтегрированы, но при этом зачастую слагают наиболее приподнятые участки рельефа, что свидетельствует о их современной активности. С гранитами ассоциируют мраморы, которые, помимо упомянутых линзовидных структур, образуют сложную карбонатно-гранитную смесь. Граниты подверглись объемному катаклазу и карбонатизации и практически полностью превращены в кварцево-карбонатные брекчии-кластиты. В краевых частях западного массива дезинтегрированные граниты в ассоциации с мраморами «пластично» надвинуты на нижнемеловые терригенно-карбонатные отложения, сминая их в асимметричную лежачую складку. Такое налегание фиксируется и в пределах крупного восточного выхода гранитов, разрезанного долиной сухого русла Танын-Хундий. В отличие от западного тела, состав гранитоидных пород, слагающих этот массив, более разнообразен. Здесь присутствуют граносиениты, гранодиориты (практически не измененные), а также дайки габброидов и ультраосновные щелочные интрузии. Неизмененные породы расположены в виде включений в матриксе дезинтегрированных (катаклазированных и карбонатизированных) лейкогранитов.

Мраморы облекают гранитные ядра, но их взаимоотношение неясно. Возможно, оно наследует первоначальное, но более вероятно совместное, тектонически обусловленное протрузивное внедрение пород, имеющих близкие реологические характеристики: пониженную вследствие грануляции и катаклаза вязкость. Строение лейкогранитных массивов определяется наличием многочисленных извилистых зон брекчирования, которые образуют закономерный линзовидно-петельчатый рисунок. В центральных частях линз находятся наименее измененные граниты, а периферические зоны представлены полностью дезинтегрированными разностями, где исходные состав и структура пород сохраняются лишь в реликтах. Размер линз 10–30 м, иногда до 100 м по длинной оси, мощность 5–10 м. Линзы вытянуты в соответствии с удлинением гранитных массивов. Ширина зон дезинтеграции и карбонатной проработки 0.5–2.0 м. В шлифах можно отметить постепенность перехода от исходных пород к дезинтегрированным. Процесс включает фазы интенсивной трещиноватости, катаклаза и брекчирования (на минеральном уровне) вплоть до образования тонко раскристаллизованного матрикса, состав которого, по-видимому, близок к составу исходных гранитов, но с повышенным содержанием кварца. Иногда в матриксе (который по аналогии с аркозовыми кластитам Дзурамтайского массива

может быть назван «микрокластитом») не обнаруживается «гранитных» минералов. Процессы микробрекчирования наиболее активно протекают по границам линзовидных фрагментов, и, видимо, именно по этим границам осуществляются множественные рассредоточенные подвижки – квазипластическое течение гранитов. Эффект деформации, вероятно, усилен благодаря карбонатизации породы и синдеформационной минеральной перекристаллизации кальцита и кварца.

Возникновение линзовидно-обособленных блоков (ромбоэдров) является обычной реакцией горных пород на сдвиговые напряжения и перемещения и обычно для зон сдвигового течения. Можно предполагать, что и при объемной деформации ромбоэдры-линзы являются наиболее устойчивыми и энергетически обусловленными структурами направленного перемещения пород, что подтверждается данными мезомеханики. При определенной зрелости квазипластической деформации сформировавшиеся тектонические структуры и комплексы пород приобретают черты, характерные для зон тектонического меланжа, и могут рассматриваться в качестве тектонических хаотических комплексов особого типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации») и проекта РФФИ № 10-05-00852.

- [1] *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // *Геотектоника*. – 2008. – № 2. – С. 3–31.
- [2] *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В.* Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия) // *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания*. – М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. – С. 169–173.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КВАЗИПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ГРАНИТОВ МАССИВА ТАНЫН (ГОБИ-АЛТАЙ, ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ) НА МИКРОУРОВНЕ

Е.С. Пржиялговский, Т.Ф. Щербакова, Е.В. Лаврушина, А.Т. Савичев, Н.В. Горькова

Москва, Геологический институт РАН, prz4@yandex.ru

Раннепермский гранитный массив Танын расположен в центральной части Гоби-Алтайской зоны герцинид, в западной части хр. Дулан-Богдо, и относится к улагчинскому комплексу позднепосткладчатых интрузий. Совместно с раннедокембрийскими и палеозойскими метаморфическими породами (метаэффузивами, серицитовыми сланцами, мраморами и порфиroidными метасоматическими граносиенитами и гнейсами по ним) гранитоиды, диориты и основные интрузии данного комплекса слагают выступы позднегерцинского фундамента, обнажающегося в ядрах узких гребневидных антиклиналей. Юрские и нижнемеловые отложения чехла складчато деформированы совместно с породами комплекса фундамента в процессе тектонической активизации уже на плитной стадии развития структуры. Детальное картирование данных структур внутриплитной активизации позволило установить особую «пластичность» деформаций дезинтегрированных гранитов массива Танын (иногда в ассоциации с мраморами), которая выразилась в формировании протрузий гранитов в вышележащие комплексы (см. тез. Е.С. Пржиялговского, М.Г. Леонова и др. в этом сборнике).

Было проведено петрографическое изучение дезинтеграционных и деформационных структур лейкогранитов и граносиенитов, слагающих протрузивные тела. В шлифах и с помощью спектрального микроскопа исследовались изменения порообразующих минералов гранитоидов и минерализация по трещинам. Наименее дезинтегрированные породы представлены среднекристаллическими лейкогранитами, реже – мелкокристаллическими граносиенитами. Породы имеют гипидиоморфную структуру, темноцветные минералы представлены биотитом или мусковитом, которые, как правило, замещаются хлоритом и окислами железа. Плаггиоклаз (олигоклаз) в различной степени сосюритизирован, иногда в нем наблюдаются очаги карбонатного замещения; калиевый полевой шпат интенсивно пелитизирован.

Неизменные или слабоизмененные граниты обнаруживаются лишь в центральных частях линзовидных блоков, которые являются главными тектоническими структурами рассматриваемых протрузивных массивов. Основной объем пород протрузий представлен в различной степени дезинтегрированными измененными разновидностями. На границах линзовидных структур (ромбоэдров) минеральные и структурные преобразования гранитоидов максимальны, они брекчируются на уровне минеральных зерен с заполнением межзернового пространства тонкокристаллическим новообразованным матриксом, для которого по аналогии с аркозовыми кластитами Дзурумтайской гранитоидной протрузии [1] предлагается термин «микрочластит». Была установлена последовательность фаз дезинтеграции и деформации пород, которые можно представить в виде ряда: трещиноватый гранит или граносиенит (I) → катаклазит (II) → брекчия с незначительным переносом фрагментов (III) → зрелая брекчия (IV) → микрочластит (V).

I. Дезинтеграция в гранитах начинается с развития трещин, большинство из которых имеет полигональную, дуговую или даже кольцевую (в плоскости шлифа) форму. Подобные трещины наблюдаются во всех исследованных массивах дезинтегрированных гранитоидов и указывают на изменение объема массива пород в результате его остывания (контракции) и последующей тектонической эксгумации (декомпрессии, дилатации) [2]. Наиболее ранние трещины, как правило, заполнены окислами железа и марганца, более поздние – кальцитом и, иногда, органическими соединениями. Кальцитовые прожилки часто многочисленны, многофазны и могут сопровождаться очаговой карбонатизацией полевых шпатов вплоть до полного их замещения и образования кварц-карбонатных пород.

II. Фаза катаклаза, когда отдельные фрагменты породы, а чаще – отдельных минеральных зерен смещаются или поворачиваются относительно друг друга, связана с появлением вдоль

ранее возникших трещин тонкокристаллических агрегатов, напоминающих в шлифах раскристаллизованное вулканическое стекло кислого состава. Этот агрегат – микрокластит – возникает на границах минералов и в порах, как бы разъедая края зерен, и, несомненно, является продуктом перекристаллизации (с предшествующим плавлением, растворением?) исходных пород. Исследование микрокластитового агрегата путем спектрального микрозондирования позволило установить в его составе кварц и, предположительно, калиевый полевой шпат. Появление в породе микрокластита сопровождается сдвиговыми смещениями по трещинам, их неравномерным раскрытием. Порода приобретает катаклазовую структуру.

III. При достаточном объеме микрокластитов наблюдается брекчирование гранитов с размерностью фрагментов, соответствующей размеру минеральных зерен или меньше ее. Как видно в шлифах, угловатые обломки минералов продолжают дробиться и растворяться в матриксе (это прежде всего очевидно для полевых шпатов), смещаясь относительно друг друга.

IV. Для «зрелых» брекчий характерна некоторая сортировка обломков по размерности и количеству микрокластитового матрикса при разнородном составе обломков. Среди обломков преобладают фрагменты кварцевых зерен, встречаются как «свежие», так и измененные полевые шпаты. Кроме того, в них могут встречаться обломки ранее возникших микрокластитов, что указывает на неоднократность мобилизации материала, на инъективный характер поведения новообразованного матрикса и на относительную устойчивость раскристаллизованного матрикса.

V. Однородный микрокластит, представляющий в штуде прочную массивную кварцито-видную породу темно-серого или желтоватого цвета, как видно из предшествующего описания пород, может и не быть конечным продуктом деформации и минеральной переработки. Во многих шлифах видно, что процесс катаклаза и брекчирования возобновляется на разных фазах предшествующей деформации. В некоторых образцах отмечается три разновозрастных микрокластита – в прожилках или в обломках. Появление кальцитовых жилок на разных стадиях процесса характеризует условия хрупкой деформации и объемного растяжения, однако по наиболее мощным прожилкам отмечаются пластичные смещения сдвигового типа.

Таким образом, можно констатировать, что квазипластическая деформация, определенная для Танынского массива в целом, предопределяется концентрацией деформаций на границах линзовидных блоков размером от нескольких до десятков метров, где деформации (катаклаз и брекчирование) имеют как хрупкий, так и пластичный характер. Чередование условий пластичной и хрупкой деформации проявляется в неоднократном катаклазе и брекчировании инъективного типа и прожилковой кальцитовой минерализации на разных стадиях деформации. Природа тонкораскристаллизованного матрикса брекчий – микрокластитов – остается дискуссионной. Очевидно, что он возникает «in situ» за счет материала гранитов и предопределяется их предварительной дезинтеграцией. Низкая вязкость микрокластитов, определяемая по пластичному характеру брекчирования и инъективным трещинным структурам, роднит их с магматическими расплавами или флюидизатами. Последние представляют собой брекчии, которые имеют инъективные взаимоотношения с вмещающими породами не за счет расплавленного матрикса, а благодаря проникновению по системе трещин магматических флюидов.

Брекчии, аналогичные описанным в массиве Танын, обнаружены нами в этом же комплексе гранитов в более восточных районах Гоби-Алтайской зоны (хр. Бага-Богд), а также исследовались ранее на юго-восточном продолжении этой же зоны в Дзурамтайском массиве [2].

- [1] Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В., Щербакова Т.Ф. Особенности трещиноватости некоторых гранитоидных массивов Хэнтэйского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 43–46.
- [2] Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В., Бадамгарав Ж., Симанович И.М., Щербакова Т.Ф., Пржиялговский Е.С. Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 3. – С. 312–328.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

В.Н. Пучков

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

В настоящее время выходит из печати и вскоре будет распространена монография автора [1], которая является результатом многолетних исследований в рамках бюджетных тем и целого ряда отечественных и международных программ. Завершение книги совпало с работами автора и руководимого им коллектива по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ». Некоторые результаты, с надлежащими ссылками, были использованы в книге. Цель доклада – познакомить как исполнителей данной Программы, так и более широкую геологическую аудиторию с основными положениями монографии.

В основу систематизации материала, характеризующего Урал, положен структурно-исторический принцип. Вещественные комплексы Урала, отражающие его тектонику и геологическую историю, естественным образом делятся на пять структурных ярусов, отвечающих пяти крупнейшим этапам его развития.

1. Архейско-раннепротерозойский ярус представлен исключительно метаморфическими пара- и ортопородами, местами сохраняющими реликты гранулитового метаморфизма. В течение протерозоя и палеозоя гранулиты последовательно подвергались метаморфизму все более низких ступеней, от ареального амфиболитового до приразломного зеленосланцевого. На каждом этапе площадь ретроградного метаморфизма сокращалась. Достоверные архейские породы в пределах Урала находятся только в Тараташском выступе, однако, судя по сейсмическим данным, кристаллический фундамент Волго-Уралии прослеживается непрерывно от платформы до осевой части Тагило-Магнитогорской мегазоны. На севере Урала, где кристаллический фундамент представлен тиманидами, рубеж, на котором наблюдается спад метаморфизма, размыв и кардинальное несогласие, проходит на уровне порядка 1700 ± 50 млн лет и отвечает времени амальгамации Балтики. Породы, которые предположительно могут быть древнее этого рубежа, выходят лишь в ядрах крупных куполовидных поднятий (Хобеиз, Харбей, Марун-Кеу).

2. Рифейско-вендский ярус, развитие которого закончилось образованием тиманид, значительно шире распространен на поверхности, по сравнению с нижележащим; он обнажен преимущественно на западном склоне Урала и Тимана. Породы этого возраста спорадически наблюдаются и на его восточном склоне, вероятно соединяясь на глубине в фундамент одного или нескольких микроконтинентов. Тиманиды прослеживаются расширяющейся полосой, структуры которой образуют виргацию, от западного склона Южного и Среднего Урала до фундамента каледонид Свальбарда, обнажаясь в Центрально-Уральской зоне и на Тимане и слагая фундамент Тимано-Печорско-Баренцевоморского бассейна.

История тиманид тесно связана с историей окраины континента Балтики. После амальгамации субконтинентов Волго-Уралии, Сарматии и Фенноскандии с образованием этого континента (~1700 млн лет) последний, вероятно, вошел в суперконтинент Нуна (Коламбия). В пределах этого суперконтинента Балтика находилась в тесной взаимосвязи с Лаврентией (включая Гренландию), Амазонией и Сибирским кратоном.

На Балтике в начале мезопротерозоя заложились система сквозьплатформенных авлакогенов, открывавшихся в область будущих тиманид. Однако в самих тиманидах ниже- и среднерифейские отложения хорошо сохранились только на Южном Урале; значительно менее уверенно они выделяются в метаморфическом обрамлении куполовидных поднятий Приполярного и Полярного Урала, где они, вероятно, отвечают основанию чехла мезо-неопротерозойских микроконтинентов. В Кваркушском антиклинории известен только верхний рифей и венд, на Тимане уверенно выделяется только верхний рифей и значительно менее уверенно — средний.

Начало распада суперконтинента Нуна – ~1400 млн лет – примерно совпадает с машак-

ской эпохой рифтогенеза на Южном Урале (начало – 1385, конец – ~1350 млн лет). Вулкано-генные рифтовые комплексы того же возраста присутствуют в Гренландии, что позволяет пунктирно наметить простираание пассивной континентальной окраины от Южного Урала до Гренландии, при учете, что тесные связи Балтики и Лаврентии не только не нарушились, но и укрепились благодаря гренвилльско-свеконорвежской орогении, приведшей к образованию суперконтинента Родинии, полностью сформировавшегося к 1000 млн лет.

Начавшийся 800–750 млн лет назад распад Родинии с течением времени распространился на территорию Лаврентии – Амазонии – Балтики, что выразилось в широком развитии вулканитов и базитовых интрузий со щелочным уклоном на востоке Башкирского антиклинория, в Кваркушском антиклинории, на Тимане и в Приладожье в интервале 720–600 млн лет. Рубеж 615 млн лет считается в настоящее время одним из наиболее поздних эпизодов распада Родинии, с отделением континента Балтики (в узком смысле слова) от Лаврентии с Гренландией и Амазонии.

В интервале 600–550 млн лет вдоль тимано-уральской окраины Балтики нарастают орогенические движения и начинается формирование Тиманского орогена, что сопровождается формированием молассы, сосредоточенной в краевом и нескольких межгорных прогибах, метаморфизмом и внедрением гранитных интрузий, развитых в антиклинориях, в некоторых случаях имеющих отчетливую куполообразную форму.

В структуре тиманид, где верхнерифейские образования пользуются наибольшим распространением, выделяются экстерниды и интерниды. Первые отвечают на уровне поздне-рифейского времени континентальной окраине, причем на протяжении от о. Кильдин и п-ова Рыбачьего до Среднего Тимана в ее пределах, в северо-западном направлении, наблюдается переход мелководных верхнерифейских отложений в глубоководные. Присутствие в интернидах тиманид офиолитов и островодужных комплексов, датированных поздним рифеем, свидетельствует о существовании в это время на данной территории океанической коры. Развитые в интернидах крупные поднятия (Хобеиз, Харбей, Марун-Кеу) следует считать микроконтинентами.

3. Палеозойско-раннемезозойский ярус, отвечающий развитию уралид, имеет по отношению к тиманидам отчетливо наложенный характер. При этом если на юге Урала простираения тиманид и уралид более-менее совпадают, то на севере между ними имеется четкое азимутальное несогласие, отразившееся в структурах уралид наличием поперечных поднятий. Наоборот, азимутальное несогласие между простираениями тиманид и архейско-протерозойских структур наиболее ярко проявилось в южных районах их развития.

Тектоническая зональность уралид характеризуется, в сравнении с тиманидами, более выраженной прямолинейностью и более четкой дифференциацией на палеоконтинентальные, палеоокеанические и переходные комплексы, причем и в уралидах можно выделить экстерниды и интерниды, разделенные сутурой Главного Уральского разлома (ГУР).

Структурный анализ, подкрепленный интерпретацией региональных сейсмопрофилей, показал бивергентность орогена, с опрокидыванием и надвиганием его комплексов на континенты – Лаврессию на западе и Казахстанию – на востоке, и с захватом деформациями краев этих континентов. На западе складчато-надвиговый пояс форланда (экстерниды) изучен значительно лучше, чем на востоке: здесь установлен целый ряд шарьяжных структур с закономерной последовательностью образования пакетов аллохтонных пластин, в которых каждая более верхняя образовалась раньше нижней. От края форланда в глубь его обычно наблюдается смена «тонкокожих» деформаций, с малой глубиной проникновения и близгоризонтальной поверхностью срыва, «толстокожими», отделенными от них рампой и охарактеризованными более крутыми поверхностями срыва и наклоном внутрь орогена; этот латеральный ряд завершается зонами расплющивания и выдавливания (сутурами – ГУР, Восточно-Магнитогорская, Серовско-Маукская зоны серпентинитового меланжа и др).

Анализ формаций, слагающих уралиды (выявление присущих им комплексов-индикаторов), позволяет восстановить черты геодинамической эволюции региона и сделать вывод о проявлении здесь типичного цикла Вильсона. На Урале выделяются:

- рифтогенные эпиконтинентальные формации ордовикского возраста,
- комплексы пассивной континентальной окраины (ордовик – ранний карбон),
- океанические комплексы (офиолиты преимущественно ордовикского, отчасти девон-

ского возраста),

- надсубдукционные комплексы (ордовик – башкирский век),
- коллизионные комплексы (фамен – пермь).

На завершающих этапах цикла Вильсона развитие уралид осложняется влиянием суперплюма, распространившимся на огромную территорию от Центральной Сибири до Урала и от Таймыра до Алтая. Область триасового траппового базальтового вулканизма обрамлялась проявлениями контрастного вулканизма и малыми гранитоидными интрузиями. После затухания суперплюмовых процессов в ранней юре имела место древнекиммерийская фаза альпинотипной складчатости.

4. Среднеюрско-миоценовый платформенный ярус формировался на территории Урала как часть единого чехла Западно-Сибирской плиты и соответствующего яруса в чехле Восточно-Европейской плиты. Начиная с позднеюрского времени Урала не было: захороненные русла палеорек поздней юры и раннего мела на восточном склоне Южного Урала имели северо-западные простирания, указывая на неуральское расположение низкого водораздела. В течение рассматриваемого промежутка времени имели место три трансгрессивно-регрессивных цикла с максимумами в поздней юре, позднем мелу и среднем эоцене. Сравнение морских фаунистических комплексов, особенно в периоды позднемеловой и среднеэоценовой трансгрессий, неизбежно приводит авторов палеогеографических схем к выводу о связи западных и восточных морей через проливы, пересекавшие уральскую территорию. Вплоть до миоцена включительно состав песчаников и конгломератов был олигомиктовый, преимущественно кварцевый, что также характеризует платформенные условия.

5. Плиоцен-четвертичный неорогенный ярус отвечает этапу формирования современных Уральских гор и отличается полимиктовым характером обломочных отложений речных русел и террас, ледниковых долин и поверхностей выравнивания. Что касается общей характеристики неорогенного этапа, то следует подчеркнуть, что его динамика связана с напряжениями сжатия и является отдаленным эхом происшедшего в недавнее время взламывания платформ вокруг Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Новые данные показывают ошибочность ряда постулатов, принимавшихся специалистами по неотектонике без должного обсуждения в течение последних десятилетий. Считалось, что неотектонический этап начался в позднем олигоцене (на деле – в плиоцене) и что наиболее высокие нагорные террасы имеют мезозойский возраст (на деле – кайнозойский). Глубина постмеловой (а фактически плиоцен-четвертичной) эрозии в осевой части горного Урала местами могла достигать 1000–1500 м, что в несколько раз больше прежних оценок.

Описание каждого из основных этапов развития региона сопровождается в книге анализом металлогении, выявляющим причинно-следственные связи между геологическими процессами и формированием месторождений.

[1] Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ О ГЛУБИНАХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*Н.А. Радзиминович**, *С.О. Балышев***

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

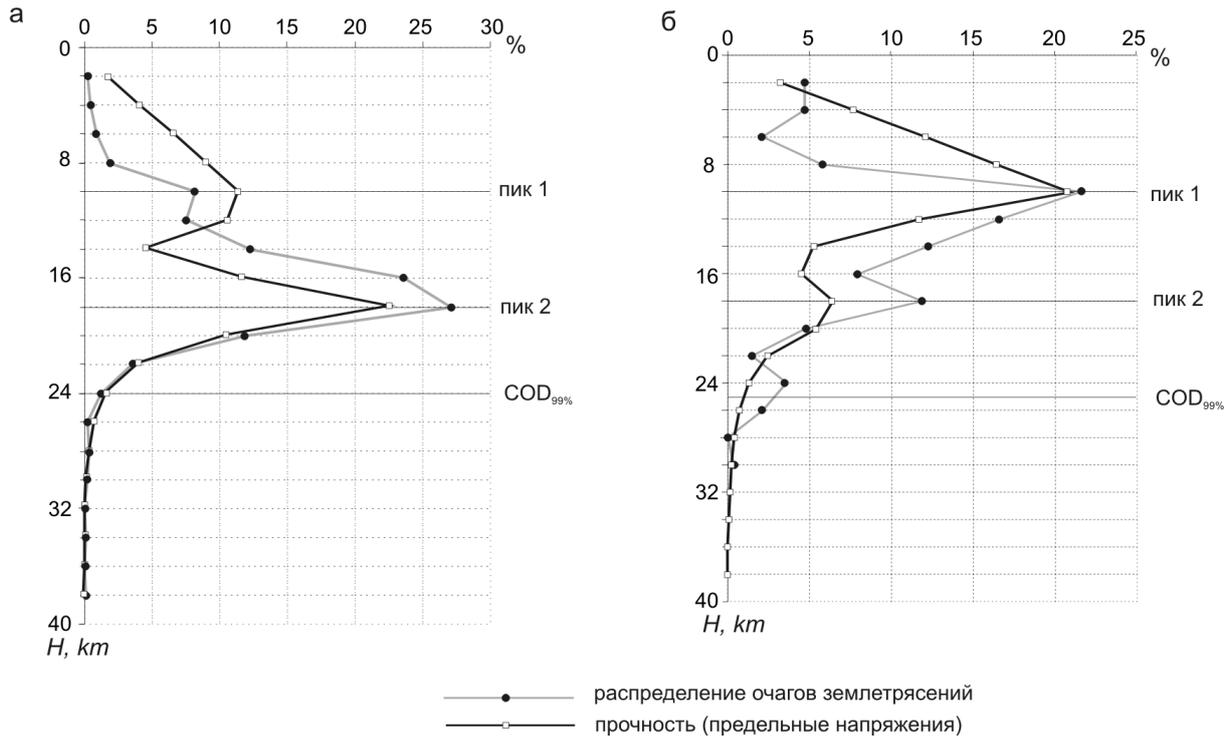
**Иркутск, Институт систем энергетики СО РАН, balyshev@isem.sei.irk.ru

Исходя из модели очага землетрясения как образования разрыва или подвижки по уже существующему разлому считается, что сейсмоактивный слой отражает зону хрупких деформаций земной коры или литосферы. Более того, при сравнении распределения очагов землетрясений по глубине с теоретическими кривыми предельных напряжений (прочности) наблюдается соответствие в поведении данных функций, а именно, линейное нарастание до пика на некоторой глубине и дальнейшее экспоненциальное спадание. В связи с этим данные о глубинах очагов землетрясений стали использоваться как ограничивающий или контролирующий фактор при моделировании изменения прочности литосферы с глубиной в сейсмоактивных регионах. В то же время результаты моделирования позволяют объяснить наблюдаемое распределение гипоцентров и глубину залегания сейсмоактивного слоя.

Особенно актуальна данная задача для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), глубинное строение которой и источник рифтогенеза до сих пор остаются дискуссионными вопросами. Однако при использовании распределения очагов землетрясений по глубине для моделирования прочностных свойств земной коры БРЗ имеется ряд ограничений. Прежде всего, недостаточно данных по детальному распределению очагов по глубине. Для всей БРЗ можно построить только осредненное распределение по 10-километровым интервалам глубин [1], поэтому в имеющихся на сегодня работах, посвященных этой теме, представлены общие результаты в целом для всей зоны (например [2–4]).

В данной работе мы сделали попытку построить прочностные кривые, удовлетворяющие двум случаям наиболее надежно релокализованных гипоцентров афтершоков Куморского (16.09.2003 г., Mw 5.6, φ 56.05° λ 111.34°) и Култукского (27.08.2008 г., Mw 6.3, φ 51.60° λ 104.04°) землетрясений. Результаты изучения данных афтершоковых последовательностей позволяют проводить анализ для двухкилометровых интервалов глубин. Необходимо подчеркнуть, что здесь мы рассматриваем распределение афтершоков по глубине только лишь с геологической точки зрения. Предельные напряжения (σ_1 – σ_3) рассчитывались на основе эмпирических законов, описывающих хрупкие и пластические (дислокационная ползучесть) деформации земной коры. Температура определялась уравнением кондуктивного теплопереноса при среднем значении поверхностного теплового потока 70 мВт/м² [5]. Вещественный состав задавался через плотность и криповые параметры горных пород, для которых имеются лабораторные данные. Кривые прочности моделировались исходя из наилучшего соответствия распределению очагов по глубине. Результаты представлены на рисунке, где показано распределение сейсмичности и прочности в процентном отношении для вертикального разреза коры.

Куморское землетрясение произошло в сухоходольной Верхнеангарской впадине, расположенной к северо-востоку от оз. Байкал. Афтершоки были релокализованы с использованием слоистой скоростной модели, построенной по результатам ГСЗ [6]. В распределении очагов афтершоков по глубине выделяется два пика. Первый пик, меньший по амплитуде, расположен на глубине 10 км, хотя оцененная прочность в этом диапазоне глубин получилась несколько больше. Второй пик, на глубине 18 км, является основным, в его окрестностях произошла большая часть афтершоков, а также главный толчок (H=17 км). Ниже этого пика соответствие двух кривых почти полное. Нижняя граница распределения сейсмичности, определяемая как глубина, выше которой сосредоточено 99 % очагов, расположена на 24 км. При моделировании поровое давление задавалось гидростатическим (λ 0.36). По вещественному составу наилучшим образом подошли параметры, присущие сухому граниту в верхней части земной коры и диабазам в нижней. Величины максимальной прочности, т.е. значения в точке пересечения



Результаты моделирования прочности земной коры в соответствии с распределением очагов афтершоков Куморского (а) и Култукского (б) землетрясений по глубине. Кривые прочности и распределения очагов представлены в процентном содержании по двухкилометровым интервалам глубины. COD_{99%} – нижняя граница распространения очагов землетрясений (Cut-Off Depth), соответствующая глубине, выше которой сосредоточено 99 % всех очагов.

«хрупкой» и «пластической» кривой, составляют 137 МПа на 10 км и 241 МПа на 18 км.

Результаты локализации афтершоков Култукского землетрясения были взяты из работы [7]. Очаг главного толчка был локализован на 14 км. Распределение глубин его афтершоков имеет более сложный характер по сравнению с Куморским. Землетрясение произошло на южном окончании Байкальской впадины, которая характеризуется мощным осадочным слоем (до 7 км в наиболее погруженной части). Возможно, этим объясняется ломаный график распределения сейсмичности в верхней части разреза, моделирование которого требует отдельных расчетов. В распределении, так же, как и для Куморского землетрясения, выделяется два пика, и тоже на глубинах 10 и 18 км. Однако в данном случае главный пик расположен выше. Он был получен при использовании параметров, соответствующих влажному кварциту. Смоделировать более слабый пик на 18 км возможно только при условии высокого порового давления (λ 0.9) в нижней части разреза. Наилучшим образом подошел вещественный состав, определяемый как средний для нижней коры в работе [8], который приблизительно можно обозначить как диоритовый. На глубине 24 км есть еще один небольшой пик, но его также не удалось промоделировать. Ниже, а точнее, на отметке 25 км, залегает нижняя граница распределения сейсмичности. Предельное напряжение на глубине 10 км составляет 199 МПа, а на глубине 18 км – всего 64 МПа. Необходимо отметить, что при расчете хрупких деформаций для Култукской последовательности лучше подходил параметр разлома $\beta=1.2$, характерный для сдвигов, в отличие от Куморского землетрясения, где он соответствовал сбросовому типу, что согласуется с фокальными механизмами землетрясений и локальными полями напряжений в обоих случаях.

Приведенные в данной работе абсолютные значения прочности земной коры нельзя принимать как однозначные результаты, так как, вообще говоря, афтершоковые последовательности больше отражают процесс развития определенного разрыва, нежели long-term механические свойства коры в целом. Тем не менее процесс разрывообразования все же контролируется прочностным состоянием среды, и целью данной работы был сравнительный анализ двух слу-

чаев именно с этой позиции.

Полученные результаты показали различия в прочностном разрезе коры для Куморского и Култукского землетрясений: если на Южном Байкале прочность максимальна на глубине 10 км, то в Верхнеангарской впадине она достигает максимума на 18 км. Пониженная прочность в средней части коры в районе Култукского события моделируется высоким поровым давлением и менее основным составом. Вопрос о глубине хрупко-пластического перехода зависит от того, считается ли он резкой границей, маркируемой подошвой сейсмоактивного слоя, или определяется как переходная зона (semi-brittle field), ширина которой является разницей между пиком распределения гипоцентров и подошвой сейсмоактивного слоя. Во втором случае ширина переходной зоны для района Куморского землетрясения составляет 6 км, для Култукского – 15 км. Примечательно, что главный толчок Култукской последовательности произошел в переходной зоне, в то время как Куморское землетрясение произошло в области максимальной прочности. Однако в обоих случаях подошва сейсмоактивного слоя залегает на 24–25 км, т.е. несмотря на вышеозначенные различия, истинно пластические деформации начинаются глубже 25 км.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ для молодых ученых МК-629.2009.5.

- [1] Радзиминович Н.А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли. – 2010. – № 3. – С. 37–51.
- [2] Крылов С.В., Дучков А.Д. Изучение условий возникновения коровых землетрясений: деформационно-прочностное районирование сейсмоактивной среды // Доклады АН. – 1996. – Т. 349, № 6. – С. 814–817.
- [3] Devershere J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., Sankov V. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophys. J. Int. – 2001. – V. 146. – P. 714–730.
- [4] Радзиминович Н.А., Бальшев С.О., Голубев В.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 11. – С. 1210–1219.
- [5] Голубев В.А. Геотермия Байкала. – Новосибирск: Наука, 1982. – 150 с.
- [6] Радзиминович Н.А., Гилёва Н.А., Радзиминович Я.Б., Кустова М.Г., Чечельницкий В.В., Мельникова В.И. Куморское землетрясение 16 сентября 2003 г. с $M_w=5.6$, $K_p=14.3$, $I_0=7$ (Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии. 2003. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 293–309.
- [7] Арефьев С.С., Быкова В.В., Гилева Н.А., Масальский О.К., Матвеев И.В., Матвеева Н.В., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2008. – Т. 35, № 4. – С. 5–15.
- [8] Kirby S.H., Kronenberg A.K. Rheology of the lithosphere: selected topics // Rev. Geophys. – 1987. – V. 25. – P. 1219–1244 (a) and correction – P. 1680–1681 (b).

ЭВОЛЮЦИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ПОДНЯТИЯХ ЗАПАДНЫХ ЧАСТЕЙ БАЙКАЛЬСКОЙ И ЦЕНТРАЛЬНО-МОНГОЛЬСКОЙ РИФТОВЫХ ЗОН

*С.В. Рассказов***, И.С. Чувашова***, С. Дэмбэрэл****

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

**Иркутск, Иркутский государственный университет

***Улаанбаатар, Монголия, Исследовательский центр по астрономии и геофизике МАН

Подчеркивая важное значение складчатых деформаций фундамента в мезозое и кайнозое Прибайкалья, Н.А. Флоренсов [5, с. 199] писал о том, что «линейные своды и прогибы между ними, закономерно чередуясь, развиты повсеместно, образуют «сплошной» комплекс и приближаются в этом (и только в этом) отношении к «полной» линейной складчатости... Господствующее положение в общем комплексе сводов–прогибов занимают антиклинальные, сводовые элементы при подчиненном развитии синклиналичных единиц (прогибов), сравнительно узких и коротких... более полное развитие прогибов, почти соизмеримых по площади кайнозойских «ядер» со сводовыми структурами, имеет место в узкой зоне собственно байкальских впадин». Главенствующая роль поднятий в кайнозойской структуре Центральной Азии предполагает отражение в них основного мотива динамики литосферы.

В Центральной Азии образовались субпараллельные кайнозойские рифтовые зоны: Байкальская, Центрально-Монгольская и Окинско-Тоджинская. Последняя входит в западную часть Байкальской рифтовой системы. Две другие объединяют поднятия и впадины по всей ее протяженности, характеризуясь сходным расположением поднятий относительно центральных опущенных частей: Станового, Саяно-Хамар-Дабанского поднятий относительно Селенгинской седловины и Хангайского, Хэнтэйского – относительно Орхон-Селенгинской. Западные части Байкальской и Центрально-Монгольской рифтовых зон входят в состав Центрально-Азиатской орогенной системы [1]. Сходное структурное положение в рифтовых зонах имеют орогенные провинции хребтов Хамар-Дабан и Восточный Хангай. В настоящей работе проводится сравнительный анализ эволюции кайнозойского вулканизма этих провинций и сопредельных территорий.

Хр. Восточный Хангай соответствует центральной части орогенной провинции, простирающейся на 180 км в направлении юго-восток – северо-запад (по азимуту 125°) при ширине до 120 км. Орогенная провинция граничит на юго-западе с Южно-Хангайским плоскогорьем, а на севере – с Орхон-Селенгинским среднегорьем. На северо-западе она сочленяется с орогенной провинцией Центрального Хангая, относящегося к Хангайскому нагорью, которое включает, кроме Центрального, Западный Хангай, а также орогенные провинции хребтов Тарбагатай и Болнай.

Хр. Хамар-Дабан протягивается на расстояние 320 км от долины р. Зун-Мурын на западе до антецедентного участка р. Селенга на востоке и продолжается хребтами, соответственно, на западе – Ургудеевским и на востоке – Улан-Бургасы [5]. В западной части осевая часть хребта разворачивается на 5–10° по часовой стрелке, а в восточной – на 5–10° против часовой стрелки. Параллельно западной части хр. Хамар-Дабан на 125 км простирается хр. Хангарульский, ограниченный на западе бассейном р. Ури-Гол и на востоке – бассейном р. Снежной. На восточное замыкание Хангарульского хребта приходится Верхне-Темникская впадина, зажатая между хребтами Хамар-Дабан и Малый Хамар-Дабан. Вулканизм отсутствовал в сегменте параллельного сочетания восточной части хр. Хамар-Дабан, хр. Малый Хамар-Дабан, Южно-Байкальской и Верхне-Темникской впадин, а распространился в сегменте западной части хр. Хамар-Дабан, Хангарульского хребта, Тункинской рифтовой долины и серии малых впадин бассейна р. Джидда: Джидинской, Санагинской, Сангино, Харагужирской и Мылинской. Западнее вулканизм охватывал также хр. Ургудеевский и Прихубсугулье, занимая в целом Хубсугул-Хамар-Дабанскую область площадью 230×180 км.

Пространственно-временная эволюция вулканизма в западных частях Байкальской и

Центрально-Монгольской рифтовых зон заметно отличалась, хотя отдельные эпизоды выражались в особом составе магматических расплавов в обеих структурах (например, эпизод 16–14 млн лет назад представлен в Тункинской долине толеитовыми, а в Орхон-Селенгинском среднегорье – высококалийевыми базальтами).

Поднятие западной части Байкальской рифтовой зоны начало формироваться несколько раньше, чем поднятие западной части Центрально-Монгольской зоны, первое – с 20–18 млн лет назад, второе – с 17.0–15.5 млн лет назад. В Тамирском и Верхне-Чулутынском сегментах Восточного Хангая в интервале 17.0–15.5 млн лет назад и около 11 млн лет назад вулканизм контролировался субширотной зоной протяженностью 150 км с левосторонним кулисным расположением магматических каналов. В интервалах 13–12 и 10–8 млн лет назад вулканизм смещался к северу в межгорные понижения Чулутын-Хойт-Тамирской зоны, также представлявшие собой левосторонние кулисы. Эти понижения имели такие же левосторонние сдвиговые соотношения с Восточно-Хангайским поднятием как впадины Тункинской рифтовой долины с Хамар-Дабанским поднятием. Однако, если в первой сдвиговой зоне вулканизм проявился 13–8 млн лет назад, во второй он распространился в интервале 18–7 млн лет назад. Левосторонние движения первой сменялись правосторонними движениями субмеридиональной Чулутынской зоны – западной пограничной структуры Восточного Хангая, ответственной за относительное продвижение Хангайского нагорья к северу, а во второй они были сопряжены с левосторонними движениями по северо-западному Главному Саянскому разлому, ограничивающему рифтовую долину с востока и служившему в качестве основной сдвиговой структуры, обеспечившей раскрытие Южно-Байкальской впадины.

Миграция вулканизма вкострости простирающихся поднятий (в субмеридиональном направлении) происходила асинхронно. В вулканической миграции на территории Заалтайской Гоби – Восточного Хангая различаются импульсы в интервалах 41–21 и <20 млн лет назад. Средняя скорость вулканической миграции составляла около $1 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$ [7]. В качестве исходной точки пространственно-временного смещения извержений в Прихубсугулье служило Муренское вулканическое поле с интервалом К–Аг датировок 27–25 млн лет. Вулканизм смещался через центральную часть будущей впадины оз. Хубсугул (интервал 21.5–17.5 млн лет назад) в Северное Прихубсугулье (интервал 16.5–14.0 млн лет назад) со средней скоростью около $2 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$. Еще один вулканический импульс был инициирован около 17.5 млн лет назад в 70 км западнее Муренского вулканического поля со смещением извержений в Юго-Восточное Прихубсугулье около 14 млн лет назад с более высокой скоростью ($4\text{--}5 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$). Позже, в интервале 10.2–7.8 млн лет назад, вулканизм сосредоточился в субмеридиональной зоне, простиравшейся вдоль всей Хубсугульской впадины.

Распределение вулканизма вдоль простирающихся поднятий (в субширотном направлении) также было асинхронным. В Восточном Хангае начальный вулканизм проявился в центральном (Тамирском) и западном (Верхне-Чулутынском) сегментах с последующим двусторонним распространением, а в Хубсугул-Хамар-Дабанской области охватывал всю вулканоактивную территорию около 21 млн лет назад и эпизодически возобновлялся на ней до ~8 млн лет назад. Извержения концентрировались в субмеридиональных зонах: Хубсугульской – в интервале 10.2–7.8 млн лет назад и Тунка-Джидинской – с позднего миоцена до 0.6 млн лет назад. Вулканическая активность этих зон сопоставляется с активностью в сегментах северо-западной и юго-восточной частей Восточного Хангая, начавшейся около 5.5 млн лет назад. Намечается некоторое сходство продольного распределения вулканизма на поднятиях, выраженное в его меньшей продолжительности в западных частях поднятий и большей – в восточных (соответственно, 9.6–2.1 и 10.2–5.5 млн лет назад – на западе, завершение вулканизма 0.065 и 0.6 млн лет назад на востоке).

Очевидно, что асинхронность вулканизма западных частей Байкальской и Центрально-Монгольской рифтовых зон отражала различный характер магмопроницаемости литосферы, проявлявшийся в процессе развития новейшей структуры территорий.

Рассматривая в качестве важнейшего фактора кайнозойской активности Центральной Азии Индо-Азиатскую коллизию и постколлизионную конвергенцию, мы обращали внимание на определяющую роль в деформациях, вызванных сокращением коры и мантии между Индийским индентером и Сибирским кратоном, мантийного уровня ~200 км, ограничивающего снизу Саяно-Монгольский низкоскоростной домен и соответствующего по глубине кратонному раз-

делу Леман. Мантийное магмообразование было инициировано в северной части низкоскоростного домена, ограниченного юго-западным краем Сибирского кратона, и в его южной части, пространственно связанной с Монголо-Охотским линейным элементом [2]. Поднятие Хамар-Дабана изначально входило в деформационный структурный ансамбль Байкальской и Окинско-Тоджинской рифтовых зон, созданный в результате Индо-Азиатского взаимодействия. В позднем миоцене произошла закономерная локализация деформаций и вулканизма в трансхамардабанской субмеридиональной Тунка-Джидинской зоне.

Восточно-Хангайская и Хамар-Дабанская орогенные провинции занимают различное положение по отношению к зоне Индо-Азиатской конвергенции. Первая находится в ее фронте, а вторая – в тылу поднятий Восточного Хангая и Хангайского нагорья. Боковой конвергентный тектонический стресс распространялся в Восточном Хангае по всей протяженности без продольных осложнений в развитии его структуры. Соответственно, вулканизм начинался в центре поднятия и распространялся к его окончаниям. Хангайское нагорье играло роль самостоятельной новейшей структуры. Дифференцированная реакция Восточного Хангая и Хангайского нагорья на Индо-Азиатскую конвергенцию отразилась в переходе от левосторонних движений Урд-Тамир-Чулутынской зоны к правосторонним смещениям Чулутынской зоны. Время ее активности определено в интервале 9.6–2.1 млн лет назад по вулканической деятельности Верхне-Чулутынского поля [7].

Выдвижение к северу Хангайского нагорья относительно хр. Восточный Хангай и Орхон-Селенгинского среднегорья с правосторонним смещением в Чулутынской зоне сопровождалось фронтальным сжатием, вследствие чего в последние 10 млн лет оформились радиальные структуры поперечного растяжения – Хубсугульский и Дархатский субмеридиональные рифты. В вулканической деятельности Цэцэрлэгского поля Восточного Хангая и угасании вулканизма Центрального Прихубсугулья во временном интервале 17–10 млн лет назад отразился противоположный эффект Индо-Азиатской постколлизийной конвергенции – образования на первой территории орогена, на второй – радиальных рифтовых впадин [3].

Поднятия хребтов Хамар-Дабан и Тункинские гольцы обычно рассматриваются как, соответственно, южное и северное плечи Тункинской рифтовой долины. Подобное сочетание поднятий и впадин севернее Восточного Хангая отсутствует. Следовательно, поднятия хребтов Хамар-Дабан и Тункинские гольцы могли образоваться в результате разных тектонических процессов. Независимые факты свидетельствуют об их асинхронном воздымании. По литологическому составу материала в глубокой скважине пос. Жемчуг установлена смена источников сноса обломочного материала в Тункинскую впадину с южного (хр. Хамар-Дабан) на северный (Тункинские гольцы) [6]. Поднятие Тункинских гольцов повлекло за собой накопление моласоидов анососской свиты во впадинах Тункинской долины. В качестве другого аргумента позднего поднятия хр. Тункинские гольцы служит смещение надвигами даек северо-восточного простирания в «вершинном» поясе хр. Тункинские гольцы, около 2000 м над уровнем моря [4]. Дайки внедрялись 14–9 млн лет назад. Если бы в это время хр. Тункинские гольцы уже существовал, то боковой тектонический стресс с северо-западным или субмеридиональным сжатием уже не мог бы передаваться по латерали верхней части коры. Следовательно, хребет начал воздыматься позже внедрения даек и их деформаций по надвигам. Поднятие хребта было связано с усилившимися деформациями коры вдоль края Сибирского кратона.

Мы приходим к выводу о временной несогласованности магмопроницаемости литосферы, обусловленной особенностями структурного развития западных частей Центрально-Монгольской и Байкальской рифтовых зон. В первой рифтовой зоне вулканизм активизировался сначала в центральной части Восточно-Хангайского поднятия, а затем локализовался на его северо-западном и юго-восточном окончаниях. Пространственно-временное распределение вулканизма во второй рифтовой зоне было более сложным и отражало характер тектонических движений в западной части Байкальской рифтовой системы вдоль юго-западного края Сибирского кратона и развитие радиального рифтогенеза во фронте Хангайского нагорья.

Работа выполнена с частичным финансированием НИР в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы, проект НК–545П/7.

[1] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магмати-

- ческих событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. – 1998. – № 4. – С. 25–40.
- [2] *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 XI Тектонического совещания.* – М.: МГУ, 2007. – С. 126–129.
- [3] *Рассказов С.В., Чувашова И.С., Энхбат Д.-Э.* Позднетретичные лавовые извержения в орогенах и радиальных рифтах Центральной и Северной Монголии: контроль Индо-Азиатской конвергенцией // *Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы симпозиума, посвященного 80-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева.* – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. – С. 82–84.
- [4] *Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И.* Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // *Доклады АН СССР.* – 1972. – Т. 205. – С. 920–923.
- [5] *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – 258 с.
- [6] *Kashik S.A., Mazilov V.N.* Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (Eastern Siberia) // *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine.* – 1994. – V. 18, № 2. – P. 453–461.
- [7] *Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S.* Radiogenic isotopes in geologic processes. – Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 2010. – 306 p.

ИСТОЧНИКИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНО-ОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич, Е.И. Ласточкин, И.А. Избродин

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

В позднемезозойский этап внутриплитного магматизма в Юго-Западном Забайкалье сформировались щелочно-основные породы и ассоциирующие с ними карбонатиты. Они представлены дайками шонкинитов и щелочных сиенитов, дайками и плащобразными телами карбонатитов на Халютинском месторождении, массивом щелочных габброидов с убогими карбонатитовыми магматитами на Ошурковском. В этот же этап сформировались известная Гусино-озерская дайка эссекситов-тефрофонолитов, карбонатиты Аршанского, Южного и Торейского проявлений.

Sr-Nd изотопные данные показали, что источником как силикатных пород, так и карбонатитов послужила обогащенная мантия типа EM-I (рисунок). На бинарной диаграмме значения отношений ϵ_{Nd} и Sr_0 при близком возрасте (125–130 млн лет) группируются в три поля. Одно из них (Торейское проявление карбонатита) расположено в конце временного тренда эволюции примитивной мантии. Породы Халютинского, Аршанского, Южного проявлений имеют несколько большие величины Sr_0 (0.7056–0.7060) и меньшие отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\epsilon_{Nd}=-4.5 \dots -7.0$) чем Ошурковского массива ($\epsilon_{Nd}=-2.0 \dots -5.0$ и $Sr_0=0.70511-0.70540$). У двух последних групп отмечается заметная автономность силикатных пород и карбонатитов, фиксирующаяся более низкими значениями ϵ_{Nd} в карбонатитах.

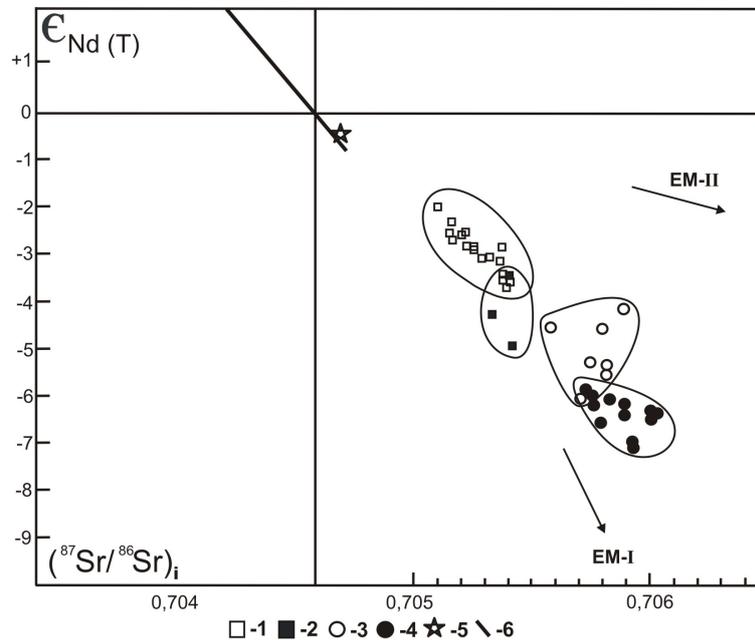


Диаграмма изотопных стронциевых и неодимовых отношений в позднемезозойских силикатных породах и карбонатитах Юго-Западного Забайкалья.

Ошурковский массив: 1 – силикатные породы (монцогаббро, габбро-сиенит, габбро-пегматит, шонкинит); 2 – карбонатиты; 3 – силикатные породы Халютинского месторождения (шонкиниты, щелочные сиениты); 4 – карбонатиты Халютинского, Аршанского, Южного участков; 5 – карбонатит Торейского участка; 6 – направление эволюции мантийного тренда. Значения ϵ_{Nd} и Sr_i рассчитаны на возраст 125–130 млн лет. Поля составов типа MORB, EM-1 и EM-2 по [2]. При составлении диаграммы использованы также данные из работ [3, 4].

Изотопные составы кислорода в магнетитах, апатите и силикатных минералах изученных пород ложатся вблизи границ мантийных значений (5.5 ± 0.5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ SMOW) и варьируются (исключая магнетит) в пределах 3.5–6.7 ‰. В Ошурковском массиве и дайковом комплексе Халютинского месторождения процесс кристаллизационной дифференциации сопровождался заметным сдвигом в сторону утяжеления кислорода. Этот тренд повторяется во всех породообразующих минералах.

В кальцитах и доломитах из карбонатитов, не измененных поздними процессами, значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ ложатся в квадрат PIC [1], характерный для мантийного источника. Апатит, магнетит, флогопит, циркон, титанит из них имеют близкие значения к минералам из силикатных пород. Изотопные составы серы (сульфатной и сульфидной) из карбонатитов и силикатных магматических пород также близки. В целом изотопные составы стронция, кислорода и серы не зафиксировали сколько-нибудь значимой контаминации магматических пород веществом других источников.

В породах, измененных в постмагматическую стадию, сопровождавшуюся привнесом кремнезема, перекристаллизацией и переотложением кальцита, рафинированием минералов от примесей, образованием алланита, паризита по бастнезиту, монациту, отмечено участие вещества других источников. В стронцианитах и рекристаллизованных кальцитах (Ошурковское, Халютинское месторождение, Южное проявление) фиксируются тяжелый кислород и легкий углерод, выделившиеся в процессе дистилляции материнского магматического очага. При этом изотопные составы стронция остались теми же, что и в магматических породах. Эти растворы обусловили также мартитизацию магнетита, сопровождавшуюся утяжелением кислорода.

На участках зеленокаменного изменения габброидов Ошурковского массива (образование хлорита, кальцита, кварца, эпидота) и гидротермальных преобразований карбонатитов Аршанского проявления (перекристаллизация кальцита, замещение бастнезита паризитом и алланитом) наличие вадозовых вод обусловило резкое обогащение минералов легким кислородом (вплоть до отрицательных значений $\delta^{18}\text{O}$).

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта ОНЗ 10.3.

- [1] Taylor H.P., Frechen J., Degnens E.T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1967. – V. 31. – P. 407–430.
- [2] Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1986. – V. 144. – P. 493–571.
- [3] Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzvilevich A.N., Shadaev M.G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // *Lithos.* – 2002. – V. 64. – P. 97–130.
- [4] Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (O, C, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // *Петрология.* – 2000. – Т. 10, № 2. – С. 168–188.

О ГЕНЕЗИСЕ ПОЗДНЕВЕНДСКИХ ДИАМИКТИТОВ НА ОЛЕНЕКСКОМ ПОДНЯТИИ (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.И. Rogov, Б.Б. Kochnev, Д.В. Гражданкин

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

Разрез венда – нижнего кембрия Оленекского поднятия (бассейны рек Оленек и Хорбусуонка) является стратотипическим для Сибирской платформы [5] и разделяется (снизу вверх) на маастахскую, хатыспытскую, туркутскую и кесьюсинскую свиты. Характерной особенностью разреза является присутствие диамиктитов, ранее датированных U-Pb методом по циркону 543.9 ± 0.3 Ma [4], происхождение которых в настоящее время дискуссионно. Нами с 2006 по 2010 г. было изучено соотношение диамиктитов с вмещающими породами, вещественный состав и структура, что позволяет сделать предварительные выводы о генезисе этих образований.

По нашим наблюдениям и данным геологической съемки, диамиктиты распространены в междуречье рек Оленек и Хорбусуонка. Они либо слагают базальные горизонты кесьюсинской свиты, либо выполняют отдельные тела в поле развития хатыспытской и туркутской свит [5]. Различными исследователями предполагалось либо вулканогенное [2], либо тектоническое [3], либо ледниковое [6] происхождение этих диамиктитов.

Нами выделены две основные разновидности диамиктитов. Первая из них встречается преимущественно на водоразделе рек Оленек и Хорбусуонка и слагает стратифицированный горизонт мощностью до 47 м в нижней части кесьюсинской свиты. Матрикс пород этой разновидности песчано-алевритовый, слабо литифицированный, имеет зеленовато- или буровато-серую окраску, сложен фрагментами карбонатов, базальтов и измененным вулканическим стеклом основного–среднего состава. Обломки по степени окатанности варьируются от неокатанных до полуокатанных, размеры от нескольких мм до 40–50 см, иногда до 1.0–1.5 м, представлены преимущественно известняками хатыспытской и доломитами туркутской свиты венда. В подчиненном количестве встречаются базальты и песчаники. Распределение обломков хаотичное. Породы имеют массивный облик, но в верхней части (6.5 м) диамиктитовой толщи появляется грубая косая слоистость.

Вторая разновидность диамиктитов встречается преимущественно в поле распространения хатыспытской и туркутской свит в виде изолированных развалов и отдельных коренных выходов. Матрикс буровато-рыжий, реже красновато-серый, плотный, в его составе преобладает измененное вулканическое стекло основного состава. Обломки различного размера (от первых мм до 1.0–1.5 м) представлены, как и в первом случае, в основном карбонатами, реже базальтами, песчаниками и диамиктитами того же состава. Большинство обломков угловатые, реже полуокатанные. В отличие от первой разновидности, обломки карбонатных пород на контакте с матриксом несут следы термального воздействия: изменение окраски, перекристаллизация, наличие зоны закалки. Слоистость отсутствует, однако имеется отчетливая горизонтально-линзовидная отдельность. В нескольких случаях удалось изучить морфологию тел, сложенных диамиктитами второго типа. Это либо изометричные в плане, воронкообразные, либо трещинные тела от первых метров до 150 м в поперечнике и видимой вертикальной мощностью до 45–50 м. Контакты с вмещающими карбонатами резкие, субвертикальные, со следами взламывания и температурного воздействия на стенках. У наиболее крупных тел видно депрессионное загипание слоев вмещающих пород от краев к центру воронки. Как правило, первый и второй тип диамиктитов хорошо различаются между собой, но в некоторых местонахождениях отмечаются как переходные по внешнему облику разности, так и совместное залегание обеих разностей в пределах одного обнажения.

Если вулканогенная природа второй разновидности диамиктитов не вызывает сомнений, то происхождение первой разновидности до сих пор дискуссионно. Преобладание неокатанных литокластов и отсутствие какой-либо сортировки обломков первоначально привели нас к за-

ключению о ледниковой природе этих диамиктитов [6]. Однако отсутствие характерных для тиллитов экзотических обломков, огранных камней и характерной штриховки на обломках, наличие переходов от этой разновидности диамиктитов к несомненным туфобрекчиям заставляют нас предложить иной механизм их образования. В раннекембрийское время в качестве завершающего этапа широко развитого в бассейне р. Хорбусуонка гипабиссального базитового магматизма (силлы, дайки, реже покровные образования) сформировались трубки взрыва неглубокого заложения, выполненные туфобрекчией с большим количеством обломков вмещающих пород. Резкое поступление вулканогенно-обломочного материала в мелководный осадочный бассейн с относительно расчлененным палеорельефом ложа спровоцировало быстрое разрушение тел туфобрекчий и локальный перенос материала в виде оползней и конусов выноса, что привело к образованию диамиктитов первого типа в отрицательных формах рельефа. Подобная переинтерпретация диамиктитов, ранее считавшихся ледниковыми, предложена для пермских отложений Северо-Восточной Азии [1] и может оказаться актуальной для некоторых неопротерозойских диамиктитов Сибири (Прибайкалье, Енисейский кряж).

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 09-05-00520, 10-05-00953) и программы № 17 РАН «Арктика».

- [1] Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты северо-востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. – № 1. – С. 14–24.
- [2] Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Р., Шамишина Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1979. – 215 с.
- [3] Якишин М.С. Венд Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. – С. 18–30.
- [4] Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. – 1993. – V. 261. – P. 1293–1298.
- [5] Grazhdankin D.V., Balthasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // Geology. – 2008. – V. 36. – P. 803–806.
- [6] Kaufman A.J., Grazhdankin D., Rogov V., Peek S., Kochnev B., Nagovitsin K., Bykova N., Xiao S. A glacial divide between Ediacaran extinction and the Cambrian explosion of life // GSA abstracts. – 2009. – V. 41, № 7. – P. 395.

ВЕНДСКИЙ ЭТАП ОСТРОВОДУЖНОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

С.Н. Руднев*, Е.Н. Лепехина**, Н.В. Родионов**, П.А. Серов***

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

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

*** Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, mozay@nm.ru

В раннекаледонской истории развития Кузнецкого Алатау к наиболее ранним интрузивным образованиям относились породы офиолитовой ассоциации (ультрамафиты, габброиды, вулканыты и плагиограниты ВАВВ-типа) с возрастом 544 млн лет [1]. Однако, как показали исследования, островодужный гранитоидный магматизм здесь проявился значительно раньше. В основе этого лежат результаты изучения плагиогранитов Воскресенской группы массивов (Воскресенский, Воскресенский-Северный), расположенные в 12–15 км севернее п. Белогорск. Вмещающими породами для этой группы плагиогранитных массивов являются вулканогенные отложения плагиориолит-базальтового состава и интрузии кундусуюльского габбро-диорит-диабазового комплекса, которые рассматривались ранее как образования позднего венда – раннего кембрия, входящие в состав офиолитовой ассоциации южного обрамления Мартайгинского поднятия [2].

Результаты исследований массивов Воскресенской группы позволили выделить в их составе породы двух петрохимических серий, формировавшиеся на двух возрастных рубежах в островодужной обстановке и имеющие различные источники магмообразующих субстратов.

К первому типу относятся крупнозернистые и средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые лейкоплагиограниты, наблюдаемые на вершине горы Воскресенка (Воскресенский массив). Они характеризуются следующими содержаниями петрогенных и редких элементов: SiO₂ (74.5 мас. %), Al₂O₃ (12.1 мас. %), MgO (0.62 мас. %), TiO₂ (0.44 мас. %), Na₂O (3.9 мас. %), K₂O (0.24 мас. %), Rb (0.1 г/т), Ba (127 г/т), Sr (119 г/т), Y (12.7 г/т), Nb (0.3 г/т), Ta (0.05 г/т), Zr (26 г/т), Hf (0.9 г/т) и ΣРЗЭ (28.6 г/т). Спектры распределения редких и редкоземельных элементов демонстрируют преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ((La/Yb)_N = 2.0), максимум по Eu ((Eu/Eu*)_N = 1.7) и минимумы по Nb, Ta, Ti, Zr, Hf. По этим петрогеохимическим характеристикам они относятся к известково-щелочным (I-тип) плагиогранитам высокоглиноземистого типа. По содержанию Mg, Ti, Sr, Y они сопоставляются с высококремнистыми адakitami, формирование которых связывается с плавлением метабазитов N-MORB-типа в погружающейся зоне субдукции при давлении более 15 кбар в равновесии с гранатсодержащим реситом.

U-Pb изотопные исследования (SHRIMP-II) проводились по краевым и центральным частям зональных кристаллов циркона из плагиогранитов этой ассоциации. Анализ изотопных данных, полученных по восьми зернам циркона, показал конкордантный возраст, равный 605±8 млн лет (СКВО=0.84). Два анализа, полученные по краевым частям циркона, дали возраст 552±12 млн лет. Полученные по этим двум точкам данные, вероятнее всего, свидетельствуют о каких-то метаморфических процессах, происходящих в этом регионе в позднем венде. Плагиограниты характеризуются положительными величинами ε_{Nd}(T) = +5.3 и позднерифейским Nd-модельным возрастом (T_{Nd}(DM) = 0.89 млрд лет), что в совокупности с редкоземельным составом пород свидетельствует о ведущей роли деплетированных ювенильных источников исходных расплавов при некоторой добавке древнего корового материала.

Ко второму типу плагиогранитов относятся средне- и средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые лейкоплагиограниты, наблюдаемые как в подножии горы Воскресенка, в ассоциации с плагиогранитами первой группы, так и в массиве Воскресенский-Северный, расположенном в 4 км севернее. Характер взаимоотношений плагиогранитов первой и второй ассоциации в массиве Воскресенский не установлен из-за плохой обнаженности. Несмотря на общее

сходство минералого-петрографического состава пород этих ассоциаций, они обнаруживают отличия друг от друга по петрогеохимическому составу. Плагиигранитоиды второй ассоциации имеют более высокие содержания MgO (до 0.95 мас. %), Na₂O (4.3–5.6 мас. %), K₂O (0.23–0.46 мас. %), Zr (174–262 г/т), Hf (6.0–8.9 г/т), Nb (2.2–3.6 г/т), Ta (0.05–0.30 г/т) и ΣP3Э (68.6–88.0 г/т), при одинаковых уровнях кремнекислотности и глиноземистости. Для плагиигранитов характерны пологие или положительные спектры распределения тяжелых и легких лантаноидов ((La/Yb)_N = 0.6–1.5), минимумы по Eu ((Eu/Eu*)_N = 0.3–0.5), Nb, Ta, Ti и максимумы по Zr и Hf. По петрогеохимическим характеристикам они отвечают плагиигранитоидам толеитовой серии (М-тип), характерным для тыловых частей островных дуг. Их формирование, вероятнее всего, связано с плавлением метабазитов, расположенных в основании и/или низах островодужной системы, при давлении 3–7 кбар в равновесии с плагииоклазсодержащим (габброидным) рести-том.

Для определения возраста пород второй ассоциации были исследованы цирконы из плагиигранитов массива Воскресенский-Северный. Исследование цирконов катодо-люминесцентным методом показало, что в их строении отчетливо выделяются древние «ядра» и «каемки». Первые из них представлены прозрачными зональными и идиоморфными кристаллами, иногда со следами растворения и дробления, которые обрастают широкими зонами полупрозрачного (метамиктного?) циркона поздней генерации. Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона (5 точек) в центральных зонах («ядрах»), показали возраст, равный 577±3 млн лет (СКВО=0.26). Полученный изотопный возраст, с учетом магматической природы центральных зерен кристаллов, позволяет оценить время формирования островодужных толеитовых плагиигранитов массива Воскресенский-Северный – 577±3 млн лет. Возраст, полученный по краевым частям кристаллов, позволил выделить два уровня: 556±3 млн лет (две точки) и 520±6 млн лет (две точки). Возрастные даты, полученные по краевым частям зерен циркона из плагиигранитов массива Воскресенский-Северный, также позволяют предполагать существование каких-то метаморфических воздействий, которые прослеживаются на этих возрастных уровнях. При этом обращает на себя внимание разновозрастность проявления этих процессов (~555 млн лет), которые фиксируются как в плагиигранитах с возрастом 605 млн лет в Воскресенском массиве, так и в плагиигранитах с возрастом 577 млн лет в массиве Воскресенский-Северный. По Nd-изотопным данным, толеитовые плагииграниты (Воскресенский и Воскресенский-Северный массивы) характеризуются значениями ε_{Nd}(T)=+6.7, T_{Nd}(DM)=0.76 млрд лет и ε_{Nd}(T)=+7.6, T_{Nd}(DM)=0.70 млрд лет (соответственно) и в этом отношении сопоставляются с гранитоидами ранних каледонид Центральной Азии [3].

Таким образом, проведенные исследования позволили установить, что в северной части Кузнецкого Алатау, наряду с раннекембрийским островодужным плагиигранитоидным магматизмом [4], выделяется вендский этап (610–570 млн лет) островодужного магматизма. В этом возрастном диапазоне происходило формирование как высокоглиноземистых плагиигранитов известково-щелочной серии (I-тип), по составу сопоставляющихся с адакитами, так и низкоглиноземистых плагиигранитов толеитовой серии (М-тип). Следует отметить, что выделенные плагиигранитоидные ассоциации по своему возрасту и составу достаточно хорошо коррелируются с характером проявления островодужного интрузивного магматизма в Байкало-Муйском, Шишхидском, Каахемском, Агардагском, Хантайширском и других поясах Центральной Азии [5–10 и др.].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10-05-00474), Президиума СО РАН (ОНЗ № 10.2) и Совета при Президенте РФ (НШ-65458.2010.5).

- [1] Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Доклады АН. – 2000. – Т. 372, № 1. – С. 80–85.
- [2] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 188 с.
- [3] 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.
- [4] Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А. и др. Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст и источники // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 4. – С. 421–448.
- [5] Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Централь-

- но-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 11. – С. 1565–1577.
- [6] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: «Пробел-2000», 2004. – 192 с.
- [7] Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П. и др. Подтверждение палеогеологических реконструкций в Приольхонье данными Rb-Sr геохронологии // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии: Материалы совещания. – СПб.: «Тема», 1999. – С. 70–72.
- [8] Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др. Поздневендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1179–1185.
- [9] Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K. et al. Coupled evolution of back-arc island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Nes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic data // Contrib. Mineral. Petrol. – 2002. – V. 143. – P. 154–174.
- [10] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2010. – 32 с.

ДЕВОНСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В ПОДОШВЕ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ И В СЕРПЕНТИНИТОВОМ МЕЛАНЖЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ДАННЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.В. Рязанцев, А.А. Белова

Москва, Геологический институт РАН (avryazan51@mail.ru, belova_a@bk.ru)

На Южном Урале, в пределах западных структурно-формационных зон, распространены среднепалеозойские метаморфические комплексы различных типов. Это метаморфиты эклогит-глаукофан-сланцевого максютовского комплекса зоны Уралтау; амфиболиты и гранатовые амфиболиты с реликтами гранулитов, приуроченные к подошве офиолитовых массивов гарцбургитового типа; гранатовые ультрамафиты в зоне меланжа вблизи массивов лерцолитового типа. Последние распространены в пределах Главного Уральского разлома и Сакмарского аллохтона.

Ниже приводятся новые данные по метаморфитам второго типа.

Ранее по метаморфитам данного типа, подстилающим Хабарнинский офиолитовый массив, а также по плутоническим породам мафит-ультрамафитовых комплексов и ассоциирующим гранитоидам Хабарнинского массива разными изотопными методами получены значения абсолютного возраста [2]. Возраст метаморфических пород изменяется в диапазоне 428–389 млн лет. Нами получены новые данные по изотопному датированию аналогичных метаморфических пород, слагающих тектоническую пластину в основании Чингизовского офиолитового массива и блоки в серпентинитовом меланже в Присакмаро-Вознесенской и Сакмарской зонах.

Среди метаморфических пород этого типа присутствуют также ортоамфиболиты и зеленые сланцы, параамфиболиты и гнейсы, образованные по грауваккам и мелановаккам, глинистым породам, кварцитам (метапесчаники).

Наиболее крупный блок метаморфических пород, размером 400×2000 м, находится в структуре серпентинитового меланжа Сакмарского аллохтона, в районе дер. Псянчино к западу от г. Медногорска. Он окружен узкой (первые метры) каймой лиственитов. В разрезе метаморфического комплекса преобладают гранат-кордиеритовые сланцы с фенгитом, биотитом, роговой обманкой, кварцем, скаполитом и плагиоклазом. Типичны прослои гранатитов. В разрезе также присутствуют амфиболиты, по составу отвечающие умеренно-титанистым субщелочным базальтам. Местами отмечаются линзы лиственитов с крупночешуйчатым фукситом. Метаморфизм соответствует эпидот-амфиболитовой, а в отдельных линзах – гранулитовой фации. О высоком давлении свидетельствуют присутствующие в сланцах редкие кристаллы кианита. Проявление диафореза установлено по двум генерациям граната, развитию стильпномелана по биотиту и хлоритизации роговой обманки. Некоторые гранаты включают заметную примесь спессартина. В тяжелой фракции отмечается высокое содержание пьемонтита. Для рутила из гранат-кордиерит-фенгитовых сланцев U-Pb методом получена оценка возраста 394±2 млн лет [1].

Крупный блок амфиболитов (200×50 м) с прослоями гранатовых разностей и с послонными мигматитами входит в структуру серпентинитового меланжа и обнажается к северу от дер. Ишкильдино в Присакмаро-Вознесенской зоне. Меланж перекрывает высокотитанистые, метаморфизованные в фации зеленых сланцев базальты ордовикского или девонского возраста. Выше меланжа залегает тектоническая пластина, сложенная базальтоидами и углеродисто-кремнистыми сланцами силура, кремнями нижнего–верхнего девона и граувакками фамена. Из амфиболитов, содержащих лейкосому, в точке 136-8 (53°26'14.6" с.ш., 58°17'05.8" в.д.) выделены цирконы. Зерна цирконов имеют эвгедральную и полуэвгедральную форму, часто с обломанными краями. Осциляторная зональность, проявленная в катодных лучах, нарушена наложенной метаморфической пятнистой текстурой. Для некоторых зерен характерны ядра с метаморфическими текстурами. Темные участки ядер дали вариации возраста от 409 до 470 млн лет. По 11 замерам в пределах осциляторной и наложенной пятнистой текстур конкордантный возраст равен 395±5.8 млн лет. Это значение, по-видимому, характеризует возраст образования

лейкосомы в амфиболитах при их частичном плавлении, а также возраст последующего метаморфизма.

Офиолиты Чингизовского массива [1] в Присакмаро-Вознесенской зоне к западу от Баймака подстилаются тектонической пластиной, сложенной амфиболитами с тонкими прослойками кварцитов. Амфиболиты образованы по грауваккам. Тектонический покров, сложенный амфиболитами, подстилается баймак-бурибайской свитой раннедевонского возраста, представленной базальтами с прослоями кремней, прорванными субвулканическими телами риолитов. Выше амфиболитов залегает покров, сложенный офиолитами, в основании которых находится дунит-гарцбургитовый комплекс. В точке 9063 ($52^{\circ}37'17.8''$ с.ш., $57^{\circ}59'57.3''$ в.д.) из амфиболитов выделены цирконы, зерна которых имеют эвгедральную и полуэвгедральную короткопризматическую форму. Из 11 зерен, по которым были сделаны замеры, 3 в катодных лучах имеют светлую пятнистую метаморфическую текстуру. По этим зернам получен возраст 413–461 млн лет с большими разбросами (± 19 –33 млн лет). Большинство зерен имеет ядра, однородно окрашенные в черный, реже светло-серый цвет. Широкие каймы имеют грубополосчатую (вероятно метаморфическую) осциляторную текстуру с полосами темно-серого и черного цвета. 8 точек в пределах кайм дали конкордантный возраст 408.9 ± 3 млн лет. Полученная датировка отражает возраст формирования амфиболитов.

Многие офиолитовые массивы гарцбургитового типа Южного Урала находятся в основании ранне-среднедевонских островодужных серий. Коровые части этих офиолитов по петрогеохимическим особенностям интерпретируются как надсубдукционные, а мантийные представлены деплетированными гарцбургитами. Ранее были получены близкие значения U/Pb возраста цирконов из плагиогранитов, структурно и генетически связанных с комплексом параллельных даек, ряда гарцбургитовых массивов. В Хабаровинском массиве, по данным [2], он составляет 394 ± 2 млн лет, а по данным [1] – 399.8 ± 6 млн лет, для массива Акмантау – 399 ± 15 млн лет [1]. Таким образом возраст метаморфических пород, подстилающих офиолитовые массивы, является более древним, чем их коровых частей, либо близким, а следовательно, формирование амфиболитов не может быть связано с обдуриванием офиолитовых масс. Скорее всего, данное метаморфическое событие отражает субдукционные процессы, предшествовавшие формированию коровых частей офиолитовых массивов гарцбургитового типа и последующему этапу островодужного магматизма.

Свидетельствами существования конвергентных процессов в додевонское время является присутствие в структуре западных структурно-формационных зон Южного Урала ряда комплексов, несущих отпечаток надсубдукционности [3]. В частности, в серпентинитовом меланже Сакмарской зоны в районе дер. Рамазаново присутствуют блоки, представленные комплексом параллельных даек, в скринах которых находятся амфиболиты. Долериты даек по геохимическим особенностям являются надсубдукционными. Из ассоциирующих плагиогранитов в двух точках нами выделены цирконы и определен возраст методом SHRIMP. В одной точке по десяти замерам получен конкордантный возраст, равный 456 ± 4 млн лет, в другой по трем замерам возраст составил 459 ± 10 млн лет, а по двум замерам – 456 ± 6 млн лет. Полученные значения отвечают основанию позднего ордовика. Средне-верхнеордовикские надсубдукционные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы широко распространены в Сакмарской зоне [3].

Метаморфизм описанного типа в пределах Присакмаро-Вознесенской и Сакмарской зон отвечает силурийско-девонскому этапу конвергенции палеозоид Южного Урала, которая проявлена по крайней мере со среднего ордовика.

Выполнено при финансовой поддержке ОНЗ РАН №10.

- [1] Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. – 2010. – № 4. – С. 39–64.
- [2] Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М. и др. Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы третьей международной конференции. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. Т. 2. – С. 125–132.
- [3] Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. – 2008. – № 5. – С. 49–78.

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА

*В.Б. Савельева**, *А.Н. Ларионов***, *А.В. Травин****, *Е.П. Базарова**

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

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

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

Юго-восточная часть Главного Саянского разлома в Южном Прибайкалье является зоной сочленения Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и Слюдянского кристаллического комплекса, максимум проявления гранулитового метаморфизма в котором отвечает рубежу 481 ± 5 млн лет [1]. В то же время сама зона сочленения кратона и раннепалеозойского метаморфического комплекса остается слабо охарактеризованной геохронологически.

Авторами изучалось геологическое строение бассейна р. Иркут ниже д. Быстрой (район т.н. Зыркузунской петли р. Иркут). Главный Саянский разлом здесь состоит из ряда параллельных зон тектонитов, различающихся по структуре, кинематике и времени образования [2] (рисунк). Шарыжалгайский комплекс архея контактирует с породами хангарульской серии, включающей харагольскую (преимущественно диопсидовые кристаллические сланцы) и безымянскую (преимущественно метапелиты с редкими прослоями мраморов) свиты. Хангарульская серия с несогласием залегает на слюдянской серии. На контакте с Шарыжалгайским выступом породы в зоне шириной до 1.3 км преобразованы в мелкозернистые бластомилониты с парагенезисами $Ro+Bi+Kv+Pl$ ($\pm Ep$, Gr) и $Kv+Pl+Mikr+Bi$, условия формирования которых оцениваются значениями T от 650 до 470 °С, а P от 6 до 3.4 кбар (Главная зона милонитов). При удалении от выступа фундамента в юго-западном направлении бластомилониты через зону ультрамилонитов сменяются зоной бластокатаклизитов мощностью около 2 км, образованных по кристаллосланцам, гнейсам и карбонатным породам, парагенезисы которых отвечают амфиболитовой фации ($T=615-700$ °С, $P=3.9-5.5$ кбар), что значительно ниже уровня метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса. В этой зоне выявлены тела крупно-гигантозернистых амфибол-клинопироксеновых (\pm плаггиоклаз An_{79-100} , шпинель, гранат $Py_{23-29}Gros_{27-34}Alm_{40-44}$, скаполит, кальцит, фенгит ($Si=3.25-3.37$ на ф.е.), корунд) метасоматитов, условия образования которых отвечают 615–740 °С и 6.0–8.7 кбар [3]. Юго-западнее бластокатаклизиты сменяются бластомилонитами Гурлейской зоны; далее следуют слабоизмененные амфиболовые и биотит-амфиболовые кристаллосланцы, мигматиты, биотитовые граниты.

Геохронологические исследования были выполнены для гранитов трех типов. Граниты первого типа (γ_1) представлены среднезернистыми плаггио- и двуполевошпатовыми биотитовыми гранитами (плаггиоклаз от An_{29-30} до An_{10-15}), образующими лейкосомы в биотитовых и биотит-амфиболовых мигматитах, согласные и ветвящиеся жилы и тела небольшой мощности среди гнейсов и кристаллосланцев в юго-западной части зоны разлома (точка 1 на рисунке). По составу это нормальные и субщелочные граниты, пересыщенные глиноземом ($ASI=1.02-1.15$), с $Na_2O/K_2O=0.5-4.6$, со значительно пониженными относительно кларковых содержаниями (г/т) Rb (26–110), Li (3–17), Zr (69–150), Nb (2–11), Y (4–24), Zn (16–50), повышенными Sr (320–1000), Ba (570–6500), близкими к кларковым Ni, V, Sc, Cr. Спектры РЗЭ наклонные вправо ($La_N/Yb_N=44-146$), с Eu-минимумом. На классификационных диаграммах Дж. Пирса и др. [4] эти граниты ложатся в поле гранитов вулканических дуг. Датирование гранитов γ_1 было выполнено $^{40}Ar-^{39}Ar$ методом по биотиту. Был получен спектр с хорошо выраженным плато и значением возраста 278.2 ± 4.3 млн лет.

Вторую группу (γ_2) образуют жилы лейкократовых гранитов, развитые в зоне бластокатаклизитов и сами нередко катаклизированные (точка 2 на рисунке). Мощность жил до 2–3 м. Это двуполевошпатовые лейкократовые граниты (An_{10-17}) с редкими гранатом и биотитом, на

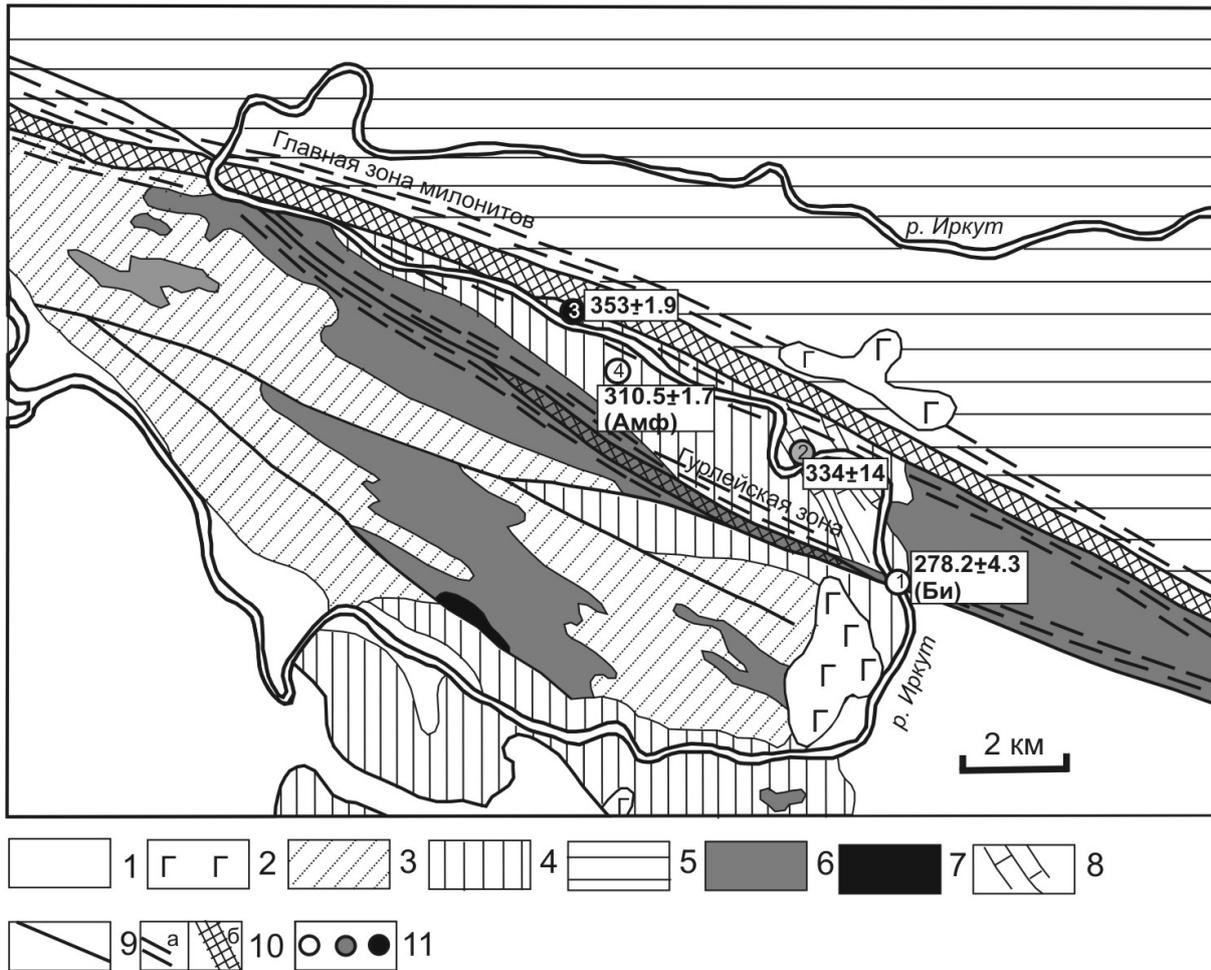


Схема геологического строения зоны сочленения Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы и слюдянского кристаллического комплекса с указанием мест отбора проб на изотопно-геохронологические исследования (по материалам государственной геологической съемки 1:200000).

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые покровы базальтов; 3 – харагольская свита; 4 – безымянная свита; 5 – шарыжалгайская серия архея; 6 – гранитоиды; 7 – ультраосновные породы; 8 – горизонты мраморов; 9 – разломы; 10 – зоны развития милонитов (а) и ультрамилонитов (б); 11 – места отбора проб на изотопные анализы (незалитый кружок – Ar-Ar метод, серый – Rb-Sr, черный – SHRIMP-II) и возраст (млн лет).

контакте с мраморами содержащие графит. По составу это субщелочные граниты и лейкограниты с $ASI=1.02-1.16$ и $Na_2O/K_2O=0.6-1.7$. В отличие от гранитов γ_1 для них характерны более низкие содержания (г/т) Sr (34–380), Ba (49–870), Zr (18–130), повышенные Rb (до 320) (соответственно, пониженные отношения Ba/Rb, Sr/Rb и K/Rb), Nb (6–35), Y (12–38). Для гранитов характерны низкие или умеренные содержания лантаноидов (10–99 г/т) и спектры РЗЭ как с отрицательной, так и с положительной Eu аномалией. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [4] эти граниты попадают преимущественно в поле постколлизийных. Датирование этих жил было выполнено Rb-Sr методом и дало возраст 334 ± 14 млн лет [5].

Третью группу (γ_3) составляют жилы пегматоидных гранитов, развитые среди бластомилонитов амфиболитовой фации на границе с Шарыжалгайским выступом (точка 3 на рисунке). Это кварц-альбит-микроклиновые (с амазонитом) и кварц-альбитовые породы, содержащие гранат, магнетит, флюорит, торит, фергусонит, эвксенит, нередко катаклазированные и милонитизированные. Это субщелочные и щелочные плюмазитовые малокальциевые лейкограниты ($Na_2O/K_2O=1.2-5.3$) с повышенными содержаниями (г/т) Rb (до 370); высокими Nb (до 150), Y

(до 140), Pb (до 180), Sn (до 26), Be (до 33), Th (до 59), U (до 20); низкими РЗЭ (в сумме 53–148), имеющие преимущественно наклонные влево спектры РЗЭ с глубоким Eu-минимумом. На диаграммах для идентификации гранитоидов разных геодинамических обстановок [4] эти граниты попадают в поле внутриплитных. Датирование гранитов было выполнено U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Всего было выполнено 9 анализов в 9 кристаллах циркона; возраст гранитов принимается равным 353.5 млн лет.

На рисунке приведено также значение возраста, полученного Ag-Ag методом по амфиболу из амфибол-клинопироксенового метасоматита – 310.5 ± 1.7 млн лет (точка 4) [3]. В целом полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

В зоне сочленения Шарьжалгайского выступа фундамента платформы и раннепалеозойского Слюдянского кристаллического комплекса выделяются две группы гранитоидов, различающиеся по геодинамической позиции и возрасту. Первую составляют биотитовые граниты, слагающие лейкосому в мигматитах, и относительно крупные тела, по геохимическим особенностям близкие к гранитам вулканических дуг. Вторую составляют граниты, образующие жилы среди бластомилонитов и бластокатаклизитов и относящиеся к постколлизийным и внутриплитным. Возраст гранитов второй группы раннекарбонный. Возраст гранитов первой группы остается окончательно не выясненным: либо граниты действительно имеют возраст, близкий к 278.2 ± 4.3 млн лет, тогда их следует соотносить, по-видимому, с таннуольским интрузивным комплексом Тункинских гольцов [6], либо Ag-Ag датировки по биотиту из гранитов и амфиболу из метасоматитов отражают термальное событие, имевшее место в Восточном Саяне на границе перми и карбона [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 10–05–00289–а.

- [1] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 4. – С. 380–393.
- [2] Васильев Е.П. Главный Саянский разлом // Путеводитель геологической экскурсии «Деформации и метаморфизм горных пород». – Иркутск: ИЗК СО РАН, 1983. – С. 46–55.
- [3] Савельева В.Б., Травин А.В., Сизых Ю.И. Графитсодержащие магнезиально-кальциевые метасоматиты Главного Саянского разлома (Присаянье) // Записки ВМО. – 2004. – № 2. – С. 1–27.
- [4] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. – 1984. – V. 25, № 4. – P. 956–983.
- [5] Савельева В.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В., Пономарчук В.А., Моценко А.С. Геохимия и Rb-Sr возраст графитсодержащих гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. – 2006. – № 2. – С. 216–231.
- [6] Вилор Н.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Эндогенные формации восточной части Тункинских гольцов // Геология и геофизика. – 1991. – № 7. – С. 17–26.
- [7] Жимулев Ф.И., Рябинин А.Б., Травин А.В., Буслов М.М. Позднекарбонно-раннепермский этап формирования структуры Восточного Саяна // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всерос. молод. конф. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. – С. 69–70.

ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛО-СИБИРСКОЙ ПОДВИЖНОЙ ОБЛАСТИ И МАНТИЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

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

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Проведен комплексный анализ параметров, характеризующих позднекайнозойские и современные деформации земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области с целью оценки когерентности деформаций на различных глубинах и использования результатов этого анализа для выделения процессов, определяющих кайнозойский тектогенез на этой территории.

В качестве показателей позднекайнозойских долговременных деформаций для верхней части коры приняты направления осей напряжений стресс-тензоров, реконструированных по геолого-структурным данным. Частные реконструкции стресс-тензоров объединены по территориальному и структурному признакам и на этой основе выделены районы с близким напряженным состоянием коры и направлениями главных нормальных напряжений. Для анализа использовано направление оси минимального горизонтального сжатия S_h . В целом можно отметить общее для многих районов СЗ-ЮВ простирание оси минимального горизонтального сжатия (центральная часть Байкальской рифтовой системы, прилегающая часть Сибирской платформы, Хубсугульская и Дархатская впадины, зона Северо-Хангайского разлома, Восточный Хангай, Долиноозерская впадина). На северо-восточном фланге Байкальской рифтовой системы ось S_h отклоняется несколько к северу. Субширотное простирание этой оси отмечается для Монгольского Алтая и Тувинского нагорья. Такая же тенденция наблюдается в Тункинской впадине.

Показателями современных деформаций на уровне средней коры являются направления принципиальных осей напряжений стресс-тензоров, рассчитанных с использованием механизмов очагов землетрясений, а на уровне земной поверхности – направления осей горизонтальных деформаций по данным GPS-измерений. С использованием данных о механизмах очагов землетрясений рассчитаны стресс-тензоры для нескольких районов, выделенных по признаку однородности фокальных механизмов. Отмечаются те же закономерности простирания оси минимального горизонтального сжатия, что и по геологическим данным.

Направления осей горизонтального удлинения земной поверхности Монголо-Байкальского региона получены по данным измерений современных движений методом GPS-геодезии за 1994–2007 гг. [4]. Можно отметить, что в поле направлений осей горизонтального удлинения и минимального укорочения существует тенденция к их развороту от СЗ-ЮВ направления в восточной части полигона (на восток от 96 меридиана) до ЗСЗ-ВЮВ – в западной.

В качестве показателей деформации для мантийных глубин использованы опубликованные данные об анизотропии верхней мантии, полученные по результатам исследований расщепления поперечных волн от удаленных землетрясений [6, 8, 9, 14]. Считается, что направление поляризации совпадает с направлением растяжения или течения вещества и перпендикулярно направлению сжатия [1] или ориентируется вдоль действия оси растяжения при чистом сдвиге [13], а также может соответствовать по направлению действия деформации максимального сдвига при простом сдвиге [16]. На территории Сибирской платформы, БРС, западной части Амурской плиты и Хангая анизотропия в верхней мантии имеет в среднем СЗ-ЮВ направление. Имеющиеся на диаграммах простираний подчиненные максимумы СВ-ЮЗ направления отражают влияние древних структурных неоднородностей литосферы [6, 9]. Западнее, на территории Тувинского нагорья и Алтая, преобладает субширотное направление анизотропии в верхней мантии [8]. При обсуждении вопроса о возможной глубине проявления анизотропии авторы относят ее к литосферной мантии и астеносфере. На платформе это глубины более 150 км [14], а юго-восточнее Байкальской впадины – 60–100 км [11].

Сопоставление показывает, что направление осей деформаций удлинения (минимального

сжатия) по всему комплексу данных совпадает с направлением анизотропии верхней мантии региона. Это может означать, что деформации в земной коре региона в целом сопряжены с деформациями в мантии, что накладывает ограничения на геодинамическую интерпретацию кинематики движений на поверхности.

Анализ возможных механизмов возникновения деформаций по всему исследуемому разрезу, с учетом ограничений на формирование анизотропии в верхней мантии, позволяет прийти к выводу о том, что в западной (Алтай, Западная Тува) и, возможно, в южной (Гобийский Алтай) частях Монголо-Сибирской подвижной области они вызваны субмеридиональным сжатием литосферы. В северо-восточной части региона главной причиной формирования деформаций неотектонического этапа является, по-видимому, крупномасштабный, длительно существующий поток вещества верхней мантии в направлении с СЗ на ЮВ, вызывающий как движение северной части континента в целом, так и дивергенцию Евразийской и Амурской плит. Раскрытие Байкальской рифтовой системы дополнительно способствует торможению ЮВ движения северной части Евразии из-за ее прогрессирующей конвергенции с Индостаном. Формирование БРС началось 60–65 млн лет назад [1, 12], еще до начала коллизионных процессов на юге Евразии. В дальнейшем скорость дивергенции, в целом, увеличивалась. Аномальное ее возрастание 3–5 млн лет назад, фиксируемое по резкому изменению стиля и скорости осадконакопления в БРС и поднятию плеч рифта, синхронно проявлениям роста горных сооружений, связанных с коллизионными процессами. Мантийные аномалии, которые ранее относили к главной движущей силе Байкальского рифтогенеза [3], даже уже в силу своей локальности по отношению к масштабному течению вещества в мантии, имеют, по нашему мнению, подчиненное значение. Само формирование аномалий в верхней мантии может найти объяснение в рамках концепции взаимодействия единого потока в астеносфере с неровностями рельефа подошвы литосферы или с вязкостными неоднородностями в самой астеносфере [7, 10]. Предполагая, что вещество астеносферы находится вблизи солидуса, авторы [7] показали, что подъем материала мантии со скоростью более 1 мм/год за счет описанного процесса предполагает плавление в объемах, сопоставимых с объемами вулканизма в известных кайнозойских внутриконтинентальных вулканических областях. Кайнозойские вулканические поля в пределах исследуемого региона располагаются либо вблизи контакта мощной литосферы платформы и относительно тонкой литосферы подвижной области на Удокане, в Восточном Саяне, на Хамар-Дабане, в Восточной Туве, либо над выступами мантии на Восточном Хангае [5] и Витимском плоскогорье [15].

Многообразие деформаций в центральной части региона, ярко проявленная сдвиговая тектоника, эволюция поля напряжений в отдельных районах находят объяснение с точки зрения взаимодействия сил волочения на подошве литосферы и усиливающегося во времени СВ-ЮЗ сжатия, являющегося следствием конвергенции Индостана и Евразии.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00992) и Программы ОНЗ № 7.7.

- [1] Винник Л.П. Сейсмические свойства мантийных плюмов // Вестник ОГГГГН РАН. – 1998. – № 3(5). – С. 194–202.
- [2] Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – С. 391–406.
- [3] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, №7. – С. 685–699.
- [4] Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 7. – С. 1006–1017.
- [5] 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.
- [6] Barruol G., Deschamps A., Déverchère J., Mordvinova V., Ulziibat M., Perrot J., Artemiev A., Dugarmaa T., Bokelmann G. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia // Earth and Planetary Science Letters. – 2008. – V. 274. – P. 221–233.
- [7] Conrad C.P., Wub B., Smith E.I., Todd A. Bianco T.A., Tibbetts A. Shear-driven upwelling induced by lateral viscosity variations and asthenospheric shear: A mechanism for intraplate volcanism // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2010. – V. 178. – P. 162–175.

- [8] *Dricker I., Roecker S., Vinnik L., Rogozhin E.A., Makeyeva L.* Upper-mantle anisotropy beneath the Altai-Sayan region of central Asia // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* – 2002. – V. 131. – P. 205–223.
- [9] *Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P., Rigor A.W., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Logachev N.A.* SKS splitting beneath continental rift zones // *J. Geoph. Research.* – 1997. – V. 102. – P. 22781–22797.
- [10] *King S.D., Anderson D.L.* An alternative mechanism of flood basalt formation // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1995. – V. 136. – P. 269–279.
- [11] *Lebedev S., Meier T., van der Hilst R.D.* Asthenospheric flow and origin of volcanism in the Baikal Rift area // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2006. – V. 249. – P. 415–424.
- [12] *Molnar P., Stock J.M.* Slowing of India's convergence with Eurasia since 20 Ma and its implications for Tibetan mantle dynamics // *Tectonics.* – 2009. – V. 28. – TC3001. – doi:10.1029/2008TC002271.
- [13] *Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.* Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *American Journal of Science.* – 1973. – V. 273. – P. 853–876.
- [14] *Oreshin S., Vinnik L., Makeyeva L., Kosarev G., Kind R., Wentzel F.* Combined analysis of SKS splitting and regional P traveltimes in Siberia // *Geophys. J. Int.* – 2002. – V. 151. – P. 393–402.
- [15] *Petit C., Déverchère J.* Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2006. – V. 7. – Q11016. – doi:10.1029/2006GC001265.
- [16] *Zhang S., Karato S.I.* Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear // *Nature.* – 1995. – V. 375. – P. 774–777.

НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ ОКЕАНИЧЕСКИМ БАЗАЛЬТАМ ИЗ АТБАШИ-КОКШААЛЬСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

*И.Ю. Сафонова**, *В.А. Симонов**, *Ю.С. Бискэ***, *К.С. Сакиев****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, inna03-64@mail.ru

**Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, gbiske@hotmail.com

***Бишкек, Институт геологии НАН КР, kadyrbek_sakiev@mail.ru

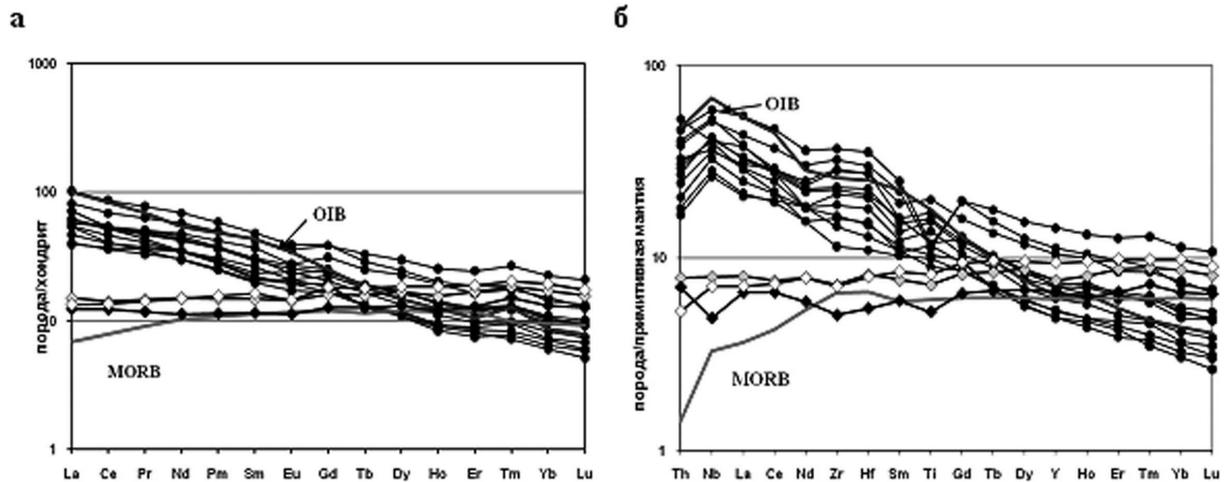
Океанические базальты в составе Атбаши-Кокшаальского аккреционного комплекса (АК) на Южном Тянь-Шане связывают с эволюцией океанического бассейна, существовавшего со среднего до позднего палеозоя между Таримским континентом на юге и Казахстанским на севере [1, 2]. Формирование базальтов связывали со спредингом в зонах срединно-океанических хребтов, океаническим внутриплитным процессом или же рифтингом [3, 4]. До настоящего времени их геодинамическая диагностика основывалась главным образом только на геологических и петрохимических (породообразующие элементы) данных. Первые геохимические данные, ограниченные по набору элементов, были представлены в работе [5].

Нами получены первые полные данные о составе редких элементов, включая редкоземельные (ICP MS), для базальтов позднеордовикского возраста Атбашинского хребта [4] и среднедевонского возраста Джаныджерского хребта (долина р. Кайнар) в западной части Атбаши-Кокшаальского АК. Также получены новые данные по составу породообразующих окислов.

По соотношению SiO_2 и Nb/Y базальты Джаныджерского хребта (1-я группа) представлены щелочными разностями, Атбашинского (2-я группа) – субщелочными. Содержания MgO варьируются между 2 и 11 мас. % для группы 1 и 6–8 мас. % для группы 2, а Fe_2O_3 – между 9 и 17 мас. % для обеих групп, что дает $\text{Mg}\# = 30\text{--}66$ и $43\text{--}60$ соответственно. Содержания TiO_2 в среднем составляют 2.7 и 1.3 мас. % для групп 1 и 2 соответственно, причем концентрации P_2O_5 растут при снижении MgO в обеих группах. Заметный рост TiO_2 и Fe_2O_3 при снижении MgO в группе 2 предполагает, что Fe-Ti оксиды были главными фракционирующими фазами в отличие от группы 1. Содержания SiO_2 находятся в пределах 42–52 мас. %; Al_2O_3 (12–16 мас. %). Концентрации Nb (19–42 г/т), Y (65–22 г/т) и Zr (180–410 г/т) в базальтах 1-й группы слегка растут со снижением MgO , что предполагает фракционирование плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Базальты группы 1 имеют отношения Zr/Nb в пределах 4.3–12.7 (в среднем 8.9), т.е. близкие к таковым во многих базальтах OIB-типа, например Гавайской системы [6]. Базальты группы 2 характеризуются более высокими Zr/Nb – 15.4 в среднем, что близко к базальтам типа N-MORB [7]. Отношения Ti/Zr в первой группе близки друг к другу (116–134), а во второй варьируются от 36 до 100, предполагая различные условия формирования в зависимости от состава мантийного источника, его гетерогенности, степени частичного плавления, степени фракционирования титаномагнетита и т.д.

Базальты 1-й группы имеют обогащенные легкими компонентами спектры редкоземельных элементов (REE): $\text{La}_N = 39.3\text{--}102.3$, $\text{La/Yb}_N = 3.6\text{--}13.1$, $\text{La/Sm}_N = 1.6\text{--}3.4$ и дифференцированные тяжелые REE – $\text{Gd/Yb}_N = 1.7\text{--}3.2$. Аномалии по Eu отсутствуют. Во 2-й группе спектры REE плоские, близкие к таковым для типичных N-MORB (рисунок, а).

На мультикомпонентных диаграммах, нормированных к примитивной мантии, базальты 1-й группы характеризуются наличием положительных аномалий Nb по отношению к La и Th ($\text{Nb/La}_{\text{pm}} = 1.1\text{--}1.4$; $\text{Nb/Th}_{\text{pm}} = 1.1\text{--}1.6$; рисунок, б). Для части образцов характерны отрицательные пики по Ti. Базальты 2-й группы имеют нулевые или отрицательные аномалии по Nb и Ti, которые, наряду с повышенными TiO_2 и LREE, характерны для океанических базальтов плато Онтонг-Ява и базальтов N-MORB. Если минимумы по Nb, возможно, являются результатом эндогенной контаминации расплава материалом рециклированной океанической коры или обогаще-



Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту (а) и мультикомпонентные диаграммы распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии (б) для базальтов Джаныджерского (кружки) и Атбашинского (ромбы) хребтов. Нормировочные значения и данные для MORB и OIB взяты из [7].

ния деплетированным материалом верхней мантии в случае ее гетерогенного строения, то минимумы по Ti могут отражать фракционирование совместимых с Ti как мантийных (рутил и перовскит), так и менее глубоких (титаномагнетит) минералов.

Ордовикские базальты Атбашинского хребта образовались в обстановке срединно-океанического хребта, что подтверждается их геохимическими характеристиками, близкими к базальтам типа N-MORB, и их ассоциацией с океаническими осадками (кремнями) [4].

Девонские базальты Джаныджерского хребта характеризуются теми же признаками, что и большинство фанерозойских плюмовых базальтов Палеоазиатского океана и Палеоокеана из аккреционных комплексов Центральной и Восточной Азии [8]: 1) обогащение несовместимыми элементами (Ti, Nb, LREE); 2) схожее структурное положение в аккреционных комплексах орогенных поясов, сформированных при закрытии палеоокеанов и последующих коллизионных процессах; 3) ассоциация с океаническими осадками (кремни и кремнистые сланцы).

Таким образом, для позднего ордовика реконструируется обстановка океанического спрединга, что подтверждает более ранние геологические и палеонтологические данные [4, 9]. В девоне в западной части Туркестанского океана, который можно считать краевой частью Палеоазиатского, действовал внутриплитный магматизм «горячих точек» типа Гавайской, который привел к образованию океанических поднятий/симаунтов.

[1] Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 1996. – 190 с.
 [2] Biske Yu.S., Selmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans // Gondwana Res. – 2010. – V. 17. – P. 602–613.
 [3] Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук А.В., Пучков В.Н., Войтович И.И., Наседкина В.А. Структурное положение и возраст офиолитов Каратерекского массива // Известия Академии наук Республики Кыргызстан. – 1999. – С. 65–69.
 [4] Алексеев Д.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е. Возраст и тектоническая позиция вулканогенно-кремнистых толщ в офиолитовом комплексе хребта Атбаша (Южный Тянь-Шань) // Доклады АН. – 2007. – Т. 413. – С. 781–784.
 [5] Бискэ Ю.С., Табунс Э.В. Доколлизийные базальты в Атбаша-Кокшаальских герцинидах (Центральный Тянь-Шань) и их геодинамическая природа // Доклады АН. – 1996. – Т. 348. – С. 81–84.
 [6] Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrology. – 2003. – V. 44. – P. 113–140.
 [7] Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle

- composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. – Geology Society London, Spec. Publ. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
- [8] *Safonova I.Yu.* Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific oceans from 600 to 140 Ma // *Ore Geology Reviews*. – 2009. – V. 35. – P. 137–154.
- [9] *Куренков С.А., Аристов В.А.* О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // *Геотектоника*. – 1995. – № 6. – С. 22–31.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕННОГО СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ КОРОВЫХ И МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ HP / UHP КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОН

А.Ю. Селятицкий

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, dyadyasasha@ngs.ru

Характерным компонентом литосферных блоков, испытавших коллизионный метаморфизм при высоких и сверхвысоких давлениях, являются тела перидотитов, представляющих один из ключевых петрографических типов коллизионных зон и являющихся носителями важной генетической информации из-за их близкой связи с мантией, в отношении как состава, так и P-T параметров образования. Несмотря на то, что ультрабазитовые породы играют подчиненную роль в строении земной коры, они представляют собой важнейший источник информации о структуре, свойствах и вещественном составе верхней мантии и низов коры, о характере субдукции и эксгумации. Перидотитсодержащие комплексы рассматриваются как результат корово-мантийного взаимодействия и позволяют получать важную информацию о петротектонических процессах. Достоверно установлено несколько коллизионных зон, где проявлен метаморфизм высоких и сверхвысоких давлений. В частности, метаморфические породы, содержащие алмаз и коэсит, найдены в каледонидах Норвегии и Северного Казахстана, варисцидах Центральной Европы, альпийских структурах Средиземноморья, мезозойской коллизионной зоне Восточного Китая и Индонезии.

Х. Брукнер и Л. Медарис, обобщив имеющуюся в литературе информацию по перидотитсодержащим комплексам, разделили перидотиты по происхождению на две группы. Они назвали их «мантийными» и «коровыми» [3]. Первые были известны раньше как «перидотитовые массивы», «альпинотипные перидотиты», «орогенические перидотиты». Они внедрялись в глубоко погруженную литосферу либо в форме мантийных расплавов, либо в виде тектонических фрагментов пластичных масс горных пород, представлявших собой в разной степени истощенный реститовый мантийный материал, сформировавшийся при образовании и экстракции базальтовых выплавок. Перидотиты этого типа сохранили все геохимические признаки пород, имеющих мантийное происхождение. Коровые перидотиты, как полагают, происходят из базит-ультрабазитовых протолитов, содержавшихся в земной коре до субдукции в виде тел серпентинитов, плагиоклазовых и шпинелевых перидотитов, пироксенитов и др. и позже погруженных в мантию.

Д. Карсвелл с коллегами [4], изучая ультрабазитовые породы Норвегии, пришел к выводу, что в Западном гнейсовом регионе, сформированном субдуцированными породами земной коры, метаморфизованной при высоких и сверхвысоких давлениях, присутствуют гранатовые перидотиты двух типов: магнийхромистые (Mg-Cr тип) и железотитанистые (Fe-Ti тип) – по преобладанию соответствующих химических элементов. Гранатовые перидотиты Mg-Cr типа были сформированы путем тектонического внедрения мантийных ультрамафитовых тел в высокометаморфизованные коровые гнейсы в результате корово-мантийного взаимодействия при коллизии литосферных плит. Они имеют мантийные геохимические признаки. Считается, что перидотиты Fe-Ti типа с сопутствующими гранатовыми пироксенитами и эклогитами проявлены в регионе как второстепенный компонент метаморфизованных габбро-перидотитовых комплексов (таких, как Иксунддал и Ракнестанген), для которых было выдвинуто предположение о происхождении из низкобарического базит-ультрабазитового протолита («коровые кумуляты»?) [4]. Х. Брукнер и Л. Медарис отнесли норвежские перидотиты Mg-Cr и Fe-Ti типа, соответственно, к «мантийным» и «коровым». Коровые перидотиты представляют собой редкие и уникальные геологические образования. На сегодняшний день известно всего несколько точек на земном шаре, где проявлены подобные породы: это Кокчетавский массив в Северном Казахстане [1, 2], Западный гнейсовый регион в Норвегии [2, 4], террейн Даби-Сулу в Китае [7].

На примере мантийных перидотитов Восточных и Западных Альп и массива Ронда в Ис-

пани и коровых перидотитов Кокчетавского массива и комплексов Иксунддал и Ракнестанген Западной Норвегии нами было проведено геохимическое сравнение мантийных и коровых ультрабазитовых пород [1, 2]. Мантийные перидотиты характеризуются повышенными содержаниями MgO и Cr, пониженными содержаниями FeO, TiO₂, Al₂O₃, Y, Nb, Zr и PЗЭ. Первоначальный химический состав коровых перидотитов был существенно изменен. В противовес мантийным, они, наоборот, обогащены FeO, TiO₂, Al₂O₃, Y, Nb, Zr и PЗЭ и обеднены MgO и Cr.

В настоящее время с использованием собственных аналитических данных и литературных источников нами исследуются сравнительные особенности химического состава оливина, ортопироксена, граната, клинопироксена из коровых и мантийных перидотитов (Кокчетавский массив (наши данные), Западная Норвегия, Альпы, Китай, Индонезия). Например, железистость (f) оливина в коровых перидотитах Кокчетавского массива составляет 0.12–0.22 (до 0.45). Такая же железистость типична для оливинов из коровых перидотитов (Fe-Ti типа по [4]) Западной Норвегии – 0.19–0.33. Для сравнения, оливины из мантийных перидотитов Mg-Cr типа Западной Норвегии имеют $f = 0.07–0.14$ [4]. В перидотитах Биксилинг (Китай) присутствует такой же хризолитовый оливин [7], как и в аналогичных породах Кокчетавского массива. Зерна граната из кокчетавских перидотитов слабозональны, содержание Cr₂O₃ в них варьируется от 0 до 0.09 мас. % [5]; f варьируется от 0.29 до 0.33. Гранаты Fe-Ti перидотитов Западной Норвегии имеют $f=0.36–0.57$, а гранаты Mg-Cr типа того же региона $f=0.18–0.20$ (редко до 0.33), при этом содержание Cr₂O₃ в первых составляет 0–0.03 мас. %, а в последних – 0.34–4.57 %. По данным Д. Шульца [6], обобщившего мировые данные по составам гранатов, $f_{\text{сред.}}$ гранатов в мантийных перидотитах (ксенолиты в кимберлитах) составляет ~ 0.15, а содержание Cr₂O₃ в них достигает 14 мас. %. Железистость ортопироксена в кокчетавских перидотитах 0.17–0.19, что также типично для коровых перидотитов Fe-Ti типа: например, по данным [4], f ортопироксенов из Fe-Ti перидотитов Западной Норвегии 0.16–0.26, а из Mg-Cr перидотитов 0.07–0.14.

- [1] Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 2. – С. 99–119.
- [2] Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Ремизов Д.Н., Хлестов В.В. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов и пироксенитов высоких/сверхвысоких давлений // Доклады АН. – 2005. – Т. 400, № 1. – С. 72–76.
- [3] Brueckner H.K., Medaris L.G. A general model for the intrusion and evolution of “mantle” garnet peridotites in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terranes // Jour. Metam. Geol. – 2000. – V. 18. – P. 123–133.
- [4] Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A. The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet-peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bull. Mineral. – 1983. – V. 106. – P. 727–750.
- [5] Muko A., Okamoto K., Yoshioka N., Zhang R.Y., Parkinson C.D., Ogasawara Y., Liou J.G. Petrogenesis of Ti-clinohumite-bearing garnetiferous ultramafic rocks from Kumdy-Kol // The diamond-bearing Kokchetav massif, Kazakhstan. Petrochemistry and tectonic evolution of an unique ultrahigh-pressure metamorphic terrane / Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. – Tokyo: Univ. Acad. Press Inc., 2002. – P. 343–359.
- [6] Schulze D.J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds // Lithos. – 2003. – V. 71. – P. 195–213.
- [7] Zhang R.Y., Liou J.G., Yang J.S., Yui T.-F. Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, Eastern-Central China // Jour. Metam. Geol. – 2000. – V. 18. – P. 149–166.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ТЕРАНЖИКСКОГО ГАББРО-ГРАНИТОИДНОГО ИНТРУЗИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

И.В. Семенов, Н.Н. Крук, А.В. Травин, Я.В. Куйбида, М.Л. Куйбида

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ivan.v.semenov@gmail.com

Проблема магматизма крупных изверженных провинций (LIP), связанных с активностью мантийных плюмов, одна из наиболее широко обсуждаемых в современной магматической петрологии. Общеизвестно, что типоморфными комплексами LIP на кратонах являются поля траппов, расслоенные базит-ультрабазитовые интрузии (зачастую с Cu-NI-ЭПГ оруднением) и проявления щелочных ультраосновных пород (кимберлиты, карбонатиты и др.). Исследования магматических комплексов LIP, локализованных в складчатых поясах [1, 2 и др.], показали их специфику и резкое отличие от крупных изверженных провинций древних платформ. Резко преобладающими здесь магматическими образованиями являются гранитоиды, варьирующиеся по составу в зависимости от природы вмещающих коровых блоков, характера и степени корово-мантийного взаимодействия. Породы мантийного генезиса слагают, как правило, не более 10 % объема магматизма LIP и представлены в основном не траппами, а роями дайковых поясов и ранними фазами габбро-гранитных интрузий. Спектр составов базит-ультрабазитов также весьма широк и предполагает участие в их генерации различных мантийных источников. Проблема их соотношения в пространстве и времени, а также специфики корово-мантийного взаимодействия на разных стадиях формирования LIP до сих пор окончательно не решена. В этой связи несомненно важным является накопление фактического материала по геологической позиции, составу и возрасту магматических комплексов, входящих в состав крупных изверженных провинций.

В данной работе приводятся результаты изучения Теранжикского габбро-гранитоидного интрузива, расположенного в юго-восточной части Горного Алтая.

Теранжикский массив находится в верховьях реки Правая Кубадру, в осевой части Тонгулакского хребта. Вмещающими породами являются метаморфические образования курайского полиметаморфического комплекса ранне-среднепалеозойского возраста: кристаллические сланцы и гнейсы ильдугемской свиты, гнейсограниты и амфиболиты тонгулакской свиты [3], сформированные в условиях вязкопластичного течения вещества с левосдвиговой кинематикой [4], а также вулканогенно-кремнистые толщи раннего кембрия.

Теранжикский массив имеет изометричную форму и занимает площадь около 4 км². Его позиция по отношению к вмещающим толщам резко дискордантна, что выражается в наличии секущих интрузивных контактов с гнейсогранитами, развитии ареалов высокотемпературных роговиков по бластомилонитам и милонитам. Юго-западная часть массива «срезана» системой разломов, в которых отмечены признаки хрупко-пластичного течения вещества с левосдвиговой кинематикой. Наличие ороговикованных зеркал скольжения в серпентинизированных базальтах экзоконтакта массива свидетельствует о сближенности времени его внедрения и тектонических деформаций.

Теранжикский интрузив сложен серией пород от габбро до гранитов. Среднезернистые пироксен-амфиболовые монцогаббро первой фазы внедрения слагают отдельные небольшие ксеноблоки среди более кремнекислых пород. Основной объем массива сложен крупно-среднезернистыми пироксен-амфиболовыми монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами и кварцевыми сиенитами, объединяемыми во вторую фазу. Более кремнекислые породы (среднезернистые лейкократовые биотит-амфиболовые граносиениты и граниты) имеют ограниченное распространение и образуют дайкообразные секущие тела.

Породы Теранжикского массива относятся к умеренно-щелочному ряду, характеризуются повышенными концентрациями титана и фосфора при относительно высокой магнезиальности ($(\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})) < 0.5$ в габброидах и < 0.65 в гранитоидах). Монцогаббро первой фазы обогащены Sr, Ba, Y, Zr, Hf, имеют асимметричные спектры РЗЭ с $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 17–19 и без анома-

лии по европию. На мультиэлементных спектрах наблюдаются минимумы по Ta и Nb. В целом по особенностям вещественного состава монцогаббро Теранжикского массива отвечают породам шошонит-латитовых серий, характерных для тыловых частей активных континентальных окраин.

Монцодиориты главной фазы наследуют геохимические особенности габброидов и характеризуются повышенной щелочностью (7.5–8.2 мас. % Na₂O+K₂O), дальнейшим повышением концентраций Sr (до 2000 ppm), Ba (до 1600 ppm), PЗЭ (суммарно до 380 ppm). Спектры PЗЭ также резко асимметричные с (La/Yb)_N=28–37 (увеличение наклона спектров связано с синхронным возрастанием концентраций PЗЭ цериевой группы и падением – иттриевой) без аномалии по европию.

Граносиениты и граниты третьей фазы по содержанию щелочей сопоставимы с монцодиоритами, пересыщены глиноземом (ASI=1.0–1.19) и имеют более низкие содержания типоморфных редких элементов – индикаторов шошонит-латитовых серий (Sr – 600–800 ppm, Ba 100–1700 – ppm, Zr – 175–290 ppm, Hf – 4.8–6.9 ppm), резко падающие с ростом кремнекислотности пород. Суммарные содержания PЗЭ в граносиенитах и гранитах ниже, чем в породах предшествующих фаз (Σ PЗЭ 165–246 ppm, до 98 ppm в отдельных разностях), спектры их распределения резко асимметричные с (La/Yb)_N=17–35 и незначительными европиевыми минимумами.

По результатам Ar-Ar датирования биотита из монцодиоритов главной фазы возраст внедрения пород массива составляет 246±3 млн лет. Полученная дата соответствует рубежу формирования в Сибири крупной изверженной провинции, связанной с активностью Сибирского суперплюма [1]. Она близка к времени образования траппов Кузнецкого бассейна (250–249 млн лет [5]), идентична возрасту формирования субщелочной габбро-гранитной серии Айского массива в северной части Горного Алтая (247–245 млн лет [6, 7]) и несколько древнее возраста многочисленных гранит-лейкогранитных интрузий западной части АССО (242–235 млн лет [7, 8 и др.]).

Минеральный и вещественный состав габброидов Теранжикского массива свидетельствует о генерации за счет вещества литосферной мантии. Наблюдаемая по мере эволюции магматической колонны закономерная смена минеральных парагенезисов (ассоциация клинопироксена, основного плагиоклаза и сфена, характерная для габброидов и монцодиоритов, сменяется преобладанием кислого плагиоклаза и красно-коричневого глиноземистого биотита в граносиенитах и гранитах) в совокупности с изменением геохимических характеристик пород свидетельствует о прогрессивном возрастании роли корового вещества в источнике расплавов. В то же время даже в наиболее кислых породах магматической ассоциации спорадически встречаются реликты высокотемпературных минеральных парагенезисов (кристаллы клинопироксена, обросшие и/или частично замещенные амфиболом и биотитом, сложнопостроенные лейсты плагиоклаза с резко зональными ядрами, следами частичного растворения и позднейшего обрастания плагиоклазом более низкой основности и т.п.). Геохимические характеристики кремнекислых пород также обнаруживают «индикаторные метки» шошонит-латитовой серии (повышенные содержания Sr, Ba, PЗЭ), причем в наименьшей степени данные особенности характерны для наиболее кислых анхизвтектических гранитоидов. В целом, наблюдаемые тенденции эволюции минерального и вещественного состава пород Теранжикского массива близки к описанным в породах Айского массива Горного Алтая [6], что позволяет предполагать сходный механизм формирования этих габбро-гранитных серий (дифференциация мантийных магм + плавление метасоматически измененных пород континентальной коры). В то же время наличие реликтов высокотемпературных парагенезисов свидетельствует, что в случае Теранжикского массива определенную роль играло механическое смешение мантийных и коровых магм. Вероятнее всего, это явилось следствием временной сопряженности внедрения массива с тектоническими деформациями.

[1] Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады АН. – 1997. – Т. 354, № 2. – С. 220–223.

[2] Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Доклады АН. – 2005. – Т. 400, № 4. – С. 505–509.

- [3] Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). – Томск: Изд-во Томского университета, 1968. – 325 с.
- [4] Куйбида Я.В., Владимиров В.Г., Крук Н.Н. и др. Основные рубежи тектонической эволюции Курайского блока в раннем–среднем палеозое (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. – С. 159–161.
- [5] Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 3. – С. 327–339.
- [6] Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П. и др. Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 8. – С. 1072–1084.
- [7] Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Пономарева А.П. и др. Позднепалеозойский – раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 4. – С. 715–729.
- [8] Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1149–1170.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СОБЫТИЯ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В АЛТАЙСКОМ ШЕЛЬФОВОМ И ПАЛЕОАЗИАТСКОМ ОКЕАНИЧЕСКОМ БАССЕЙНАХ

*Н.В. Сенников**, *О.Т. Обут**, *Е.В. Буколова**, *Т.Ю. Толмачева***

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

**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
Tatiana_Tolmacheva@vsegei.ru

Для позднего кембрия – раннего ордовика по материалам из различных геологических регионов мира выделяется последовательный ряд кратковременных абиотических событий глобального масштаба, последствия которых фиксируются в литологической летописи в достаточно узком стратиграфическом интервале, обычно совмещаясь с биотическими событиями перестроек структур и состава палеобиот [1]. Установление («идентификация») ранее выделенных и «признанных» глобальными событий в исследуемом регионе возможно только при соответствующей датировке местных разрезов методом зональной стратиграфии, так как «глобальность» таких событий определяется («доказывается») их синхронностью на разных континентах именно в рамках инфразональной стратиграфии. Идентификация глобальных событий в глубоководных разрезах океанического генезиса практически не осуществлялась.

Большинством исследователей в рассматриваемом стратиграфическом интервале принимается шесть таких событий, имеющих эвстатическую природу: 1) регрессивное событие Lange Ranch (LREE), установленное по материалам из Северной Америки и Китая [2], в современном понимании сопоставляется с основанием конодонтовой зоны *S. proavus*; 2) регрессивное событие Асегосаге (ARE) [3–5], основанное на материалах по карбонатным шельфам Северо-Американской, Сибирской и Китайской платформ, коррелируемое с основанием конодонтовой зоны *Iapetognathus fluctivagus* и основанием граптолитовой зоны *R. flabelliforme parabola*. Ранее предполагалось соответствие события ARE эвстатическому событию LREE [3]; 3) трансгрессивное событие Black Mountain (BME), приуроченное к подошве конодонтовой зоны *S. angulatus* и выделенное по материалам Австралии [2]; 4) регрессивное событие Peltocare (PRE) [5], предложенное на материалах Балтийского палеобассейна, сопоставляется с нижней границей граптолитовой зоны *Ad. tenellus*; 5) регрессивное событие Kelly Creek (KCE) [6], выделенное на материалах Австралии, располагается ниже подошвы конодонтовой зоны *Par. proteus*; 6) регрессивное событие Seratoruge (CRE) [5], основанное на североамериканских материалах, соотносится с верхней частью тремадока, с серединой граптолитовой зоны *Ag. tugayii* и серединой конодонтовой зоны *Par. proteus*.

На границе тремадока и флюиана (аренига в старой номенклатуре) дополнительно к шести отмеченным выше седиментационным событиям выделяется глобальное биотическое событие Basal Arenig Bio-Event (BAgB) [1], вызванное глобальной трансгрессией. Оно коррелируется с основанием граптолитовой зоны *T. approximatus*.

Данные по алтайским граптолитам и конодонтам пограничного кембро-ордовикского интервала [7–9] позволяют в детально описанных разрезах шельфового и океанического генезиса [8, 10–12] выделять и «инфразонально» точно «калибровать» такие события, а также «сопоставлять» их с ранее принятыми глобальными событиями.

Конодонты терминального кембрия (конец батырбайского века), в том числе уровня зоны *S. proavus*, на Горном Алтае до настоящего времени не установлены, поэтому задача идентификации первого регрессивного события LREE в рассматриваемом регионе пока не выполняема.

Второе регрессивное событие ARE распознается внутри камлакской свиты в северной части региона Алтайского шельфового бассейна, где совпадает с границей нижней и средней подсвиты [11, 12]. В основании средней подсвиты имеются три сближенных пачки конгломератов мощностью до 30 м. Конгломераты среднегалечные, плохо сортированные, хорошо окатан-

ные, гальки занимают до 50 % объема породы, в их составе диориты, кварциты, гнейсы, кристаллические сланцы. В известняках в нижней части среднекамлякской свиты в разрезе «Камлак» найдены конодонты уровня зоны *Japetognathus fluctivagus*. Событие ARE совпадает с моментом причленения к Алтайскому шельфу Салаирской вулканической дуги и с началом ее разрушения [13]. В Алтайском фрагменте Палеоазиатского океана событие ARE не идентифицируется.

Следующее (третье) событие ВМЕ трансгрессивного характера на Горном Алтае не идентифицируется вследствие отсутствия конодонтов зоны *C. angulatus*.

Более молодое регрессивное событие PRE распознается внутри ишпинской свиты Алтайского шельфового бассейна. Оно фиксируется по крупнозернистым песчаникам и аргиллитам верхней части свиты, залегающим на различных, преимущественно органогенных, известняках средней части свиты [11, 12]. В разрезе «Перевальный» в низах верхней части ишпинской свиты определены граптолиты зоны *Ad. tenellus*. В Алтайском фрагменте Палеоазиатского океана событие PRE пока не устанавливается.

Пятое регрессивное событие КСЕ идентифицируется в верхнекамлякской подсвите, где присутствуют три базальных пачки конгломератов мощностью до 170 м [11, 12, 14]. Конгломераты крупно- и среднегалечные, плохо сортированные, хорошо окатанные, гальки занимают 60–70 % объема породы, в их составе граниты, гранодиориты, сиениты, диориты, риолиты, базальты, кварциты, кремни, песчаники, алевролиты, известняки. Стратиграфически выше конгломератов в разрезе «Камлак» в песчаниках определены граптолиты зоны *T. osloensis* / *Al. hyperboreus*, сопоставляемые с зоной *Kiaerograptus*. В граптолитовом стандарте Балтоскандии зона *Kiaerograptus* коррелятивно расположена ниже подошвы конодонтовой зоны *Par. proteus*, что позволяет распознавать событие КСЕ при наличии в разрезах граптолитов этой зоны. В Алтайском фрагменте Палеоазиатского океана событие КСЕ не распознается.

Заключительное регрессивное событие CRE в алтайском фрагменте Палеоазиатского океана фиксируется в основании марчетинской свиты по появлению красноцветных терригенных пород и красных кремней [8, 10, 11]. В подстилающей талицкой свите терригенные породы преимущественно сероцветные, изредка лиловые, а кремни главным образом лиловые и сургучные. В разрезе «Марчета-2» в кремнях найден комплекс конодонтов средней части зоны *Par. proteus*. В Алтайском шельфовом палеобассейне событие CRE не идентифицируется.

В Алтайском шельфовом бассейне биотическое событие (VAgB) и, соответственно, глобальное трансгрессивное событие идентифицируются в низах тулойской свиты [11, 12, 14], залегающей с угловым и азимутальным несогласием, с мощной (до 130 м) базальной пачкой конгломератов в различных разрезах, на разновозрастных горизонтах кембрия (на нижнекембрийских отложениях – разрез «Лебедь», на среднекембрийских отложениях – разрез «Тагаза», на верхнекембрийских отложениях – разрез «Тандошка») и низов ордовика (на тремадокских отложениях – разрезы «Ишпа» и «Тулой»). Конгломераты крупно-, реже среднегалечные, плохо сортированные, хорошо окатанные, гальки занимают 80–90 % объема породы, в их составе граниты, гранодиориты, сиениты, диориты, габбро, туфы, кварциты, песчаники, роговики. В низах свиты в разрезах «Тулой», «Лебедь» и «Тагаза» над конгломератами найдены граптолиты зоны *T. approximatus*. Событие VAgB совпадает с окончанием вулканизма в Салаирской вулканической дуге и с основной фазой ее разрушения [13]. В алтайском фрагменте Палеоазиатского океана событие VAgB пока определено.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00729) и программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических событий».

- [1] *Global bio-events*. Lecture Notes in Earth Sciences / Ed. O.H. Walliser. Vol. 8. – Springer-Verlag, 1986. – 442 p.
- [2] *Miller J.F.* Cambrian and earliest Ordovician conodonts evolution, biofacies, and provincialisms // *Conodont biofacies and provincialisms*. Sp. Paper of Geology Soc. of America. – 1984. – 196. – P. 43–68.
- [3] *Erdtmann B.-D., Miller J.F.* Eustatic control of lithofacies and biofacies changes near the base of the Tremadocian // *Second Internat. symposium on the Cambrian system*. – 1981. – P. 78–81.
- [4] *Erdtmann B.-D.* Outline ecostratigraphic analysis of the Ordovician graptolite zones in Scandinavia in relation to the palaeogeographic disposition of the Japetus // *Geol. Palaeontol.* – 1984. – V. 18. – P. 9–15.
- [5] *Erdtmann B.-D.* Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution // *Lect. Notes Earth Sci.* – 1986. – V. 8. – P. 139–152.

- [6] Nicoll R.S., Laurie J.R., Shergold J.H., Nielsen A.T. Preliminary correlation of Latest Cambrian to Early Ordovician sea level events in Australia and Scandinavia // *Global perspectives on Ordovician geology*. – Rotterdam, Netherlands: Balkema, 1992. – P. 381–394.
- [7] Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Ивата К. Конодонтовые зоны верхнего кембрия – нижнего ордовика западной части Алтае-Саянской складчатой области // *Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии: Тезисы докладов XLVIII сессии Палеонтологического общества*. – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 2002. – С. 127–128.
- [8] Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // *Геология и геофизика*. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 156–171.
- [9] Сенников Н.В., Буколова Е.В. Динамика таксономического разнообразия граптолитов в Алтайском и Салаирском ордовикских бассейнах // *Эволюция органического мира и биотические кризисы: LVI сессия Палеонтологического общества*. – СПб.: Изд-во «Элексис», 2010. – С. 100–102.
- [10] Сенников Н.В., Обут О.Т., Хлебникова Т.В., Ивата К., Ермиков В.Д. Строение и возраст вулканогенно-кремнисто-терригенной засурьинской свиты в центральной части Горного Алтая (Ануйско-Чуйская зона, р. Марчета) // *Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири*. – Новосибирск, 2001. – С. 145–151.
- [11] Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E., Gladkikh L.A., Obut O.T., Izokh N.G., Kipriyanova T.P. Ordovician-Silurian biostratigraphy and paleogeography of the Gornyy Altai. – Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2008. – 154 p.
- [12] Петрунина З.Е., Сенников Н.В., Ермиков В.Д., Зейферт Л.Л., Кривчиков А.В., Пузырев А.А., Севергина Л.Г., Обут А.М., Заславская Н.М. Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Горного Алтая. – М.: Наука, 1984. – 124 с.
- [13] Сенников Н.В. Геологические события в палеозое Алтае-Саянской складчатой области и их отражение в палеогеографических и седиментационных обстановках и в палеобиотах // *Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова*. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. – С. 506–526.
- [14] Носков Ю.С. Конгломераты с галькой магматических пород Горного Алтая. – Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 2007. – 168 с.

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА, ФОРМИРОВАВШИХ ДУНИТЫ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

*В.А. Симонов**, *В.С. Приходько***, *С.В. Ковязин**

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

**Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, vladimir@itig.as.khb.ru

Зональные базит-гипербазитовые массивы урало-аяскинского типа, значительная часть которых располагается в структурах юго-востока Сибирской платформы (Кондерский, Чадский, Инаглинский и др.), привлекают к себе пристальное внимание многочисленных исследователей как объекты плюмовых процессов, а также вследствие того, что с ними связаны промышленные россыпи платины [1, 3 и др.]. Таким образом, проблемы генезиса данных массивов приобретают особое значение. В то же время широко используемые геолого-петрологические и геохимические методы не всегда дают возможность выяснить важнейшие особенности формирования ультраосновных комплексов. Исследования образцов гипербазитов, собранных в Сибири, на Урале, на Дальнем Востоке, а также в Центральной Атлантике, показали, что наиболее перспективным путем получения прямой информации о генезисе ультрабазитов является анализ хромшпинелидов и находящихся в них расплавных включений [4, 5, 7 и др.]. Данный подход был использован нами для выяснения особенностей магматических систем, формировавших дуниты Инаглинского массива.

Инаглинский массив представляет собой изометричное в плане тело, площадью около 20 км². Для него, как и для других концентрически-зональных массивов (Кондер, Чад), характерны радиальные и кольцевые разломы. Ядерная часть массива, площадью около 16 км², сложена дунитами, окруженными маломощным кольцевым телом пироксен-оливиновых пород. Далее следуют дугообразные тела разнообразных щелочно-ультраосновных и щелочных пород.

Дуниты Инаглинского массива представляют собой средне- и мелкозернистые породы темно-зеленого и светло-зеленого цвета. Оливин является главным породообразующим минералом дунитов, содержания хромшпинелидов и клинопироксенов составляют первые проценты. Встречаются минералы элементов платиновой группы.

Хромшпинелиды из дунитов Инаглинского массива практически не прозрачны, и невозможно вести непосредственные наблюдения за включениями в процессе нагрева, поэтому использовалась разработанная ранее специальная методика высокотемпературных экспериментов [6]. Все экспериментальные исследования проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Стекла прогретых и закаленных включений, а также хромшпинелиды анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (ИГМ СО РАН).

По соотношению Al-Cr-Fe³⁺ изученные хромшпинелиды из дунитов Инаглинского массива отвечают субферрихромитам и тесно ассоциируют с данными по минералам Кондерского и Чадского массивов, отличаясь значительно меньшей ролью алюминия по сравнению с хромитами (содержащими расплавные включения) из офиолитов – дуниты Карашатского массива (Южная Тува). На диаграмме Cr# – Mg# также видны резкие отличия хромшпинелидов из дунитов Инаглинского, Чадского и Кондерского массивов от минералов из Карашатского офиолитового комплекса. Для первых характерна очень высокая хромистость (Cr#=79–89 %). Для вторых отмечается иная картина: падение Cr# (от 59 до 45%) при уменьшении Mg# (от 53 до 27 %) и ассоциация с хромитами из базит-гипербазитовых комплексов района Сьерра-Леоне и зоны разлома 15°20' (Центральная Атлантика), с которыми они образуют фактически единый тренд. Необходимо отметить, что хромшпинелиды из отмеченных пород Срединно-Атлантического хребта и Карашатского массива содержат расплавные включения и соответственно имеют магматогенное происхождение [5–7]. По содержанию титана хромшпинелиды Инаглинского, Чадского и Кондерского массивов сопоставимы с данными по хромитам из дунитов Ту-

вы и из интрузивов района Сьерра-Леоне, но значения TiO_2 для хромитов Инагли растут с увеличением магнезиальности в отличие от минералов из офиолитов и современной океанической коры, для которых устанавливаются тренды падения титана.

Детальные исследования позволили провести эксперименты и изучить составы закаленных включений в рассмотренных хромшпинелидах из дунитов Инаглинского массива. Анализ стекол включений показал, что они соответствуют щелочным сериям, поскольку обладают высокими суммами щелочей (4.7–9.2 мас. %) и концентрациями калия (2.4–6.9 мас. %) при низких количествах SiO_2 . По соотношению $MgO-SiO_2$ включения с высокими значениями магния (21.9–31.2 мас. %) и минимальными содержаниями SiO_2 (37.5–43.1 мас. %) совпадают с данными по пикритам и хорошо согласуются с информацией по магнезиальным расплавленным включениям в хромшпинелидах из дунитов Кондера. В целом, изученные включения по большинству основных петрохимических компонентов близки к щелочным пикритам.

На вариационных диаграммах Харкера устанавливаются изменения составов расплавов Инаглинского массива: с ростом SiO_2 происходит падение FeO , CaO и увеличение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O . Особенно заметно повышение роли титана и калия. По содержанию MgO , Al_2O_3 , FeO наблюдается совпадение с данными по высокомагнезиальной группе включений из дунитов Кондера. В то же время включения в хромшпинелидах Инаглинского массива заметно обогащены титаном, калием и явно обеднены кальцием и натрием по сравнению с Кондерскими расплавами. По соотношению $CaO - Al_2O_3 - MgO$ включения в хромшпинелидах из дунитов Инагли тесно ассоциируют с ультраосновными кумулятами и с высокомагнезиальной группой расплавленных включений Кондера.

Моделирование по программе PLUTON [2] позволило получить данные о температурах формирования дунитов Инаглинского массива. Расчеты кристаллизации в интрузивной камере проводились на основе составов расплавленных включений с максимумом (31.2 мас. %) и минимумом (21.9 мас. %) MgO при давлениях 4 кбар и содержании воды 0.5 мас. %, по аналогии с результатами, полученными нами для подобных систем Кондерского массива. Было выяснено, что значительная часть оливинов Инаглинского массива кристаллизовалась в интервале температур от 1460 до 1300 °С, а затем в случае менее магнезиальных расплавов образование данного минерала продолжается до 1200 °С. Подобный температурный режим кристаллизации дунитов установлен нами с помощью расплавленных включений в хромшпинелидах и для Кондерского массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00180) и Проекта ОНЗ 2.1.

- [1] Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. – М.: Наука, 1994. – 176 с.
- [2] Лавренчук А.В. Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тезисы докладов Второй Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск, 2004. – С. 105–106.
- [3] Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. – М.: Наука, 1994. – 381 с.
- [4] Симонов В.А., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ковязин С.В. Физико-химические особенности расплавов, принимавших участие в формировании хромитовых руд Ключевского ультраосновного массива (Средний Урал) // Геология рудных месторождений. – 2009. – № 2. – С. 125–139.
- [5] Симонов В.А., Ковязин С.В. Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавленным включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы третьей международной конференции. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 2. – С. 193–195.
- [6] Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В. Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология. – 2009. – Т. 17, № 5. – С. 521–538.
- [7] Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы третьей международной конференции. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 2. – С. 195–198.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КАРБОНАТЫ В ДОЛЕРИТАХ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Е.В. Скляр , Ю.В. Карякин** , С.В. Канакин****

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

** Москва, Геологический институт РАН, yukar60@yandex.ru

*** Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, skan_61@mail.ru

Карбонаты являются одними из самых распространенных вторичных минералов в долеритах широкого возрастного диапазона. Они образуются при взаимодействии вулканитов с морской водой в процессе остывания лавы, при низкотемпературных гидротермальных процессах подводных и аэральных излияний, а также при наложении более поздних метаморфических или метасоматических процессов. Х.Т. Щаеф с соавторами [5] по результатам изучения базальтов различных крупных магматических провинций мира и данным экспериментов показали, что карбонаты варьирующегося состава легко образуются при взаимодействии углекислых вод с базитами. В абсолютном большинстве случаев карбонаты представлены кальцитом и Са-Fe карбонатами, вплоть до чистого сидерита. При этом они, как правило, не замещают магматические минералы, а отлагаются в миндалинах или по трещинам, не оставляя сомнений во вторичной, наложенной, природе. При изучении долеритов архипелага Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) мы обнаружили в них карбонаты, характер проявления которых свидетельствует в пользу первично-магматического происхождения, что мы и хотим продемонстрировать в данной работе.

Магматические комплексы ЗФИ являются частью крупного Баренцевоморского ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма, объем продуктов магматической деятельности которого сопоставим с объемом Сибирских траппов [1, 4]. По последним данным [2, 3] здесь выделяется два возрастных интервала магматизма – раннеюрский и позднеюрско-раннемеловой. Базиты второго возрастного интервала слагают верхние покровы, силлы и дайки и отвечают по химическому составу сильно дифференцированным базальтоидам [1–3]. Для них характерны повышенные содержания TiO_2 (2.5–3.8 %) и низкие концентрации MgO (3.5–5.0 %). Магматические минералы абсолютно типичны для долеритов: оливин, авгит, плагиоклаз, титаномагнетит, ильменит. В небольших количествах нередко присутствует стекло кислого состава, из аксессуарных минералов обычен апатит.

Карбонаты при петрографическом изучении были выявлены в 16 шлифах (и в базальтах, и в долеритах), для восьми из которых были проведены дополнительные исследования на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350 и электронно-зондовом микроанализаторе MAP-3, модернизированном в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ).

К явным признакам магматической кристаллизации карбонатов мы относим следующие:

1. Присутствие карбонатов в виде равновесных сростков с пироксеном и плагиоклазом в долеритах (рис. 1, А). Хотя силикаты и обнаруживают идиоморфизм по отношению к карбонату, что может свидетельствовать о более поздней кристаллизации последнего, характер их взаимоотношений явно исключает вторичную природу карбоната. Отметим три важных момента: 1) отсутствие реакционных взаимодействий между карбонатами и силикатами; 2) нередкое присутствие включений титаномагнетита, плагиоклаза и пироксена в карбонате; 3) мозаичная (структуры распада?) структура карбоната (рис. 1, В).

2. Присутствие выделений карбонатов округлой или сложной формы в центральных частях своеобразных глобул в базальтах, сложенных пироксеном и стеклом кислого состава, в меньшей степени плагиоклазом (рис. 1, С). Окаймляются такие глобулы цепочкой мелких выделений ильменита. Основной же матрикс базальта представлен лейстами плагиоклаза и более мелкими выделениями пироксена и ильменита, а также кислым стеклом в интерстициях. В карбонате отчетливо видны структуры распада (рис. 1, D), причем разные фазы очень незначительно различаются по составу (93 и 95 % сидерита).

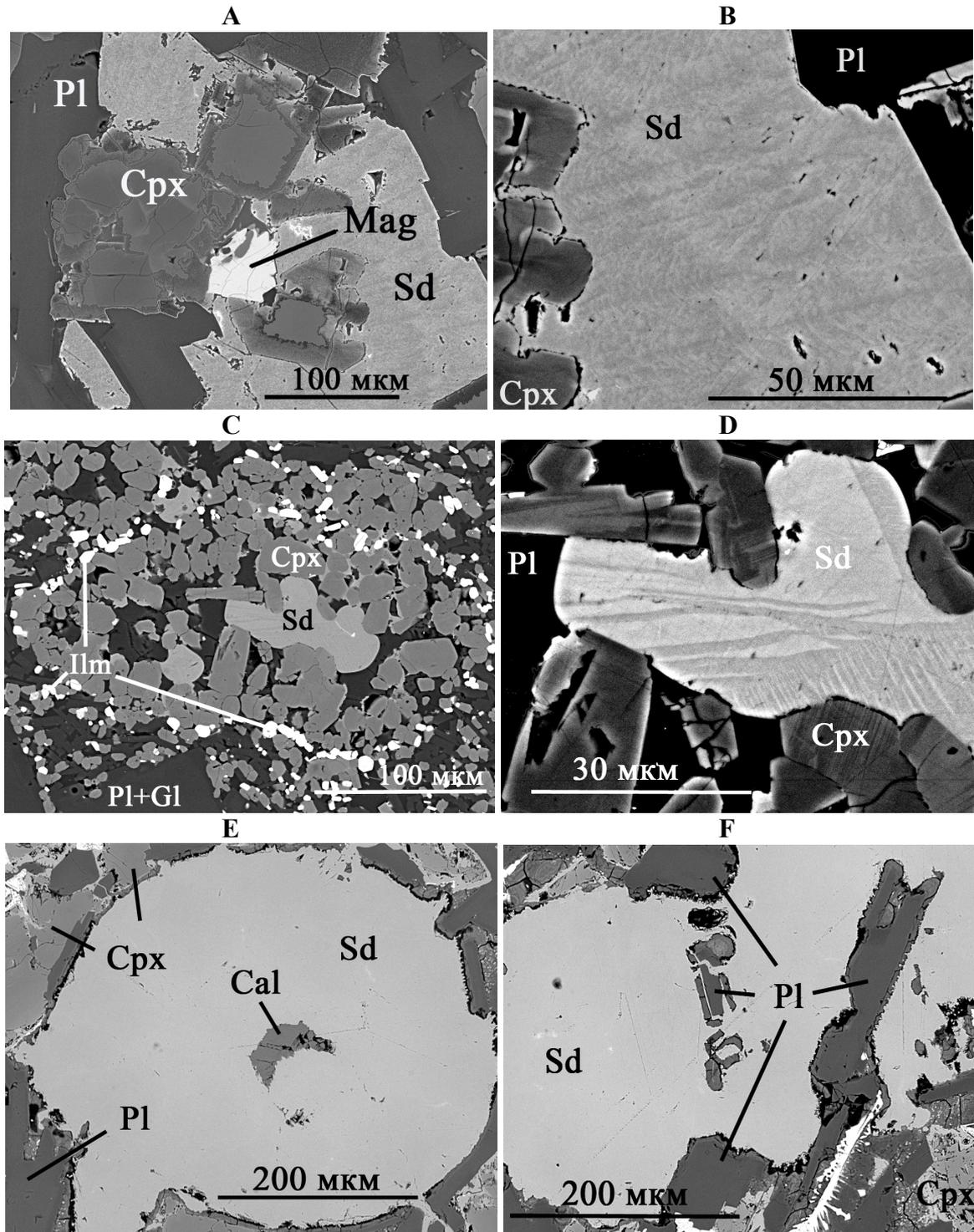


Рис. 1. Характер проявления сидерита в долеритах (A, B, E, F) и базальтах (C, D) о. Хейса (ЗФИ) (снимки в обратно-рассеянных электронах).

A – крупные зерна равновесного сидерита (Sd) в ассоциации с субкальциевым авгитом (Cpx), плагиоклазом (Pl) и титаномагнетитом (Mag); B – фрагмент рис. A, на котором видна неоднородная структура сидерита; C – сидерит в центральных частях глобул, окаймляемых цепочкой мелких зерен ильменита (Ilm) и сложенных авгитом, плагиоклазом и кислым стеклом (Gl); D – фрагмент рис. C, на котором видны структуры распада в карбонате; E – округлое выделение сидерита с кальцитом (Cal) в центре; F – крупное выделение неправильной формы с включениями кристаллов плагиоклаза. Образцы: A, B – K101-6, C, D – K145-2, E, F – K112.

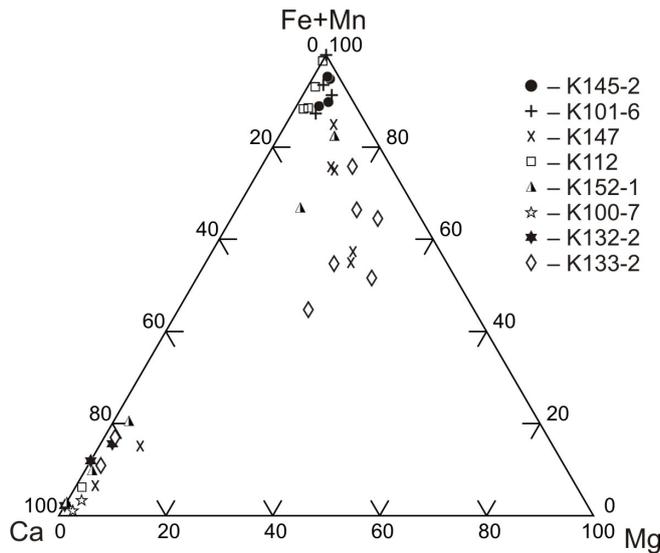


Рис. 2. Состав карбонатов из долеритов и базальтов ЗФИ.

магматической кристаллизации (см. выше), они представлены практически чистыми сидеритами (более 90 % сидеритового компонента, рис. 2). В округлых выделениях из двух проанализированных образцов карбонаты представлены кальцитом (K107, K132-2). В этом случае мы имеем дело, вероятно, с вторичными карбонатами. И еще в трех образцах наблюдается широкий спектр состава карбонатов – от высокожелезистых разностей до кальцита со всеми переходами (K133-2, K147, K152-2). Сосуществующие карбонаты имеют четкие и резкие границы между разными фазами. Хотя присутствие карбонатов разного состава характерно и при гидротермальных изменениях [5], состав типичных вторичных карбонатов существенно отличается от проанализированных нами. При гидротермальных процессах карбонаты образуют практически непрерывный ряд от кальцита до сидерита с относительно постоянной долей магнетитового компонента – 10–20 % [5]. В исследованных же базальтоидах карбонаты принадлежат ряду сидерит-брейнерит, где доля кальцитового компонента обычно не превышает 20 %. Эти карбонаты, по-видимому, также образуются в процессе кристаллизации карбонатитового расплава.

Изложенное выше позволяет предполагать карбонатитовую природу выделений сидерита в вулканитах основного состава. Характер проявления карбонатов в долеритах и базальтах свидетельствует в пользу присутствия карбонатитового расплава в диспергированном состоянии. Поскольку температура кристаллизации карбонатитов существенно ниже, чем долеритов, то по мере застывания базальтового расплава остаточные капли карбонатитового расплава приобретают описанную выше миндалекаменную или амебовидную форму. Не исключено, а точнее, даже очень вероятно, что карбонатиты присутствуют и в более крупных обособлениях, которые в полевых условиях традиционно диагностируются как прослои или фрагменты осадочных карбонатов в базальтовых разрезах.

Высокая степень дифференциации позднемезозойских базальтоидов ЗФИ предполагает существование промежуточных глубинных камер, в которых и осуществлялась дифференциация первичных расплавов. Можно полагать, что поступление в такие камеры порций карбонатитовой магмы спровоцировало излияние базальтоидных магм на поверхность, а порции карбонатитового расплава захватывались из камеры базальтовыми расплавами, поднимающимися к поверхности. Высокая скорость подъема магмы и последующая быстрая кристаллизация не способствовали «объединению» в относительно большие объемы диспергированного карбонатитового расплава.

3. Присутствие кристаллов плагиоклаза, реже пироксена в выделениях карбонатов округлой или более сложной формы. Хотя округлая (рис. 1, E) или амебовидная форма вполне соответствует миндалинам в базальтоидах, нередко заполненным вторичными минералами, магматические минералы среди бесспорно вторичных образований отсутствуют. В нашем же случае в карбонатных выделениях нередко присутствуют кристаллы плагиоклаза разного размера с палагонитовой каемкой (рис. 1, F), однако не всегда. В последнем случае интерпретация природы карбонатов становится неоднозначной.

Проанализированные карбонаты отличаются широкими вариациями состава (рис. 2) преимущественно кальцит-сидеритовой серии. Однако в некоторых случаях содержание магнетитового компонента может достигать 30 %. Когда карбонаты имеют явные признаки маг-

[1] Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Склярёв Е.В., Травин А.В., Штилов Э.В. Мезозойские

- магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли. – М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. – С. 257–263.
- [2] *Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В.* Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. – М.: ГЕОС, 2010. Т.1. – С. 293–301.
- [3] *Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Доклады АН. – 2009. – Т. 425, № 2. – С. 213–217.
- [4] *Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г.* Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // Доклады АН. – 2009. – Т. 426, № 3. – С. 369–372.
- [5] *Schaef H.T., McGrail B.P., Owen A.T.* Carbonate mineralization of volcanic province basalts // International Journal of Greenhouse Gas Control. – 2010. – V. 4. – P. 249–261.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА КЕМБРИЯ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Ю.К. Советов***, С. Йенсен***

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

**Новосибирский государственный университет

***Бадахос, Испания, Университет Эстремадуры, Soren@unex.es

Проблема нижней границы кембрия имеет биостратиграфический и геодинамический аспекты. Биостратиграфические критерии, исторически связанные с регионами, разделили принципы проведения нижней границы кембрия на две группы: 1) по основанию томмотского яруса [1, 2], 2) по основанию манькайского (немакит-далдынского) яруса [3, 4]. Второй принцип проведения нижней границы кембрия (границы между эдиакарием и кембрием) был принят Международной комиссией по стратиграфии и реализован в Международной стратиграфической шкале [5]. Недостаточность биологических критериев для включения немакит-далдынского яруса в нижнюю часть кембрия (и, следовательно, палеозоя) или самую верхнюю часть венда подробно рассмотрена Б.С. Соколовым [6]. Главным признаком отложений самого раннего кембрия выше границы с возрастом 542 ± 1.0 млн лет, кроме появления мелкораквиной фауны, стали следы жизнедеятельности организмов *Treptichnus pedum* (*Trichophycus pedum*) [7]. Датирование этой границы было сделано по цирконам из туфов в основании кесюсинской свиты Оленекского поднятия [8] и косвенно подтверждено определением возраста карбонатных отложений усть-юдомской свиты Юдомо-Майского прогиба [9]. Приведены биостратиграфические и геохимические доказательства отнесения к немакит-далдынскому ярусу на юго-западе Сибирской платформы подусольских терригенно-карбонатных отложений тэтэрской, собинской, катангской свит и островной свиты южной части Енисейского кряжа [10].

Один из авторов доклада пришел к убеждению, что важнейшая стратиграфическая граница между вендом и кембрием, с которой все исследователи связывают величайшую революцию в истории биосферы, должна быть отмечена резким изменением (скачком) в палеогеографии и палеоэкологии осадочных бассейнов [11]. Этот планетарный скачок в изменении природной среды, в свою очередь, должен быть обусловлен изменением геодинамики Земли, если нет явных признаков внезапного космического влияния. Резкая граница в разрезах отложений, переходных от докембрия (венда) к кембрию, давно установлена на Сибирской платформе по смене петрографических комплексов песчаников [12]. Маркирующий енисейско-присяянский горизонт кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, залегающих на мощном комплексе поздневендских моласс, соединяет относительно мощные грубокластические отложения свит (угловской, редколесной, усть-тагульской, нуртейской, шаманской) в передовых прогибах с маломощными кварцевыми песчаниковыми пачками и пакетами верхней части чорской и оскобинской свит центральных районов Сибирской платформы. Ранее специально подчеркивалось резкое сокращение мощности кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников «парфеновской пачки» иркутского горизонта, по профилю от Присяянья в Ангаро-Ленскую фациальную зону [13]. В настоящее время это название применяется к литологическим пачкам разного стратиграфического объема, компромиссное решение запутанной стратиграфической номенклатуры предлагалось в [12]. Парфеновская пачка в краевой юго-западной зоне осадочного бассейна перекрывается катангской (домашнинской, иркутской) свитой. На поднятиях парфеновская пачка, как и отложения верхней части нижележащей оскобинской свиты, срезаются предкатангским размывом [14].

Исследование поведения изотопов углерода в карбонатных отложениях, переходных от докембрия (венда) к кембрию, выявило отчетливую закономерность – появление на близких стратиграфических уровнях «предманькайской» отрицательной и «предтоммотской» положи-

тельной аномалий $\delta^{13}\text{C}$ в разных районах Сибирской платформы [15]. Закономерность дала возможность коррелировать стратоны, разрезы которых географически далеко отстоят друг от друга: старореченскую (Анабарское поднятие), оскобинскую (Ангара-Ленская зона) и усть-юдомскую свиты Юдомо-Майского района [15]. Вывод, сделанный Б.Г. Покровским о положении предманькайской отрицательной аномалии на обобщенном графике вариаций изотопов углерода в переходных отложениях от докембрия к кембрию [16], был подтвержден построением полной синтетической кривой вариаций изотопов углерода для венда юго-запада Сибирской платформы [17].

Детальное седиментологическое изучение отложений, переходных от докембрия (венда) к кембрию, на юго-западной периферии Сибирской платформы выявило несколько закономерностей: во-первых, устойчивый переход от континентальных обстановок осадконакопления к мелководно-морским, во-вторых, седиментологическое обособление верхнего аллювиального комплекса (усть-тагульская свита и ее аналоги) и его тесную связь с вышележащим прибрежно-морским подсолённым терригенно-карбонатным комплексом [11]. Одна из наиболее резких стратиграфических границ находится в основании аллювиального комплекса, подчеркнута размывом, конгломератами, сменой областей сноса, плана прогибания кратона, взаимосвязанной трансгрессией моря и формированием осадочного бассейна в режиме растяжения. В терригенных и карбонатных отложениях начала трансгрессии обнаружены многочисленные следы жизнедеятельности донной биоты, которая считается маркирующей для нижней границы раннего кембрия международного стандарта этого подразделения [5].

Переход от аллювиального комплекса (90 м) к дельтовому (10 м), прибрежному терригенному (2.5 м) и прибрежному терригенно-карбонатному (4.5 м) детально изучен в разрезе усть-тагульской свиты в правом борту р. Бирюса против пос. Соляная и в правом борту р. Тагул против о. Катальчиков. После образования валунных конгломератов и грубозернистых косослойчатых песчаников крупных речных русел [1] сформировалась наземная дельта с разветвленными мелкими рукавами, небольшими прирусловыми валами и обширным пространством дельтовой поймы. Быстрый подъем базиса эрозии начала трансгрессии предопределил короткий по времени переход к прибрежному песчано-алевролитовому комплексу, отмеченному волновой слоистостью, глиптоморфозами по галиту и ихнофоссилиями. Первые *trace-fossils* появились в прибрежном терригенном комплексе, наиболее обильные следы жизнедеятельности обнаружены в двух нижних сближенных пластах, формирующих терригенно-карбонатный комплекс и маркирующих базальную часть верхнеустьтагульской подсвиты. Совершенно аналогичный переход от аллювиальных к терригенно-карбонатным прибрежно-морским отложениям изучался в верхней части шаманской свиты и низах шанхарской свиты в разрезах на реках Ия, Урик и Иркут. Резкая нижняя граница терригенно-карбонатного комплекса установлена на Енисейском кряже в основании островной свиты и верхней подсвиты угловской свиты. На громадном протяжении вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы терригенно-карбонатный комплекс сложен двумя типами отложений – относительно чистыми доломитами и пакетами тонкого чередования мелкозернистых песчаников и глинистых доломитов. Следы жизнедеятельности выполнены песчаником, особенно обильны на границе литологически разных слоев и представлены *Treptichnus pedum*. Есть также не очень ясные биллопастные следы, сравнимые с *Didymaulichnus tirasensis* или, возможно, с *Didymaulichnus miettensis*. Весь комплекс определимых ихнофоссилий сравним с комплексом из дотрилобитовых слоев кембрия Восточно-Европейской платформы, кесюсинской свиты Оленекского поднятия, или из отложений, переходных к самому позднему эдиакарию.

Биостратиграфическая граница начала раннекембрийской трансгрессии может быть проведена по первому появлению *trace-fossils Treptichnus pedum* в кластических, карбонатных и смешанных отложениях шаманской, шанхарской (иркутской) усть-тагульской свит. Эта граница, в зависимости от местных экологических обстановок, по-видимому, скользит по возрасту. Седиментологически эта трансгрессивная граница находится в основании катангской свиты и ее аналогов в центральных районах и на северо-востоке Сибирской платформы. Начало региональной тектонической перестройки, предшествовавшей катангской трансгрессии, и формирование после перестройки кембрийского соленосного осадочного бассейна отражены грубокластическими аллювиальными отложениями енисейско-присяянского горизонта [11, 12]. Ассоциация отложений от резкого падения уровня моря в начале немакит-далдынского века до наи-

более широкой трансгрессии в собинское время образует сиквенс 2-го порядка длительностью около 10–12 млн лет. Начало этого сиквенса можно считать седиментологической, геодинамически обусловленной и регионально выдержанной нижней границей кембрия.

Исследование поддержано грантом РФФИ (проект № 08-05-00959), Интеграционной программой СО РАН – ОНЗ «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] Розанов А.Ю. Граница докембрия и кембрия // Границы геологических систем. – М.: Наука, 1976. – С. 31–53.
- [2] Решения четвертого межведомственного стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. – 64 с.
- [3] Савицкий В.Е. Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт // Аналоги вендского комплекса в Сибири: Материалы совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы. – М.: Наука, 1975. – С. 43–61.
- [4] Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. – М.: Наука, 1989. – 237 с.
- [5] Gradstein F.M., Ogg G., Smith A.G. A new geological time scale. – Cambridge: Cambridge University Press, 2004. – 387 p.
- [6] Соколов Б.С. Очерки становления венда. – М.: Scientific Press. Ltd., 1997. – 153 с.
- [7] Narbonne G.M., Landing E., Anderson M.M. A candidate stratotype for the Precambrian-Cambrian boundary, Fortune Head, Burine Peninsula Southern Newfoundland // Can. Journ. Earth Sci. – 1987. – V. 24, № 7. – P. 1277–1293.
- [8] Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. – 1993. – V. 261. – P. 1293–1298.
- [9] Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Рb-Рb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Доклады АН. – 2003. – Т. 393, № 1. – С. 83–87.
- [10] Хоментовский В.В., Файзулин М.Ш., Карлова Г.А. Немакит-далдынский ярус венда юго-запада Сибирской платформы // Доклады АН. – 1998. – Т. 362, № 6. – С. 813–815.
- [11] 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 / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. – Geological Society of America Special Paper 423. – 2007. – P. 549–578.
- [12] Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1977. – 294 с.
- [13] Жарков М.А., Советов Ю.К. Иркутский горизонт, его объем и стратиграфическое положение // Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. – М.: Наука, 1969. – С. 34–56.
- [14] Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – 146 с.
- [15] Покровский Б.Г. Граница протерозоя и палеозоя: изотопные аномалии в разрезах Сибирской платформы и глобальные изменения природной среды // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – № 4. – С. 376–392.
- [16] Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implication for tectonics and palaeoclimate // Earth Planet. Sci. Lett. – 1993. – V. 120. – P. 409–430.
- [17] Sovetov J.K. Late Neoproterozoic (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya Formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan range, South-Western Siberian craton. – 2011 (in press).

ВЕНДСКАЯ БИОТА МНОГОКЛЕТОЧНЫХ МЯГКОТЕЛЫХ ЖИВОТНЫХ В ПРИСАЯНЬЕ: СВЯЗЬ С ОБСТАНОВКАМИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКОЙ

*Ю.К. Советов**, *Л.В. Соловецкая**, *Д.В. Кречетов***

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

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Первые находки остатков многоклеточных мягкотелых животных в Присяянье были сделаны в 2001 г. в результате целенаправленных поисков в морских отложениях, залегающих над горизонтом тиллитов в основании оселковой серии [1]. Описание этой биоты показало морфологическое разнообразие остатков и несхожесть с позднеэдиакарскими биотами Белого моря (Россия), Ньюфаундленда (Северная Америка), Намибии (Юго-Западная Африка) и Австралии [2]. Попытка сравнить остатки с широко известными родами и видами животных эдиакария показала уникальность новых находок [3]. Слабая изученность вмещающих отложений затрудняла точную стратиграфическую привязку остатков. В связи с подготовкой к международной стратиграфической экскурсии в Присяянье в 2011 г. авторы провели специальные седиментологические исследования марнинской свиты венда и идентифицировали слои с остатками в большеайсинской пачке. В докладе обсуждается морфологическая классификация остатков мягкотелых животных, собранных в Присяянье, время появления биоты и связь со средой осадконакопления.

Остатки мягкотелых животных найдены в кластических отложениях большеайсинской пачки марнинской свиты. Эта пачка трансгрессивных морских терригенных отложений была выделена после детальной корреляции разрезов оселковой серии в бассейне р. Уда [2]. Большеайсинская пачка фациально и по мощности изменяется от р. Челота и горы Богатырь на северо-востоке к Гладкому Мысу на юго-запад, мощность увеличивается на юго-запад, в сторону окраинного моря – от десятков до первых сотен метров, и в терригенную ассоциацию литофаций вклиниваются небольшие слои известняков. Стратиграфическая позиция большеайсинской пачки сохраняется неизменной. Штормовые отложения (темпеститы) нижней части этой пачки залегают либо на прибрежных баровых песчаниках огнитской пачки либо несогласно на флювиальных песчаниках плитинской пачки. Верхняя граница всегда размывная и связана с резкой проградацией аллювиальных отложений вышележащей нижеудинской пачки. Эрозионный рельеф в основании последней местами имеет амплитуду до 4 м. В верхней трети большеайсинской пачки темпеститы сменяются ассоциацией течениевых отложений, выполняющих небольшие по мощности (дециметры и первые метры) подводные каналы, врезанных в тонкослойчатые алевролит-песчаниковые отложения шельфа. Именно с этой сменой режима седиментации и фациальной зональности в бассейне связано появление биоты мягкотелых животных. Почти все остатки найдены в мелкокослойчатых песчаниках подводных каналов.

На первом этапе подавляющая часть коллекции была собрана в осыпях отложений большеайсинской пачки у подножия высоких обрывов. В полевой период 2010 г. значительная часть коллекции была добыта из коренных выходов песчаников в верхней части большеайсинской пачки в урочище Плиты. Коллекция остатков мягкотелых животных включает десятки экземпляров морфологических видов. Все остатки представляют собой либо слепки объемных тел животных, либо отпечатки тел на нижней и верхней поверхности слоев. Наиболее общее условие захоронения – объемные трехмерные формы внутри осадка. Более редки находки отпечатков округлых очень плоских и поэтому «прозрачных» тел *Meduzoides* на поверхности наложения [3].

Проведена предварительная классификация слепков мягкотелых животных. По морфологическим признакам и особенностям захоронения выделяются три группы остатков: свободно плававшие формы – планктон, прикрепленный бентос и подвижный бентос. Планктонные фор-

мы представлены скоплениями на поверхности наложения идеально круглых очень тонких тел («блинчиков») диаметром 5–20 мм, их морфологические признаки с элементами строения были приведены раньше [2, 3].

Формы, названные *Sayanites udae*, отнесены к прикрепленному бентосу, в их морфоструктуре различаются три части: 1) амфороподобное, грушевидное или кубковидное тело, сужающееся книзу и кверху, длиной до 3 см и наибольшей шириной 1.5 см, 2) членистый стебель длиной 2.5 см и толщиной 0.3 см, 3) корнеподобное основание в виде коротких выростов или неотчетливого диска шириной до 1 см. Тело имеет поперечную к оси морфоструктуру в виде выступающих поясков шириной 3–2 мм и тонкую поперечную и продольную штриховку (частота 0.3 мм), показывающую, по-видимому, клеточное строение внешней оболочки. Тело в апикальной части заканчивается овальной поверхностью с 1–2 отверстиями (ямками) диаметром 1 мм – предположительно ротовым и анусом (?). От апикальной части вдоль видимой части тела книзу проходит тонкая бороздка – признак билатеральной симметрии. В нижней части тело сужается и переходит в стебель по резкой границе. Стебель прямолинейный или слегка изогнутый, состоит из двух рядов сегментов, ориентированных к его оси косо. Аппарат прикрепления сохранился не отчетливо в виде небольшого диска и отростков.

Генезис этих животных гипотетичен. Сравнение с известными родами классического позднеэдиакарского сообщества показало, что *Sayanites* не встречается в позднем эдиакарии. Морфологически *Sayanites* сходен с классом SPONGIA (губки) и классом BLASTOIDEA (морские бутоны). Прямое сопоставление невозможно из-за отсутствия скелета. От губок *Sayanites* отличается отсутствием видимых пор и ясно выраженной полости. От палеозойских иглокожих *Sayanites* отличается невыраженными признаками амбулакральной системы и отсутствием видимой пятилучевой симметрии. Вместе с тем с типом иглокожих *Sayanites* объединяет два ясных признака: наличие ротового отверстия, ясной дифференциации тела (чашечки) и стебля, зачатки радиальных каналов. Кроме этих дополнительных элементов, которые предположительно отнесены к ротовому отверстию и анусу (?), имеют место отпечатки пластичных ручек (брахиолей), направленных от периферии к центру «бутона». Авторы осознают сложность генетической интерпретации мягкотелых животных и сравнения их со скелетными иглокожими, учитывая неполноту генетико-морфологических критериев и опыт такого сравнения специалистами по палеозойским иглокожим и эдиакарским Metazoa [4]. По характеру ориктоценоза, *Sayanites* жил в подводных каналах и подвижная среда для него была естественной.

Форма, названная *Bogatyria*, представленная двумя короткими фрагментами, отличается грубой сегментацией, поперечной к оси симметрии, и предположительно отнесена к типу PETALONAMAE [2].

К подвижному бентосу отнесены формы *Marninia*, *Plitia* и *Udia*. *Marninia* – билатеральный, предположительно, донный организм (30 мм), сходный с *Dickinsonia* [3], но отличается заостренным «хвостиком» и более грубой сегментацией. *Udia* представлена четырьмя экземплярами, в ее объемных слепках различаются передний и задний края и фланги, обрамленные узорчатой каймой, что придает ей некоторое сходство с *Kimberella*. *Udia* – отчетливо билатерально-симметричный плосковыпуклый организм (10–30 мм) с тончайшей штриховкой, захоронен на плоскости слоя без следов перемещения.

Plitia, наиболее обильная по количеству экземпляров, подразделяется на формальные виды *Plitia sp.1*, *Plitia sp.2* и *Plitia sp.3* и отличается тем, что имеет внешнюю оболочку, сложенную черным органическим и глинисто-слюдистым веществом. Отпечатки всегда объемные, от 5 до 20 мм в поперечнике, и имеют вид закрытых или разделенных скорлупок ореха. Поперечное сечение овальное или овально-треугольное. *Plitia sp.1*, *Plitia sp.2* – билатеральные организмы с очень тонкой штриховкой, отличаются друг от друга, соответственно, удлиненной и округлой формами. *Plitia sp.3* характеризуется неясной билатеральной симметрией. Мягкие оболочки *Plitia* были захоронены течением и часто несут дополнительные морщинки постмортиального сдавливания в осадке. Преобладающая одинаковая ориентировка выпуклой стороны форм вверх относительно плоскости наложения показывает прижизненность захоронения.

Кроме названных форм, в ориктоценозах подводных каналов найдены многочисленные проблематичные формы с асимметричной морфоструктурой, требующей специальной таксономической идентификации. Три важных вывода следуют из морфологического анализа некоторых представителей марнинской биоты: 1) мягкотелые животные связаны с региональной по-

стгляциальной трансгрессией моря, 2) появление биоты стратиграфически приурочено к верхней трети разрезов большеайсинской пачки марнинской свиты, 3) систематический состав принципиально отличается от позднеэдиакарских биот, которые были предметом изучения по Проекту 493 МПГК [5] и рассматривались на специальном симпозиуме HRF-07 МГК 2008 г. в Норвегии.

Стратиграфическое положение биоты Metazoa в марнинской свите подчеркивается двумя главными фактами: 1) биота отделена от гляциофлювиальных отложений последней (плитнинской) стадии ранневендского оледенения Марино двумя пачками отложений суммарной мощностью около 60 м: озеркинской – покровных доломитов и огнитской – базальных кварцитов начала большеайсинской трансгрессии [2], 2) граница венда и кембрия (основание устьтагульской свиты) находится примерно на 2000–2500 м выше по разрезу от зафиксированного появления большеайсинской биоты. Велика вероятность, что оселковая серия соответствует всему стратиграфическому объему венда, и, следовательно, раннеэдиакарская марнинская биота – одна из наиболее древних из известных венд-эдиакарских биот с остатками Metazoa. Несходство с позднеэдиакарскими биотами скорее всего объяснимо появлением марнинской биоты на ранней стадии формирования вендского осадочного бассейна, отделенной от стадии собственно форландового бассейна и эволюционного расцвета мягкотелых Metazoa несколькими десятками миллионов лет (~50–60 млн лет). Не исключено также влияние палеогеографической позиции отложений, образовавшихся в обстановках шельфа полуизолированного окраинного моря.

Палеогеографическое положение биоты также вполне определенное. Это зона бассейна с терригенным осадконакоплением, прилегающая к источнику кластического материала, который находился в центральных районах Сибирского кратона. В зонах влияния сильных штормов остатки фауны пока не обнаружены. Ассоциация отложений в подводных каналах предшествует проградации нижеудинской речной системы и, вероятно, представляет генетически связанную с ней дельтовую платформу. По-видимому, в позднебольшеайсинское время изменился также общий режим седиментации от штормового к приливному. Главная причина заселения животными прибрежной зоны моря очевидна – близость источника пищи, приносимой речными потоками с низкой суши.

Геодинамическая подоплека появления вендско-эдиакарских биот многоклеточных животных восстанавливается анализом эволюции осадочного бассейна. После ранневендской эпохи низкого уровня моря, трехстадийного континентального оледенения, с интра- и постгляциальными морями–озерами в эрозионных котловинах, юго-западная континентальная окраина Сибирского кратона начала затапливаться морем. Кроме Присяянья, региональная трансгрессия оставила след в осадках подъемской и чистяковской свит (Енисейский кряж), улунтуйской свиты (Прибайкалье), баракунской и валюхтинской свит (Патомское нагорье). Реорганизация литосферных плит в раннем эдиакарии и Б-субдукция под Сибирский кратон создали растягивающие напряжения с образованием спрединговых центров и окраинных морей. Раннеэдиакарская трансгрессия, судя по осадочному профилю, была связана с образованием или реактивацией окраинных морей. Во второй половине позднего венда преобладала А-субдукция, что привело к аккреции и столкновению террейнов с Сибирским кратоном и формированию обширного периферического форландового бассейна.

Исследование поддержано грантом РФФИ (проект № 08-05-00959), Интеграционной программой СО РАН – ОНЗ «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] Советов Ю.К. Вендское оледенение Сибирского кратона // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. – С. 122–124.
- [2] Советов Ю.К., Коллев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 3–34.
- [3] Советов Ю.К. Новое местонахождение бесскелетных Metazoa вендско-эдиакарского типа на юго-западе Сибирской платформы: Оселковая серия, Бирюсинское Присяянье // Рассвет и закат вендской (эдиакарской) биоты. Происхождение современной биосферы: Труды Международной конференции по проекту 493 МПГК. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 33–37.

- [4] Рожнов С.В., Иванцов А.Ю. Проблемы идентификации вендских иглокожих // Рассвет и закат вендской (эдиакарской) биоты. Происхождение современной биосферы: Труды Международной конференции по проекту 493 МПГК. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 25–27.
- [5] *Рассвет и закат вендской (эдиакарской) биоты.* Происхождение современной биосферы: Труды Международной конференции по проекту 493 МПГК. – М.: ГЕОС, 2007. – 85 с.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНО-КАЛГУТИНСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ АЛТАЙ)

*Е.Н. Соколова**, *И.Ю. Анникова***, *С.З. Смирнов***,
*Е.И. Астрелина**, *А.Г. Владимиров***

*Новосибирск, Новосибирский государственный университет, e.post@ngs.ru

**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ira99@uiggm.nsc.ru

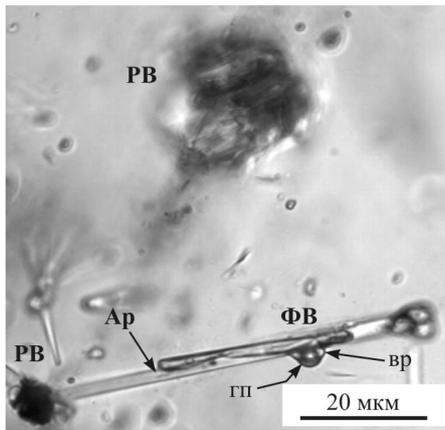
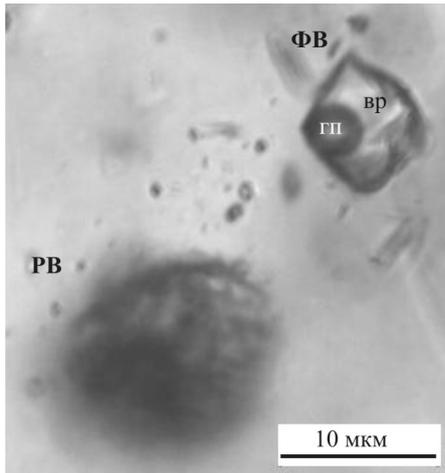
В настоящей работе предпринята попытка расшифровки генезиса уникальных высокофосфористых редкометалльных пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса на основе новых данных по минералогии, флюидному режиму и термометрии расплавных включений. Результаты проведенных ранее геохимических, петрологических и термобарогеохимических исследований изложены в работах [1, 2, 3, 5]. Восточно-Калгутинский онгонит-эльвановый дайковый пояс в Южном Алтае пространственно и генетически связан с Калгутинским редкометалльно-гранитным массивом и крупным W-Мо месторождением. В пределах дайкового пояса выделяются три основные петрографические разновидности пород: крупновкрапленниковые мусковитовые гранит-порфиры, микрогранит-порфиры и фельзит-порфиры, по своим петрогеохимическим особенностям классифицированные как онгониты ($Na > K$) и эльваны ($K > Na$). В отличие от онгонитов других регионов мира, они являются апатитсодержащими и высокофосфористыми (максимальные концентрации P_2O_5 в ультраредкометалльных (УРМ) разновидностях онгонитов – «калгутитах» – достигают 0.96 мас. %). Уровни концентраций Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb в УРМ разновидностях пород дайкового пояса в десятки раз превышают таковые во вмещающих гранитах и соответствуют уровням концентрации этих элементов в промышленных редкометалльных пегматитах [4].

Определение флюидного режима и РТ-параметров кристаллизации вкрапленников эльванов и онгонитов проводилось на основе исследования сингенетичных расплавных (РВ) и флюидных включений (ФВ) в кварце (рисунок). РВ содержат раскристаллизованный агрегат, что свидетельствует о формировании вкрапленников кварца в магматической камере в условиях длительного остывания. Иногда среди кристаллов дочерних минералов заметно флюидное обособление. Однако многие включения окружены радиальными залеченными трещинами, содержащими флюидные включения. Эти признаки свидетельствуют о том, что кварц кристаллизовался при высоком флюидном давлении на глубине, а растрескивание произошло в результате подъема вкрапленников на более высокие горизонты.

Для определения температур гомогенизации отбирались включения, не окруженные радиальными трещинами. Чтобы избежать растрескивания в процессе прогрева, эксперименты по гомогенизации РВ проводились в автоклаве с внешним сдерживающим давлением воды 1.0–2.5 кбар. Гомогенизация РВ в кварце из различных даек происходит в диапазоне 635–695 °С. Однако, учитывая данные по термическому расширению и сжатию кварца под давлением, следует принять во внимание, что эти температуры на 25–35 °С выше, чем температуры захвата. Таким образом, кварц онгонитов и эльванов кристаллизовался при температурах 600–670 °С. Следует заметить, что наиболее низкие температуры кристаллизации отмечаются для кварца из дайки УРМ онгонитов центральной части дайкового пояса.

Составы закаленных стекол расплавных включений близки к валовым составам пород даек. Их отличает несколько пониженное содержание P_2O_5 . В то же время наличие во включениях апатита, монацита и недиагностированного фторфосфата алюминия позволяет заключить, что при кристаллизации кварца расплавы были обогащены фосфором.

Вкрапленники кварца онгонитов и эльванов содержат обильные флюидные, в большинстве своем вторичные включения. В качестве первичных синмагматических рассматривались ФВ, находящиеся в одних группах с РВ (рисунок, а) или комбинированные с включениями кристаллических фаз (рисунок, б). ФВ содержат водно-солевой раствор и газовый пузырек. В



а – сингенетичные расплавленное и флюидное включения; **б** – флюидное включение, комбинированное с кристаллом магматического апатита (Ап) и сингенетичное с расплавленными включениями. гп – газовая фаза, вр – водный раствор.

кварце нескольких даек обнаружены включения, содержащие водно-солевой раствор и жидкую уголекислоту. Включения гомогенизируются в жидкую фазу при 130–200 °С. Температура эвтектики для большей части включений лежит в интервале от –24 °С до –19 °С. Это позволяет нам рассматривать раствор включений в рамках системы NaCl–H₂O. Концентрация солей во включениях составляет 4–8 мас. % NaCl экв.

Полученные результаты позволяют заключить, что вкрапленники кварца онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского дайкового пояса кристаллизовались из водонасыщенной гранитной магмы при температурах 600–670 °С и давлении 4–6 кбар, что подтверждается новыми данными по минералогии пород. Например, наличие магматического мусковита с повышенными содержаниями F (до 1–2 мас. %) в виде порфировых вкрапленников указывает на то, что минимальные давления его образования, с учетом содержания F в породах даек, были не ниже 3 кбар. Совместное нахождение кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата (КПШ) свидетельствует о кристаллизации при температурах ниже 700 °С. Учитывая различия в содержаниях Na в КПШ и Ti в мусковитах, можно заключить, что вкрапленники эльванов кристаллизовались при более высоких температурах, чем вкрапленники онгонитов.

Повышение содержания Rb в КПШ и мусковите в ряду эльваны → онгониты → УРМ онгониты указывает, что УРМ породы образовались из более дифференцированного расплава, чем породы с более низким уровнем редкометалльности. Исследования поведения фосфора в процессе кристаллизации даек позволили установить, что, кроме главного минерала-концентратора – апатита, фосфор входит в состав полевых шпатов, при этом содержание P₂O₅ в полевых шпатах обнаруживает положительную корреляцию с содержанием Rb и величиной Rb/Sr-отношения в породе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00913) и РАН-СО РАН (ОНЗ-10.3).

- [1] Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. U-Pb, ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 1. – С. 90–108.
- [2] Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая: вклад в проблему происхождения расплавов, аномально обогащенных редкими щелочами и фосфором // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 7. – С. 901–916.
- [3] Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Бабкин Д.И., Никифоров А.Ю., Котегов В.И. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. – Томск: STT, 2008. – 226 с.
- [4] Солодов Н.А., Бурков В.В., Овчинников Л.Н. Геологический справочник по легким литофильным элементам. – М.: Недра, 1986. – 287 с.
- [5] Титов А.В., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Поспелова Л.Н. Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитном дайковом поясе Калгутинского редкометалльно-гранитного массива (Горный Алтай) // Геохимия. – 2001. – № 6. – С. 677–682.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ – ГИПОТЕЗЫ И ФАКТЫ

Л.В. Соловьева, Т.А. Ясныгина

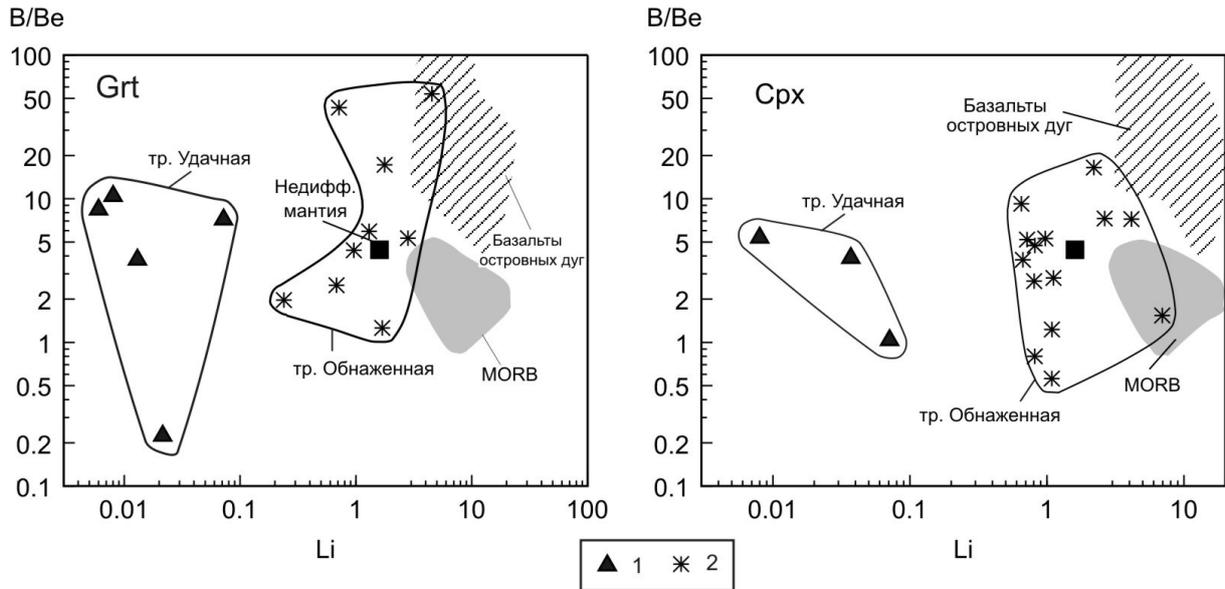
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, solv777@crust.irk.ru

Происхождение мантийной литосферы древних кратонов является одной из актуальных проблем современной петрологии и предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет. В настоящее время доминируют две гипотезы, рассматривающие первичный генезис вещества субконтинентальной литосферы, включающей ультраосновную (перидотиты) и основную (эклогиты) составляющие. Главным материалом и объектом исследований являются глубинные ксенолиты в кимберлитах разного возраста, развитые на древних кратонах.

Гипотеза реститового генезиса первичного вещества мантийной литосферы доминирует со времен ранних работ А. Рингвуда и Ф. Бойда с соавторами (60–70-е годы) и рассматривает ультраосновное вещество мантийной литосферы как рестит, остаток от объемного парциального плавления верхней мантии при образовании ультраосновных магм коматиитового типа. У. Гриффин и С. Рейли [1] предполагают, что плавление происходило на глубине ~100–150 км (3–5 ГПа) и механизм подъема легкого рестита был гравитационным. Гипотеза реститового происхождения сталкивается с двумя главными трудностями: 1) обогащением литосферной мантии кратонов ортопироксеном, что не соответствует данным по экспериментальному плавлению ультраосновного вещества (отсутствие океанического магматического тренда) [2, 3] и 2) присутствием в древней литосфере кратонов базитового вещества (эклогитов). Первое противоречие в этих моделях разрешается введением древнего метасоматизма литосферного протолита силикатными расплавами или флюидами, ответственными за привнос кремнезема и литофильных элементов [1, 4]. Присутствие эклогитов в мантийной литосфере кратонов рассматривается как кристаллизация и дифференциация базитовых расплавов на структурных границах, в частности под подошвой литосферной плиты. Аномалии в распределении стабильных изотопов С и О в мантийных эклогитах приписываются влиянию окислительно-восстановительных процессов [1].

Модель поддвигания, подталкивания субдуцируемых океанических слэбов под древнюю континентальную кору (subduction stacking model) наиболее логично обоснована Г. Гельмштедтом и Дж. Герни [5]. Эта модель хорошо согласуется с присутствием в субконтинентальной мантии эклогитов как высокобарных петрохимических эквивалентов океанической коре, а также с геохимическими свидетельствами их контакта с морской водой [6]. Кроме того, в модели предусмотрено раннее существование древней коры, что хорошо объясняет возникновение в верхней мантии источника вещества MORB. Вместе с тем, она сталкивается с отсутствием магматического тренда в веществе мантийной литосферы кратонов и геохимических свидетельств реакции ультраосновного вещества с морской водой [1].

В настоящем исследовании мы предлагаем альтернативную гипотезу происхождения протолита литосферной мантии древних кратонов как легкой флотационной корки высокомагнезиальных оливин-ортопироксеновых кумулатов в первичном магматическом океане на поверхности планеты [7]. Существование древнего магматического океана рассматривается в целом ряде исследований на основании петрологических, геофизических и экспериментальных данных [8–10]. Гипотеза флотационного происхождения первичного вещества древней литосферы кратонов наиболее адекватно объясняет ее обогащение ортопироксеном и отсутствие магматического реститового тренда. Прямая корреляция между Al_2O_3/CaO в валовом составе и магнезиальностью оливина в ксенолитах перидотитов из кимберлитов объясняется стремлением более легкого Al-ортопироксена объединиться с легким Mg-оливином при флотации. Петрографические особенности лерцолитов и гарцбургитов из глубинных ксенолитов свидетельствуют о первичном кумулативном генезисе мегакристаллов ортопироксена эксклюзионного типа. Такие геохимические факты, что наиболее обогащенные несовместимыми редкими



Соотношения V/Be – Li в гранатах и клинопироксенах из низкотемпературных зернистых гранатовых перидотитов из кимберлитовых трубок Сибирской платформы. 1 – трубка Удачная, Далдынское кимберлитовое поле; 2 – трубка Обнаженная, Куойкское кимберлитовое поле. Для сопоставления показаны состав недифференцированной мантии (черный квадрат [14]), поля составов базальтов островных дуг и MORB по [15–17].

элементами гранат и клинопироксен отсутствуют в породах с мегакристаллами ортопироксена или в породах, обогащенных этим минералом, также свидетельствуют в пользу первичного, нематасоматического, генезиса ортопироксена в породах литосферной мантии. Данные по изотопии кислорода в низкотемпературных зернистых перидотитах из верхнедевонских кимберлитов Якутии указывают на отсутствие в них субдукционной компоненты. Приведенные на графике (рисунок) соотношения между V/Be и Li в минералах из гранатовых перидотитов из трубки Удачная подтверждают этот вывод. V/Be повышается в мантийном клине, переработанном H₂O-содержащим флюидом из зоны субдукции, и понижается в океанической коре после дегидратации [11]. В минералах из гранатовых перидотитов из трубки Удачная значения V/Be не показывают влияния слэбового материала, они в основном соответствуют значениям в океанических базальтах либо превышают их. Напротив, повышенные величины V/Be в гранате и клинопироксене из перидотитов и пироксенитов из трубки Обнаженная указывают на влияние субдукционных процессов на более молодую литосферную мантию Оленекского блока [12]. Предложенная гипотеза требует логичного объяснения присутствия в субконтинентальной литосфере эклогитов, а также применения разумного механизма объединения легких скоплений оливин-ортопироксеновых кумулатов. Предлагается механизм, рассмотренный в 1982 г. Де Витом [13] для океанических плит. В варианте нашей гипотезы – это подтаскивание и собирание флотационных мелких плит с базитовым покрытием под более крупную плиту. Этот механизм используется в модели «стогования» океанических плит Г. Гельмштедтом и Дж. Герни [5]. Предложенная модель предполагает, что ранняя кора была базитовой и затем испытала мощную гранитизацию под влиянием CO₂-флюидов, поднимающихся из кристаллизующегося магматического слоя, что объясняет происхождение источника MORB. Эклогиты, встречающиеся в литосфере кратонов на разных уровнях, представляют собой линзы, будины бывшей базитовой покрывки на поверхности оливин-ортопироксеновых пластин.

Работа поддержана грантом РФФИ № 10-05-00589.

- [1] Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Cratonic lithospheric mantle: Is anything subducted? // Episodes. – 2007. – V. 30. – P. 43–53.
 [2] Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth Planet Sci. Lett. – 1989. – V. 96. – P. 15–26.

- [3] *Herzberg C.* Geodynamic information in peridotite petrology // *J. Petrol.* – 2004. – DOI: 10.1093/petrology/egh039.
- [4] *Keleman P.B., Hart S.R., Bernstein S.* Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1998. – V. 164. – P. 387–406.
- [5] *Helmstedt H.H., Gurney J.J.* Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // *J. Geochem. Explor.* – 1995. – V. 53. – P. 125–144.
- [6] *Jacob D.E.* Nature and origin of eclogite xenoliths in kimberlites // *Lithos.* – 2004. – V. 77. – P. 295–316.
- [7] *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брандт С.Б.* Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. – Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1994. – 256 с.
- [8] *Nisbet E.G., Walker D.* Komatiites and the structure of the Archean mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1982. – V. 60. – P. 105–116.
- [9] *Anderson D.L.* Isotopic evolution of the mantle: a model // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1982. – V. 57. – P. 13–24.
- [10] *Ohtani E., Kawabe I., Moriyama J., Nagata Y.* Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1989. – V. 103. – P. 263–269.
- [11] *Brenan J.M., Ryerson F.J., Shaw H.F.* The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium, and lithium during subduction: Experiments and models // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1998. – V. 62. – P. 3337–3347.
- [12] *Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Ясныгина Т.А.* Изотопно-геохимические свидетельства субдукционной обстановки при формировании вещества мантийной литосферы на северо-востоке Сибирского кратона // *Доклады АН.* – 2010. – Т. 432. – С. 676–680 (*Doklady Earth Sciences.* – 2010. – V. 432. – P. 799–803).
- [13] *De Wit M.J.* Gliding tectonics during the emplacement of the mafic-ultramafic rocks of the Barberton Greenstone belt // *J. Struct. Geol.* – 1982. – V. 4. – P. 117–136.
- [14] *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* – 1995. – V. 120. – P. 223–253.
- [15] *Авдейко Г.А., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Цветков А.А., Гладков Н.Г., Марков И.А., Палуева А.А.* Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. – М.: Наука, 1992. – 528 с.
- [16] *Ryan J.G., Langmuir C.H.* Beryllium systematics in young volcanic rocks: Implications for ¹⁰Be // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1988. – V. 52. – P. 237–244.
- [17] *Ryan J.G., Langmuir C.H.* The systematics of boron abundances in young volcanic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1993. – V. 57. – P. 1489–1498.

КОРРЕЛЯЦИЯ И МИКРОФОССИЛИИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЛЕНСКО-НЕПСКОЙ ЗОНЫ

А.М. Станевич, Т.А. Корнилова, А.Г. Вахромеев, А.М. Мазукабзов

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

Согласно последним обобщениям по корреляции неопротерозойских толщ Байкало-Патомской горной области (БПО) и юга Сибирской платформы (ЮСП), вилючанский и непский горизонты СП сопоставляются с жуинским региональным горизонтом БПО [5]. Обзор строения и состава отложений по скважинам [4] позволяет наметить иной вариант сопоставления. По колонкам Предпатомско-Вилюйского района видно, что под отложениями непского горизонта залегает толща трансгрессивного строения. Логично предположить, что она по своей формационной характеристике может соответствовать жуинскому горизонту (никольская и ченчинская свиты БПО), а залегающие выше песчаники – жербинской свите. Хорошо известна экспансия жербинско-ушаковской трансгрессии на север, базальные отложения которых залегают на разновозрастных образованиях. Восточнее верхи ченчинской свиты представлены более глубоководными алевроаргиллитами со слоями известняков. На юге Сибирской платформы, в Верхнеангарской зоне [4], жуинский горизонт представлен уже достаточно глубоководными песчаниками и алевролитами качергатской свиты. Наличие в конгломератах ухаковской свиты глыб микрофитолитовых известняков свидетельствует, что в ченчинское время терригенное осадконакопление, вероятно, к северу сменялось карбонатным.

Как видно из литологических колонок [4], одним из основных критериев выделения тирского горизонта является устойчивое появление признаков эвапоритовых условий – ангидритовые и соленосные отложения. Эти же признаки характерны для отложений нохтуйской свиты, в середине или в основании которой проводят границу венда и кембрия.

Другим аспектом корреляционных построений является положение толщ БПО в общей хронологической шкале. Сумма хеомстратиграфических и изотопных данных, полученных в последнее время [1, 2, 6 и др.], склоняет к позиции, что основание дальнотайгинского горизонта сформировалось в интервале 610–590 млн лет.

Ниже приводится корреляционная привязка разреза скважины на левобережье р. Лены к стратиграфическим схемам ЮСП [4] и БПО [3]. Стоит отметить интересное строение нижнепротерозойского фундамента, на котором залегают отложения. Снизу вскрываются гигантозернистые гранит-пегматиты. Судя по неровному, кавернозному контакту, они интродуцируют крупнозернистые метагаббро, которые на контакте ороговикованы. Выше залегают розовато-зеленоватые средне- и крупнозернистые граниты, гранодиориты.

1. Из основания осадочной толщи вскрыты пестро- и сероцветные песчаники, алевролиты слюдястые, известковистые. Слои кварцевых песчаников. Слоёк доломита. (мощность 88 м). Свальный характер и несортированность базальных отложений указывают на вероятно дельтовую обстановку седиментации. Коррелируется с жуинской серией БПО. Венд.

2. Песчаники, гравелитопесчаники светлые и темные, аркозовые до аркозово-полимиктовых. Плавающая галька. Ритмы заканчиваются алевроаргиллитами серо-зелеными до черных. Косые серии. Линзование. Седиментационная брекчия. Пиритизация. Запах УВ (мощность 140 м). Текстуры, невыдержанность фаций, порционное поступление разноразмерных кластитов говорят о усилении прогибания и начале пенепленизации этой части бассейна. Коррелируется с непским горизонтом ЮСП и жербинской, тиновской, ухаковской, шамановской свитами БПО. Поздний венд.

3. Серые и темные, до черных, алевроаргиллиты. Тонкая, волнообразная и косая слоистость. Внизу прослой серых кварцевых песчаников. В нижней трети темные доломиты, доломитовые известняки. Вверху темные аргиллиты, битуминозные известняки. Линзы ангидрида. Пиритизация (мощность 158 м). Видно, что осадконакопление происходило преимущественно в относительно мелководных застойных условиях при вялом поступлении терригенного мате-

риала. Начавшееся отложение эвапоритов в более крупных масштабах характерно для вышележащего интервала разреза. Коррелируется с тирским горизонтом ЮСП и тинновской, куртунской свитами БПО. Поздний венд.

4. Интервал начинается алевроаргиллитами с мергелями. Выше залегает толща доломитов ангидритовых с мергелями, ангидритов. Вверху породы темные до черного. Пиритизация (мощность 331 м). Коррелируется с даниловским горизонтом и пестроцветной, иркутской свитами переходной толщи венда – кембрия.

Наиболее благоприятные для изучения микрофоссилий алевроаргиллиты были отобраны из соседствующих пачек интервалов 2 и 3-го разреза. Микрофоссилии изучались в препаратах и шлифах. Встречены разнообразные трихомы, видимо, снесенные с прибрежных зон карбонатонакопления. Повсеместно присутствуют виды акритарх *Leiosphaeridia* Eis., известных в мире с нижнего рифея. Встречены мелкие и темные (угнетенные) *Octoedrixim* Rud. Большинство форм являются стратиграфически проходящими с рифейского уровня, как и *Olenekus spiralis* Stan., открытый недавно в отложениях верхов мезопротерозоя Оленекского поднятия. Встречены *Baltisphaeridium* sp. и *Podoliella* Tim. Виды первого рода появляются в венде и разнообразны в кембрийских морях, а формы второго рода известны в отложениях венда Южного Урала и Украины.

- [1] Кузнецов А.Б., Анисимова С.А., Мельников Н.Н. и др. Изотопная хемотратиграфия байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья: предварительные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. – СПб.: «Центр информационной культуры», 2003. – С. 233–236.
- [2] Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 5. – С. 505–530.
- [3] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. – 215 с.
- [4] Решения 4-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. – Новосибирск: МСК, 1989. – 63 с.
- [5] Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и её складчатого обрамления / Н.В. Мельников, М.С. Якшин, Б.Б. Шишкин и др. – Новосибирск: «Гео», 2005. – 428 с.
- [6] Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2008. – V. 72. – P. 2377–2391.

АРСЕНИОСИДЕРИТ В СКАРНОИДАХ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.Е. Старикова*, Е.В. Склярков**, С.В. Канакин***

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

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

***Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, skan_61@mail.ru

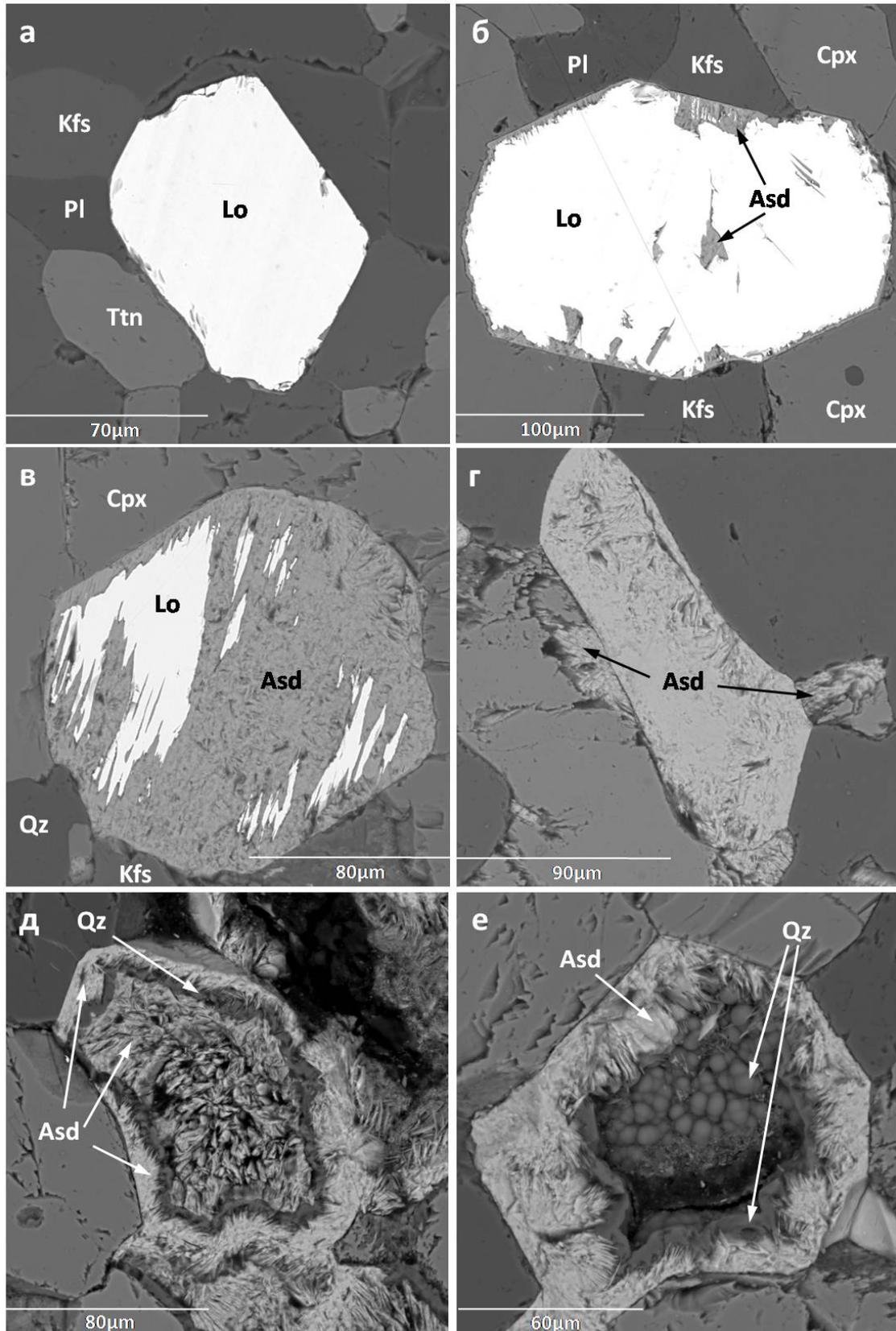
Арсениосидерит – водный арсенат кальция и железа ($\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}_3(\text{AsO}_4)_3\text{O}_2 \cdot 3(\text{H}_2\text{O})$) – не принадлежит к числу широко распространенных минералов, однако нередко встречается в зоне гипергенеза арсенидных кобальт-никелевых месторождений. Как правило, он образуется в качестве продукта окисления скородита и арсенопирита, реже леллингита [7]. Впервые арсениосидерит был выявлен и исследован М. Дефренуа [4] в образцах из месторождения Романеш (Франция). Позже он был отмечен в нескольких арсенопиритовых месторождениях Германии, Англии и Австрии [5, 6]. В России арсениосидерит был найден и описан в породах Ховуаксинского кобальтового месторождения, где он входит в состав продуктов конечной стадии гипергенного процесса (за счет ховуаксита) [3]. Других проявлений минерала на территории России в поисковых системах обнаружено не было. Подчеркнем, что за пределами кобальт-никелевых месторождений арсениосидерит также не известен, и не только в России. Возможно, это связано с его внешним сходством с гидроокислами железа и меньшей тщательностью минералогических исследований. Нам представляется, что описание проявления арсениосидерита вне месторождений и вне зоны гипергенеза может представлять интерес.

Арсенидная минерализация в пределах Тажеранского массива была впервые отмечена А.А. Коневым и В.С. Самойловым [1]. Леллингит описан в двух типах пород: ксантофиллит-везувиан-паргаситовых и титанфассаитовых скарнах, где он встречается в ассоциации с пирротинном, халькопиритом и борнитом. Нами мышьяковая минерализация обнаружена в полосе пироксенитов центральной части массива и ее продолжении на восток, где она наиболее обильна. Здесь вкрапленность леллингита присутствует в кварц-пироксеновых породах с различными соотношениями кварца и пироксена: от почти мономинерально-пироксеновых до кварцевых с небольшой примесью пироксена. Также следы арсенидной минерализации присутствуют и в сиенитах, контактирующих с кварц-пироксеновыми породами.

Изучение составов минералов было проведено на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350 и электронно-зондовом микроанализаторе MAP-3, модернизированном в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Условия исследования на электронном сканирующем микроскопе: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер пучка <0.1 мкм, время измерения 50 с (живое время). Условия анализа на микроанализаторе MAP-3: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 45–50 нА, размер пучка <2 мкм, время измерения 20–60 с.

Леллингит образует идиоморфные или округлые зерна размером до 0.3 мм. Также он встречается в виде вытянутых ксеноморфных зерен на границе между главными породообразующими минералами (как правило, зернами кварца). Его доля в породах может достигать до нескольких процентов. По зернам леллингита развивается арсениосидерит. При этом в одном шлифе могут встречаться все стадии замещения леллингита: от неизменных зерен до полностью замещенных арсениосидеритом (рисунок, а, б, в, г). По результатам микрозондового анализа для составов леллингитов характерно практически полное отсутствие Cu (<0.11 мас. %) и небольшие примеси Co (0.2–0.6 мас. %), Ni (0.2–1.1 мас. %) и S (1.3–1.9 мас. %).

Арсениосидерит развивается в виде тонкозернистых агрегатов или тонких пластинок по леллингиту, частично или полностью замещая его (рисунок, а, б, в, г). Также он может образовывать радиально-лучистые агрегаты, которые вместе с почковидными агрегатами кварца выполняют пустоты, образованные при растворении леллингита (рисунок, д, е). Арсениосидерит имеет насыщенную золотисто-коричневую или красновато-бурую окраску. Плеохроизм, описанный в литературе, отмечается довольно редко: от бесцветного по Np до красно-бурого



Леллингит и арсениосидерит в кварц-пироксен-полевошпатовых породах (снимки в обратнорассеянных электронах). *a–г* – разные стадии замещения леллингита арсениосидеритом; *д, е* – агрегаты арсениосидерита в пустотах выщелачивания по леллингиту. Принятые сокращения: Asd – арсениосидерит, Crx – клинопироксен, Kfs – калиевый полевой шпат, Lo – леллингит, Pl – плагиоклаз, Qz – кварц, Ttn – титанит.

по Ng. В составе арсениосидеритов обнаружены примеси NiO (до 0.35 мас. %) и V₂O₅ (до 0.11 мас. %). Наличие в анализах SiO₂ (до 1.3 мас. %) и K₂O (до 0.3 мас. %), возможно, связано с тем, что в скрытозернистом агрегате арсениосидерита присутствует небольшое количество тонкозернистого кварца и калишпата. Примесь фосфора (P₂O₅ до 0.5 мас. %), скорее всего, является изоструктурной, так как существует ряд арсениосидерит (Ca₂Fe³⁺₃(AsO₄)₃O₂•3(H₂O)) – митридатит (Ca₂Fe³⁺₃(PO₄)₃O₂•3(H₂O)) и AsO₄ замещается на PO₄. Содержание SO₃ не превышает 0.7 мас. %.

Следует отметить, что арсениосидерит присутствует далеко не повсеместно в пределах развития арсенидной минерализации. Его образование не имеет никакого отношения к корам выветривания, а связано, скорее всего, с воздействием на породы термальных вод в позднем плейстоцене. Характерные признаки этого процесса (гейзериты и травертины) широко развиты в пределах Приольхонья [2]. Они обнаружены нами и в пределах Тажеранского массива.

- [1] Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 246 с.
- [2] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Склярова О.А., Сковитина Т.М., Данилова Ю.В., Орлова Л.А., Ухова Н.Н. Гидротермальная активность в Байкальской рифтовой зоне: горячие источники и продукты отложения палеотерм // Доклады АН. – 2007. – Т. 412, № 2. – С. 257–261.
- [3] Яхонтова Л.К. Бурые и желтые продукты окисления шмальтина и сафлорита // Труды Минералогического музея АН СССР. – 1961. – Вып. 12. – С. 156–170.
- [4] Dufrenoy M. De l'arseniosiderite, nouvelle espèce d'arseniate de fer // Annales des Mines. – 1842, ser. 4. – 11. – P. 343–346.
- [5] Kingsbury A.W., Hartley I. New occurrences of arseniosiderite // Mineral Magazin. – 1957. – V. 31, № 237. – P. 499–500.
- [6] Meixner H. Arseniosiderit Hüttenberg, Kärnten // Zentralblatt für Mineral. – 1939. – Abt. A, 10. – P. 287–289.
- [7] Moore P.B., Ito J.I. Jahnsite, segelerite, and robertsite, three new transition metal phosphate species. II. Redefinition of overite, an isotype of segelerite. III. Isotypy of robertsite, mitridatite, and arseniosiderite // American Mineralogist. – 1974. – V. 59. – P. 48–59.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

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

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

Киселевско-Маноминский, или Нижнеамурский, террейн расположен на лево- и правобережье нижнего течения р. Амур и протягивается на северо-восток узкой полосой шириной 5–20 км от приустьевой части р. Уссури до побережья Сахалинского залива. Хорошо известны два его сегмента – Киселевский на Нижнем Амуре и Маноминский в Центральном Сихотэ-Алине, смещенные Центрально-Сихотэ-Алинским левосторонним сдвигом [1, 3, 4, 6, 7]. На северо-западе Киселевско-Маноминский террейн граничит с Амурским террейном – раннемеловым аккреционным комплексом, сложенным преимущественно турбидитами глубоководного желоба [5]. С юго-востока он ограничен дислоцированным Журавлевским террейном, сложенным раннемеловым турбидитовым материалом, заложившимся на океаническом основании [2].

На сегодняшний день нет единого представления об истории развития террейна. Б.А. Натальин [5] структурно сопоставляет Киселевско-Маноминский блок с амурским комплексом, считая их некогда единым целым. По мнению А.И. Ханчука [7] и И.П. Войновой с соавторами [1], породы Киселевско-Маноминского террейна формировались во внутриплитных океанических условиях на океанической коре (СОХ или горячая точка).

Цель наших исследований заключалась в получении надежных палеомагнитных данных для юрско-меловых пород Киселевско-Маноминского террейна, с помощью которых можно было бы подтвердить одну из этих гипотез.

Для палеомагнитного изучения нами отобраны породы из обнажения Киселевского блока, находящиеся на левобережье р. Амур юго-западнее с. Киселевка (51.40° с.ш., 138.95° в.д.). В 2009 г. отобрана коллекция ориентированных образцов из 11 обнажений (136 обр.), а в 2010 г. – из 5 обнажений (42 обр.).

Образцы палеомагнитных коллекций были подвергнуты ступенчатой температурной чистке от 100 до 620 °С в немагнитной электропечи с четырьмя пермаллоевыми экранами. Частота ступенчатой чистки увеличивалась с температурой: в интервале до 400 °С шаг составлял 50÷100 °С, выше 400 °С – 20÷30 °С. Всего на интервал от комнатной температуры до 590 °С приходилось не менее тринадцати шагов ступенчатой чистки. Измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6А, помещенном в кольца Гельмгольца. Перед температурной чисткой у всех образцов была измерена начальная магнитная восприимчивость на каппамостве MFK1-FA в 15 положениях и рассчитаны ее полные эллипсоиды. Для выделения компонент NRM каждого образца использовались компьютерные программы компонентного анализа с иллюстрацией результатов на диаграммах Зийдверельда и стереограммах Энкина.

В результате исследований у некоторых образцов коллекции было выявлено нестабильное поведение NRM, выразившееся необъяснимыми выбросами направлений NRM образцов в ходе температурной магнитной чистки. По этой причине были отбракованы 34 образца. Образцы остальной части коллекции показали удовлетворительную палеомагнитную стабильность.

При компонентном анализе NRM образцов выделяются две компоненты. Первая разрушается при температурах чистки 300÷350 °С, ее среднее направление в современной системе координат Dec=351.7, Inc=58.5. Вторая компонента NRM выделяется при температуре 590÷620 °С. Направление высокотемпературной компоненты NRM большинства образцов располагается на стереограмме в 4-м квадранте (древние координаты), и только направление высокотемпературной компоненты образцов точки D10/4 – в первом. Среднее направление данных 11 точек отбора в современной системе координат Dec=286.4°, Inc=-2.1°, k=6.3 (таблица). При переводе в древнюю систему координат это направление составляет Dec=275.8°, Inc=-33.8°, k=33.0. Как мы видим, увеличение кучности составляет более 5 раз.

Координаты полюса составляют: Plat=18.6°, Plong=222.4°, dp=5.2, dm=9.1°, B95=6.9°, Paleolatitude=18.5° (13–24°).

Система координат	n	Dec, °	Inc, °	k	α_{95} , °
географическая	11	286.4	-2.1	6.3	19.8
стратиграфическая	11	275.8	-33.8	33.0	8.0

П р и м е ч а н и е: n – количество точек (сайтов); Dec – палеомагнитное склонение; Inc – палеомагнитное наклонение; k – безразмерная величина кучности (сходимости) вокруг среднего направления; α_{95} – угол овала доверия вокруг среднего направления для 95%-ной вероятности.

Из полученных нами палеомагнитных данных видно, что сходимость единичных векторов выявленной высокотемпературной компоненты существенно выше в стратиграфической системе координат. Это позволяет нам предполагать, что выделенное направление близко первичному палеомагнитному направлению для изученных пород. На основании этого можно заключить, что породы террейна могли формироваться в полосе от 14 до 24° с.ш. Полученная оценка палеошироты формирования породы Киселевско-Маноминского террейна согласуется с палеотектонической реконструкцией А.И. Ханчука [8], выполненной на основании геологоструктурных и биогеографических данных, согласно которой породы террейна формировались во внутриокеанической области.

Исследования проведены в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект ДВО РАН 09-1-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

- [1] Войнова И.П., Зябров С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. – 1994. – Т. 13, № 6. – С. 83–96.
- [2] Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавельский террейны (Южный Сихотэ-Алинь). Фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14, № 2. – С. 13–25.
- [3] Кириллова Г.Л., Сакаи Т., Исиды К., Козаи Т., Ота Т., Исиды Н. Строение и природа позднеюрско-раннемеловых комплексов Приамурья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы совещания. – М., 2003. Т. 1. – С. 253–255.
- [4] Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о структуре и возрасте киселевской свиты (Нижний Амур) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ. – Хабаровск, 1990. – С. 173–175.
- [5] Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. – 1991. – № 5. – С. 3–23.
- [6] Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. – 144 с.
- [7] Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Доклады АН. – 1994. – Т. 338, № 5. – С. 667–671.
- [8] Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. – Владивосток: Дальнаука, 2001.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ МИГМАТИТОВ БОДОНЧИНСКОГО БЛОКА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

В.П. Сухоруков, О.П. Полянский

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

На южном фланге Монгольского Алтая выделяется Цэлский метаморфический террейн [1], протягивающийся в субширотном направлении более чем на 700 км. Формирование метаморфического комплекса Цэлского террейна связывается с закрытием герцинского Южно-Монгольского океана в результате коллизии Северо-Азиатского и Южно-Гобийского континентальных массивов [2, 3]. Большая часть террейна сложена метаморфическими породами, по геологическим и геохронологическим данным здесь выделяется два этапа метаморфизма с возрастом 385 ± 5 и $365 \pm 4 - 371 \pm 2$ млн лет (оценки возраста производились U-Pb методом по цирконам из синметаморфических гранитов и габброидов [4], а также гранулитов [2]). Первый этап характеризовался метаморфизмом андалузит-силлиманитового, второй – кианит-силлиманитового типа.

Цэлский террейн разбит на ряд тектонических блоков: Булганский, Бодончинский, Барлагинский, Цэлский и Цогтский. Метаморфический комплекс Бодончинского блока представлен метаосадочными и метавулканогенными породами, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма. Метаморфизм первого этапа здесь не проявлен [5]. Наиболее высокометаморфизованные породы представлены мигматитами и гранат-биотитовыми сланцами с прослоями кристаллических сланцев основного состава, пронизанными многочисленными секущими и послойными гранитными жилами [6].

С целью характеристики протолита метаморфических пород, а также установления возраста метаморфизма были изучены цирконы из лейкосомы мигматитов Цэлского блока.

При исследовании в катодолюминесцентных лучах в зернах циркона отчетливо выделяются ядра и каймы. Ядра представлены обломками кристаллов, характеризующихся тонкоритмичной зональностью или без нее, каймы зерен темные, в некоторых наблюдается грубая зональность.

Для ядерных частей получены конкордантные значения возраста 1913 ± 13 , 815 ± 19 , 505.1 ± 3.8 , 505.8 ± 4.1 и 512.3 ± 4.1 млн лет. Возраст, полученный по каймам, составляет 256.6 ± 5.4 , 303.5 ± 4.8 , 316.6 ± 4.3 и 345.3 ± 5.2 млн лет.

Ядерная часть циркона с возрастом 1913 ± 13 млн лет представляет собой обломок зерна с характерными для магматических цирконов ритмичной зональностью и Th/U отношением 0.15. Это свидетельствует о присутствии в составе протолита докембрийских пород. Ядро с возрастом 815 ± 19 млн лет в катодолюминесцентных лучах не обнаруживает зональности и имеет Th/U отношение 3.68, что отмечалось для цирконов высокотемпературных метаморфических пород [7, 8].

Обломочная форма ядер циркона с возрастом 505–512 млн лет определенно свидетельствует об их детритовой природе. В них обнаруживается осциляторная зональность, Th/U отношение составляет 0.22–0.15, что является характерным для цирконов магматического генезиса [9]. Это указывает на присутствие в области эрозии магматических образований с возрастом 505–512 млн лет. Проявления кислого магматизма близкого возраста отмечаются в связи с субдукцией Джунгарской плиты под Китайский Алтай вдоль Иртышского разлома, датируемой U/Pb методом в диапазоне 503 ± 7 [10] – 505 ± 2 млн лет [11].

Возраст, определенный для краевых зон зерен циркона, попадает в интервал от 345 до 256 млн лет. Такой разброс конкордантных значений возраста может являться следствием высокотемпературных реакций с флюидом или расплавом на регрессивной стадии метаморфизма.

По результатам работы можно сделать следующие выводы:

1. Присутствие в зернах циркона ядер разного возраста свидетельствует о разновозрастности пород в области сноса.

2. Наличие у ядер осциляторной зональности и характерное Th-U отношение свидетельствуют о присутствии в источниках сноса магматических пород с возрастом 505–512 млн лет и 1.9 млрд лет.

3. Возраст, полученный по ядрам и каймам циркона, свидетельствует о том, что осадко-накопление протолита мигматитов происходило на возрастном интервале между 505.1 и 345.3 млн лет.

4. Метаморфическое преобразование пород началось не позднее 345 млн лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 08-05-00208, № 08-05-00733).

- [1] *Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.W.* A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.* – 2002. – V. 21. – P. 87–110.
- [2] *Козаков И.К. и др.* Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // Доклады АН. – 2002. – Т. 386, № 1. – С. 82–87.
- [3] *Xiao W., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J., Qin K., Wang Z.* Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the growth of Central Asia // *J. Geol. Soc. London.* – 2004. – V. 161. – P. 339–342.
- [4] *Бибикова Е.В. и др.* Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // *Геотектоника.* – 1992. – № 2. – С. 104–112.
- [5] *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. – Л.: Наука, 1986. – 144 с.
- [6] *Сухоруков В.П. и др.* Длительность экспонирования метаморфических комплексов южного фаса Монгольского Алтая: оценка по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. – С. 119–120.
- [7] *Carson C.J. et al.* U-Pb isotopic behaviour of zircon during upper-amphibolite facies fluid infiltration in the Napier Complex, East Antarctica // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2002. – V. 199. – P. 287–310.
- [8] *Kelly N.M., Harley S.L.* An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archean history of the Napier complex, East Antarctica // *Contribution to mineralogy and petrology.* – 2005. – V. 149. – P. 57–84.
- [9] *Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology.* – 2002. – V. 184. – P. 123–138.
- [10] *Xiao W., Windley B.F., Yuan C. et al.* Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the Southern Altaids // *Amer. J. Sci.* – 2009. – V. 309. – P. 221–270.
- [11] *Windley B.F., Kroner A., Guo J., Qu G., Li Y., Zhang C.* Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altay orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution // *Journal of Geology.* – 2002. – V. 110. – P. 719–739.

СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ КАК ФУНКЦИЯ ТИПА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ

Т.Ю. Тверитинова

Москва, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, tvertat@geol.msu.ru

Развитие земной коры (литосферы) Земли происходит путем ее преобразования через латеральные ряды структур в условиях интерференции радиальных и латеральных движений [1]. Этот процесс носит циклически направленный волновой характер [2, 3]. Вначале в условиях гравитационной дифференциации происходит формирование первичной океанической коры, которая вблизи поверхности Земли с участием латеральных перемещений с формированием прогибов и поднятий и последующего сжатия преобразуется в континентальную кору. В дальнейшем происходит деструкция континентальной коры (местами до появления вторичной океанической коры), которая в условиях сложных латеральных перемещений и продолжающегося радиального потока преобразуется в более сложную, чем была ранее, континентальную кору. Этот процесс повторяется неоднократно.

Существующие положительные и отрицательные структуры земной коры разного типа и порядка – тектонические поднятия и впадины – на континентах и в океанах, естественно, различаются типом строения коры. Что касается геодинамических режимов формирования тектонических структур, то можно сказать, что на континентах и океанах они во многом сходны. И на континентах, и в океанах происходят горизонтальные (латеральные) и вертикальные (радиальные) движения, проявляются режимы сжатия или растяжения; в разных сочетаниях тех и других образуются тектонические поднятия и впадины земной коры. Компенсационный принцип течения [4] определяет взаимосвязь вертикальных и горизонтальных движений. В различных геодинамических процессах на континентах и в океанах активными могут являться и восходящие, и нисходящие движения, латеральное сжатие или латеральное растяжение. Источник активных горизонтальных и вертикальных движений в земной коре (литосфере) может быть внешним (эндогенным – из мантии или экзогенным, обусловленным ротационными процессами) или внутренним (изменение напряженного состояния, фазовые переходы, физико-химические превращения и т.д.).

Тангенциальное сжатие земной коры вызывает компенсационные вертикальные движения, приводящие к воздыманию горно-складчатых сооружений и относительному опусканию окружающих и разделяющих их предгорных и межгорных прогибов. Примером структур сжатия являются также горсто-грабеновые рамповые системы.

В условиях *тангенциального растяжения* в земной коре преобладают опускания и формируются отрицательные структуры (раздвиги, грабены, пассивные рифты и т.д.), но они всегда окружены положительными структурными формами – плечами рифта.

При *восходящих движениях* (поднятиях) земной коры формируются положительные структуры, но они могут привести к началу процесса активного (в отличие от пассивного, вызванного активным растяжением) рифтогенеза. Восходящие движения могут привести также к явлениям коллапса, когда на месте растущих горных сооружений возникают быстро развивающиеся впадины с другим типом коры.

Нисходящие движения (опускания), определяющие формирование отрицательных структур (впадин), вызывают компенсационные латеральные встречные потоки, которые могут привести к формированию структур «сшивания» над этими впадинами.

Все геодинамические режимы: сжатие – растяжение, восходящие – нисходящие движения – проявляются на поверхности Земли повсеместно, волнообразно чередуясь в пространстве и времени. Зоны с одним и тем же геодинамическим режимом часто прослеживаются из континентов в океаны, при этом меняется морфологический облик структур. Горные сооружения продолжаются на окраинах океанов островодужными системами, предгорные прогибы – глубоководными желобами, океанские рифтовые структуры продолжаются на континенты континентальными рифтовыми зонами.



Условия формирования структур земной коры континентов и океанов. Буквами на рисунке обозначены: к – континент, о – океан, с – сжатие, р – растяжение, в – впадина, п – поднятие.

Примеры перехода горных сооружений с предгорными прогибами в островодужные системы с глубоководными желобами можно наблюдать на активных окраинах океанов. Так, например, Бирмано-Зондская система альпийских структур состоит из Предараканского прогиба, переходящего в Зондский глубоководный желоб, и Араканского горного сооружения, переходящего в Зондскую островную дугу. Складчатое сооружение Камчатки переходит в Курильскую островную дугу, при этом с востока обе структуры обрамляются единым Курило-Камчатским желобом.

Рифтовые структуры широко представлены в океанах, образуя единую мировую систему срединно-океанических хребтов с рифтовыми долинами в центральной части. В ряде мест океанские рифты продолжают континентальными. В Арктическом бассейне океанский хребет Гаккеля продолжается континентальными рифтами на шельфе моря Лаптевых, а затем сложной неотектонической зоной, включающей Момский рифт. Наблюдаются связи Восточно-Африканской рифтовой системы с Красноморско-Аденской океанско-рифтовой системой. На продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия на Северо-Американской плите прослеживается континентальный

рифт Рио-Гранде. Океанские структуры Калифорнийского залива, представляющие ответвление главной рифтовой зоны, продолжают континентальной рифтовой системой Бассейнов и Хребтов.

Континентальная кора

	Сжатие	Растяжение
Поднятие	КПС – континентальные поднятия сжатия – внутриконтинентальные горно-складчатые сооружения, горные цепи активных окраин	КПР – континентальные поднятия растяжения – щиты, плечи впадин растяжения
Впадина	КВС – континентальные впадины сжатия – межгорные и предгорные прогибы	КВР – континентальные впадины растяжения – плиты, рифты

Океаническая кора

	Сжатие	Растяжение
Поднятие	ОПС – океанические поднятия сжатия – островные дуги, хребты вдоль трансформных разломов	ОПР – океанические поднятия растяжения – океанические поднятия океанических котловин, срединно-океанические хребты
Впадина	ОВС – океанические впадины сжатия – глубоководные желоба, долины вдоль трансформных разломов	ОВР – океанические впадины растяжения – абиссальные котловины, рифты, окраинные моря

Геодинамические режимы существующих на континентах и в океанах поднятий (положительных структур) и впадин (отрицательных структур) – это интерференционные режимы, которые определяются всем комплексом движений и условий напряженного состояния слагающего эти структуры субстрата. Наиболее показательным параметром при этом является режим латеральных движений, отражающих условия латерального сжатия или растяжения. Представляется, что положительные (поднятия) и отрицательные (впадины) коровые (литосферные) структуры континентов и океанов можно определить режимами горизонтальных условий сжатия или растяжения (рисунок).

На диаграмме видно, что существует восемь областей с различным сочетанием шести присутствующих на ней параметров – континент, океан, сжатие, растяжение, поднятие, впадина. Эти области кратко охарактеризованы в таблице.

- [1] *Тверитинов Ю.И.* Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. – М.: Недра, 1981. – 222 с.
- [2] *Милановский Е.Е.* Пульсации Земли // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 3–24.
- [3] *Тверитинова Т.Ю.* Волновая тектоника Земли // Геодинамика и тектонофизика. – 2010. – Т. 1, № 3. – С. 297–312.
- [4] *Гончаров М.А.* Компенсационная самоорганизация тектонического течения и неоднородность деформации как причина иерархии геодинамических сред // http://geo.web.ru/conf/SGS_2007/pdf/goncharov.pdf.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КВАРЦИТОВ КУРУМКАНСКОЙ ТОЛЩИ АЛДАНСКОГО ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОГО МЕГАКОМПЛЕКСА: РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Е.В. Толмачева**, *С.Д. Великославинский***

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

**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, sd1949@yandex.ru

В пределах центральной части Алданского щита выходы кварцитов наиболее широко распространены в верховьях рек Алдан и Тимптон. Они изучались многими исследователями, но вопрос об их происхождении остается дискуссионным. В настоящее время доминируют представления о том, что протолитами кварцитов послужили кластические осадочные породы и на этом основании их включают в состав курумканской толщи. Однако их рассматривали и как ультракислые магматические породы, и как хемогенные образования. Большинство исследователей отмечает, что кварциты характеризуются разнообразными текстурами и структурами, минеральным составом и различными соотношениями с вмещающими породами, что объясняется разнообразием наложенных структурно-метаморфических преобразований.

В результате геологических исследований в бассейне рек Алдан и Амедици выделены три типа кварцитов с разными взаимоотношениями как с окружающими породами, так и друг с другом: 1) полосчатые силлиманитовые кварциты с постепенными переходами к «вмещающим» их гранитогнейсам; 2) массивные средне-крупнозернистые преимущественно мономинеральные кварциты с резкими согласными и секущими контактами с «вмещающими» породами; 3) «минерализованные» кварциты (содержащие помимо кварца до 20–25 % других минералов) с постепенными переходами к «вмещающим» породам. Массивные кварциты содержат включения силлиманитовых кварцитов. Минерализованные кварциты часто приурочены к контактам массивных кварцитов и вмещающих их пород.

В силлиманитовых кварцитах состав флюида близок к флюиду гранитогнейсов, развитых по породам курумканской толщи (водно-солевой, с высокой концентрацией NaCl, KCl (до 40–60 %)). Первичные расплавные включения в кварце силлиманитовых кварцитов наблюдаются лишь в единичных случаях. Они аналогичны расплавным включениям в кварце вмещающих гранитогнейсов. Степень сохранности первичных флюидных включений плохая, их $T_{\text{гом}}$ находится в интервале 520–580 °С, давление флюида составляет 3.5–4.0 кбар. Степень деформации силлиманитовых кварцитов и вмещающих их гранитогнейсов одинаковая. Все это позволяет предполагать, что образование силлиманитовых кварцитов связано с кислотным выщелачиванием гранитогнейсов.

Среди всего многообразия кварцитов курумканской толщи доминируют массивные средне-крупнозернистые кварциты. Обращает на себя внимание то, что даже в милонитизированных гранитогнейсах наблюдаются «прослой» (мощностью от 2–3 см до 1.5 м) массивных крупнозернистых недеформированных кварцитов. Массивные кварциты отличаются от вмещающих гранитогнейсов и силлиманитовых кварцитов по степени метаморфизма, количеству и составу флюида. Флюидонасыщенность массивных кварцитов в три раза превышает флюидонасыщенность силлиманитовых кварцитов. Расплавные включения в них отсутствуют. Флюидные включения характеризуются хорошей сохранностью, а их фазовый состав одинаков во всех зернах кварца. Состав флюида водно-углекислотный, низкоконцентрированный (5–10 % солей), более восстановленный. $T_{\text{гом}}$ первичных флюидных включений находится в интервале 350–450 °С, давление в процессе их захвата не превышало 0.5–1.5 кбар. Во вмещающих гранитогнейсах $T_{\text{гом}}$ метаморфогенных флюидных включений составляет не менее 550 °С, а величина давления – около 5 кбар. В наиболее мощных согласных телах массивных кварцитов отмечается снижение $T_{\text{гом}}$ флюидных включений от периферических частей к центральным. Перечисленные факты свидетельствуют в пользу гидротермального происхождения массивных кварци-

тов и, соответственно, об их более молодом возрасте по сравнению с вмещающими гранито-гнейсами.

Минерализованные кварциты, так же как и массивные, не деформированы. $T_{\text{гом}}$ флюидных сингенетичных включений в кварце составляет 250–300 °С, а в полевошпатовых разновидностях достигает 350 °С. Давление варьируется в широком интервале – от 1.0 до 4.0 кбар. Постепенные переходы к вмещающим породам позволяют рассматривать их как гидротермально-метасоматические образования.

Источником обогащенных кремнием флюидов, по-видимому, являются, анорогенные граниты нелюкинского комплекса. Об этом свидетельствует их интенсивная альбитизация, состав флюидных включений, интенсивное окварцевание (вплоть до образования зон кварцито-гнейсов), реликтовые включения гелей кремнезема в породообразующих минералах и следы миграции кремнесодержащего флюида. На первом этапе метаморфизма в результате структурно-метаморфической переработки гранитов нелюкинского комплекса они были преобразованы в гранито-гнейсы и гнейсограниты, насыщенные кремнесодержащим флюидом. На этом же этапе метаморфизма в курумканской толще за счет кислых осадочно-вулканогенных пород сформировались гранито-гнейсы «курумканской толщи» и зоны кислотного выщелачивания (силлиманитовые кварциты) в них. Повторный метаморфизм привел к термобарической активизации кремнесодержащего флюида гранитоидов нелюкинского комплекса, до этого заблокированного в виде включений, его смещению с метаморфогенным флюидом и к миграции флюида в тектонически ослабленные зоны, что и привело к формированию массивных и минерализованных кварцитов.

Таким образом, кварциты курумканской толщи представляют собой разновозрастные гидротермальные образования. Образование силлиманитовых кварцитов произошло в течение первого этапа метаморфизма курумканской толщи. Массивные и минерализованные кварциты связаны с регрессивной стадией второго этапа метаморфизма этой толщи, причем первые с его более высокотемпературной, а вторые – с более низкотемпературной стадией. Предлагаемая модель объясняет соответствие ареалов распространения гранитоидов нелюкинского комплекса и кварцитов, а также резкие контакты массивных кварцитов с вмещающими породами в результате их формирования из флюида в то время, когда давление метаморфизма во вмещающих породах было еще высоким и препятствовало окварцеванию вмещающих пород. Мощное окварцевание вмещающих пород, сопровождающее формирование минерализованных кварцитов связано, вероятно, с тем, что они образовались на регрессивной стадии метаморфизма в более низкотемпературных условиях, когда давление во вмещающих породах снижалось, а давление флюида, поступающего в трещины и межпластовые срывы, было еще высоким.

КРЕМНИСТЫЕ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ – СРЕДНЕГО ОРДОВИКА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) КАК ОТРАЖЕНИЕ ИСТОРИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО БАССЕЙНА

*Т.Ю. Толмачева**, *А.В. Рязанцев***, *О.И. Никитина****, *К.Е. Дегтярев***

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

**Москва, Геологический институт РАН, avryazan51@mail.ru, degtkir@ginras.ru

***Алматы, Казахстан, Институт геологических наук им К. Сатпаева, oiniki_50@mail.ru

В Центральном Казахстане широко развиты нижнепалеозойские рифтогенные вулканогенные и терригенно-кремнистые комплексы, которые сложены, в том числе, рядом свит, состоящих из преимущественно кремнистых пород. Одной из наиболее изученных толщ является бурубайтальская свита, распространенная в Сарытумской и Бурултасской зонах Юго-Западного Прибалхашья. Детальное изучение этой свиты не только дает возможность проследить динамику седиментогенеза конкретного морского бассейна, находящегося вдали от источников сноса терригенного материала, но и позволяет оценить в целом развитие океанических масс и климата в позднем кембрии и ордовике.

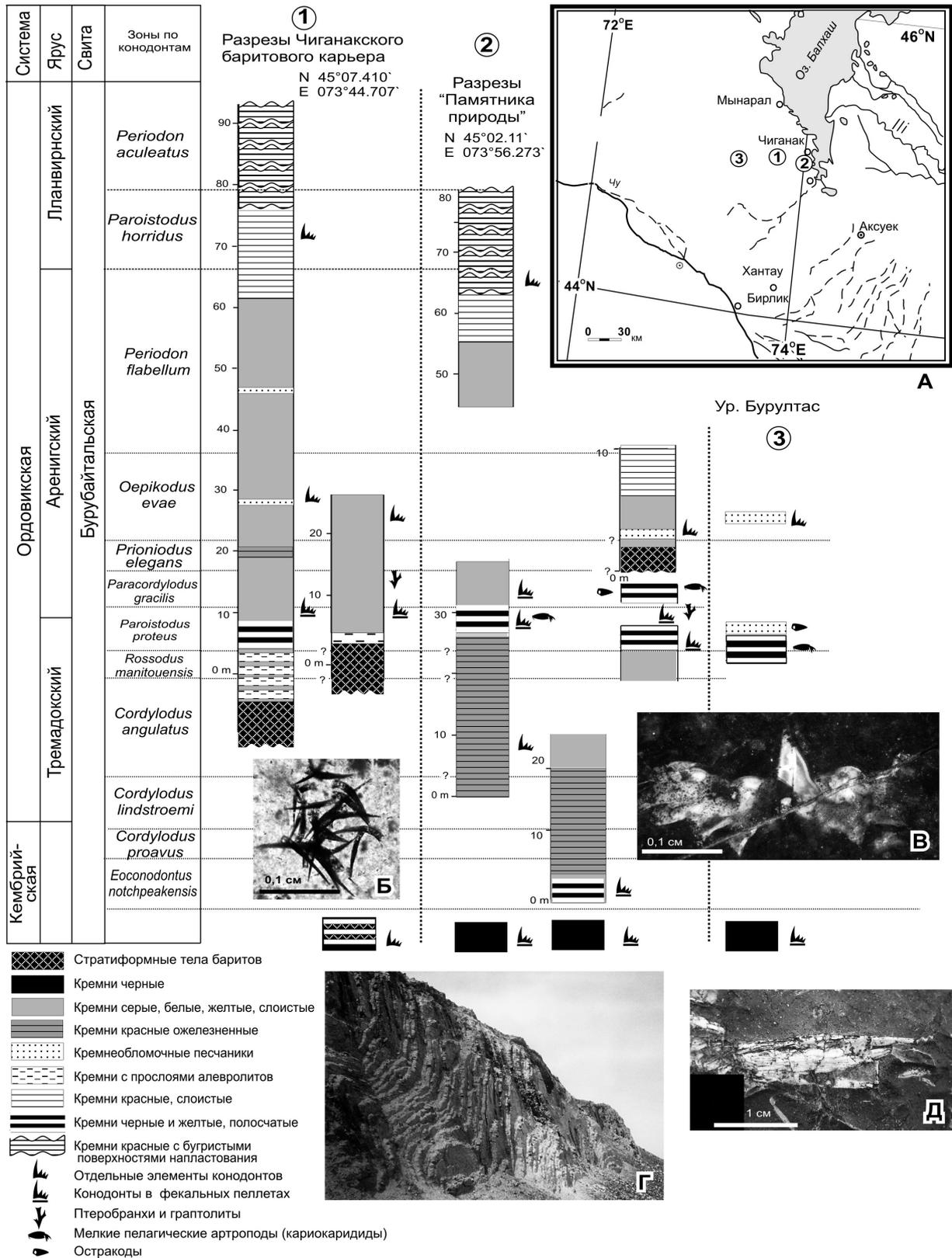
Бурубайтальская свита представляет собой конденсированную последовательность преимущественно биогенных кремней и в меньшей степени алевролитов и кремнеобломочных песчаников. Эта толща мощностью до первой сотни метров накапливалась в течение более 20 млн лет на протяжении от позднего кембрия до середины среднего ордовика. Породы свиты содержат большое количество фоссилий, в том числе многочисленных конодонтов, которые позволяют детально датировать отложения. К отложениям бурубайтальской свиты приурочены стратиформные залежи барита, марганцевых, полиметаллических, ванадиевых руд и фосфоритов. Разрезы свиты были изучены в структуре баритового месторождения Чиганак, урочища Бурултас и в окрестностях пос. Чиганак.

В результате недавних исследований было обнаружено, что стратиформные тела баритов приурочены к нескольким стратиграфическим уровням в нижней части бурубайтальской свиты. Наиболее мощные (до 30 м) линзы, одна из которых промышленно разрабатывается в карьере месторождения Чиганак, датируются самым ранним ордовиком (до зоны *Cordylodus angulatus*) по возрасту перекрывающих отложений. Эти линзы, по всей вероятности, были сформированы в результате деятельности гидротермальных низкотемпературных источников на дне бассейна синхронно с процессами седиментации вмещающих пород [1]. Формирование базальных частей некоторых линз сопровождается активной полиметаллической минерализацией.

Раннеордовикские наиболее мощные линзы Чиганакского и других карьеров интерпретируются как образования источников с температурами флюидных потоков, не превышающими температуру окружающих вод, на основе таких признаков, как наличие полиметаллической минерализации, относительно локальное распространение линз в пограничных отложениях кембрия и ордовика, а также большая фациальная изменчивость, выраженная в появлении в разрезах одновозрастных с баритами ожелезненных красноцветных кремней.

Линзы баритов значительно меньшей мощности (до 1 м) отмечены в нескольких разрезах и отдельных местонахождениях на уровне зоны *Eoconodontus notchpeakensis* верхнего кембрия и нижней части аренигского яруса (зона *Prioniodus elegans*). Кроме того, в одном из карьеров Чиганакского месторождения тело барита перекрывается кремнями с конодонтами зоны *Pagoistodus proteus*. Однако в последнем случае не определить, является ли окончание формирования основной линзы карьера диахронным или же в позднем тремадоке идет формирование новой маломощной линзы.

Маломощные линзы барита практически во всех изученных местонахождениях перекрывают пачку полосчатых черно-белых кремней с нехарактерным для кремнистых отложений комплексом фауны, включающим граптолиты, мелкие пелагические артроподы и реже остра-



Разрезы бурубайталской свиты Юго-Западного Прибалхашья. А – местонахождение разрезов; Б – фекальная пеллета, состоящая из конодонтовых элементов *Decoriconus* sp; В – граптолит *Didymograptus* sp. из черных кремней зоны *P. gracilis*; Г – фотография фрагмента аренитской части разреза бурубайталской свиты в карьере Чиганакского месторождения; Д – створка пелагической артропеды р. *Caryocaris*.

коды. В разрезах, в которых барит отсутствует, этим же стратиграфическим уровням соответствуют серые или желтые слоистые кремни, содержащие фекальные пеллеты, состоящие из конодонтовых элементов и артропод. Наличие многочисленных фекальных пеллет – это уникальное явление, обнаруженное только в кремнистых разрезах Казахстана в отложениях кембрия и нижнего ордовика. Образование и сохранение пеллет в ископаемом состоянии связано как с эвтрофикацией водных масс и повышенной продуктивностью биоты, так и с развитием анаэробных обстановок на дне бассейна. Наличие пеллет в кремнях является достоверным признаком бескислородных обстановок во вторично красноокрашенной породе.

В изученных разрезах в нижнем ордовике четко выделяются два уровня с развитием анаэробных обстановок и одновременной повышенной продуктивностью фаунистических сообществ и появлением специфических фаций с высоким тафономическим потенциалом сохранения фаунистических остатков. Это возрастные интервалы от зоны *Eoconodontus notchpeakensis* до зоны *Cordylodus lindstromi* и от зоны *Paroistodus proteus* до зоны *Prioniodus elegans*. Эти обстановки сменяются этапами (зона *Cordylodus angulatus* – *Rossodus manitouensis*, низы зоны *Oepikodus evae*) высокой оксидизации водных масс и локальным формированием стратиформных баритов. На последних стратиграфических уровнях в разрезах, в которых барит не обнаружен, находки фекальных пеллет отсутствуют или исключительно редки.

Такая же смена анаэробных и аэробных обстановок, выявленная по наличию или отсутствию фекальных пеллет, отмечается в кремнистых свитах в других структурно-фациальных зонах Казахстана, в том числе в ушкызыльской свите Юго-Западного Предчингизья, акдымской свите Восточного Ерементау и некоторых других. Так же, как и в бурубайтальской свите, стратиграфически выше зоны *Oepikodus evae* пеллеты не встречаются, а с верхов аренигского яруса начинается развитие красноцветных кремней, яшм и кремнистых алевролитов.

Широкое географическое распространение вышеперечисленных седиментологических особенностей свидетельствует если не о глобальных, то по крайней мере о региональных закономерностях в истории развития Палеоазиатского бассейна и напрямую связано со сменой циркуляции водных масс бассейна и соответственно с геодинамическим развитием региона. Относительно длительные стратиграфические уровни смены аэробных и анаэробных обстановок на первый взгляд не коррелируются со значительно более детально разработанной эвстатической кривой, которая разработана при изучении континентальных шельфов разных регионов [2]. Тем не менее установленная на разных континентах в основании зоны *Oepikodus evae* глобальная трансгрессия [3] может быть причиной окончательной смены бескислородного относительно эвтрофицированного Палеоазиатского океана на олиготрофный океан, который существовал в течение всего раннего палеозоя.

- [1] Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Никитина О.И. Отложения низкотемпературных баритовых источников в кремнисто-терригенных толщах верхнего кембрия – нижнего ордовика Центрального Казахстана // Эндеогенное оруденение в подвижных поясах: Мат. межд. конф. – Екатеринбург, 2007. – С. 67–71.
- [2] Haq B.U., Schutter S.R. A Chronology of Paleozoic sea-level changes // Science. – 2008. – V. 322, № 5898. – P. 64–68.
- [3] Nielsen A.T. Ordovician sea level changes: A Baltoscandian perspective // The Great Ordovician Biodiversification event / Eds. B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival. – New York: Columbia University Press, 2004. – P. 84–93.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПАССИВНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВРЕМЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

*О.М. Туркина**, *Л.Н. Урманцева**, *А.Н. Ларионов***

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

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

Высокометаморфизованные осадочные породы, включающие ассоциацию гранат-биотитовых, биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов и мраморов, широко представлены в гранулитогнейсовых комплексах фундамента Сибирского кратона. Анализ изотопного Sm-Nd состава метатерригенных пород показал, что большая их часть в пределах Алданского и Анабарского щитов, Шарыжалгайского выступа и Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа характеризуется архей-палеопротерозойскими значениями модельного Nd возраста (3.1–2.2 млрд лет) [1, 3, 4], и, следовательно, формирование их осадочных протолитов произошло в раннем протерозое. Отсутствие данных по возрасту циркона из метатерригенных пород не позволяло более точно ограничить время седиментации. Первые результаты U-Pb датирования циркона из парагнейсов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа показали, что время осадконакопления находится в интервале 1.95–1.85 млрд лет, а возраст детритовых цирконов от 2.7 до 1.95 млрд лет указывает на формирование терригенного материала за счет как архейских, так и палеопротерозойских пород [4]. В сообщении приводятся новые данные по U-Pb датированию циркона (SHRIMP II) из высокоглиноземистых и гиперстеновых гнейсов канского гранулитогнейсового комплекса, слагающего Ангаро-Канский блок Енисейского кряжа.

В канском гранулитогнейсовом комплексе преобладают гиперстеновые и гранат-биотитовые одно- и двуплевошпатовые гнейсы, высокоглиноземистые гнейсы составляют 15–30 % разреза [3]. Возраст протолитов ортогнейсов оценивается не более 2.6–2.7 млрд лет. Верхняя возрастная граница формирования пород канского комплекса определяется временем образования постколлизийных гранитов Таракского массива – 1837±3 млн лет, интродуцирующих высокометаморфизованные породы [2]. Высокоглиноземистые гнейсы (метапелиты) канского комплекса характеризуются величинами модельного Nd возраста 2.5–2.8 млрд лет, что указывает на образование терригенного материала преимущественно за счет архейских источников сноса. Для U-Pb датирования циркона из метатерригенных пород использованы две пробы: биотит-гиперстенового гнейса (обр. 204-85), протолит которого соответствует граувакке, и высокоглиноземистого (силлиманит-гранат-биотитового) гнейса (обр. 260-85), образованного при метаморфизме зрелого пелита.

В пробе высокоглиноземистого гнейса (обр. 260-85) циркон характеризуется наличием ядер и оболочек. Ядра со слабовыраженной зональностью в катодных лучах (КЛ) имеют преимущественно округлую форму, что указывает на их детритовое происхождение. Темные в КЛ оболочки обладают грубой зональностью. Среди ядер может быть выделено три возрастные группы. Наиболее древняя группа представлена темными в КЛ слабозональными ядрами циркона с возрастом 2.0–2.4 млрд лет. Широкие вариации Th/U (0.02–0.71) предполагают частичную перекристаллизацию ядер циркона при высокотемпературном метаморфизме. Вторая группа включает темные в КЛ практически незональные ядра с пониженным Th/U в диапазоне 0.09–0.35, их возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1936±25 млн лет (СКВО=2.8). Наиболее молодая группа ядер циркона имеет конкордантный возраст 1886±8 млн лет (СКВО=3.3). Присутствие в данной группе как темных в КЛ незональных ядер, так и ядер с отчетливой ритмичной зональностью предполагает первично-магматическую природу циркона, что подтверждается величинами Th/U (0.31–0.94), типичными для циркона из магматических пород. Для темных в КЛ незональных оболочек на детритовых ядрах циркона установлен конкордантный возраст 1866±7 млн лет (СКВО=1.6). Такой же возраст в пределах

ошибки (1856 ± 25 млн лет) имеет зерно с секториальной зональностью, характерной для циркона из гранулитов, что позволяет интерпретировать возраст оболочек как время гранулитового метаморфизма. Полученные данные позволяют заключить, что осадочный протолит глиноземистого гнейса был сформирован преимущественно за счет палеопротерозойских источников сноса. Время седиментации, ограниченное возрастом самых «молодых» детритовых ядер и временем метаморфизма, оценивается в интервале 1.89–1.87 млрд лет.

В пробе биотит-гиперстенового гнейса (обр. 204-85) установлены ядра циркона с возрастом от 2.62 до 1.89 млрд лет. Ядра имеют округлую или обломочную форму, что подтверждает их детритовое происхождение. Возраст наиболее молодых ядер определяет время седиментации не древнее 1.89 млрд лет. Исследование распределения РЗЭ в детритовых ядрах циркона позволяет получить дополнительную информацию о характере источников сноса терригенного материала. Ядра с возрастом 2.6–2.2 млрд лет обнаруживают в различной степени выраженное обеднение тяжелыми лантаноидами ($Yb_n=93-730$) по сравнению с более молодыми ядрами ($Yb_n=2290-4470$), что характерно для метаморфогенных цирконов [5]. Детритовые цирконы с возрастом менее 2.0 млрд лет имеют узкий диапазон концентраций РЗЭ и по величине индикаторных отношений ($(Lu/Gd)_n=16-25$; $(Sm/La)_n=37-77$) сопоставимы с цирконами магматического генезиса ($(Lu/Gd)_n=16-74$; $(Sm/La)_n=57-547$) [5]. Таким образом, состав циркона позволяет диагностировать древние (неоархей-палеопротерозойские) метаморфические и молодые магматические источники детритового материала при формировании терригенных протолитов гнейсов. Для обеих исследованных проб метатерригенных пород формирование магматических источников сноса с возрастом ~1.89 млрд лет непосредственно предшествовало осадконакоплению.

Находка архейских (2.6 млрд лет) детритовых цирконов служит прямым доказательством наличия древней коры в Ангаро-Канском блоке. Ранее косвенным свидетельством присутствия архейской коры в этой структуре служили только величины $T_{Nd}(DM) \geq 2.5$ млрд лет для метатерригенных пород и гранитоидов [2, 3]. Важно отметить магматическое происхождение цирконов с возрастом 1.94–1.89 млрд лет, установленных в парагнейсах, что свидетельствует о проявлении палеопротерозойского магматизма, предшествовавшего осадконакоплению. Источник этих магматических цирконов остается дискуссионным. Одним из вероятных кандидатов являются протолиты гиперстеновых ортогнейсов и гранат-пироксеновых кристаллосланцев (метабазитов) канского гранулитогнейсового комплекса. Возраст цирконов из этих пород, отвечающий, вероятно, времени формирования их магматических протолитов, составляет 1.93–1.89 млрд лет, тогда как ксеногенные цирконы в кристаллосланцах имеют возраст 2.5–2.7 млрд лет (неопубликованные данные О.М. Туркиной).

Таким образом, формирование терригенных протолитов высокометаморфизованных пород канского комплекса произошло во временном интервале 1.87–1.89 млрд лет. Осадконакопление происходило за счет эрозии архей-палеопротерозойских (2.6–2.2 млрд лет) метаморфических и палеопротерозойских (1.94–1.89 млрд лет) магматических источников сноса, а метаморфизм осадочных отложений отвечает рубежу ~1.87 млрд лет. Время седиментации в Ангаро-Канском блоке согласуется с ранее полученной оценкой времени осадконакопления (1.95–1.85 млрд лет) для метатерригенных пород Иркутского блока Шарыжалгайского выступа. Это позволяет рассматривать позднепалеопротерозойский этап как время формирования пассивной континентальной окраины Сибирского кратона, которая была вовлечена в коллизионный гранулитовый метаморфизм и гранитообразование в связи с образованием палеопротерозойского суперконтинента.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 и при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00382).

- [1] Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – Т. 7, № 1. – С. 3–17.
- [2] Ножкин А.Д., Бибилова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфиридных гранитов Таракского массива Енисейского края // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 9. – С. 879–889.

- [3] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. S-Nd изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Доклады АН. – 2008. – Т. 423, № 6. – С. 795–800.
- [4] Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского блока (Шарьжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18, № 1. – С. 18–33.
- [5] Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon / Eds. J.M. Hancher and P.W.O. Hoskin. Rev. Mineral. Geochem. Mineralogical Society of America. Washington, D.C. 2003. – V. 53. – P. 27–62.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТОККИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*Е.Х. Турутанов**, *А.В. Степаненко**, *Б. Буянтогтох***

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

**Улаанбаатар, Монголия, Научно-исследовательский центр астрономии и геофизики АН Монголии, bazaryn_b@yahoo.com

Для северо-восточной части рифтовой системы, где процесс тектонической активизации сопровождается образованием большого числа эмбриональных и зарождающихся впадин и обнаруживает признаки миграции на восток [1], особую остроту приобретают вопросы изучения строения фундамента и формы кайнозойских осадков малых негативных форм.

Сведения о форме и вертикальных размерах структурно-вещественных плотностных неоднородностей верхней части земной коры важны как для научных, так и для практических целей. В частности, оценка мощности кайнозойских отложений в рифтовых впадинах представляет определённый интерес, поскольку этот параметр характеризует тектоническую активность в новейшее время, продолжением которой является современная сейсмическая активность. Кроме того, установление закономерностей строения и пространственного расположения плотностных неоднородностей верхнего гетерогенного слоя земной коры может оказаться в дальнейшем полезным при составлении или уточнении металлогенических схем.

В связи с промышленным освоением рассматриваемой территории для получения таких сведений целесообразно использовать различные геофизические методы, в частности гравиметрический. До настоящего времени геофизические (и гравиметрические) исследования на северо-восточном окончании Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) проведены в недостаточном объеме.

Токкинская впадина расположена вблизи северо-восточного окончания БРЗ. Как и большинство рифтовых структур, она вытянута в северо-восточном направлении и имеет размеры 90×10 –20 км. Абсолютные отметки ее аккумулятивной равнины сравнительно высоки – 1100–1150 м. В локальных особенностях гравитационного поля, полученного по данным мелкомасштабной гравиметрической съёмки, впадина не отражается, так как располагается вблизи интенсивной региональной гравитационной ступени [2]. Морфология же гравитационного поля, выявленная А.М. Алакшиным в результате интерпретации гравиметрической съёмки среднего масштаба в районе Токкинской впадины, чрезвычайно сложна. Интенсивность поля силы тяжести изменяется на несколько десятков мГал как вкрест, так и вдоль её простираения. Наблюдаемый «перекос» регионального поля (пониженные значения тяготеют к южному борту впадины, более высокие – к южному и северному) объясняется неоднородностью состава кристаллического фундамента впадины. Судя по тому, что горизонтальные градиенты поля силы тяжести в региональном плане резко возрастают у южного и северного бортов депрессии, неподалёку проходит граница между геологическими образованиями разной плотности.

На площади Токкинской впадины гравиметрической съёмкой среднего масштаба выявлен всего один минимум аномалии силы тяжести небольшой интенсивности. Объясняется это прежде всего тем, что сеть съёмки среднего масштаба редка для выявления деталей строения сравнительно нешироких впадин, а гравиметрическая карта построена с применением обычной линейной интерполяции значений аномалий между пунктами наблюдений.

С целью выявления особенностей структуры кайнозойских отложений нами была проведена гравиметрическая съёмка с детализацией наблюдений в центральной части впадины. На этой площади количество опорных точек увеличено втрое, а число рядовых координатных пунктов – вдвое относительно технических требований, предъявляемых к гравиметрическим съёмкам среднего масштаба.

Оказалось, что на фоне регионального «перекоса» поля аномалий силы тяжести в редукции Буге чётко прослеживается зона пониженных значений силы тяжести в виде цепочки изо-

лированных минимумов небольшой амплитуды.

В горном районе, большая часть которого практически лишена осадочного чехла, основным методом установления природы аномалии силы тяжести является сопоставление гравитационного поля с материалами геологической съёмки. Некоторую помощь при геологической интерпретации может оказать и сопоставление гравиметрических данных с результатами других геофизических методов.

Обнаруженные гравитационные минимумы могут быть связаны с линзами кайнозойских осадков во впадине, используемой долиной реки Токко, либо с неоднородностями фундамента. Первое предположение представляется более вероятным. Три минимума, два из которых обнаружены в результате детальных гравиметрических исследований, расположены в пределах геоморфологически выраженной части впадины и совпадают с расширением полосы развития кайнозойских отложений. Два из них чётко локализируются в пределах центральной части аккумулятивной равнины впадины, вблизи её северо-западного борта, и их связь с линзами рыхлых осадков не вызывает особых сомнений. Так как деформации земной коры являются объёмными, увеличение мощности осадков (амплитуды прогибания) в более широких частях впадин представляется вполне естественным [3]. Всё сказанное выше делает второе предположение (о соответствии минимумов плотностным неоднородностям фундамента) маловероятным.

Третий минимум силы тяжести, расположенный между упомянутыми структурными элементами гравитационного поля, также имеет небольшую интенсивность и характеризуется пологими горизонтальными градиентами. Природа его не вполне ясна, поскольку он вместе с кайнозойскими отложениями охватывает часть выступа фундамента впадины. Собственно говоря, речь может идти об осложнении гравитационной аномалии, связанной с осадками, влиянием плотностных неоднородностей либо зоной повышенной трещиноватости фундамента. При образовании впадин в условиях растяжения в связи с развитием трещин плотность верхней части кристаллического фундамента может уменьшаться. Однако масштабность этого процесса неизвестна. На некоторой глубине в связи с наличием литостатического давления трещины должны закрываться и эффект уменьшения плотности за счёт дробления может быть ликвидирован. Специальные работы по оценке этого эффекта в естественных условиях с изучением микроструктуры кристаллических пород в БРС не выполнялись, и поэтому учесть его не представляется возможным. Кроме того, по данным ФУНППИ «Иркутскгеофизика», территория впадины характеризуется слабым проявлением дробления фундамента ($S=2-5$ См). Наиболее выраженный участок зоны дробления в пределах Токкинской впадины имеет почти широтную ориентировку и в гравитационном поле уверенного отражения почти не находит. Некоторую помощь в выявлении неоднородностей фундамента могли бы оказать данные магнитной съёмки, поскольку зоны повышенного дробления могут создавать минимумы магнитного поля.

В результате интерпретации гравиметрических данных оказалось, что два минимума, обнаруженные вблизи западного борта депрессии, могут быть предположительно связаны с осадками, заполняющими небольшие внутренние котловины в Токкинской впадине. Их относительная интенсивность составляет 2–3 мГал, что соответствует 150–200 м осадков. Эта величина хорошо согласуется с электроразведочными данными.

Кайнозойским отрицательным структурам северо-восточного окончания Байкальской рифтовой системы должно быть уделено особое внимание, так как их развитие в основном и определяет сущность рифтогенеза, с которым здесь связана сейсмичность. Поскольку долготное простираие осевой зоны Темулякитского глубинного разлома является в данном районе доминантным, оно подчиняет себе подходящие с запада северо-восточные разломы Удоканской системы и с востока северо-западные и субширотные «становые» структуры [4]. Обнаруженные же нами внутренние котловины, заполненные рыхлыми осадками, расположены вблизи северо-западного борта Токкинской впадины, к западу от глубинного субмеридионального разлома. Таким образом, возникновение внутренних котловин Токкинской депрессии, вероятно, вызвано влиянием геологических условий, типичных для рифтового, или «байкальского», типа поля тектонических напряжений (режим растяжения), установленного в данном районе [5]. Следовательно, принимая во внимание высокий сейсмический потенциал этой территории, можно предполагать, что уровень тектонического развития Токкинской впадины (конечного члена северо-восточного фланга БРС) повышается, т.е. тенденция к миграции рифтовых структур в этом направлении [1] подтверждается.

- [1] *Живая тектоника, вулканизм и сейсмичность Станового нагорья* / В.П. Солоненко, А.А. Тресков, Р.А. Курушин и др. – М.: Наука, 1966. – 230 с.
- [2] *Новосёлова М.Р.* Строение земной коры северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны по геофизическим данным // Результаты геолого-геофизических исследований, завершённых в 1972 г. – Иркутск, 1972. – С. 30–35.
- [3] *Зорин Ю.А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. – М.: Наука, 1971. – 168 с.
- [4] *Радзиминович Н.А., Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С.* Сейсмотектоническая позиция олдонгсинского роя и афтершоковой последовательности 2005 г. (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 87–90.
- [5] *Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Татомир Н.В.* Олдонгсинский рой землетрясений 1997–2002 гг. на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Материалы Всероссийской конференции с международным участием (Архангельск, 13–18 сентября 2004 г.). – Архангельск, 2004. Т. 2. – С. 193–196.

ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Е.Х. Турутанов*, А.В. Степаненко*, Б. Буянтогтох**

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

**Улаанбаатар, Монголия, Научно-исследовательский центр астрономии и геофизики АН Монголии, bazaryn_b@yahoo.com

Для Байкальской горной области исследование количественной связи сейсмической активности с изостатическими аномалиями силы тяжести показало, что если корреляция и имеется, то можно говорить только лишь об общей тенденции повышения активности в области отрицательных изостатических аномалий [1]. Общая же тенденция приуроченности максимальной сейсмической активности к зонам отрицательных аномалий силы тяжести в Байкальской горной области отражает факт приуроченности максимумов активности и к тектоническим впадинам, и к телам древних гранитов [1], латеральные размеры которых превышают первые десятки километров, т.е. к крупным плотностным неоднородностям верхней части земной коры.

Мы полагаем, что подход к возможным связям сейсмической активности с тектонофизическими характеристиками земной коры, а именно с потенциальными полями, необходимо искать путём сопоставления этой активности с отдельными фрагментами физико-геологической модели среды, полученной в результате инверсии потенциальных полей. Сейсмичность вызвана не физическими полями как таковыми, а реальной физико-геологической средой, в частности крупными плотностными неоднородностями, генерирующими эти поля. Эти неоднородности характеризуются в основном вещественным составом и геометрическими особенностями слагающих их литологических комплексов, поэтому и искомые связи необходимо выявлять между сейсмичностью и отдельными параметрами физико-геологической модели среды.

Иными словами, есть все основания предполагать, что один из возможных вариантов надёжной оценки параметров долговременной средней сейсмичности Байкальской горной области может содержаться в установлении связи активности A_{10} с подземной морфологией крупных плотностных неоднородностей верхней части земной коры этого региона. Постановка задачи в таком виде вполне правомерна, поскольку сейсмическая активность Байкальской горной области связана с процессом рифтогенеза, который, в свою очередь, неравномерно проявляется в пространстве [2]. Причиной может быть как различие в интенсивности глубинных процессов, так и различие участков литосферы по механическим свойствам. Ярким примером этого служит увеличение активности рассматриваемого региона в области больших отрицательных аномалий силы тяжести [1], т.е. там, где существуют наиболее крупные плотностные неоднородности верхней части земной коры – заполненные осадками кайнозойские впадины либо протяжённые по латерали интрузии различного состава. Действительно, сопоставление глубинных морфологических особенностей линз кайнозойских осадков рифтовых впадин с неоднородностями фундамента показывает, что впадины тяготеют преимущественно к контактам гранитов с метаморфическими породами [2]. Котловины локализуются чаще всего на гранитном субстрате, при этом сама зона контакта превращается в одну из границ впадины. По-видимому, граниты являются менее прочными, чем глубокометаморфизованные породы докембрия. Если полагать, что минимальной прочностью обладают зоны контактов разнородных по механическим свойствам пород, можно придти к выводу о том, что эти места и являлись теми дефектами, на которых преимущественно происходили блоковые движения, сопровождающиеся сейсмичностью. И наоборот, участки земной коры, в структуре которых преобладают крупные массивы тяжёлых пород, должны обладать большей прочностью и, соответственно, меньшей сейсмичностью.

Рассмотрим кратко результаты сопоставления сейсмичности и глубинной морфологии крупных плотностных неоднородностей различного состава Байкальской горной области, по-

лученные на основе интерпретации гравиметрических данных.

Для сопоставления элементов геологического строения района бассейнов рек Сюльбана и Конды и прилегающей к нему плейстосейстовой области Муйского землетрясения с сейсмичностью использованы карты эпицентров землетрясений, составленные С.И. Голенецким [3, 4]. На структурную схему, составленную по гравиметрическим данным (рис. 1), нанесены эпицентры сейсмических событий начиная с 8-го энергетического класса, которые имели место с 1966 г. по 1975 г. включительно.

При первом взгляде на приведённую схему обращает на себя внимание преимущественная приуроченность слабых ($K=8-11$) землетрясений к области развития гранитов на глубине. В контуры этой области попадает 70 % слабых землетрясений. Точность локализации этих эпицентров, вероятно, не выше, чем ± 5 км. Если считать, что эпицентры, удалённые от границ области развития гранитов на расстояние, не превышающее последнюю величину, также принадлежат этой области, то можно говорить о тяготении к ней 90 % землетрясений.

Видимо, внедрение палеозойских гранитов создало механическую неоднородность коры, что привело к снижению её прочности по сравнению с блоками, где гранитов на глубине нет. Эпицентр Муйского землетрясения расположен на удалении 12 км от края области развития гранитов. Район Муйского землетрясения ($K=17$) был обследован сейсмогеологическими методами, и по максимальному развитию сейсмодислокаций оконтурена его плейстосейстовая область [5]. Сопоставление этих данных со структурной схемой показывает, что плейстосейстовая область почти полностью совпадает с осевой частью южной ветви гранитного массива, которому в гравитационном поле соответствует полоса пониженных значений силы тяжести. Создаётся впечатление, что разлом, с которым связано землетрясение, возник вблизи оси этой сравнительно узкой неоднородности. Так как катастрофическое Муйское землетрясение является редким событием, может возникнуть сомнение в закономерном характере приуроченности его плейстосейстовой области к гранитному массиву. В принципе такое совпадение могло быть и случайным. Однако приуроченность к области развития гранитов большого количества относительно слабых землетрясений свидетельствует о закономерном характере наблюдаемых соотношений. Возможно, что именно районы окончания неоднородностей, где последние сужаются, являются наиболее опасными в сейсмическом отношении местами.

Приольхонье характеризуется невысоким уровнем сейсмической активности. Для построения поля эпицентров землетрясений района Бирхинского габброидного массива использованы все карты эпицентров землетрясений по состоянию на 1.01.1979 г. На рассматриваемую схему нанесены все землетрясения, начиная с восьмого энергетического класса. Они условно разделены на три группы: очень сильные ($K \geq 17$), сильные ($K=14-16$) и слабые ($K=8-13$). На схеме показаны выходы габброидных тел и проекция их контуров на дневную поверхность, крупные выходы гранитов и наиболее крупные разломы. К выходам габброидов приурочены единичные эпицентры слабых землетрясений. Их число возрастает к северо-западу от Бирхинского массива, где по гравиметрическим данным предполагается существование крупного не вскрытого эрозией габброидного тела. Если мы обратимся к той части габброидных массивов, которая по магнитометрическим данным располагается в фундаменте озера Байкал, то увидим, что от сопредельных участков фундамента Байкала она отличается минимальной сейсмичностью. Действительно, к юго-востоку от контура проекции габброидных тел количество эпицентров значительно возрастает, а размеры участков «молчания» малы и соизмеримы с точностью определения местоположения эпицентров. Итак, можно утверждать, что в распределении эпицентров землетрясений в Приольхонье наблюдается тенденция к уменьшению их числа на участках развития габброидных тел на побережье и под рыхлыми осадками на акватории. Предположительно это можно объяснить увеличением прочностных свойств коры при внедрении высокотемпературных магм основного состава. Рассмотренный материал ещё недостаточен для окончательного выявления связей между распределением эпицентров землетрясений и степенью неоднородности верхней части земной коры, но, безусловно, представляет интерес и может быть использован в дальнейшем, по мере накопления аналогичных данных по отдельным участкам Саяно-Байкальской горной области.

[1] Ризниченко Ю.В., Пиенников К.В., Зорин Ю.А. Сейсмическая активность Прибайкалья в сопоставлении с рельефом и гравитационными аномалиями // Известия АН СССР. Серия Физика Земли. – 1969.

- № 10. – С. 10–27.
- [2] Зорин Ю.А., Новосёлова М.Р., Турутанов Е.Х., Кальнинг О.Г. Структура Ципинской (Баунтовской) и Ципиканской рифтовых впадин по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. – 1975. – № 8. – С. 103–110.
- [3] Голенецкий С.И. Землетрясения районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз. Байкал до р. Олёкмы в 1975 г. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1976. – 21 с.
- [4] Голенецкий С.И. Краткий обзор сейсмичности районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз. Байкал до р. Олёкмы за период времени с 1962 по 1974 г. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1976. – 20 с.
- [5] Живая тектоника, вулканизм и сейсмичность Станового нагорья / В.П. Солоненко, А.А. Тресков, Р.А. Курушин и др. – М.: Наука, 1966. – 230 с.

ГЕОДИНАМИКА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ЕВРАЗИИ

Г.Ф. Уфимцев

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

Евразия является основной составляющей частью материкового пояса Северного полушария и по набору неотектонических форм и их структурных ассоциаций является наиболее сложноустроенным из материков (равнины, древние и молодые платформы, горы и присоединившиеся к ней на юге субконтиненты). Неотектоническая структура материкового массива концентрически-радиальная, и интересно то обстоятельство, что орогенические пояса наибольшее распространение имеют в той части континентального массива, где располагается крупнейшее на Земле понижение рельефа геоида, разделенное на две части уступом, соответствующим положению Гималаев. На бровках субмеридиональных скатов на бортах этого понижения геоида располагаются Уральский шовный глыбовый орогенический пояс на западе и переходная зона от континента к океану на востоке. На юге собственно Евразийский материковый массив ограничен впадинами средиземных морей и южными окраинными орогенами молодого Альпийско-Гималайского пояса от структурных неотектонических ансамблей, свойственных Южному полушарию – это особенный морфотектонический раздел на Земле, заслуживающий и специального изучения, и терминологического обозначения. Тектонический экватор послегондванской Земли? Или «пояс разлома», как его назвал более 130 лет тому назад Гохштеттер?

Таковы, пожалуй, главные (планетарные) особенности той сцены, на которой разыгрывается спектакль позднекайнозойской (неотектонической) геодинамики Евразии. В пределах молодых (альпийских) орогенических поясов характерными чертами молодой геодинамики являются формирование покровно-надвиговых орогенов, складчатость приповерхностных частей литосферы и формирование линейных больших сводовых поднятий. Всегда присутствует и сводово-глыбовый орогенез, который в более яркой форме проявлен в возрожденных горах.

В покровно-надвиговых молодых орогенах типа Гималаев определяющими чертами тектонического скупивания литосферы являются не только перемещения по протяженным листрическими надвигам, но и движения слоистых пластин по межформационным контактам с их выдвиганием в свободное полупространство и денудационным разрушением – Гималаи дают нам наглядные примеры этого процесса. Здесь поперечное горизонтальное сокращение литосферы сопровождается передачей «лишних» объемов ее вещества в сферу экзоморфолитогенеза. Складчатый орогенез в молодых альпийских поясах имеет обычно повторный характер: после денудационного среза, вскрытия осей антиклиналей и синклинальных ядер. В этих условиях происходит не только складкообразование и рост антиклиналей, но и выдвигание вверх в форме клинообразных блоков синклинальных ядер, что делает этот процесс близким покровно-надвиговому скупиванию литосферы, тем более что складкообразование обычно происходит в слоистой верхней литосферной пластине, подошвой которой служит поверхность субгоризонтального делителя. Подъем последнего к земной поверхности определяет появление коровых брекчий в виде нагромождений узких клиновидных блоков на границах складчатых орогенов.

Линейные сводовые поднятия в молодых горах сопровождаются интенсивным вулканизмом (Большой Кавказ, Срединный хребет Камчатки) и, в сущности, обозначают в морфотектоническом отношении финальные стадии становления («созревания») континентальной литосферы. На Большом Кавказе и Карпатах морфологически хорошо зафиксирован процесс перехода покровно-надвигового орогенеза в сводовое развитие.

Переходная зона от континента к океану на востоке Азии имеет сложное строение, а западные пределы ее распространения в глубь континентального массива свойственной ей сложной геодинамики остаются малоизученными. Здесь особую роль нередко приобретают процессы окраинно-материкового рифтогенеза как начальной стадии утонения литосферы (Нижнее Приамурье и др.). Следует обратить внимание на то, что в переходной зоне по простиранию

происходит повторение (трансляции) структурных ансамблей: это указывает на то, что ее существование определяется не только субширотным взаимодействием в паре «континент–океан», но и влиянием субмеридионально ориентированных процессов на контактах Южного океанического и Северного материкового полушарий Земли.

В возрожденных горах Евразии широко проявлен сводовый, глыбовый и сводово-глыбовый орогенез. Большие сводовые поднятия типа Станового и Верхоянского хребтов испытывают устойчивые изостатические воздымания. Они являются морфотектоническими выражениями литосферных геоблоков, сложенных породами пониженной плотности. Это определяет сквозной во времени характер сводового развития и экспансию его на окружающие территории. Среди глыбовых орогенов особую позицию занимают шовные дислокации – и Уральский горный пояс служит лучшим их примером. На востоке Азии глыбовые поднятия типа Джугджура или Колымского нагорья обозначают «край устойчивого континента» и служат к тому же плечами-противоподнятиями шельфовых бассейнов окраинных морей либо авлакогеноподобных прогибов типа Татарского пролива, открывающихся в глубоководные котловины окраинных морей.

В морфотектонике внутри- и окраинно-материковых рифтовых систем Евразии нередко хорошо проявлена переукладка блоков верхней литосферной пластины, ограниченной снизу делителем (волноводом), и можно предполагать, что именно он во многом определяет характер сейсмотектонического процесса.

Морфотектоника равнинно-платформенных областей характеризуется общим (и может быть сводовым) воздыманием древних платформ, причем в новейшей тектонике, например, Сибирской платформы хорошо проявляется концентрически-радиальная структура древнего кратона. На контактах поднятых ступеней и молодых погружений проявлены протяженные уступы (Ергени, правобережье Енисея), представляющие собой аналоги надбереговых эскарпов южных субконтинентов, присоединенных к Евразии. Эти последние представляют собой гигантские наклонные глыбы, воздымания которых начинаются в момент заложения межматериковых рифтов, плечами-противоподнятиями которых они первоначально являются.

В новейшей структуре Евразии необходимо учитывать и изучать две ее важнейшие особенности: 1) взаимодействующие неотектонические формы (тектонопары) и 2) геодинамические ансамбли в виде парагенетических связанных (пространственно сопряженных) элементов тектонического рельефа, геологической структуры и глубинного строения. Примером первых является Байкальская рифтовая зона и сопровождающая ее с юго-востока Селенга-Витимская зона умеренного тектонического сучивания. Второе мы можем видеть и в Байкальской рифтовой зоне, и в Монголо-Сибирском горном поясе, а в восточной половине Евразии взаимодействие коромантийных геоблоков охватывает Землю от ее поверхности до раздела ядро–мантия. Это делает предпочтительным выбор: в геодинамических построениях опираться преимущественно на структурные обобщения, а не на религиозные по существу представления модных (или наоборот) геотектонических «теорий».

СТРУКТУРНАЯ МАТРИЦА ЗОН НУТГЕЙ И ОРГОЙТА–ЗМЕИНАЯ ПАДЬ (КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ)

*В.С. Федоровский**, *А.М. Мазукабзов***, *В.Е. Коварская****

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

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

***Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 17nika@mail.ru

Одну из основных тектонических единиц раннепалеозойской Ольхонской коллизии системы Западного Прибайкалья составляет зона Анга-Сахюрты. Она представляет собой тесное переплетение многочисленных узких, но протяженных сдвиговых пластин, образованных двумя метаморфическими комплексами. Один из них – гнейсово-мигматитовый комплекс Шибарта, другой – пестрый по составу Ольхонский комплекс (амфиболиты, мраморы и мраморные меланжи, кальцифиры, кварциты), а также многочисленные массивы гипербазитов и толеитовых габброидов. Зона Анга-Сахюрты подразделяется на две почти равные по площади части Главной сдвиговой зоной, и эти части (северо-западная и юго-восточная) отличаются конфигурацией и характером упаковки сдвиговых пластин в коллизии композите. Крупные единицы юго-восточного сегмента – зоны Нутгей и Оргойта–Змеиная падь, образованные пакетами сдвиговых пластин, причлененных под косыми углами к Главной сдвиговой сuture. Несмотря на высокую степень обнаженности площади обеих зон на поверхности плато в Приольхонье и в береговых скалах Байкала, расшифровка их внутренней структуры сопряжена с трудностями и не поддается простым решениям. В докладе представлен новый материал, полученный в результате последних полевых исследований на этих ключевых объектах. Готовятся к изданию геологическая и тектоническая карты зон Нутгей и Оргойта–Змеиная падь. В этой работе используются данные дистанционного аэрокосмического зондирования Земли высокого и сверхвысокого пространственного разрешения, что позволяет достичь такой точности в нанесении на карты геологических границ, которая необходима для анализа структуры.

Как и везде в регионе, основной компонент структурной матрицы зон Нутгей и Оргойта–Змеиная падь – сдвиговые пластины. Их конфигурация в плане, однако, не только линейная, как на остальной площади Ольхонского региона, но и сигмоидальная, что составляет специфику строения обеих зон. Такая морфология отражает последовательное проявление двух этапов синметаморфической сдвиговой деформации в регионе, когда возникшие на раннем этапе сдвигового тектогенеза крупные пластины (иногда составляющие дуплексы) целиком вовлекаются в складчатый процесс и формируют чрезвычайно напряженные структурные сигмоиды и петли. Естественными границами зон Нутгей и Оргойта–Змеиная падь являются на северо-западе Главная сдвиговая зона региона (ее протяженность около 120 км и, по сути, это офиолитовая сutura – она вмещает около 10 массивов гипербазитов) и Тутайская купольная зона, а на юго-востоке – Центральная купольная зона, отделенная от зоны Оргойта–Змеиная падь бластомилолитовым швом.

Хотя обе зоны формировались в режиме сдвигового тектогенеза, их внутреннее строение различно. Структурный каркас зоны Оргойта–Змеиная падь возник как следствие резкой реологической неоднородности геологической среды, связанной с присутствием в маловязком метаморфическом матрикс крупных жестких массивов габброидов. Здесь мощно проявлены соответствующие тектонические эффекты (огибание складчатыми пакетами жестких массивов, их роллинг, формирование широких в плане складчатых сигмоид и т.д.). Структура зоны Нутгей иная. Здесь нет массивов габброидов, реологические характеристики менее контрастны и главный мотив тектоники – возникновение пакета тесно сжатых сдвиговых сигмоид с субвертикальными шарнирами и напряженным структурным рисунком.

Зона Нутгей. Замечательная особенность этой структуры – здесь, на фоне тотального проявления сдвигового тектогенеза, типичного для региона, на достаточно крупных площадях сохранились реликты пакетов ранних покровных систем. И здесь, и на остальной территории

Приольхонья покровные структурные комбинации давно установлены с помощью структурного анализа, но реальному картированию такие системы практически не поддавались – они были подавлены более поздними купольными и сдвиговыми деформациями. Информация о ранних покровах сама по себе как бы присутствует, но картировать такие ситуации не удавалось. Теперь в рамках зоны Нутгей подобные покровные структуры установлены и они могут изучаться здесь в условиях великолепной обнаженности. По всей площади зоны устанавливаются фрагменты покровной деформации, реализованной в две стадии: сначала формируются пакеты лежащих складок с субгоризонтальными осевыми поверхностями и такими же шарнирами, затем (в условиях прогрессирующей покровной деформации) – складки такого же генезиса, но с субвертикальными осевыми поверхностями и, по-прежнему, с пологими шарнирами. Именно эта система вовлекается потом в сдвиговый тектогенез, когда формируются складчатые сигмиды с крутыми шарнирами. В составе зоны Нутгей выделяется не менее четырех крупных сдвиговых пластин, разделенных бластомилонитовыми швами. Они отличаются комбинациями составов метаморфических пород, кроме того, внутренняя структура пластин имеет свою специфику. С самым ранним этапом покровных деформаций связано формирование синметаморфического жильного гранитного комплекса. Жилы ориентированы параллельно осевым поверхностям ранних покровных складок и изначально имели субгоризонтальное залегание. Они были интенсивно деформированы в процессе реализации второй стадии покровной деформации и последовавших затем сдвиговых складчатых процессов. На поверхности обнажены сложнейшие структурные ансамбли, отражающие последовательное наложение генетически различных деформаций. Нужно подчеркнуть, что расшифровка и реальное картирование паутины таких структур стали возможны только с использованием аэрокосмического материала сверхвысокого разрешения (масштабы 1:5000 и 1:2000). Изобилие гранитных жил (с преобладающим крутым падением) – специфический признак, отличающий зону Нутгей от других зон коллизионного композита региона. По масштабам жильного гранитообразования зона Нутгей сравнима только с гнейсово-купольными зонами региона. Между тем ни мигматитов, ни гранитогнейсов, типичных для купольных площадей Приольхонья и острова Ольхон, в зоне Нутгей нигде нет, и такое мощное проявление жильного гранитного комплекса должно иметь какое-то объяснение. В качестве рабочей модели можно предложить следующее. Геологическая карта свидетельствует о том, что все сдвиговые сигмиды, составляющие каркас структуры зоны Нутгей, как бы упираются в Тутайскую гнейсово-купольную зону, огибают ее. Если предположить, что исходные осадочно-вулканогенные толщи (дометаморфические продукты, составляющие теперь зону Нутгей) были надвинуты на микротеррейн с древней континентальной корой, то получит объяснение не только обилие гранитов (они проникают сюда из погребенной под покровами и ремобилизованной в раннем палеозое континентальной коры), но и сама сохранность наиболее ранних следов деформаций покровного типа, частично защищенных гранитогнейсовым фундаментом от тотального влияния более позднего сдвигового тектогенеза. Если это предположение верно, мы получим недостающее звено и в собственно купольных конструкциях региона. Огромное количество гранитогнейсовых куполов (их – около тысячи) представлено здесь исключительно ядрами таких структур при практически полном отсутствии их оболочек на сводах гранитогнейсовых ядер. Оболочки купольных структур сохраняются в регионе почти всегда только в межкупольных синформах. Возможно, зона Нутгей как раз и представляет собой хотя и деформированные поздним сдвиговым тектогенезом, но сохранившиеся от полного уничтожения оболочки гранитогнейсовых куполов Тутайской зоны. Конечно, такая модель остается пока умозрительной: надо ведь, как минимум, доказать присутствие следов купольного тектогенеза в рамках зоны Нутгей. Такие признаки имеются, но аргументация пока недостаточна. Вместе с тем нельзя не замечать и аномального числа гранитных жил в ее пределах. Работа в этом направлении будет продолжена.

Зона Оргойта–Змеиная падь. Основной мотив тектогенеза связан здесь с формированием многочисленных складчатых сигмид, возникших как результат резкой реологической неоднородности среды при метаморфизме и складчатости. Сигмиды этой зоны возникали в глубинных условиях под влиянием заблокированных массивов габброидов, погруженных в метаморфический матрикс (в современном рельефе часть таких массивов вскрыта на поверхности, а другая – не обнажена, но угадывается не небольшой глубине по специфической структуре метаморфитов, огибающих массивы). Следствие – формирование линейно-петельчатой структуры

в раме на фоне преобладающих эффектов сдвиговой тектоники. Морфологически она отличается от сигмоид зоны Нутгей, хотя в целом картируемая структура обеих зон складывалась в едином поле поздних сдвиговых деформаций. Расшифровка структурных комбинаций зоны затруднена из-за широкого развития здесь продуктов переотложенной коры выветривания, которые сплошным чехлом покрывают заметные площади в центральной части зоны и «каменными реками» спускаются с древнего водораздела на юго-восток, по ущельям, обращенным к Байкалу, и на юго-запад, к долине р. Анги (структуры фундамента через такой чехол не «просвечивают», и на снимках крупных масштабов они не идентифицируются). Вместе с тем на 2/3 территории (вне плаща переотложенной коры выветривания) дешифрируемость аэрокосмического материала достигает высокого класса, и это позволяет, хотя и фрагментарно, уверенно картировать сигмоидальные структуры зоны Оргойта–Змеиная падь.

ЗОНА ОРГОЙТА – ЗМЕИНАЯ ПАДЬ: ПОПЫТКА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ (ОЛЬХОНСКАЯ КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА, ОЗ. БАЙКАЛ)

*В.С. Федоровский**, *А.М. Мазукабзов***, *В.Е. Коварская****, *Д.А. Медных*****,
*А.Е. Егоров*****, *Д.Е. Пещеров*****, *А.И. Макаров*****

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

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

*** Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 17nika@mail.ru

**** Новосибирск, Новосибирский государственный университет

В весьма сложном по своей архитектуре раннепалеозойском коллизионном композите Ольхонского региона Западного Прибайкалья особое место принадлежит зоне Оргойта – Змеиная падь в Приольхонье. От общего пакета многочисленных и предельно сжатых сдвиговых пластин, составляющих раннепалеозойский коллизионный коллаж, зона Оргойта – Змеиная падь отличается замысловатым структурным узором, который с трудом поддается расшифровке. Участие в строении зоны крупных и мелких массивов габброидов обусловило чрезвычайно дискретный и хаотический характер ее структуры. В метаморфической матрице, вмещающей такие массивы, формируются тесно сжатые складчатые композиции, огибающие «жесткие» аллохтонные тела габброидов, которые в условиях реализации синметаморфического сдвигового тектогенеза вращаются (роллинг), вовлекая в этот процесс и вмещающие метаморфиты. И в раме, и в самих массивах габброидов возникают вихревые структуры, которые охватываются продолжающейся сдвиговой деформацией и линейризацией, что делает изначальный и уже непростой структурный ансамбль труднораспознаваемым. Если в тех участках зоны, где на поверхности обнажены массивы габброидов, резкие изменения в конфигурации складчатых пакетов рамы вблизи контактов с такими массивами понятны и могут быть закартированы с большой точностью, то в удалении от массивов отклонения от директивных направлений сдвиговой деформации зачастую остаются загадочными. В процессе детальной съемки площади зоны возникло предположение о том, что, возможно, эти аномалии в структуре отражают такие ситуации, когда на некоторой глубине присутствуют не вскрытые на поверхности жесткие массивы габброидов, которые и определяют дискретный характер строения зоны. Привлечение геофизических методов могло бы приблизить решение задачи, и такая попытка была предпринята. Рассказываем о результатах.

Исходное условие для постановки геофизической задачи было достаточно очевидным: прежде всего следовало «выжать» максимум из геологии на поверхности и найти те места, где было бы целесообразно применить геофизические методы и быстро получить тот или иной результат. Степень обнаженности территории зоны весьма велика, в прибрежной полосе Байкала – абсолютная. Данные дистанционного зондирования Земли, используемые нами при картировании, отличаются высокой степенью дешифрирования и включают аэрофотоснимки четырех масштабов (маршрутный аэрофотоматериал – снимки масштаба 1:5000, сверхвысокое пространственное разрешение) и космические панхроматические и мультиспектральные снимки со спутников LANDSAT-7 ETM+, IKONOS-2, QUICK BIRD-2, SHUTTLE (все – США), ALOS (Япония), SPOT-5 (Франция). Сводная геологическая карта на площадь зоны Оргойта – Змеиная падь составляется нами в масштабе 1:12000 на базе спецаэрофотосъемки этого масштаба. Точность нанесения геологических контуров составляет $\pm 1-2$ м. Вместе с тем на отдельных площадях степень обнаженности коренных пород резко снижается. Причина – перекрытие каменного ложа корой выветривания и продуктами ее перемещения. Это суглинки и супеси с включениями обломков и крупных глыб кварцитов. «Каменная река» этих специфических образований занимает значительную часть зоны Оргойта – Змеиная падь (ее протяженность около 20 км), препятствуя расшифровке сложнейшей структуры коренного фундамента.

Общая тектоническая конфигурация в зоне Оргойта – Змеиная падь позволяет рассматривать два альтернативных варианта генеральной структуры. Первый – массивы габброидов и

вмещающие их метаморфиты составляют две автономные параллельные полосы; второй – все массивы габброидов образуют единую структуру и участвуют в строении крупной складки северо-восточного простирания с пологим шарниром. В последней трактовке габброидные массивы Оргойта, Треугольник, Гантели (Восточный) оказываются локализованными в рамках юго-восточного крыла этой крупной складки, а массив Гантели (Западный) и ряд мелких выходов базитов располагаются на северо-западном крыле структуры. Однако, независимо от варианта «раскрутки» генеральной структуры, очевидно то, что в северо-западной полосе в составе метаморфического матрикса картируются несколько площадей аномального строения. Это кольцевые и полукольцевые структуры в породах рамы, аналогичные тем, что окружают массивы габброидов юго-восточной, Прибрежной, подзоны, но без очевидных свидетельств непосредственного участия базитов в их формировании. На одном из таких участков летом 2010 г. были проведены полевые геофизические тесты.

Не вскрытый на поверхности массив габброидов, перекрытый породами рамы, является контрастным объектом по плотности, электропроводности и магнитным свойствам. Поставленная задача по локализации тел габброидов на этой площади решалась методами магнитной съемки и проведением работ ЗСБ в отдельных точках. Контраст по магнитной восприимчивости габбро и вмещающих пород (мраморов и силикатно-карбонатных гнейсов) позволял использовать магнитную съемку. Она производилась с помощью магнитометров ММPOS-1 по системе двух перпендикулярных профилей с шагом 25 м. Каждый профиль проводился двумя магнитометрами. Полученные значения модуля вектора магнитной индукции x представлены в презентации. Площадь построена по данным пересекающихся вкрест профилей с применением программного пакета Surfer.

Полученные результаты (с учетом дополнительных измерений по вскрытому здесь же небольшому телу габброидов – короткий профиль из трех точек) позволяют предполагать существование на некоторой глубине крупного интрузива. Область в середине профиля CD имеет повышенные значения, соответствующие интрузивному телу, перекрытому значительной толщиной отложений. Точечное зондирование методом ЗСБ в этой области показало наличие основания с высоким кажущимся сопротивлением, перекрытого пачкой, мощностью 30–35 м. В целом полученные результаты свидетельствуют о перспективности использования перечисленных методов для решения полевых структурных задач и хороших возможностях в расшифровке сложных композиций с участием контрастных по составу геологических тел. Целесообразно проведение геофизических исследований на всей площади зоны Оргойта – Змеиная падь.

Финансовая поддержка исследований: грант РФФИ (проект 08-05-00177), программа ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», экспедиционный грант ГИН РАН.

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КАК ФАКТОР ТЕКТОНИКИ (СВИДЕТЕЛЬСТВА ПО КАЛЕДОНИДАМ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ)

*В.С. Федоровский**, *Е.В. Склярв***, *А.М. Мазукабзов***

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

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

Реологическая неоднородность – типичная и очевидная характеристика геологической среды, однако публикации, в которых рассматривались бы конкретные примеры, встречаются редко. Чаще всего реологические эффекты, хотя они и подразумеваются, специально не исследуются. Между тем геолог в своей практике сталкивается с этим явлением ежедневно, особенно часто – при решении проблем тектонического характера. Интерпретация геологических данных при этом остается туманной, не всегда отвечает элементарной логике. Так, например, считается, что при метаморфизме происходит общая гомогенизация геологической среды, в то время как достаточно ясно, что вязкость различных компонентов коры, охваченных метаморфизмом, неодинакова и их реакция на синметаморфическую деформацию не может быть идентичной. Более того, реальный геологический материал свидетельствует о том, что реологическая неоднородность среды, дискретной по исходной вязкости составляющих ее компонентов, не выравнивается, а, наоборот, может катастрофически нарастать по мере увеличения степени метаморфизма. Примеры такого рода многочисленны в Ольхонском регионе Западного Прибайкалья. На поверхности здесь обнажены глубинные горизонты раннепалеозойской земной коры, составляющие тектонически напряженный коллизионный композит.

Колебания метаморфизма в регионе весьма значительны (от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно), и это дает возможность исследовать реологические эффекты в различных комбинациях термодинамических параметров и при различной интенсивности генетически разнообразных деформационных процессов. Наиболее контрастные эффекты можно наблюдать при исследовании структуры метаморфической рамы в тех случаях, когда в ее строении участвуют массивы габброидов и гипербазитов. Практически во всех тех местах в регионе, где удавалось наблюдать такие соотношения, базиты и ультрабазиты оставались «жесткими» телами в среде, охваченной метаморфизмом и складчатостью (тектоническим течением). Ольхонский регион дает возможность детально изучать подобные структуры и составлять геологические карты, которые позволяют представить реальный образ структур, сопровождающих результаты деформации в реологически неоднородной геологической среде.

В регионе локализована коллизионная система, возникшая в раннем палеозое в результате столкновения Ольхонского террейна и Сибирского кратона. Три типа синметаморфических деформаций сопровождали этот процесс: покровные, купольные и сдвиговые. При этом сдвиговая тектоника имела тотальный характер; она завершала коллизионные события и сформировала основные черты архитектуры коллизионного сооружения, картируемого в современном срезе. Именно в сдвиговых ситуациях наиболее ярко проявлены различные реологические эффекты. Подавляющее большинство массивов габброидов и гипербазитов региона представляют собою бескорневые аллохтонные тела, и на сдвиговую деформацию они, как правило, отвечали вращением (роллингом). В такую же деформацию вовлекаются и породы рамы, прилегающие к жестким массивам. Зона влияния значительна и, естественно, зависит от размеров тел габброидов и гипербазитов, охваченных сдвигом. В метаморфическом матриксе, содержащем включения жестких тел, типично формирование вокруг них сдвиговых сигмоид, вихревых структур. Вихревые рисунки иногда удается наблюдать и в самих жестких телах (массив габброидов Танхан, например).

Наиболее часто встречаются сигмоиды Z- и S-образных рисунков различной степени сжатия. В самих телах базитов и гипербазитов, как следствие роллинга, появляются системы трещин, которые занимают граниты. Рои таких жил обнаруживаются в двух позициях: они пересекают тела габброидов и ультраосновных пород, но иногда формируют и скорлуповидные

оболочки вокруг них. Топологическая поверхность жильных тел в последних случаях не сплошная, а прерывистая, и, по-видимому, она отражает процесс кратковременного появления локальных зон растяжения и сжатия, возникавших в ходе роллинга неровных по своей морфологии жестких тел базитов и гипербазитов, погруженных в метаморфический матрикс. В крупных массивах, охваченных роллингом (таков, например, Бирхинский массив, его диаметр 13 км), рои гранитных жил локализованы только внутри вязкого базитового тела и ни одна из них не проникает из массива в маловязкую метаморфическую раму. Множество таких жил отчетливо видны на космических и аэрофотоснимках. В рельефе они составляют отпрепарированные скалистые гряды и стенки, протягивающиеся на сотни метров и километры. По химическому составу эти граниты отличаются и от синметаморфических жил, участвующих в строении гранитогнейсовых куполов региона, и от гранитов сдвиговых структур. Можно предположить, что появление гранитов связано с подплавлением коры над кровлей мантийных камер, обеспечивавших внедрение габброидов. Если это так, то правдоподобным объяснением различной структурной позиции жил гранитов при реализации сдвиговой деформации может быть сам факт разного генезиса таких жил. Как бы то ни было, однако многочисленные жилы, непрерывно прослеженные в теле габброидов массива Бирхин, в зоне контакта габбро и вмещающих метаморфитов полностью исчезают; они как ножом обрезаны этим контактом. Варианты объяснения этой ситуации альтернативны. Самый простой – отсутствие трещин в маловязком метаморфическом субстрате, огибающем «болванку» Бирхинского массива и охваченном тектоническим течением. Но возможно и другое – жилы все же проникали во вмещающий метаморфический комплекс, но сам Бирхинский массив не только вращался в процессе сдвиговой деформации (гранитные жилы в таких ситуациях отрывались от своих корней, блокировались), но одновременно и продвигался вперед по сдвиговой зоне (по направлению тектонического транспорта), оставляя позади гранитные жилы, возможно и проникавшие в раму на ранних этапах роллинга. Вместе с тем в регионе немало и таких ситуаций, когда гранитные жилы не только формируют серии внутри жестких массивов базитов и гипербазитов, но и плавно переходят в породы рамы, образуя протяженные жильные тела и вокруг таких тел, и непосредственно вдоль зон сдвигов, вмещающих жесткие массивы. Подобные конфигурации встречаются в ситуациях с участием массивов небольших размеров, но во всех таких случаях это и другие, синметаморфические, граниты, отличающиеся от гранитов, локализованных в теле Бирхинского массива монцогабброидов.

Следствие резкой реологической неоднородности – появление в условиях реализации сдвигового режима поперечных трещин в линейных телах метагабброидов. Сотни крупных гранитных жил маркируют такие зоны отрыва в массиве метамонцогабброидов Улан-Нур (его протяженность около 30 км), в крупной эшелонированной в зоне сдвига дайке метагаббро в районе пос. Тонта (ее длина 1 км). В докладе приводятся детальные карты многочисленных участков проявления реологической неоднородности в глубинных уровнях коллизионной коры. При их составлении использован современный дистанционный аэрокосмический материал сверхвысокого разрешения, не только позволяющий убедиться в точности нанесения геологических границ, но и предоставляющий возможность объективной проверки анализа геологических ситуаций и кинематических моделей.

Финансовая поддержка – грант РФФИ 08-05-00177, программа ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса».

ОЛЬХОНСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН: ПАКЕТ КАРТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СОДЕРЖАНИЯ

*В.С. Федоровский**, *Е.В. Склярв***, *А.М. Мазукабзов***, *А.Б. Котов****,
*А.В. Лавренчук*****, *Д.П. Гладкочуб***

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

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

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

Ольхонский регион Западного Прибайкалья по многим параметрам отвечает признакам, которые позволяют определить его как геодинамический полигон. Небольшая площадь (около 2000 км²), высокая степень обнаженности, пестрый набор разнообразных по исходной геодинамической природе метаморфических комплексов, спрессованных в раннепалеозойском коллизийном коллаже, открывают возможность исследования и решения обширного круга различных геологических задач и выхода на обсуждение проблем надрегионального характера. Полигон может стать эталонным объектом для исследования анатомии глубинных срезов земной коры, систем коллизии и коллапса. Вместе с тем уникальный научный потенциал полигона обеспечивается не только разнообразием явлений раннепалеозойской коллизийной геодинамики и коллапса коллизийной системы, но и его расположением в центре Байкальского рифта – одной из крупнейших в мире зон современного внутриконтинентального рифтогенеза. Остров Ольхон и Приольхонье составляют надводную часть перемычки Байкальского рифта, разделяющей его Северную и Южную впадины.

Работа на полигоне требует комплексного подхода и участия специалистов в разных областях геологических знаний. Концентрация профессиональных усилий для поиска ответов на многочисленные вопросы, возникающие по мере углубления исследований, их согласование между собой (геология, тектоника, структурный анализ, петрология, петро- и геохимия, минералогия, литология, изотопная геохронология, неотектоника, геоморфология и т.д.) могут и должны привести к интересным открытиям общего характера. Первым шагом в этом направлении должно стать составление пакета современных карт геологического содержания. Без этого реальное продвижение в научном освоении площади Ольхонского геодинамического полигона невозможно.

Весьма значительный задел в этом направлении уже имеется, но необходимы немалые усилия и для того, чтобы завершить работу, начатую много лет назад, и подготовить к изданию – в единой легенде – весь пакет картографических документов. В составе пакета мы планируем подготовку и издание 14 карт, из них – 6 карт масштаба 1:100000 на площадь всего Ольхонского региона (геологическая, тектоническая, геодинамическая карты и карта метаморфизма, геоморфологическая и неотектоническая карты) и еще 8 детальных геолого-структурных карт масштаба 1:12000 и 1:10000 на площади опорных объектов. Основа всех карт – цифровые космические снимки, попиксельно привязанные к мировой системе координат.

Ключевой момент всей этой работы – плотное использование данных дистанционного зондирования Земли с самолетов и спутников. Важно отметить то, что подобный материал на всю площадь полигона уже имеется; он приобретен нами в прошлые годы и серьезные финансовые затраты теперь не потребуются. Этот бесценный современный цифровой дистанционный материал (реальный масштаб 1:2000–1:5000) позволяет составлять геологические карты любой степени сложности, детальности и невиданной точности (ошибка при нанесении геологических границ не превышает 1–2 м). Было бы недальновидно не использовать тот факт, что по обеспечению территории данными дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) Ольхонский полигон как геологический объект сегодня не имеет себе равных в стране. Банк данных включает аэрофотоснимки четырех масштабов (в том числе крупного и сверхкрупного масштаба – 1:12000 и 1:5000) и панхроматические и мультиспектральные космические снимки (в том числе высокого и сверхвысокого пространственного разрешения) с шести спутников США (LANDSAT-7,

SHUTTLE, IKONOS-2, QUICK BIRD-2), Франции (SPOT-5) и Японии (ALOS).

Составление и издание всего пакета карт проводятся одновременно в «бумажном» и цифровом видах. Цифровые карты (на DVD-дисках) было бы целесообразно сопроводить и публикацией всего дистанционного материала, который имеется по Ольхонскому полигону. Это будет возможно в том случае, если удастся преодолеть существующие режимные и лицензионные ограничения по использованию космических снимков сверхвысокого пространственного разрешения и аэрофотоснимков крупных масштабов. Общий объем дистанционного материала составляет сегодня примерно 30 гигабайт. Издание всего пакета карт геологического содержания на площадь Ольхонского геодинамического полигона предполагается выполнить последовательно в течение 2010–2013 гг.

Финансовая поддержка: грант РФФИ (проект 08-05-00177), программа ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», а также ГИН РАН (Москва) и ИЗК СО РАН (Иркутск).

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

*А.А. Федотова***, М.О. Аносова**, А.А. Разумовский*, Е.В. Хаин*, А.В. Орлова****

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

**Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

***Москва, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

Многообразие комплексов горных пород Кичерской (Кичеро-Мамской) зоны Байкало-Муйского пояса десятилетиями привлекает внимание геологов, но до сих пор нет единого мнения о строении, истории развития этой зоны и всего пояса. Варианты реконструкций взаимно исключают друг друга: рифтогенные бассейны, не испытавшие развития, выходящего за рамки «Красноморской стадии»; шельфовые комплексы, участвовавшие в развитии Палеоазиатского океана [1]; островодужная система [2, 3] с наложенным синколлизийным ультрамафит-мафитовым магматизмом [3] и другие.

Кичерская зона граничит на западе и северо-западе с позднерифейскими вулканогенно-осадочными толщами Олоkitской зоны Байкало-Патомского пояса, к контакту зон приурочена мощная зона тектонизированных пород [3 и др.]. Пограничное положение между Олоkitской и Кичерской занимает Сыннырская зона, рассматриваемая как позднерифейская рифтогенная структура [2], образованная породами вулканоплутонической ассоциации с участием вендских интрузий Йоко-Довыренского комплекса. На востоке к Кичерской зоне примыкает область преобладающего распространения палеозойских гранитов (Светлинская зона [1]).

Строение Кичерской зоны гетерогенно. В ее составе известны амфиболиты, гранулиты, гнейсы и плагиомигматиты [2], небольшие линзовидные тела метасперидотитов, отмечаются также метапесчаники, гранатовые амфиболиты [1]. Вся зона насыщена крупными телами («массивами») габброидов, которые объединены в два типа: высокомагнезиальный и высокотитанистый [2]. Вендские осадочные толщи с грубообломочными полимиктовыми породами в основании с несогласием залегают на гетерогенном фундаменте Кичерской зоны.

Нами было проведено детальное изучение наиболее обнаженной прибрежной части Кичерской зоны (побережье оз. Байкал от мыса Тонкий до района нижнего течения р. Рель). В строении этой территории принимают участие четыре ассоциации горных пород: гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс [2, 4], высокотитанистые габброиды, пироксенит-троктолит-габбровый комплекс Тонкий Мыс и интрузирующие все перечисленные породы субвулканические тела гранитоидов.

Гранулиты представляют собой результат преобразования пород основного и среднего состава в условиях высоких температур и умеренных давлений (до 8–9 кбар [2]). При метаморфизме были образованы дупироксеновые, реже гиперстеновые кристаллические сланцы, при диафорезе – биотит-амфиболовые кристаллосланцы и амфиболиты. Гранулиты чередуются с пластовыми телами лейкократовых дупироксеновых кристаллосланцев, эндербитов, чарнокитов и образованных по ним гнейсов. Характерное присутствие гранобластовых структур или их реликтов убеждает в магматической природе гранитоидов, кристаллизовавшихся в равновесии с гранулитами. Составы этих пород образуют единый тренд на диаграммах Харкера. С гранулит-эндербитовой ассоциацией пространственно связаны Слюдинский и Рельский массивы габбро-норитов, деформированные совместно с рассмотренными породами.

Пироксениты, троктолиты и габбро «массива» Тонкий мыс характеризуются менее напряженным стилем деформаций по сравнению с габбро-гранулит-эндербитовой ассоциацией. Контакт «массива» и пород гранулит-эндербитовой ассоциации приурочен в настоящее время к разрывному нарушению.

Субвулканический комплекс гранитоидов представлен серией гранодиоритов – плагиогранитов – биотитовых, реже двуслюдяных гранитов, формирующих единичные дайки и небольшие тела, мощность которых не превышает 5 м. Эти дайки интрузируют породы гранулит-

эндербитового комплекса, апогранулитовые амфиболиты и породы «массива» Тонкий мыс.

Восстанавливаются следующие этапы развития Кичерской зоны. В позднем рифее образовались базальты, габброиды, породы среднего состава и гранитоиды, превращенные в дальнейшем в плагиогнейсы [1]. Метаморфизованные толеитовые базальты нюрндуканской толщи верхнего рифея характеризуются положительными (от +5.6 до +8) значениями $\epsilon\text{Nd(T)}$ [1]. Однако непосредственные соотношения между этими metabазальтами и гранулитами не ясны, и вопрос о возрасте протолита гранулитового комплекса остается открытым.

Данные о возрасте эндербитов [5] дополнены нашими определениями возраста цирконов из гнейсов, развитых в чередовании с апогранулитовыми амфиболитами, из гранитов, отобранных на месте Байкальского массива, и из типичных эндербитов. Все полученные оценки возраста попали в интервал 603–620 млн лет, что дает возможность говорить о широком проявлении эндербит-чарнокитового магматизма в этом интервале времени. Оценка возраста, пространственно связанного с эндербит-гранулитовым комплексом Слюдинского габбро-норитового массива, составляет 618 ± 61 млн лет [4]. Высокотитанистые габброиды и гранулит-эндербитовый комплекс, по всей видимости, образовались на одной и той же стадии развития территории; это дает возможность говорить о региональном проявлении гранулитового метаморфизма, эндербит-чарнокитового и мафитового магматизма в середине вендского времени.

Судя по данным о возрасте «массива» Тонкий мыс (585 ± 22 млн лет [4]), параллельно с гранулит-эндербитовой ассоциацией или несколько позже кристаллизовались троктолит-габбровые массивы или массивы, отвечающие менее глубинному уровню литосферы. На следующем этапе породы троктолит-габбрового комплекса и глубинной габбро-гранулит-эндербитовой серии были приведены в соприкосновение в ходе дифференцированных тектонических движений и интродуцированы комплексом даек диорит-плагиогранитного состава. Нами проведено изучение U-Pb изотопной системы цирконов из гранитоидов субвулканического тела, интродуцирующего габброиды комплекса Тонкий мыс, получена оценка возраста 591 ± 3 млн лет. Время завершающей структурной перестройки в истории Кичерской зоны ограничено возрастом субвулканического комплекса гранитоидов, то есть оторвано от гранулитового метаморфизма и связанного с ним магматизма не более чем на 15 млн лет. Активные тектонические движения этого времени фиксируются и накоплением конгломератов основания холодненской свиты и ее аналогов.

Геологическая история Кичерской зоны и опубликованные данные по всему Байкало-Муйскому поясу дают возможность распознать следующие геодинамические процессы. На позднерифейской стадии развития пояса существовал бассейн с корой океанского типа и одна или несколько разновозрастных систем островных дуг. Ко времени образования гранулитов реликты этих систем и связанных с ними бассейнов (офиолиты) вошли в состав аккреционного пояса (орогена). Примерами аккреционных сооружений являются мезозойско-кайнозойское складчато-надвиговое сооружение Корякского сегмента Тихоокеанского подвижного пояса [6 и др.], Авалонско-Кадомский ороген каледонского пояса и многие другие структуры, для которых характерен ряд общих признаков [7], применимых и к Байкало-Муйскому поясу.

Ярким событием геологической истории Кичерской зоны был поздневендский гранулитовый метаморфизм, сопровождавшийся мафитовым и эндербит-чарнокитовым магматизмом. Правдоподобным механизмом образования такой магматической ассоциации на фоне регионального гранулитового метаморфизма нам представляется деламинация субдуцируемой океанской литосферы с образованием астеносферных окон под литосферой аккреционного сооружения. Это явление, как мы показывали ранее на примерах Саяно-Монгольской области и Полярного Урала, может быть обусловлено двумя причинами: субдукцией спредингового хребта либо заклиниванием зоны субдукции в островодужной или окраинно-континентальной ситуации с продолжением погружения передовой части субдуцируемой плиты. Важно, что оба механизма могут привести к прекращению субдукции, дифференцированным движениям (со сдвиговой составляющей) на относительно коротком отрезке времени и дальнейшей временной стабилизации территории. Именно такую ситуацию мы реконструируем для конца венда Байкало-Муйского пояса, восстанавливая активную окраину аккреционного пояса.

Аккреционное сооружение представляет собой область суши, но не является окончательно сформированным пассивным элементом континентальной литосферы. Поэтому неизбежна его активизация при дальнейших структурных перестройках. Крупнейшая перестройка могла

произойти при сближении аккреционного пояса с краем Сибирского кратона. Время этого события не определено, и, возможно, его ограничивает возраст плагиогранитов Светлинской зоны, источник которых характеризуется участием зрелой континентальной коры [1]. Возраст гранитов отвечает силуру и близок к возрасту широко распространенных в Байкало-Муйском поясе осадочных толщ, образованных, видимо, за счет размыва, связанного с тектонической активизацией более древней структуры.

Таким образом, в строении Кичерской зоны отражено не менее двух крупных событий вендской истории западного Северобайкальского сегмента Байкало-Муйского пояса. К середине венды было сформировано гетерогенное аккреционное сооружение с участием офиолитов и реликтов более древних (позднерифейских?) островных дуг. Около 600–620 млн лет назад произошла деламинация океанской литосферы, связанная с субдукцией под край этого сооружения. Индикаторы этих процессов – гранулитовый метаморфизм, эндербитовый и мафитовый магматизм, а также кратковременные дифференцированные тектонические движения с последующей стабилизацией территории, продолжавшейся, по крайней мере, в кембрии и начале ордовика.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-01022).

- [1] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. – 2007. – № 6. – С. 23–51.
- [2] Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. – М.: ГЕОС, 1999. – 163 с.
- [3] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского пояса в позднем докембрии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 306 с.
- [4] Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // Доклады АН. – 1993. – Т. 332, № 4. – С. 195–201.
- [5] Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др. Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Доклады АН. – 2000. – Т. 371, № 5. – С. 652–654.
- [6] Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. – М.: Наука, 1988. – С. 198–245.
- [7] Windley B.F. The evolving continents. 3-rd ed. – Chichester: John Wiley & Sons, 1999. – 526 p.

ОТРАЖЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА В ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЯХ

М.А. Фомин, С.Ю. Беляев

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

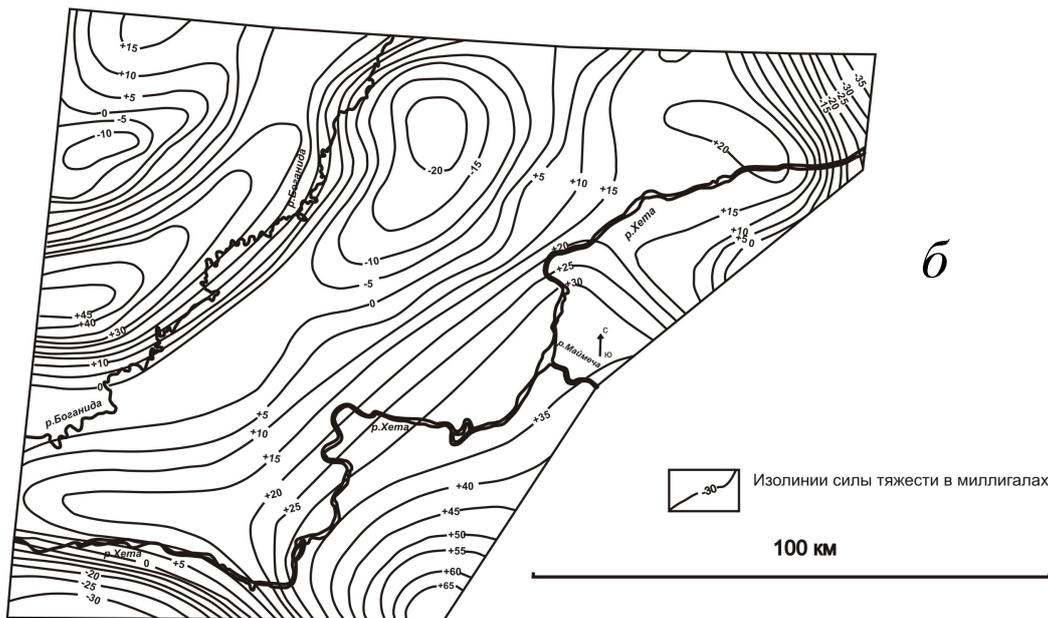
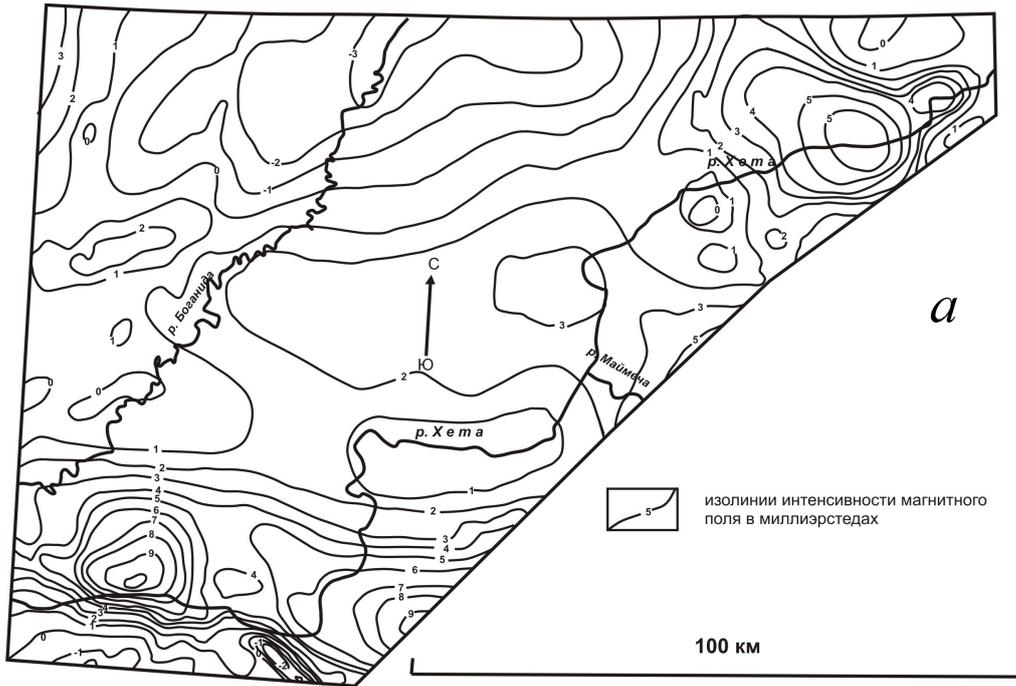
В последние годы в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН строились структурные и тектонические карты по подошве и разным уровням осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба [1, 2 и др.]. Эти карты создавались на основе всех имеющихся на настоящее время геофизических (сейсмических) и буровых данных по новейшим методикам, поэтому можно считать набор таких карт наиболее достоверной и детальной трехмерной моделью осадочного чехла.

По-прежнему дискуссионным остается вопрос о составе, современной структуре и геодинамической природе толщ, подстилающих чехол. Давно известно, обосновано в многочисленных публикациях, что с юга под мезозойско-кайнозойский чехол регионального прогиба погружается позднедокембрийско-палеозойский чехол Сибирской платформы, насыщенный пермо-триасовыми интрузиями (траппами). Дислоцированность чехла типична для древних платформ. С севера под мезозойско-кайнозойский чехол погружаются интенсивно дислоцированные толщи Таймыра. Согласно последним моделям, Таймыр разделен на субширотные зоны разного возраста, геодинамической природы и дислоцированности. На Южном Таймыре, который на юге перекрывается чехлом Енисей-Хатангского регионального прогиба, картируются интенсивно-складчатые ордовикско-пермские толщи, насыщенные траппами, которые также участвуют в складчатости. В северо-восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, где мощность чехла невелика, под четвертичными отложениями откартированы своеобразные «шиты», выполненные смятыми в интенсивные линейные складки палеозойскими и триасовыми породами, аналогичные Южному Таймыру. Таким образом, под мезозойским чехлом сочленяются интенсивно-складчатые и нескладчатые толщи, по составу отвечающие чехлу Сибирской платформы. Место и способ сочленения – дискуссионны. Большинство исследователей мезозойский Енисей-Хатангский региональный прогиб считает надрифтовой депрессией, в этом случае логично ожидать субвертикальной зоны, выполненной базальтами в зоне сочленения складчатых и нескладчатых образований, либо сутурной зоны, в случае пережима зоны в последующие тектонические этапы в результате сжатия. Однако в последнее время в ИНГГ СО РАН высказывается и другая точка зрения, основанная на анализе свежих сейсмических данных, согласно которой Енисей-Хатангский прогиб развивался «нормально» по крайней мере с палеозоя.

Таким образом, с Енисей-Хатангским региональным прогибом связан «клубок проблем». Если структура мезозойско-кайнозойского осадочного чехла на сегодняшний момент ясна, то по поводу более глубоких горизонтов могут быть разные модели.

В связи со всем вышесказанным нам показалось интересным провести анализ магнитометрических и гравиметрических данных по этой территории.

На разных уровнях мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и в его подошве на территории Енисей-Хатангского регионального чехла, в его центральной части, выделяется контрастная приподнятая зона, протягивающаяся, по сути дела, через весь прогиб (Балахнинско-Рассохинская). По простиранию эта зона делится на более мелкие тектонические элементы – Балахнинский и Рассохинский наклонные мегавалы. Последний осложнен Волочанским мезовалом. В северо-восточной части Рассохинского наклонного мегавала (и Волочанского мезовала) приподнятая зона меняет простирание с субширотного на северо-восточное, а в южном и юго-восточном направлении переходит в контрастную депрессию – Боганидский мегапрогиб. Юго-восточнее располагается Северо-Сибирская мегамоноклиза.



Фрагменты карт: *а* – аномального магнитного поля СССР (ΔT) α [3]; *б* – гравиметрической карты СССР [4].

Для анализа использовались фрагменты карты аномального магнитного поля [3] и гравиметрической [4] масштаба 1:1 000000 (рисунок, *а*, *б*).

Юго-восточная часть анализируемой территории занята Северо-Сибирской мегамоноклизой (полого наклоненные на северо-запад горизонты осадочного чехла). Однако в полях, и гравитационном, и магнитном, юго-восточнее р. Хета наблюдается чередование положительных и отрицательных аномалий, разнонаправленных, но, в целом, ориентированных поперек простиранья структур чехла. Остальная часть территории в структуре чехла – чередование положи-

тельных и отрицательных структур: Рассохинский наклонный мегавал, Боганидский мегапрогиб и на северо-западе – незначительная часть Центрально-Таймырского желоба. Магнитное поле слабо соответствует этой структуре. Слабыми положительными аномалиями выражена наиболее глубокая часть Боганидского мегапрогиба, а юго-западнее, где мегапрогиб становится менее глубоким, интенсивность аномалии возрастает до 10 миллиэрстед. Рассохинский наклонный мегавал в южной части выражен слабой положительной аномалией, но северо-восточнее по его простираению аномалия сменяется на отрицательную.

Гравиметрические данные гораздо более четко соответствуют структуре чехла. Боганидский мегапрогиб отвечает отрицательной гравиметрической аномалии, тем большей, чем больше глубина мегапрогиба (от 0 до –20 миллигал). Рассохинский наклонный мегавал выражен контрастной положительной гравиметрической аномалией (от +20 до +45 миллигал). Большие значения наблюдаются в наиболее приподнятых частях положительной структуры. В северо-западной части анализируемой территории, в Центрально-Таймырском желобе, вновь наблюдается отрицательная гравитационная аномалия (до –10 миллигал).

Таким образом, можно констатировать, что гравитационное поле адекватно отражает современную структуру мезозойско-кайнозойского чехла, а особенности рисунка магнитного поля обусловлены особенностями фундамента Енисей-Хатангского регионального прогиба. Выявленные особенности необходимо учитывать при дальнейших исследованиях.

- [1] *Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Букреева Г.Ф., Еришов С.В., Истомин А.В., Конторович А.А., Красавчиков В.О., Фомин М.А.* Тектоническое районирование Енисей-Хатангского регионального прогиба по опорным уровням мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и тектонические предпосылки его нефтегазоносности // *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XIII Тектонического совещания.* – М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. – С. 345–349.
- [2] *Беляев С.Ю., Фомин М.А.* Модель современной структуры верхнетриасово-мелового комплекса осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту).* Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. – С. 35–37.
- [3] *Карта аномального магнитного поля СССР.* R-47. Масштаб 1:1000000.
- [4] *Гравиметрическая карта СССР.* Редукция Буге. R-47, 48 (Хатанга). Масштаб 1:1 000 000.

КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ – ВЕНДА САЯНО-МОНГОЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

Е.В. Хаин, А.А. Федотова

Москва, Геологический институт РАН, khain@ginras.ru

В пределах Сибирской окраины Палеоазиатского океана с конца позднего мезопротерозоя фиксируются терригенно-карбонатные комплексы, с размывом залегающие на дорифейских метаморфических образованиях, в разрезах преобладают терригенные отложения с карбонатными и углеродистыми сланцами, основными вулканитами, вулканомиктовыми и кварцевыми песчаниками, доломитами и известняками (балаганахская серия и ее аналоги). По их фациальному профилю можно судить об обстановках шельфа, континентального склона и подножья и транспортировке осадков в глубь бассейна [1, 2].

Со времени в 1000 млн лет появляется все больше доказательств существования крупного бассейна с океанской корой или Палеоазиатского океана, который представлял собой развитый бассейн с активными окраинами и субдукционными зонами. Об этом свидетельствуют следующие факты: возраст Дунжугурских офиолитов Восточного Саяна [3], надсубдукционных плагиогранитов Арзыбейского массива [4] западной части Восточного Саяна, толеитовых базальтов [5] нюрундуканской свиты Байкало-Муйского пояса, а также находки амфиболитов с возрастом 970 млн лет [6] и гранитов с возрастом 1190 ± 60 млн лет [7] в краевых частях обширной области, занятой в настоящее время гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Все это указывает на то, что первые позднерифейские структуры окраин Палеоазиатского океана могли быть достаточно протяженными, что согласуется с опубликованным еще в 50-е годы представлением о структуре Монголии, Саян и Забайкалья как байкальско-раннекаледонской складчатой системе, переработанной гранитоидами [8]. Со времени около 830 млн лет назад фиксируются развитые вулканические дуги, которые представлены корневыми частями в муйской части пояса [9], реконструируются для Приольхонья [10] и сохранились в виде вулканических надсубдукционных серий Восточного Саяна и Западной Монголии. Гипотетическая ось палеоокеана намечается от районов Западной Монголии и Тувы, уходит в районы Саяна, где она распадается на две ветви, одна уходит в районы Енисейского кряжа и Таймыра, а другая – в районы Байкала и Забайкалья. В Восточной части пояса нами ранее выделен Циркумсибирский офиолитовый пояс, представленный реликтами древнейших вулканических дуг и связанных с ними бассейнов [11].

Микроконтиненты также были элементами структуры океанского бассейна и его окраин. В саяно-монгольской части это были микроконтиненты с возрастом фундамента не моложе раннего протерозоя, для единичных точек известны свидетельства архейского возраста пород или протолитов. Эти комплексы выступают в фундаменте Дариб-Шишхид-Гарганской зоны: Центрально-Монгольский выступ (блок), хребет Дариби [12], центральная часть Гарганской глыбы [13]; в отдельных зонах Приольхонья [14] и др. Этот фундамент был ремобилизован в ордовикское время и представлен в современной структуре породами, зонально метаморфизованными от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

В восточной байкало-муйской и забайкальской частях пояса фиксируется другая ситуация. Здесь произошла аккреция ранее образованных структур, в результате которой отмершие вулканические дуги и связанные с ними комплексы начала и середины позднерифейского времени образовали гетерогенный аккреционный пояс или композитный террейн (блок) с корой переходного типа (микроконтинент типа II), который мог представлять собой область суши наряду с «традиционными» микроконтинентами, о чем свидетельствуют и палеогеографические данные [2]. Между осевой частью этого блока и Сибирским кратоном мы находим в Байкало-Муйском поясе реликты разнородных позднерифейских палеоструктур активной окраины, которые и сформировали подвижный пояс, охваченный в середине вендского времени зональным гранулитовым метаморфизмом с сопутствующим мафитовым и эндербит-чарнокитовым магматизмом.

Таким образом, выясняется, что позднерифейский и вендский сценарий процессов сокращения океанского пространства, а также сближения ранее сформированных в палеоокеане структур был разным в его Саяно-Монгольском и Забайкальском сегментах. Если в Северном Прибайкалье для конца рифея распознается аккреционный блок (композитный террейн), а венд – это время гранулитового метаморфизма и связанного с ним магматизма, дифференцированных тектонических движений на его краю (активной окраине этого блока), то в Саяно-Монгольской области это время образования новых зон субдукций, центров спрединга или массового офиолитообразования.

К середине венда тектоническая активность в Байкало-Муйском поясе прекращается и его структура приобретает вид, близкий к современному. В это же время или несколько позже на противоположном краю композитного террейна на его гетерогенном основании возникает Удино-Витимская система островных дуг [6, 15]. Островодужные серии этого же времени мы также находим к западу от Дариб-Шишихид-Гарганской зоны (уже произошло заложение Озерной системы вулканических дуг и бассейнов).

Обдукция офиолитов и связанных с ними комплексов на края микроконтинентов произошла не ранее чем 490 млн лет назад, эти аккреционно-коллизийные процессы продолжались до силура (девона), вызывая тектоническую активизацию и осадконакопление на всей гетерогенной суше, представлявшей собой микроконтинент(ы) с обдукционной окраиной в Саяно-Монгольской области и композитный террейн, охваченный обширным гранитоидным магматизмом в палеозойское время в областях Забайкалья. О его гетерогенном, но в основном не более древнем, чем средне(?) позднерифейском, фундаменте свидетельствуют изотопные характеристики Nd, полученные для гранитоидов Байкальской складчатой области [5].

Таким образом, история развития Палеоазиатского океана различалась в соседних сегментах его Сибирской окраины, хотя общая направленность процессов была единой. В Саяно-Монгольской области развитие определялось присутствием микроконтинентов с дорифейским основанием, а в Байкало-Муйском поясе и Забайкалье важнейшим событием в конце рифея – венде было образование суши с аккреционным фундаментом. Если аккреционно-коллизийные процессы произошли в Байкало-Муйском поясе в вендское время, то в Саяно-Монгольской области эти же события произошли в ордовике.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 08-05-01022.

- [1] Советов Ю.К. Периферийный форландовый бассейн Сибирской платформы – этап аккреции Палеопангеи // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. – С. 254–257.
- [2] Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 363 с.
- [3] Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planet. Sci. Lett. – 2002. – V. 199. – P. 311–325.
- [4] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикина Е.В. и др. Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Доклады АН. – 2004. – Т. 394, № 6. – С. 812–817.
- [5] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. – 2007 – № 6. – С. 23–52.
- [6] Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г. и др. U–Pb-возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Доклады АН. – 2007. – Т. 412, № 5. – С. 661–664.
- [7] Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. и др. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита // Доклады АН. – 1993. – Т. 331, № 6. – С. 726–729.
- [8] Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. – М.: Недра, 1964. – 497 с.
- [9] Изов А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm–Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Доклады АН. – 1998. – Т. 360, № 1. – С. 88–92.
- [10] Гладочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 571–588.

- [11] *Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V. et al.* Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // *Ofioliti*. – 1997. – V. 22, № 2. – P. 195–200.
- [12] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др.* Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // *Геотектоника*. – 2002. – № 2. – С. 80–92.
- [13] *Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В.* Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // *Доклады РАН*. – 1995. – Т. 342, № 6. – С. 776–780.
- [14] *Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др.* U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья // *Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы*. – Л.: Наука, 1990. – С. 171–183.
- [15] *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // *Геология и геофизика*. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 589–614.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ УДИНО-ВИТИМСКОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОЗОИД)

В.К. Хрусталева

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

К настоящему времени на основе концепции тектоники плит, обобщения геолого-структурных, геохимических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных материалов разработана модель геодинамической и металлогенической эволюции рифей-палеозойских тектонических структур Забайкалья [1, 3, 5]. Удино-Витимская система палеозоид (УВСП) располагается в юго-восточном обрамлении Сибирского кратона и является составной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса [2]. Территория УВСП ограничена на юго-западном фланге Морским хребтом, на юге включает хребет Улан-Бургасы, на западе – Икатский хребет и прослеживается на восток до р. Витим. При изучении благороднометалльной плитотектонической минерализации УВСП нами получены новые данные о модельных возрастах рудных галенитов (ТМа), рассчитанных по двустадийной модели Стейси-Крамерса в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которые позволили определить нижнюю возрастную границу формирования ряда золоторудных объектов и уточнить их привязку к конкретным геодинамическим обстановкам [6].

По нашим данным, в УВСП с раннего докембрия и до кайнозоя с различной активностью функционировали две системы региональных глубинных разломов (диагональная и ортогональная), к которым приурочены ряд фрагментов структурно-вещественных островодужных комплексов в виде останцов рифей-среднепалеозойских осадочно-вулканогенных пород, закартированных в ареалах верхнепалеозойских гранитоидов [3–5]. В этих структурах сосредоточен основной потенциал профилирующего в регионе оруденения (цветные, редкие, черные металлы), золоторудно-россыпные узлы (РРУ) – Черемшанский, Абагинский, Ямбуиский, Кыджимитский, Озернинский, Верхне-Онинский, Олдындинский, Турокчанский и золоторудные площади – Амбарчики, Верхне-Курбинская и Гульматлы.

Наиболее древние (верхнерифейские) структурно-вещественные комплексы УВСП развиты в юго-западной части площади в б-не р. Хаим, на стыке с Селенга-Хаимским перикратонным прогибом, преобразованным процессами каледонской коллизии в кратонный террейн. Прогиб, расположенный на пассивной окраине Сибирского кратона, выполнен средне-верхнерифейскими (Rb – Sr изохронный возраст 1200 ± 70 млн лет) вулканогенно-осадочными породами итанцинской (черносланцевой) и бурлинской (карбонатной) свит. В северо-восточном замыкании Селенга-Хаимского остаточного морского бассейна по единичным реликтам трасируется палеоостровная дуга, сложенная низкохромисто-никелевыми базальтами – индикаторами активизации палеосубдукционных процессов в зоне обрамляющего прогиб Котокель-Холойского глубинного разлома [5]. Во фронтальной части палеоостровной дуги в междуречье Бурли – Б. Билюты располагается Черемшанский золоторудно-россыпной район, в котором обнаружены проявления золото-кварц-сульфидной и золотосодержащей полиметаллической формации, локализованные в черносланцевой толще. Модельный возраст галенитов (ТМа) из полиметаллических руд Придорожной зоны (Au – до 1 г/т, Ag – 3–5 кг/т), приуроченных к прожилково-вкрапленной золоторудной зоне (0.1–1.0 г/т Au, 70–170 г/т Ag) варьируется в пределах 1003–1012 млн лет. По углеродистым сланцам в маломощных (1–10 см) зонах кливажа, косо секущих слоистость, установлена неравномерная вкрапленность округлых каплевидных, мелких (0.001–0.100 мм) зерен высокопробного золота.

В пределах УВСП на рифейском основании сформировались терригенно-вулканические толщи (V – Ст – O) поздних каледонид Забайкальского спредингового океанического бассейна [5]. В зонах спрединга в УВСП, контролируемых глубинными разломами, в раннекаледонское

время была сформирована древняя океаническая кора, уничтоженная последующими процессами коллизии, интрузивного магматизма и эрозии. Лишь в узлах пересечения северо-восточных разломов с Атархан-Ямбуйским и Котокель-Холойским глубинными разломами сохранились реликты энсиматической островной дуги, сложенные гарцбургитами, дунитами, перидотитами и серпентинитами абагинского комплекса. В этих участках устанавливаются признаки проявления (совмещения) мантийно-коровых благороднометалльных систем: в Абагинском РРУ в экзоконтакте дунит-гарцбургитового массива «Гольцы» в серпентинитах выявлена прожилково-вкрапленная хромит-золото-платиновая минерализация (Pt – 0.05–1.20 г/т, Pd – 0.03–2.00 г/т, Au – до 0.6 г/т); в Ямбуйском РРУ в Приконтактной зоне установлены знаки золота и повышенные содержания Pt – до 0.5 г/т и Pd – до 0.8 г/т.

В каледонское время в пределах УВСП существовала система эшелонированных вулканических островных дуг различной зрелости и океанических островов, в которых преобладали вулканы толеитовой серии и интрузии: плагиограниты муйского комплекса и габбро-диориты атарханского комплекса (Rb-Sr изохронный возраст 460–410 млн лет). К этому времени относятся проявления золоторудных березитов (0.1–10 г/т Au) в Черемшанском РРУ, пространственно совмещенных с «черносланцевой» золоторудной минерализацией (Rb-Sr возраст 400±35 млн лет), и вторичные кварциты (1–20 г/т) в задуговом бассейне Мылдылгенского РРУ (модельный возраст галенитов 481 млн лет).

Формирование островных дуг в УВСП завершилось аккреционно-коллизийными процессами сжатия, скучивания, складчато-надвиговыми деформациями и становлением гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (320–280 млн лет). Нами установлена в Мылдылгенском РРУ в пределах В. Курбинского рудного поля пространственная связь жильно-прожилковых золото-кварцевых тел (1–10 г/т Au), локализованных в площадных ареалах березитоидов (0.1–1.0 г/т Au), пространственно связанных с автохтонными порфиридными гранитами баргузинского комплекса. Модельный возраст галенитов из золото-кварцевого тела № 1 интерпретируется как нижняя возрастная граница золотого оруденения – 276 млн лет.

Постколлизийный гранитоидный магматизм в УВСП представлен гипабиссальными штокообразными трещинными массивами, сложенными ультракислыми и субщелочными гранитоидами витимканского, зазинского и кыджимитского комплексов, формирование которых, по данным многочисленных изотопных датировок, происходило в интервале 275–250 млн лет [4]. В Кыджимитском РРУ нами в эндо- и экзоконтактах Левокыджимитского массива, сложенного лейкогранитами, в оловорудных скарнах установлены повышенные содержания золота (0.01–0.20 г/т). Поскольку массив приурочен к узлу пересечения Вершино-Шовокиканского и Туркино-Витимского глубинных разломов, характеризующихся аномально высокими концентрациями восстановленных флюидов (CH₄, H₂, N₂, CO), здесь предполагается функционирование мантийно-коровой гидротермально-метасоматической системы [4]. Модельный возраст (МТа) галенитов из оловоносных скарнов – 257 млн лет. С мелкими интрузиями и сопровождающим их жильно-дайковым комплексом постколлизийного этапа связаны другие проявления – золото-редкометалльной формации в Кыджимитском РРУ, золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой в Мэлдэлгенском РРУ, золото-колчеданной в Абагинском и Озерном РРУ. Исследованиями последних лет выявлен новый в УВСП золото-медно-молибден-порфириновый тип (рудопоявление Амбарчики), который связывается нами также с постколлизийным магматизмом [4].

В мезозое территория УВСП оказалась в сфере влияния Центрально-Азиатского плюма [7]. Проявления внутриплитного магматизма этого времени представлены двумя типами: щелочным (куналейский, сайженский интрузивные комплексы) и ультракислым (гуджирский, зазинский интрузивные комплексы). С ними ассоциируют пояса даек смешанного состава с базальт-комендитовыми вулканическими ассоциациями (хурай-байбинский комплекс). Со среднеюрским рифтогенезом связано Хортяжское золото-полиметаллическое месторождение (модельный возраст галенита 151 млн лет) в Кыджимитском РРУ, а также Гундыхенское проявление золота балецкого типа в золоторудной площади Гульматлы.

[1] Гордиенко И.В. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в неопротерозое, палеозое и мезозое // Геология и минерагения Забайкалья. – Чита: ФГУП «Читагеологоразведка», 2010. – С. 117–125.

- [2] Хрусталеv В.К. Золотое оруденение Удино-Витимской островодужной системы палеозойд Западного Забайкалья // Материалы III Международной научно-практической конференции, посвященной году планеты Земля и 85-летию Республики Бурятия. Приоритеты и особенности развития Байкальского региона. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. – С. 253–255.
- [3] Хрусталеv В.К. Об ортогональной сети глубинных разломов Западного Забайкалья // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. – С. 117–119.
- [4] Хрусталеv В.К. Главные этапы и условия проявления благороднометалльных рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 130–131.
- [5] Хрусталеv В.К. Благороднометалльная плитотектоническая минерация Удино-Витимской островодужной системы палеозойд Западного Забайкалья // Известия вузов Сибири. – 2009. – № 1 (34). – С. 18–27.
- [6] Хрусталеv В.К. Прогнозная оценка рудной золотоносности Удино-Витимской складчатой системы палеозойд // Материалы IV Международной научно-практической конференции, посвященной 350-летию добровольного вхождения Бурятии в состав Российского государства. Приоритеты Байкальского региона в азиатской геополитике России. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2010. – С. 71–73.
- [7] Ярмолюк В.В. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Доклады АН. – 2000. – Т. 375, № 4. – С. 525–530.

ГАВАЙИТЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ, АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН (ГАВАЙИ, КАМЧАТКА, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

С.С. Цылукова, А.Б. Перепелов, Ю.Д. Щербаков

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

Гавайиты известны в составе вулканогенных формаций океанических островов и поднятий, внутриконтинентальных рифтовых зон и изверженных провинций, активных континентальных окраин и островодужных систем. Сопоставление минералогических и вещественных характеристик гавайитов как индикаторного геохимического типа вулканических пород перспективно при установлении особенностей процессов магмообразования и состава источников одноименных магм в различных геодинамических условиях. С позиций компиляции известных и предлагаемых параметров классификации гавайитов в данном докладе представлена попытка сравнительного анализа изотопно-геохимических особенностей этого типа пород для океанических островов, активных континентальных окраин и внутриконтинентальных рифтовых зон.

Дж. Иддингс в 1913 г. в книге «Изверженные породы: состав, структура и классификация, виды и распространение» [1] для определения андезин-нормативных базальтов Гавайских островов вводит наименование «hawaiite» (гавайит). Этот термин позднее был закреплен в геологической литературе. В частности, Г. Макдональд в опубликованной им в 1960 г. статье «Различия континентальных и океанических типов пород» [2] привел следующие критерии типизации гавайитов: существенно меланократовые базальты с андезин-оливин-нормативным составом, высокой натровой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2:1$) и занимающие промежуточное место в ряду пород «щелочной оливиновый базальт – гавайит – муджиерит».

В современной геологической литературе для типизации гавайитов обычно используется классификация [3]. Она основана на положении точек составов пород в области диаграммы TAS: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ и величинах соотношения Na_2O и K_2O . Согласно этой классификации гавайиты (поле S1 на диаграмме TAS) принадлежат ряду субщелочных вулканических пород, отвечают следующим основным критериям: $45 < \text{SiO}_2 < 52$ (мас. %), $5 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 7.3$ (мас. %), $(\text{Na}_2\text{O} - 2) > \text{K}_2\text{O}$ (мас. %), и являются натриевыми разновидностями трахибазальтов. Условность петрохимических ограничений без учета петрологически значимых оценок минерального состава и особенностей распределения других важных петрогенных (Ti, P) и редких элементов (Nb, Ta, REE) часто приводит к исключительно широким вариациям в определении гавайитового петротипа (см.: база данных GEOROCK, Max-Planck-Institut für Chemie). В результате в ряду «щелочной оливиновый базальт – гавайит – муджиерит» условные границы между этими типами вулканических пород оказываются лишены петрологического смысла. При типизации гавайитов представляется необходимым применение характеристик нормативного минерального состава пород, указывающих на их натриевую специфику, в частности на их андезин-нормативный состав. При этом, в сравнении со щелочными оливиновыми базальтами или оливиновыми толеитами, более высокая натриевая щелочность гавайитов может быть выражена в присутствии в составах пород нормативного нефелина [4]. Объединение параметров современной классификации гавайитов [3], исходных положений, представленных ранее при выделении гавайитового петротипа [1, 2], а также вещественных характеристик этих пород, содержащихся в геологической литературе последних десятилетий, приводит к следующим выводам. Гавайитом в рамках петрохимической классификации следует называть основную ($45 < \text{SiO}_2 < 52$, мас. %), субщелочную по составу вулканическую породу ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7.3$ мас. %) с андезин-нефелин-оливиновым нормативным минеральным составом ($\text{Pl}_N = \text{An}_{50-30}$, $0 < \text{Ne}_N < 10$ %, $\text{Ol}_N > 0$ %). Кроме того, редкоэлементные характеристики гавайитов должны быть выражены, прежде всего, в высоких концентрациях HFSE компонентов ($\text{Ti}_{\text{PM}}/\text{HREE}_{\text{PM}}[\text{Tb}] \geq 1$, $\text{Nb}_{\text{PM}}/\text{LREE}_{\text{PM}}[\text{Ce}] \geq 1$). Геохимические критерии типизации гавайитов, необходимые при решении вопросов происхождения гавайитовых магм в различных геодинамических обстановках, нуждаются, вместе с

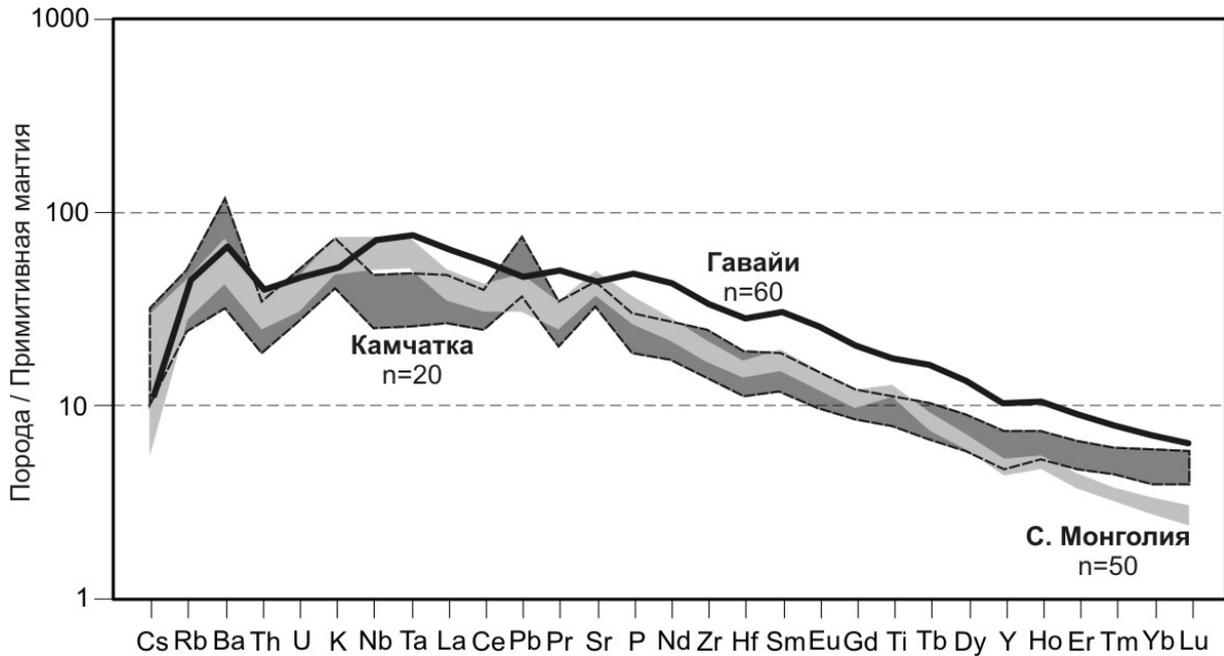


Рис. 1. Распределение нормированных [7] содержаний магматофильных элементов в гавайитах Камчатки, Северной Монголии и Гавайских островов.

тем, в дальнейшем уточнении.

Применение предложенных норм классификации позволяет провести более корректное изотопно-геохимическое сопоставление гавайитов на основе оригинальных (Камчатка, Северная Монголия) и литературных данных (Гавайские острова). В пределах островодужной системы Камчатки гавайитовые лавы обнаружены и исследованы в ее тыловой зоне, в строении крупных плиоцен-четвертичных вулканических центров (Белоголовский, Большой) и плейстоцен-голоценовых зон ареального вулканизма (Седанкинская, Дола Геологов) [5]. В Северной Монголии гавайиты изучались на примере раннемиоценового вулканического плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) [6].

Петрогеохимические характеристики гавайитов всех исследованных геодинамических обстановок значительно различаются. Гавайиты океанических островов обладают наиболее высокими концентрациями Ti, P, Na, Th, U, REE, Zr, Hf, Y (рис. 1). Породы этого типа в островодужной системе и внутриконтинентальной рифтовой зоне, напротив, имеют более высокие концентрации K и Pb. Относительное распределение магматофильных элементов показывает, что гавайиты Камчатки и БРЗ, в сравнении с гавайитами Гавайских островов, отличаются, кроме того, положительными аномалиями спектров для Ba, K, Pb и Sr. Однако степень фракционирования REE в гавайитах увеличивается в ряду: островодужная система (La/Yb=6–14), океанические острова (8–17) и внутриконтинентальный рифт (16–25).

Средние изотопные характеристики гавайитов

№ обр.	Камчатка	n	Гавайи	n	Монголия	n
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703399	15	0.703552	36	0.704459	5
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.513010	15	0.513018	14	0.512751	5
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.163	11	18.328	22	17.923	5
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.492	11	15.485	22	15.454	5
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	37.895	11	37.952	22	37.771	5

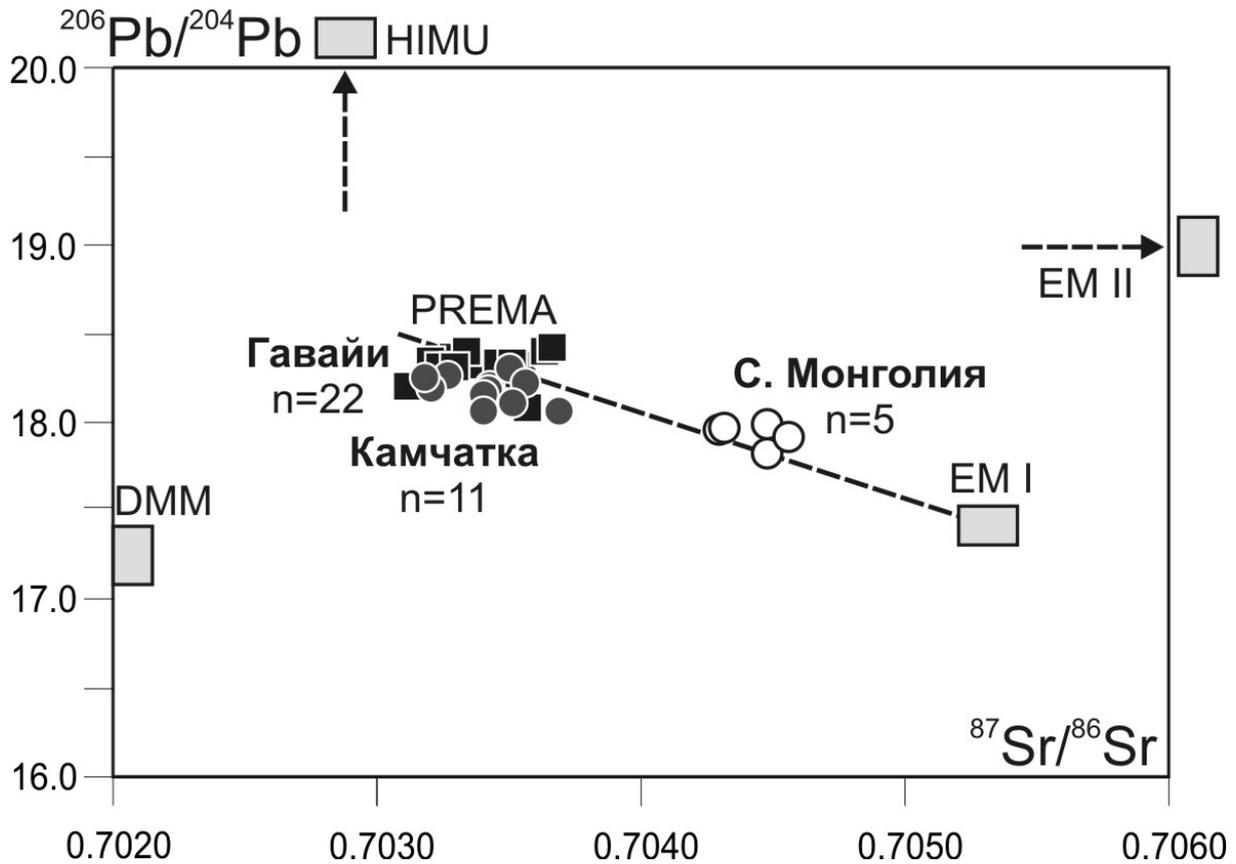


Рис. 2. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные характеристики гавайитов плато Хэвэн. Мантийные компоненты: DM – деплетированная мантия, PREMA – преобладающий мантийный резервуар, EM I и EM II – обогащенные мантийные компоненты, HIMU – мантийный компонент с высокими значениями U/Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) по [8].

Изотопные характеристики гавайитов Камчатки, Северной Монголии и Гавайских островов приведены в таблице и на рис. 2. Сравнение этих данных показывает, что гавайиты островодужной системы Камчатки имеют близкие изотопные метки с одноименными породами Гавайских островов. С другой стороны, гавайиты Байкальской рифтовой системы (Северная Монголия) отличаются от них наиболее радиогенными составами Sr, Nd и отчетливо менее радиогенными составами Pb.

В работе [6] при анализе изотопно-геохимических характеристик гавайитов Северной Монголии (плато Хэвэн) сделан вывод о происхождении исходных для них магм при участии мантийных источников вещества PREMA и EM I. Принимая во внимание то, что мантийный резервуар PREMA рассматривается в качестве преобладающей слабодеплетированной мантии и определяется усредненным составом различных мантийных источников, следует заключить, что в формировании гавайитовых магм Северной Монголии главным источником вещества являлась обогащенная мантия EM I типа. Происхождение гавайитовых магм в этом случае может быть рассмотрено с позиций плюмового магмогенеза [9] и рециклинга вещества древней континентальной коры. Формирование магм такого типа в островодужной геодинамической обстановке может быть связано с проявлением астеносферных мантийных магм на этапе смены геодинамических режимов с участием вещества деплетированной мантии и вещества метасоматизированного надсубдукционного мантийного клина. Магматизм океанических островов, в том числе и гавайитовый, рассматривается обычно с позиций модели горячих точек. В соответствии со своей обогащенностью многими HFSE и LILE компонентами и достаточно низкими радиогенными изотопными характеристиками, гавайиты океанических островов могут быть производными магм нижнемантийного слабодеплетированного (обогащенного?) резервуара. Сходст-

во их изотопных характеристиках с гавайитами островодужной системы в рамках такой модели может определяться отсутствием влияния рециклинга древней континентальной коры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант №№ 08-05-98100-р_сибирь_a), интеграционного проекта СО РАН № 142 и Программы Президиума РАН № 16.11.

- [1] *Iddings J.P.* Composition, texture and classification, description and occurrence. II. – New York: Wiley & Sons, 1913. – 685 p.
- [2] *Macdonald G.A.* Dissimilarity of continental and oceanic rock types // *J. Petrol.* – 1960. – V. 1, № 2. – P. 172–177.
- [3] *Igneous rocks: a classification and glossary of terms.* – Cambridge: Cambr. Univ. Press, 2005. – 256 p.
- [4] *Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В. и др.* Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // *Петрология.* – 2007. – Т. 15, № 1. – С. 93–110.
- [5] *Перепелов А.Б., Иванов А.В., Пузанков М.Ю. и др.* Изотопно-геохимические особенности плиоцен-четвертичного вулканизма Срединного хребта Камчатки // *Изотопные системы и время геологических процессов.* – СПб., 2009. Т. 2. – С. 79–82.
- [6] *Перепелов А.Б., Цытукова С.С., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Бат-Улзий Д.* Первые минералого-геохимические и изотопно-геохронологические данные по неогеновому щелочно-базальтовому вулканизму плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг (Северная Монголия) // *Доклады АН.* – 2010. – Т. 434, № 2. – С. 232–237.
- [7] *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. – 1989. – 2. – P. 313–346.
- [8] *Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1986. – V. 14. – P. 493–571.
- [9] *Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.* Рифтогенный и внутриплитовый магматизм, соотношение с «горячими» и «холодными» полями мантии // *Геология и геофизика.* – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1270–1279.

НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ ТРАПШАМ ВИЛЮЙСКОЙ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ (ЫГГЫАТТИНСКАЯ ВПАДИНА, Р. ВИЛЮЙ)

А.В. Шацилло, С.Ю. Орлов

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

Вилюйская палеорифтовая система представляет собой трехлучевой рифт, разделивший в среднем палеозое Алдано-Становой и Ангаро-Оленекский супертеррейны кратонного основания Сибири и додевонские структуры Верхоянья. Рифтовая система структурно выражена серией впадин, выполненных вулканогенно-осадочными толщами среднего девона – раннего карбона, и разделяющих их поднятий, прорванных протяженными дайковыми поясами. Мощности рифтовых комплексов оцениваются в первые километры [1].

В пределах Ыггыаттинской впадины по р. Вилюй мощность рифтовой толщи составляет около 500 м и охватывает интервал от франа до нижнего карбона включительно [2]. Разрез начинается с аппаинской свиты (фран), сложенной преимущественно базальтами, которая с размывом и линзами красноцветных алевролитов и аргиллитов в основании залегает на известняках нижнего силура (меикская свита). Выше согласно залегает пестроцветная терригенно-карбонатная гипсоносная вилючанская свита (фамен), на которую со следами перерыва ложится терригенно-вулканогенная (пески, базальты) эмьяксинская свита нижнего карбона. Завершается разрез терригенно-карбонатной с прослоями туффитов онкучахской свитой, относимой также к нижнему карбону [3].

В естественных береговых обнажениях р. Вилюй от устья р. Укугут до пос. Крестьях и ее притоков (р. Улахан-Балыктах, Аппая) нами были изучены вулканогенные части разреза аппаинской и эмьяксинской свит, представленные покровами базальтов. В общей сложности было отобрано 158 ориентированных образцов из 14 удаленных обнажений с небольшими вариациями элементов залегания.

Качество палеомагнитной записи в базальтах аппаинской и эмьяксинской свит существенно различается. Для пород аппаинской свиты характерен слабый и часто неинтерпретируемый сигнал, в некоторых объектах удается выявить лишь круги перемагничивания, однако средние по обнажениям дают достаточно кучный кластер, с лучшим группированием в древней системе координат: $D_s=287.3$, $I_s=9.1$, $k=48.3$ $a_{95}=9.7$, $n=6$. Породы эмьяксинской свиты, напротив, несут четкую палеомагнитную запись – диаграммы Зийдервельда часто демонстрируют однокомпонентную намагниченность. Выделенные компоненты намагниченности имеют хорошую сходимость как в объеме одного обнажения, так и при сравнении средних направлений. Характеристическая компонента намагниченности эмьяксинской свиты ($D_s=191.6$, $I_s=69.6$, $k=80.4$ $a_{95}=4.9$, $n=12$) преимущественно монополярна (за исключением 1-го обнажения) и доскладчатая.

Полюс аппаинской свиты ($P_{Long}=1.5$, $P_{Lat}=12.0$, $A_{95}=6.2$), который мы рассматриваем как предварительный, лежит на дуге большого круга между полюсом эмьяксинской свиты ($P_{Long}=107.8$, $P_{Lat}=26.2$, $A_{95}=7.8$) и D3-C1 полюсом по кимберлитам и вулканитам Вилюйско-Мархинского региона [4], то есть, вероятно, является суперпозицией двух разновозрастных направлений.

Полюс раннекарбоновой эмьяксинской свиты хорошо согласуется со старыми определениями по среднепалеозойским вулканитам рек Вилюй, Марха, Оленек и Лена (Камышева, 1971, 1973, 1975; Писаревский, 1982) и резко отличается от упомянутого D3-C1 полюса [4], который используется сейчас как «опорный» при палеотектонических построениях [5]. Если рассматриваемые палеомагнитные полюсы действительно фиксируют осевое дипольное поле для D3-C1 и C1 времени, то это должно означать, что с конца позднего девона – раннего карбона скорость широтного перемещения Сибирской платформы составляла не менее 5 см/год при скорости вращения 1.2 град/млн лет, при максимальных оценках до 11 см/год и 2.6 град/млн лет, соответственно. Такие скорости дрейфа для континентальных блоков являются аномально высокими.



Палеогеографическое положение Сибири в раннем карбоне.

ми по отношению к наблюдаемым сейчас. Однако они соизмеримы со скоростями кайнозойского «броска» Индии, произошедшего вслед за излиянием Декканских платобазальтов. В то же время вопросы о том, насколько геодинамически близки «вилуйское» и «декканское» трапповые события, равно как и возможности проведения аналогий между сопутствующими траппам плитотектоническими процессами, являются открытыми и неочевидными.

Палеоширотное положение Сибирской платформы для раннего карбона, рассчитанное исходя из полученных данных, показано на рисунке. Как видно, в раннем карбоне Сибирь и консолидированные с ней к тому времени аккреционно-коллизийные комплексы Центрально-Азиатского пояса были

обращены к югу своими современными арктическими окраинами, располагаясь между 30- и 70-ми широтами северного полушария.

Полученные данные с новой остротой ставят вопрос о конфигурации кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы в среднем палеозое, то есть о характере перемещений и палеогеографии Сибири в это время. Это особенно касается позднедевонского уровня, современные палеомагнитные результаты по которому [4] получены по генетически разнородным (траппы и кимберлиты), частично не датированным и, возможно, разновозрастным объектам.

Комплексные палеомагнитные и геохронологические исследования позднедевонских магматических образований юга Сибирской платформы, выполненные авторским коллективом в последние годы, пока не позволяют подтвердить положение D3-C1 полюса согласно [4]. В частности, палеомагнитные данные, полученные по фран-фаменским силлам Тогус-Дабанской мульды [6], могут указывать на более «южное» палеоширотное положение Сибири в позднем девоне, чем это предполагается в [4], близкое к ее ранне-среднедевонской позиции [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 07-05-00880, 07-05-00750, и Программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

- [1] *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.
- [2] *Государственная геологическая карта РФ. М-6 1:200000. Сер. Верхневилуйская. Листы Р-50-VII, Р-50-VIII, Р-50-XIV. Объяснительная записка*. – М.: МПР России, «Якутскгеология», 1998. – 110 с.
- [3] *Акулов Н.И., Мацук И.М. Межбассейновая корреляция континентальных отложений девона и нижнего карбона Ангариды // Геология и геофизика*. – 2009. – Т. 50, № 5. – С. 550–565.
- [4] *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al. Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int.* – 2002. – V. 148. – P. 1–33.
- [5] *Cocks L., Robin M., Torsvik Trond H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth-Science Reviews*. – 2007. – V. 82. – P. 29–74.
- [6] *Shatsillo A.V., Powerman V.I. Paleomagnetism of middle Paleozoic mafic bodies of Togus-Daban three-axial syncline (Siberian Craton) // Book of Abstracts, Int. Conf. «Problems of Geocosmos», Saint-Petersburg, 2010 (in press)*.
- [7] *Шаццлло А.В., Паверман В.И., Федюкин И.В. Характер дрейфа Сибирской платформы и Балтики с позднего ордовика по ранний триас: корреляция с геологическими событиями // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород*. – Ярославль, 2009. – С. 238–243.

СТРУКТУРА И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Б.Ф. Шевченко**, *М.В. Горошко**, *В.А. Гурьянов**, *А.Н. Диденко***

*А.С. Сальников****, *В.М. Соловьев****

*Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, shevchenko@itig.as.khb.ru

**Москва, Геологический институт РАН

***Новосибирск, ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья МПР РФ, seispv@sniiggims.ru

В рамках ФЦП «Изучение недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья» ФГУП «СНИИГГиМС» проводит и координирует работы по проекту «Изучение глубинного строения и металлогенической специализации крупных блоков земной коры в сечении опорного профиля 3-ДВ (Южный участок)», в котором с 2009 г. принимает участие ИТиГ ДВО РАН. Одними из основных задач этого изучения являются: 1) составление по полосе профиля тектонической схемы; 2) создание комплексной геолого-геофизической модели. Район области исследований ограничен координатами 122–129° в.д. и 52–60° с.ш. и включает следующие тектонические элементы: Аргуно-Мамынский микроконтинент, Монголо-Охотский складчатый пояс и Алдано-Становую провинцию Сибирской платформы.

В процессе тектонических построений была установлена зона интенсивного развития надвиговых структур широтного простирания – Пристановая складчато-надвиговая зона, расположенная в южной части Алданской гранулит-гнейсовой области. В целой серии более ранних работ зона уже выделялась [1, 3, 4, 7], но, в зависимости от взглядов авторов на тектоническое строение исследуемой области, высказывались разные позиции по тектонической принадлежности отдельных блоков этой зоны к Становой гранит-зеленокаменной зоне или к Алданской гранулит-гнейсовой области.

Результаты анализа (детальные геологические разрезы масштаба 1:200000 и комплексные геолого-геофизические модели) позволили нам выделить упомянутую выше зону интенсивного развития надвиговых структур в виде самостоятельного тектонического элемента. За северное ограничение Пристановой зоны принята система мезозойских субширотных надвигов, трассирующих серию юрско-меловых Южно-Алданских впадин (Южно-Якутский, Гонамский, Атугей-Нуямкий, Токинский). Южная граница зоны с запада на восток проходит практически по Становой системе разломов, имеющих сбросо-сдвиговый и надвиговый характер. Положение Пристановой зоны в геодинамической эволюции данного региона и время её формирования обусловлены процессами сближения Сибирской и Китайской платформ, перемещением микроконтинентов и фрагментов орогенных поясов, находившихся между этими двумя платформами, а ныне входящих в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса [5]. Более детальные палеогеодинамические реконструкции, основанные на дополнительных палеомагнитных данных, подтверждают наши тектонические построения.

Мезозойский возраст формирования зоны обосновывается: 1) наличием надвига архейских метаморфитов Станового мегаблока на юрские терригенные отложения Южно-Алданской системы впадин, 2) присутствием в зонах меланжа уплотненных глыб и обломков пород архейских метаморфических и юрских песчаников, 3) К-Аг-датировками диафоритов и динамопород по архейским метаморфическим комплексам в 142–154 млн лет [2], 4) временем образования массивов (109–152 млн лет) известково-щелочных гранитов (тындинско-бакаранский, удско-зейский и другие комплексы) вдоль южного борта Станового линеамента [8].

На начальной стадии в области будущей Пристановой складчато-надвиговой зоны заложилась серия рифтогенных впадин северо-северо-восточного простирания (древние координаты). Далее в результате процессов сжатия со стороны блоков Центрально-Азиатского складча-

того пояса с одновременным формированием Станового плутоногенного пояса на уровне средних и, возможно, нижних частей земной коры произошло выдавливание гранулитовых пластин в верхние горизонты земной коры. В постколлизийный этап гранулитовые пластины, слагающие Пристановую зону, были надвинуты на юрские терригенные отложения впадин Южно-Алданской системы и метаморфические образования Алданского мегаблока. Процесс надвига гранулитовых пластин происходил дискретно. Об этом свидетельствует степень дислоцированности юрских отложений южных частей Чульманской и Токинской впадин. В частности, в Чульманской впадине установлены антиклинальные и синклиналильные складки шириной до нескольких километров с углами наклона крыльев 49° – 70° , осложненные многочисленными субпараллельными взбросами, которые наклонены к югу. В северных частях впадин юрские отложения залегают спокойно (до 2°), полого погружаясь к югу. Накопление мезозойских отложений происходило в пределах единого узкого бассейна протяженностью до 1000 км.

Согласно данным бурения ПГО «Таёжгеология» и опубликованных работ [2, 6], тектонические пластины метаморфических пород Пристановой зоны были выдвинуты с нижних горизонтов земной коры и являются аллохтонными образованиями. Зона является постюрским тектоническим элементом, расположенным на границе двух крупных тектонических структур – Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областей Алдано-Станового щита. Простирается она от бассейна р. Олёкма до верхнего течения р. Учуре (более 800 км). Надвиговый характер выделенной зоны подтверждается также и распределением гипоцентров землетрясений в исследуемой области.

Работа выполнена в рамках Интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09 1 ОНЗ 10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

- [1] Алакишин А.М., Карсаков Л.П. Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеанская геология. – 1985. – № 3. – С. 76–86.
- [2] Амарский В.Г., Ветлужских В.Г. Пакеты надвиговых пластин, меланж и формации мезозоя в зоне сочленения Становой области и Алданского щита // Геология и геофизика. – 1990. – № 2. – С. 8–12.
- [3] Геодинамика Олёкмо-Становой сейсмической зоны / Л.М. Парфенов, Б.М. Козьмин, В.С. Имаев и др. – Якутск: ЯФ СО РАН, 1985. – 136 с.
- [4] Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. – 2009. – № 4. – С. 3–15.
- [5] Диденко А.Н., Каплун В.Б., Мальшев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 629–647.
- [5] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // Доклады АН. – 2006. – Т. 410, № 1. – С. 91–94.
- [6] Розен О.М., Мананов А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. – М.: Научный мир, 2006. – 212 с.
- [7] Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. – Якутск, ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005. – 174 с.
- [8] Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. – 571 с.

МЕТАТОЛЕИТЫ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ В СИСТЕМЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

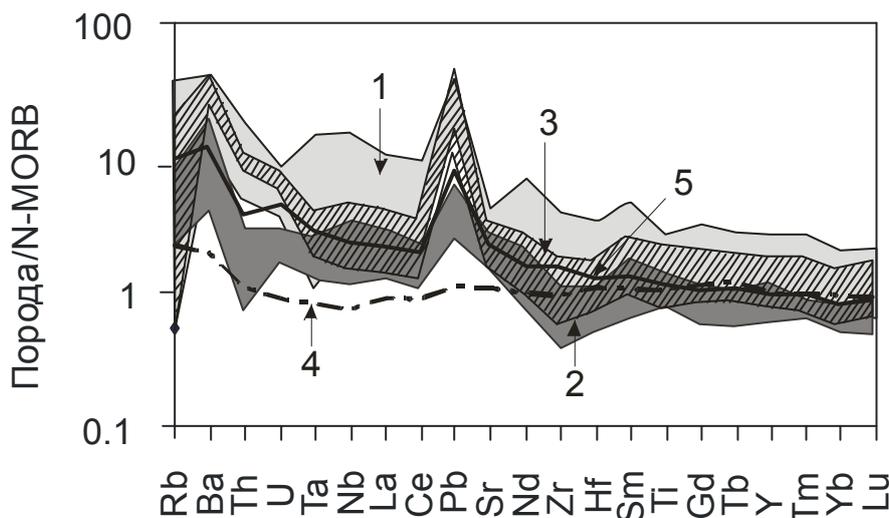
С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, В.Г. Беличенко, И.Г. Бараш

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

Значительная роль в составе северо-восточной части ЦАСП, занимающего площадь, расположенную между Сибирской и Северо-Китайской платформами, принадлежит различным по возрасту и геологическому строению террейнам – Тувино-Монгольскому, Джидинскому, Икатскому, Хамардабанскому и Тункинскому. Природа первых двух террейнов достаточно определена. При высокой степени геологической изученности природа последних террейнов до сих пор проблематична. Согласно существующим геодинамическим моделям [1, 2 и др.], деформированные и метаморфизованные венд-раннепалеозойские отложения Тункинского, Хамардабанского и Икатского террейнов могут являться различными частями единого палеоокеанического окраинного бассейна, акретированного к континенту в ордовикское время.

В работе на основе геохимических данных приводится сопоставительный анализ метавулканогенных ассоциаций Тункинского, Хамардабанского и Икатского террейнов. Из большой выборки метавулканитов по каждому террейну были отобраны разности, отвечающие базальтам, данные о составе которых приводятся ниже.

Для всех метавулканитов характерен довольно близкий диапазон вариаций содержаний петрогенных оксидов, исключение составляют лишь несколько повышенные концентрации TiO_2 (1.2–3.4 мас. %) в метавулканитах Тункинского террейна по отношению к metabазальтам Хамардабанского (0.5–2.1 мас. %) и Икатского (0.7–2.5 мас. %). По содержаниям и соотношениям оксидов метавулканиты классифицируются как metabазальты толеитовой серии. Содержания большинства несовместимых редких элементов в метавулканитах исследуемых террейнов (рисунок) близки типичным N-MORB, но наблюдаются и определенные отличия, среди которых слабый трог в содержаниях Zr и Hf, соответственно несколько пониженное значение Zr/Nb в metabазальтах Тункинского (6–11), Хамардабанского (9–15) и Икатского (9–13) террейнов.



Спайдер-диаграмма для metabазальтов Тункинского (1), Хамардабанского (2) и Икатского (3) террейнов. Для сравнения показаны составы базальтов центральных (4) и окраинных (5) частей задугового бассейна Скотиа [3].

Следует обратить внимание на относительное обогащение metabазальтов всех террейнов легкими редкоземельными элементами и рядом LILE. При этом наиболее обогащенные разновидности метавулканитов характерны для Тункинского террейна. Так, при близком суммарном содержании РЗЭ и плоском характере спектров распределения в metabазальтах Хамардабанского и Икатского террейнов метавулканиты Тункинского террейна обнаруживают более обогащенные спектры распределения РЗЭ.

Подобные особенности редкоэлементного состава вулканитов, за исключением отсутствия выраженной отрицательной Nb аномалии ($(\text{Nb/La})_{\text{pm}}=0.7-1.1$ (Хамардабанский); $0.7-1.5$ (Тункинский) и $0.8-1.3$ (Икатский)), указывают на некоторую близость к толеитовым базальтам субдукционных обстановок. В то же время базальты, не имеющие Nb минимума, в субдукционных обстановках встречаются в задуговых бассейнах [3, 4].

При общей близости составов метавулканитов Тункинского, Хамардабанского и Икатского террейнов существуют и определенные отличия, которые, в принципе, типичны для базальтов окраинных бассейнов. Объясняется это тем, что во многих случаях, даже в пределах одного бассейна, могут обнаруживаться базальты с геохимическими характеристиками, близкими как к N-MORB типу, так и обогащенные, близкие к источнику типа OIB [3-5 и др.].

Таким образом, предполагается, что метавулканиты из близких по литолого-формационным особенностям вулканогенно-осадочных серий Тункинского, Хамардабанского и Икатского террейнов формировались в окраинном бассейне. Являлись ли отложения данных террейнов различными частями единого палеоокеанического окраинного бассейна, либо это были не связанные во времени бассейны различных островных дуг, аккрецированных к континенту в ордовикское время, должны показать дальнейшие исследования.

- [1] Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г. Баргузинский микроконтинент: к проблеме выделения // Геология и геофизика. – 2006. – № 10. – С. 1049–1059.
- [2] Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Развитие островных дуг и геодинамика восточной части ЦАСП в Неогее // Доклады АН. – 2007. – Т. 412, № 3. – С. 369–372.
- [3] 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.
- [4] Fretzdorff S., Livermore R.A., Dewey C.W. et al. Petrogenesis of the Back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic ocean // J. Petrology. – 2002. – V. 43. – P. 1435–1467.
- [5] Taylor B., Martinez F. Back-arc basin basalt systematics // Earth Planet. Sci. Lett. – 2003. – V. 210. – P. 481–497.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И ПРОБЛЕМЫ БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В.В. Ярмолюк

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

В позднем палеозое в пределах южного обрамления Сибирской платформы сформировалась крупнейшая Центрально-Азиатская рифтовая система, протянувшаяся вдоль Центрально-Азиатского складчатого пояса более чем на 2000 км при ширине до 600 км. В палеогеодинамическом отношении она заложилась на активной континентальной окраине (АКО) Сибирского континента. Особенности структурной позиции рифтовой системы определили специфику ее строения и развития. Прежде всего, это образование в ее пределах крупнейших батолитов мира – Ангаро-Витимского и Хангайского. Совместно с обрамляющими их рифтовыми зонами эти батолиты образуют крупные зональные магматические ареалы, определяющие внутреннюю структуру рифтовой системы.

Строение рифтовой системы. Развитие рифтовой системы прослеживается с позднего карбона по ранний мезозой включительно. Здесь будем говорить о двух стадиях в ее истории. К ранней стадии относится образование зонального Баргузинского ареала, а к поздней (позднепермской) – формирование Хангайского ареала.

В позднем карбоне – ранней перми процессы рифтогенеза проявились в двух областях активной континентальной окраины Сибирского континента: к северу от Монголо-Охотского прогиба в Забайкалье, где в результате возник Баргузинский ареал, и в Южной Монголии, в пределах которой возникли рифтовые зоны Гоби-Тяньшаньская и Главного Монгольского линейного неаамента.

Баргузинский ареал охватывает территорию более 150000 км². Его центральную часть образует крупнейший в мире Ангаро-Витимский батолит, становление которого произошло в интервале 305–275 млн лет. На периферии ареала располагаются Удино-Витимская (298–275 млн лет) и Сыннырская (310–288 млн лет) рифтовые зоны с щелочным магматизмом. Еще одна зона – Сайженская (305–288 млн лет) прослеживается вдоль осевой части батолита. Помимо этих зон вблизи западного обрамления батолита в пределах территории Восточного Саяна и Восточной Тувы выделяется Восточно-Саянская зона, возраст которой оценивается около 300 млн лет.

Южно-Монгольский рифтогенный ареал является частью более крупной Тарим-Южно-монгольской провинции. Рифтовые зоны (Гоби-Тяньшаньская и Главного Монгольского линейного неаамента) трассируются проявлениями бимодальных базальт-трахириолит-комендитовых вулканических ассоциаций, а также многочисленными массивами щелочных гранитоидов. Возраст щелочных гранитов варьируется главным образом в диапазоне 302–284 млн лет. К западу эти зоны сменяются структурами западной части провинции, представленной трапповой областью Тарима, возраст которой оценивается в интервале 275–287 млн лет. В переходной области между обеими частями провинции выделяются зоны пикродолеритовых и пикритовых интрузивов с возрастом 292–275 млн лет.

В конце ранней – поздней перми процессы рифтогенеза охватили территорию Центральной Монголии, где возник Хангайский зональный магматический ареал.

Хангайский ареал занимает площадь более 150000 км² и включает Хангайский батолит и обрамляющие его с юга и севера Гоби-Алтайскую и Северо-Монгольскую рифтовые зоны. Хангайский батолит сложен гранитоидами нормального и субщелочного рядов с участием многочисленных проявлений синплутонического базитового магматизма. Возраст батолита по данным U-Pb датирования определяется в интервале 269–243 млн лет. Рифтовые зоны зонального ареала характеризуются развитием бимодальных базальт-трахириолит-пантеллеритовых ассоциаций с участием многочисленных массивов щелочных гранитоидов. Возраст пород Гоби-Алтайской рифтовой зоны определяется как конец ранней перми – поздняя пермь, возраст пород Северо-Монгольской рифтовой зоны позднепермский (269–249 млн лет).

Мантийный диапиризм и батолитообразование. Характер развития рифтовой системы позволяет говорить, что на каждом из рассмотренных этапов ее развития магматизм оказывался пространственно локализованным и проявлялся исключительно в пределах того или иного зонального ареала. Поэтому наблюдаемая структура рифтовой зоны является результатом совмещения близко расположенных зональных магматических ареалов, возникших на АКО в результате миграции континента над пространственно разобщенными горячими точками мантии.

Для структуры ареалов характерно наличие центрального гигантского по размерам гранитоидного батолита и проявление рифтогенных процессов с продуктами мантийного генезиса по его обрамлению. Важной составной частью внутренних участков батолитов являются многочисленные тела основных пород, развитые среди гранитов батолита. По составу они отвечают щелочным базальтоидам. Развитие пород мантийного генезиса по всей площади зональных ареалов указывает на формирование последних над изометричными мантийными источниками, которые мы сопоставляем с мантийными плюмами. Зональное распределение продуктов магматизма и доминирование его плутонических форм в центральных участках, по-видимому, определялись условиями проявления плюмовой активности в обстановках активных окраин. Можно полагать, что эти обстановки характеризовались режимом регионального сжатия и ростом коры, особенно в участках столкновения отдельных ее блоков. Так, Ангаро-Витимский батолит возник в зоне закрытия Икат-Богдаринского прогиба, а Хангайский батолит – в зоне выклинивания Хангайского прогиба. В обоих случаях были сформированы локальные коллизионные зоны в пределах АКО – корни батолитов, которые препятствовали поступлению мантийных расплавов к поверхности и ограничивали их перемещение кверху нижними горизонтами коры.

Роль корового субстрата в батолитообразовании. Оба батолита сформировались в пределах территорий, сложенных разновозрастными и разными по составу и строению блоками континентальной коры. Исследования в пределах Хангайского зонального ареала показали, что в строении соответствующей территории участвуют такие разнородные блоки, как Дзабханский и Тарбагатайский (раннедокембрийские), Сонгинский (раннебайкальский?), Баян-Хонгорский (позднебайкальский), Хангайский (позднерифейский?), Джидинский и Гоби-Алтайский (каледонские). Эти структуры отвечают разновозрастным изотопным коровым провинциям, характеризующимся разными величинами $\epsilon Nd(260)$ и модельного $T_{Nd}(DM-2st)$ возраста. Величины $\epsilon Nd(260)$ варьируются от -15 в блоках с раннепротерозойской корой до $+1 \dots +2$ в каледонидах.

Несмотря на достаточно широкий разброс изотопного состава коровых протолитов, вмещающих гранитоиды Хангайского батолита, последние характеризуется относительно выдержанными изотопными характеристиками. В целом преобладают граниты, изотопные параметры которых варьируются в интервале величины $\epsilon Nd(260) = -3 \dots +1$. Наиболее выдержанным составом отличаются граниты зоны Хангайского прогиба и его северо-западного обрамления $\epsilon Nd(260) = -1.5-0$. В блоках раннедокембрийской коры вариации более значительные, при этом крайне низкие значения $\epsilon Nd(260)$ близки к составу коровых протолитов.

Вариации изотопного состава гранитоидов могут быть связаны с участием в их образовании как коровых протолитов, так и мантийного компонента, близкого по составу базитам рифтовых зон ($\epsilon Nd(260) = -1 \dots +1$). Предполагается, что мантийные магмы по механизму андерплейтинга внедрялись в основание коры или подслаивали ее, вызывали коровый анатексис и смешивались с анатектическими расплавами. Характер вариаций изотопного состава гранитов, зависящий от изотопного состава вмещающей коры, вполне согласуется с этими представлениями. В обрамлении локальных зон сжатия реализовывались процессы растяжения, и там формировались рифтовые зоны с мантийным магматизмом.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агатова А.Р. 22
Анникова И.Ю. 94
Аносова М.О. 136
Астрелина Е.И. 94
Аиуурков С.В. 67
Бадамгарав Ж. 40
Базарова Е.П. 64
Балышев С.О. 48
Бараш И.Г. 156
Беличенко В.Г. 11, 156
Белова А.А. 62
Беляев С.Ю. 139
Бискэ Ю.С. 70
Буколова Е.В. 78
Буянтогтох Б. 119, 122
Вахромеев А.Г. 99
Великославинский С.Д. 9, 111
Владимиров А.Г. 94
Гладкочуб Д.П. 7, 134
Горошко М.В. 154
Горькова Н.В. 43
Гражданкин Д.В. 57
Гурьянов В.А. 154
Дегтярев К.Е. 113
Демонтерова Е.И. 35
Диденко А.Н. 104, 154
Дмитриева Н.В. 27
Донская Т.В. 7
Дорошкевич А.Г. 55
Дэмбэрэл С. 51
Егоров А.Е. 130
Зенг Лингсен 7
Иванов А.В. 35
Избрoдин И.А. 55
Йенсен С. 87
Канакин С.В. 83, 101
Карякин Ю.В. 83
Квасов Г.А. 22
Коварская В.Е. 127, 130
Ковязин С.В. 81
Козлов П.С. 38
Корнилова Т.А. 99
Косынкин А.В. 104
Котов А.Б. 9, 134
Кочнев Б.Б. 57
Кречетов Д.В. 90
Крук Н.Н. 75
Куйбида М.Л. 75
Куйбида Я.В. 75
Лавренчук А.В. 134
Лаврушина Е.В. 40, 43
Ларионов А.Н. 64, 116
Ласточкин Е.И. 55
Леонов М.Г. 40
Лепехина Е.Н. 59
Лиханов И.И. 38
Лухнев А.В. 67
Мазукабзов А.М. 7, 9, 99, 127, 130, 132, 134
Макаров А.И. 130
Мак-Наутон Н.Дж. 35
Макрыгина В.А. 11
Манилов Ю.Ф. 14
Медных Д.А. 130
Минина О.Р. 16
Мирошинченко А.И. 67
Мордвинова В.В. 19
Мудровска И. 35
Непон Р.К. 22
Никитина О.И. 113
Новопашина А.В. 25
Ножкин А.Д. 27, 38
Обут О.Т. 78
Орлов С.Ю. 152
Орлова А.В. 136
Павлов В.Э. 30
Парфеевец А.В. 67
Патон М.Т. 35
Перепелов А.Б. 148
Песков А.Ю. 104
Пецеров Д.Е. 130
Полянский О.П. 106
Попов Н.В. 38
Пржиялговский Е.С. 40, 43
Приходько В.С. 81
Пучков В.Н. 45
Радзиминович Н.А. 48
Разумовский А.А. 136
Рассказов С.В. 51
Резницкий Л.З. 11, 35, 156
Рипп Г.С. 7, 55
Рогов В.И. 57
Родионов Н.В. 59
Руднев С.Н. 59
Рязанцев А.В. 62, 113
Савельева В.Б. 64
Савичев А.Т. 43
Сакиев К.С. 70
Сальников А.С. 154
Сандимиров И.В. 11
Сандимирова Г.П. 11
Саньков В.А. 67
Сафонова И.Ю. 70
Селятицкий А.Ю. 73
Семенов И.В. 75
Сенников Н.В. 78
Серов П.А. 59
Симонов В.А. 70, 81
Скляр Е.В. 7, 83, 101, 132, 134
Смирнов С.З. 94
Советов Ю.К. 87, 90
Соколова Е.Н. 94
Соловецкая Л.В. 90
Соловьев В.М. 154
Соловьева Л.В. 96
Сорокин А.А. 9
Станевич А.М. 99
Старикова А.Е. 101
Степаненко А.В. 119, 122
Ступина А.И. 104
Сухоруков В.П. 106
Тао Ванг 7
Тверитинова Т.Ю. 108
Толмачева Е.В. 111
Толмачева Т.Ю. 78, 113
Травин А.В. 64, 75
Треусов А.В. 19
Туркина О.М. 116
Турутанов Е.Х. 119, 122
Урманцева Л.Н. 116
Уфимцев Г.Ф. 125
Федоровский В.С. 127, 130, 132, 134
Федотова А.А. 136, 142
Фиорентини М.Л. 35
Фомин М.А. 139
Хаин Е.В. 136, 142
Хрусталева В.К. 145
Цыпукова С.С. 148
Чувашова И.С. 51
Шаццлло А.В. 152
Шевченко Б.Ф. 154
Школьник С.И. 156
Щербаков Ю.Д. 148
Щербакова Т.Ф. 43
Ярмолук В.В. 158
Ясныгина Т.А. 96