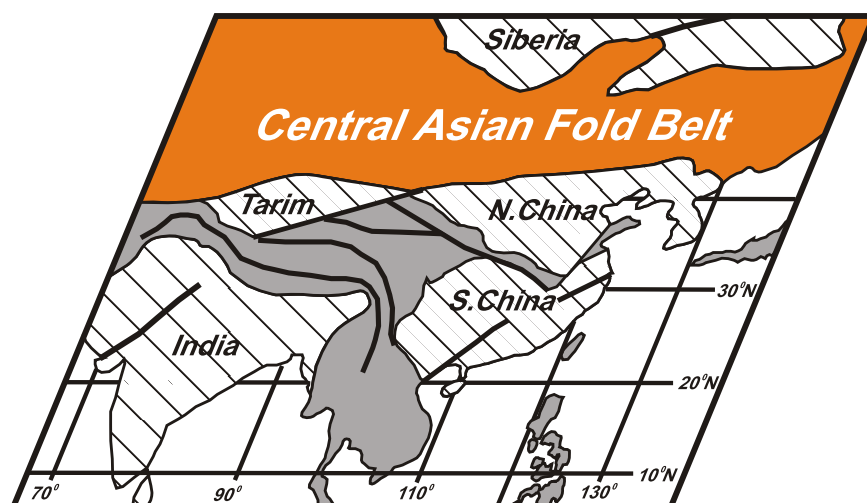




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА 
К КОНТИНЕНТУ



2

ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 4

ИРКУТСК
2006

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

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

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

(16-20 октября 2006 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 2

**Иркутск
2006**

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. – В 2-х томах. – Т. 2. – 234 с.

В сборнике представлены труды совещания, проводимого в рамках интеграционных программ Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН. Организаторами совещания являются руководители и ответственные исполнители Интеграционной программы СО РАН ОНЗ 10.1. «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры».

Основная тематика совещания:

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

Председатель Оргкомитета совещания

член-корр. 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 в рамках и при поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ 10.1.

«Центрально-Азиатский подвижный пояс:
геодинамика и этапы формирования континентальной коры»

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

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 10 от 14.09.2006 г.)

ISBN 5-902754-14-3 (т. 2)

ISBN 5-902754-12-7

© Институт земной коры СО РАН, 2006

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Бараиш И.Г.</i> ГЕОХИМИЯ МЕТАПЕЛИТОВ ХАМАРДАБАНСКОГО И ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ (К ПРОБЛЕМЕ ИХ РАЗДЕЛЕНИЯ)	8
<i>Мельникова В.И., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А.</i> ПАРАМЕТРЫ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЗА ПЕРИОД 2003–2005 ГГ. (ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАНЫМ)	12
<i>Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э.</i> ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫМ СЕРИЯМ ЕРАВНИНСКОГО ТЕРРЕЙНА	16
<i>Метелкин Д.В., Минина О.Р., Юлдашев А.А., Михальцов Н.Э.</i> К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ БАГДАРИНСКОЙ ТОЛЩИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	20
<i>Мехоношин А.С., Травин А.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б.</i> ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГАББРОИДОВ МАЛО-ТАГУЛЬСКОГО МАССИВА И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ СЕВЕРО-ЗАПАДА ВОСТОЧНОГО САЯНА	24
<i>Минина О.Р., Ветлужских Л.И.</i> К ПРОБЛЕМЕ ОБЪЕМА СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ И ВАЛИДНОСТИ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ВЕРХНЕ-АНГАРСКИЙ И ЮЖНО-МУЙСКИЙ ХРЕБТЫ)	28
<i>Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Голионко Б.Г.</i> ГЕОЛОГИЯ БАГДАРИНСКОГО РАЙОНА (ВИТИМСКОЕ НАГОРЬЕ, ЗАБАЙКАЛЬЕ)	31
<i>Миронов А.Г., Жмодик С.М.</i> СРАВНИТЕЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВОДУЖНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА	35
<i>Мирошниченко А.И.</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ	38
<i>Монгуш А.А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Лебедев В.И., Попов В.А., Ойдуп Ч.К., Козаков И.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.</i> РАННЕКЕМБРИЙСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ХР. ВОСТОЧНЫЙ ТАННУ-ОЛА (ТУВА): ГЕОЛОГИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ	41

<i>Монгуш А.А., Лебедев В.И., Симонов В.А., Сугоракова А.М.</i> СООТНОШЕНИЕ ОФИОЛИТОВ И ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ В КААХЕМСКОЙ РИФТОГЕННОЙ ЗОНЕ (ТУВА)	45
<i>Мордвинова В.В., Артемьев А.А., Травников В.В.</i> СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ В СИБИРИ И МОНГОЛИИ	49
<i>Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х., Травников В.В., Артемьев А.А.</i> ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО ХАНГАЯ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	54
<i>Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.Л., Родионов Н.В., Лыхин Д.А., Голионко Б.Г.</i> U-РЬ SHRIMP ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЛУТОНИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИКАТ-БАГДАРИНСКОЙ И АГИНСКОЙ ЗОН (ЗАБАЙКАЛЬЕ)	58
<i>Непон Р.К., Азатова А.Р.</i> ВЛИЯНИЕ АФТЕРШОКОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СКОРОСТЬ СЕЙСМОГЕННОЙ ЭРОЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА)	61
<i>Ножкин А.Д., Постников А.А.</i> РИФТОГЕННЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ОТРАЖЕНИЕ РАННИХ СТАДИЙ РАСКРЫТИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА	65
<i>Ойдун Ч.К., Леснов Ф.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И.</i> ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ ВОЗРАСТУ МАФИТ- УЛЬТРАМАФИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУВЫ (U-РЬ МЕТОД ПО ЦИРКОНАМ)	69
<i>Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Мальшев А.В.</i> ОСТРОВОДУЖНЫЕ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА НА ПРИМЕРЕ МЕТЕШИХИНСКОЙ ГРУППЫ МАССИВОВ	73
<i>Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Беляцкий Б.В., Бакшеев И.А., Бортников Н.С.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДАРАСУНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	77
<i>Пучков В.Н.</i> ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТИМАНО- УРАЛЬСКОЙ И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ	81
<i>Радзиминович Н.А., Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С.</i> СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОЛДОНГСИНСКОГО РОЯ И АФТЕРШОКОВОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ 2005 Г. (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ)	87

<i>Радзиминович Я.Б., Щетников А.А.</i> ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ: АНАЛИЗ ПЕРВОИСТОЧНИКОВ И ПЕРЕСМОТР ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ СОБЫТИЯ 8 МАРТА 1866 ГОДА)	91
<i>Рассказов С.В., Чувашова И.С., Мордвинова В.В., Брандт И.С., Брандт С.Б., Еришов К.В.</i> РАЗВИТИЕ КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ КАК ВЫРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ САЯНО- МОНГОЛЬСКОГО НИЗКОСКОРОСТНОГО МАНТИЙНОГО ДОМЕНА	95
<i>Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А., Левченков О.А., Серов П.А., Матуков Д.И.</i> РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПОЛИХРОННЫЕ БАТОЛИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ	99
<i>Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И.</i> ОФИОЛИТЫ, ОСТРОВОДУЖНЫЕ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СИСТЕМЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РАЙОНА КАЗАХСТАНА	104
<i>Савельева В.Б.</i> ГЕОХИМИЯ СИНСДВИГОВОГО МЕТАСОМАТОЗА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ОЛЬХОНСКОЙ РАННЕКАЛЕДОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ И ЦОКОЛЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА	109
<i>Савельева В.Б., Пономарчук В.А., Талибова А.Г., Базарова Е.П., Пономарев Е.В.</i> ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ГРАФИТА КИТОЙСКОГО СИЛЛИМАНИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	113
<i>Саньков В.А., Парфеевец А.В., Бурчевская М.А., Бызов Л.М.</i> ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЕ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	117
<i>Селятицкий А.Ю.</i> ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ МЕТАПЕЛИТОВ В ЗОНЕ СДВИГА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ТЕПЛА БАЯНКОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОГО МАССИВА В ЗАПАДНОМ САНГИЛЕНЕ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)	121
<i>Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б.</i> ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ НА ЮГЕ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА	127
<i>Симонов В.А., Ковязин С.В., Шарков Е.В.</i> ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРАХ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ	131
<i>Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Литасов Ю.Д.</i> ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА ТЯНЬ-ШАНЯ	135
<i>Скляр Е.В., Склярова О.А., Меньшагин Ю.В., Левин А.В.</i> ЕВРАЗИЙСКИЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПОТОПЫ: ЦАСУЧЕЙСКИЙ ЙОКУЛЬЛАУП ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	139

<i>Советов Ю.К.</i> РАСТИТЕЛЬНОСТЬ НА БЕРЕГАХ ВЕНДСКИХ РЕК, КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПОЗДНЕМ ВЕНДЕ	143
<i>Советов Ю.К., Донская Т.В.</i> ФУНДАМЕНТ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ЭРРАТИЧЕСКИХ ВАЛУНОВ В РАННЕВЕНДСКИХ ТИЛЛИТАХ	147
<i>Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Костровицкий С.И.</i> СВЯЗЬ ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И АЛМАЗООБРАЗОВАНИЯ С ЯКУТСКИМ ПЛЮМОМ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ	151
<i>Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б.</i> ГЕОХРОНОЛОГИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (АРГУНСКИЙ, МАМЫНСКИЙ, БУРЕИНСКИЙ ТЕРРЕЙНЫ)	155
<i>Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Гладкочуб Д.П., Немеров В.К.</i> ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА	158
<i>Сугоракова А.М., Никифоров А.В., Попов В.А., Болонин А.В., Горбунов Д.П.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ К ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ БАЗИТОВ ТУВИНСКОГО РИФТОГЕННОГО ПРОГИБА	164
<i>Татаринов А.В., Яловик Л.И.</i> УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СУТУРНЫХ ШВАХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ЗАБАЙКАЛЯ	168
<i>Тверитинов Ю.И.</i> РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ	171
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> СОВРЕМЕННЫЕ ЯДРА И МЕЖДУЯДЕРНЫЕ ЗОНЫ В СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	176
<i>Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бережная Н.Г., Тимашков А.Г., Баянова Т.Б.</i> КАНСКИЙ МИКРОКОНТИНЕНТ: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ФОРМИРОВАНИЮ И ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ В ПРОТЕРОЗОЕ	179
<i>Турутанов Е.Х., Гребенищикова В.И., Носков Д.А.</i> ФОРМА И РАЗМЕРЫ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА	183
<i>Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М., Поволоцкая И.Э.</i> ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (АНСАМБЛИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ)	188

<i>Федоровский В.С., Скляров Е.В.</i> ТЕКТОНИКА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ	192
<i>Федоровский В.С., Скловитина Т.М.</i> ПОТЕНЦИАЛ КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ И КРУПНОМАСШТАБНОЙ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ)	195
<i>Хаин Е.В.</i> ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО И ПАЛЕОАТЛАНТИЧЕСКОГО (ЯПЕТУСА) ОКЕАНОВ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЕ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ	198
<i>Цыганков А.А.</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСТОЧНИКИ МАГМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ	202
<i>Цыдыпов Ж.Н., Мехоношин А.С., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Травин А.В., Колотилина Т.Б.</i> ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ПОРОД УРБИКАНСКОГО КОМПЛЕКСА	206
<i>Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фелелов Н.Н.</i> ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ И ВОСТОЧНОГО КИТАЯ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МАНТИЙНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ В ПРИЛОЖЕНИИ К ГЕОДИНАМИКЕ	210
<i>Шерман С.И., Демьянович В.М., Злогодухова О.Г.</i> РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА МОНГОЛО- БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА И СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ	214
<i>Шерман С.И., Цуркан Е.А.</i> МЕДЛЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ КАК ИСТОЧНИК И ТРИГГЕРНЫЙ МЕХАНИЗМ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	219
<i>Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Кудряшова Е.Б., Саватенков В.М.</i> ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЮЖНО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КРАЕВОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ПО ДАННЫМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)	224
<i>Ярмолюк В.В., Сугоракова А.М., Никифоров А.В., Лебедев В.И.</i> ПИКРИТ-ГАББРО-НЕФЕЛИНСИЕНИТОВЫЙ НАРЫНСКИЙ МАССИВ – К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ДЕВОНСКОГО (?) РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ	228

ГЕОХИМИЯ МЕТАПЕЛИТОВ ХАМАРДАБАНСКОГО И ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ (К ПРОБЛЕМЕ ИХ РАЗДЕЛЕНИЯ)

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

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

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

Выделение и разграничение террейнов в сложном коллаже южного складчатого обрамления Сибирского кратона всегда относились к непростым задачам. Это в полной мере касается сочленения таких структур, как Тувино-Монгольский массив с Тункинским и Хамардабанским террейнами, последнего – с Джидинским террейном. Несмотря на хорошую геологическую изученность этих структурных зон [1–3], четкие границы террейнов не везде установлены, а в некоторых случаях само выделение террейна, например Тункинского, остается проблематичным. Причиной является как сложное покровно-складчатое строение толщ и присутствие близких литологических типов пород в их составе, так и зональный метаморфизм, наложенный уже после формирования пакетов тектонических пластин. Ранее мы провели сравнение геохимических особенностей и геодинамические реконструкции вулканогенно-осадочных метаморфических комплексов в обрамлении платформы от Северного Прибайкалья до слюдянского комплекса [4]. В предлагаемой работе приведены предварительные результаты сопоставительного анализа геохимических особенностей метапелитов Хамардабанского и Тункинского террейнов (рис. 1).

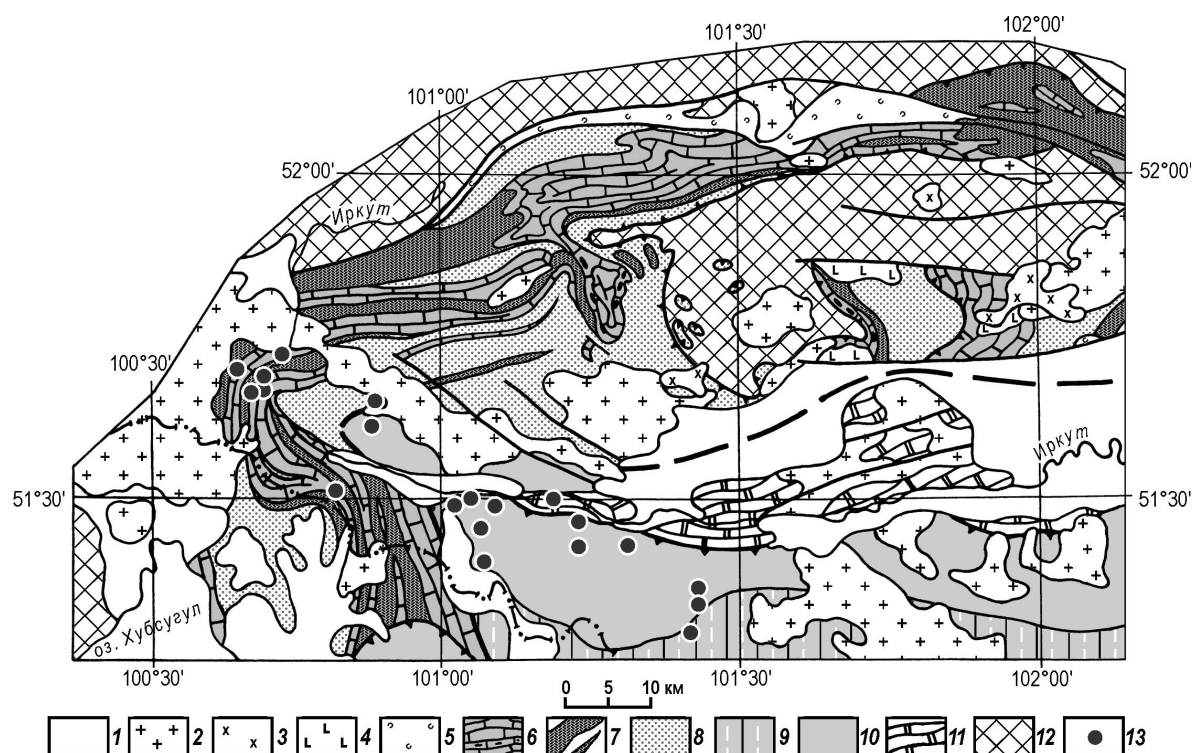


Рис. 1. Тункинский террейн и его обрамление (соотношение с Хамардабанским террейном и Тувино-Монгольским массивом).

1 – кайнозойские отложения; 2 – гранитоиды; 3 – сиениты; 4 – основные породы; 5 – сагансайрская свита (D-C?); Тункинский террейн: 6–8 – тункинская серия: 6 – толтинская свита, 7 – нерасчлененная тункинская серия, 8 – уртагольская свита; 9–11 – Хамардабанский террейн: 9 – безымянная свита, 10 – харагольская свита, 11 – слюдянская серия; 12 – Тувино-Монгольский массив; 13 – места отбора проб.

Тункинский террейн представляет собой сложную покровно-складчатую структуру. Для краевой части Тувино-Монгольского массива она является аллохтоном. Соотношение Тункинского террейна с Хамардабанским не столь очевидно. Граница между ними проводится условно вдоль южных отрогов Тункинских гольцов под кайнозойскими отложениями Тункинской впадины. Тункинский террейн включает две толщи: терригенно-вулканогенную (уртагольская свита) и вулканогенно-карбонатную (толтинская свита), которые можно объединить в тункинскую серию. Граница между свитами не всегда четкая, местами наблюдается постепенный переход. Отдельные группы пород, в частности вулканиты, входят в состав обеих свит так же, как и метатерригенные породы. В целом характерно количественное преобладание терригенных пород в разрезе уртагольской, а чисто карбонатных и кремнисто-карбонатных – в толтинской свите, но вследствие значительной фациальной изменчивости, количественные соотношения литотипов пород в свитах от разреза к разрезу сильно меняются, и точная диагностика свит не везде возможна.

Хамардабанский террейн охватывает слюдянскую и хангарульскую серии, слагающие соответствующие субтеррейны. По типам и соотношениям карбонатных, вулканогенных и терригенных пород слюдянская серия очень похожа на толтинскую свиту. Проведенное ранее [5] сопоставление метатолитов этих подразделений показало, что те и другие формировались в обстановках задуговых бассейнов, но в заметно различных условиях.

Хангарульская серия состоит из верхней существенно терригенной безымянской свиты и нижней – харагольской. Последняя в Южном Прибайкалье сложена преимущественно известково-силикатными породами, реконструируемыми как карбонатистые туффоиды. В Тункинской долине слюдянская серия обнажается небольшими участками в бортах долины р. Иркут и западнее п. Монды практически не прослеживается. Хангарульская серия непрерывно протягивается вдоль всего южного борта Тункинской долины, почти до западного ее окончания, до границы с Тункинским террейном. При этом в стратотипических разрезах (реки Харагол, Бол. и Мал. Харагол) по сравнению с Южным Прибайкальем видимая мощность харагольской свиты резко возрастает, и в ее составе, наряду с известково-силикатными породами, существенную роль приобретают метатерригенные и метакарбонатные породы. Степень метаморфизма толщ Хамардабанского террейна с востока на запад постепенно снижается до уровня эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций западнее пос. Монды. Известково-силикатные породы харагольской свиты здесь представлены слюдисто-карбонатными сланцами, неотличимыми от таких же сланцев уртагольской свиты, и граница между террейнами проводится очень условно.

Породы хангарульской серии (преимущественно харагольской свиты) опробованы по притокам р. Иркут от р. Халагун до р. Саган-Шулута (рис. 1). Для сравнения выбраны низкокальциевые метапелиты и немного пород с малым количеством карбонатов. Преобладают Ки-Ст-Гр-Би-Пл-Кв и двуслюдяные сланцы.

Метатерригенные породы Тункинского террейна изучались по правым притокам в верховьях р. Иркут (от р. Аерхан до р. Ср. Иркут и непосредственно по р. Иркут до контакта с Мункусардыкским массивом). В этой части террейн представлен преимущественно толтинской свитой, хотя местами могли быть выходы уртагольской свиты. Уровень метаморфизма здесь обычно не превышает фации зеленых сланцев; ведущие парагенезисы в метатерригенных породах Хл-Сер-Аб-Кв($\pm$ Ка,Дол) с появлением биотита и первого, высокомарганцовистого, граната (до 16-23 % MnO). Вблизи границы с Мункусардыкским массивом присутствуют породы более высоких ступеней – до Ки($\pm$ Сил)-Гр-Би-Мус субфации амфиболитовой фации. По текстурно-структурным особенностям это не роговики, а типичные гнейсы и сланцы. Таким образом, сопостав-

ление метатерригенных пород террейнов проведено преимущественно на материале из харагольской и толтинской свит.

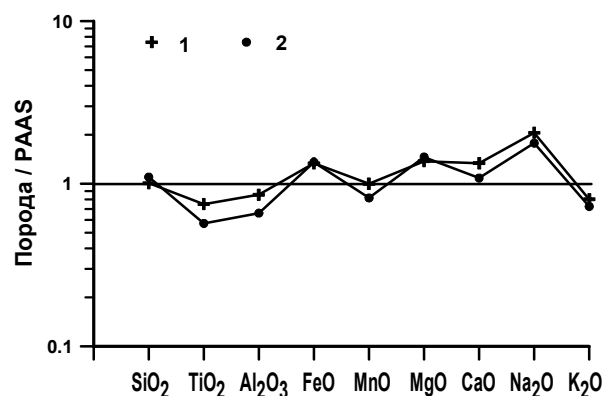


Рис. 2. Средние составы метапелитов хангарульской серии (1) и толтинской свиты (2), нормированные по PAAS.

Удивительно, что средние петрохимические составы метапелитов двух этих подразделений оказались одинаковыми по сравнению как с верхней корой, так и с постархейским сланцем PAAS (рис. 2). От последнего изученные породы отличаются несколько повышенным содержанием FeO, MgO, Na₂O и пониженным – TiO₂ и Al₂O₃, что свидетельствует о присутствии в осадках вулканогенного материала. Средние редкоземельные составы метапелитов однотипны по всем притокам р. Иркут вдоль простираения хангарульской серии. Относительно ВКК сланцы обеднены Th, Nb и Sr, но резко обогащены Co, Ni, Cr, V и Sc (рис. 3, а).

Наиболее богат Cr и Ni прослой антофиллит-актинолит-биотитовых сланцев, по петрохимии близких остальным породам. Это также свидетельствует о присутствии доли основного вулканокластического материала, что ранее было показано для известково-силикатных сланцев этой серии [6].

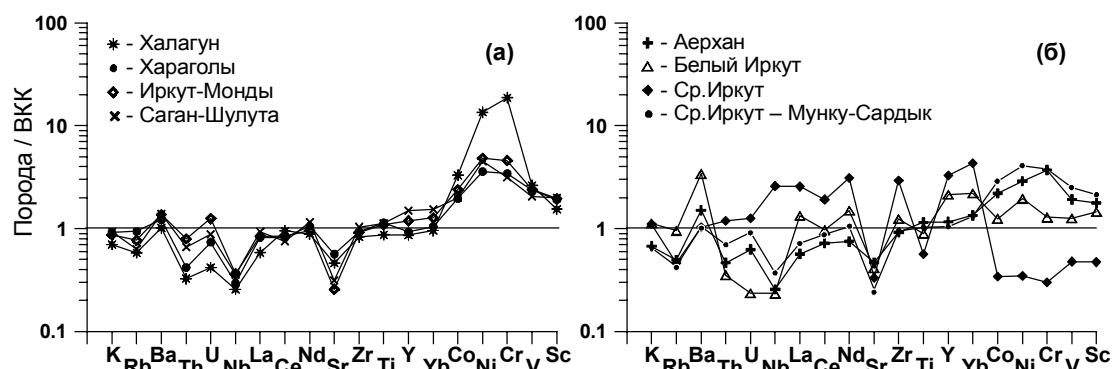


Рис. 3. Спайдер-диаграммы для метапелитов хангарульской серии (а) и толтинской свиты (б) для разных участков опробования.

Распределение редких элементов в метапелитах толтинской свиты более разнообразно. Для пород из разрезов по рекам Аерхан, Иркут и Белый Иркут спайдерграммы метапелитов аналогичны таковым в хангарульской серии. В верхней части р. Ср. Иркут выделяется пачка метапелитов, аномально обогащенных Th, U, Zr и REE и обедненных элементами группы железа и Sc, а нижежающая пачка, опробованная по р. Белый Иркут, обогащена барием (рис. 3, б). В пачке, богатой высокозарядными элементами, много обломочного калишпата, замещенного шахматным альбитом, что обычно для зеленосланцевой фации метаморфизма. Видимо, источником обломочного материала при отложении этой пачки служили субщелочные граниты. Подобных по редкоземельному составу метаалевролитов в хангарульской серии пока не обнаружено.

Распределение редкоземельных элементов в обоих подразделениях близко к сланцу PAAS, а в пачке, богатой редкими элементами, спектр REE значительно более дифференцирован и имеет глубокий Eu-минимум (рис. 4).

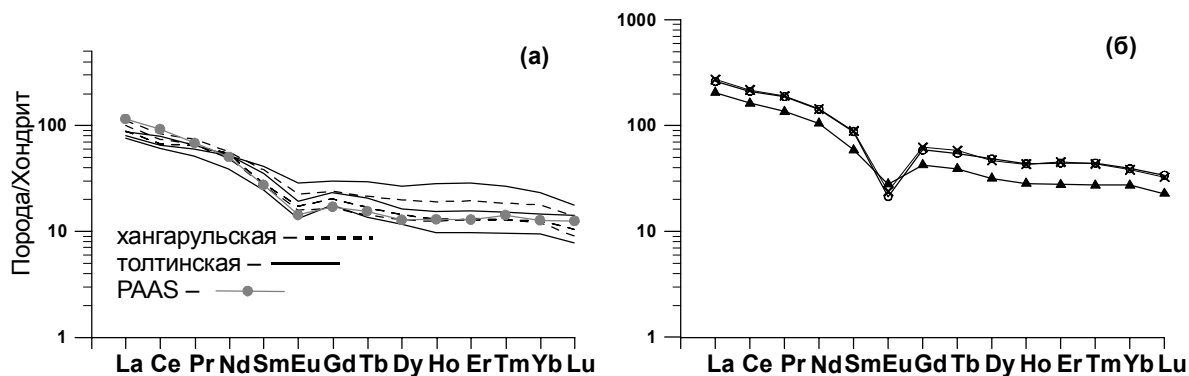


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ в метапелитах хангарульской серии и толтинской свиты (а) и в «пачке» по р. Ср. Иркут (б).

Таким образом, по геохимическим особенностям одной разновидности пород можно говорить о сходстве проанализированных подразделений, за исключением отдельных частей разреза толтинской свиты, метапелиты которых резко отличаются. Это может указывать на более разнообразные источники сноса для протолитов Тункинско-го террейна относительно Хамардабанского. Чтобы сделать однозначный вывод о правомерности разделения Тункинского и Хамардабанского террейнов, необходимо расширить подборку по метатерригенным породам (привлечь данные по слюдянской серии, безмянской и уртагольской свитам), а также проанализировать геохимическую специфику известково-силикатных пород.

- [1] Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Саяно-Байкальская горная область / В.Г. Беличенко, А.П. Шмотов, А.И. Сезько и др. – Новосибирск: Наука, 1988. – 160 с.
- [2] Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1991. – 143 с.
- [3] Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. – Новосибирск: Наука, 1981. – 198 с.
- [4] Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Эволюция палеоостровных дуг и задуговых бассейнов в северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 41–44.
- [5] Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия и геодинамическая типизация metabazaltov Тункинского и Хамардабанского террейнов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 143–146.
- [6] Резницкий Л.З., Школьник С.И., Левицкий В.И. Геохимия известково-силикатных пород харагольской свиты (Южное Прибайкалье) // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 3. – С. 271–285.

ПАРАМЕТРЫ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЗА ПЕРИОД 2003–2005 ГГ. (ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

В.И. Мельникова, А.А. Добрынина, Н.А. Радзиминович

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

Для изучения современного напряженно-деформированного состояния литосферы и различных геодинамических построений широко используются данные о параметрах деформирования земной коры, полученные по материалам сейсмологических наблюдений.

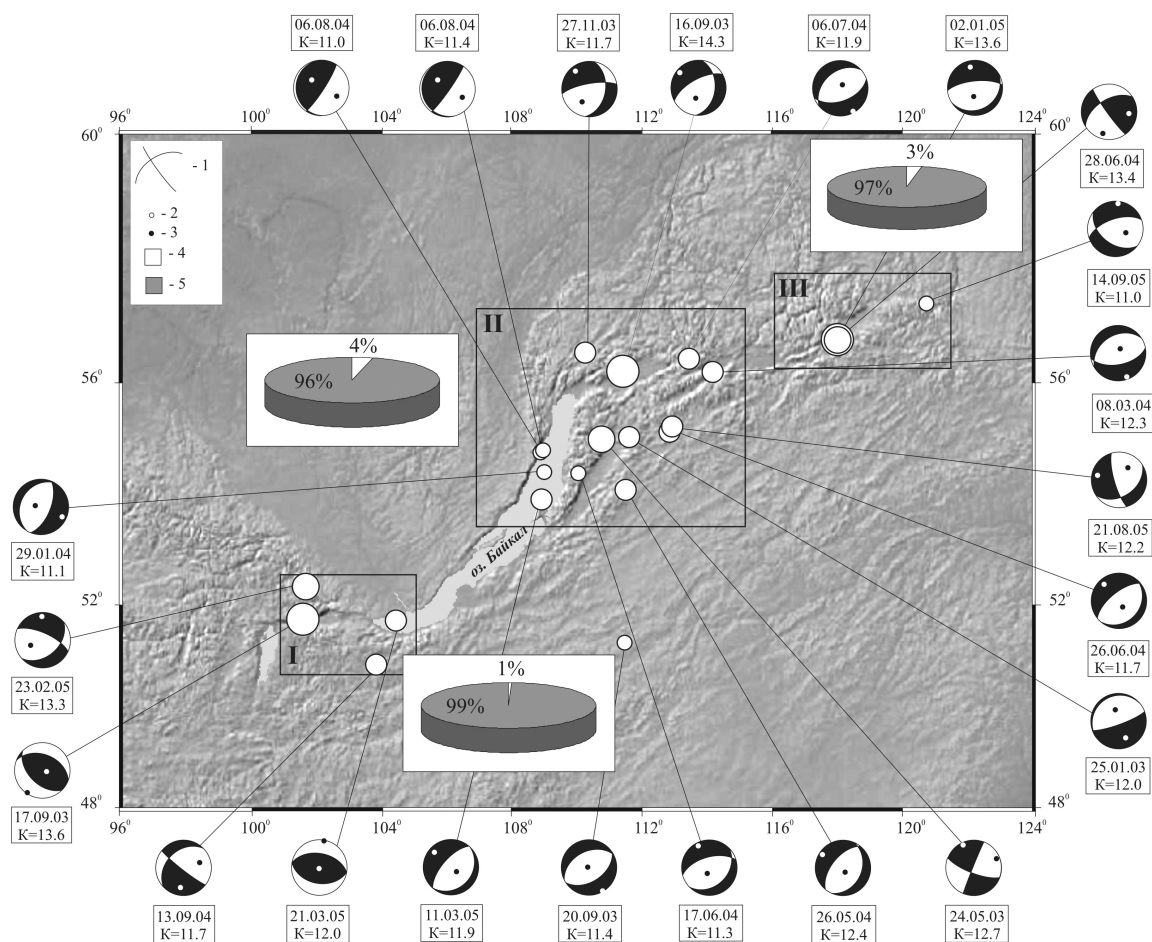
Основные характеристики сеймотектонических деформаций (СТД) земной коры Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) – средний фокальный механизм, его направленность и интенсивность, а также коэффициент Лодэ-Надаи, определяющий вид деформированного состояния среды, – рассматривались ранее в ряде работ [1, 2 и др.]. Известные методики расчета этих параметров [3, 4] основывались на анализе остаточных смещений в совокупности сейсмических очагов, локализованных в некоторых сейсмоактивных объемах. Построение схем СТД предусматривает расчет среднего тензора сейсмического момента, нормированного на модуль сдвига, объем и время (в случае определения скоростей) [3].

С развитием сети цифровых сейсмических станций во второй половине 70-х годов XX в. в мировых сейсмологических центрах стало возможно оперативное определение тензора сейсмического момента (для землетрясений с $M > 4.5$) по телесейсмическим записям, нивелирующим скоростные неоднородности литосферы и мантии. В масштабах региональных наблюдений, где события имеют широкий энергетический диапазон, а упругие колебания записываются на близких (< 100 км) или средних (< 1000 км) эпицентральных расстояниях, данная задача остается трудноразрешимой. В этом случае девиаторная часть тензора сейсмического момента вычисляется на базе известного механизма источника и его скалярного сейсмического момента (M_0), определяющего энергетический вклад землетрясений в СТД. Величина M_0 может быть найдена из спектрального анализа сейсмограмм. В случае отсутствия на станциях цифровой регистрирующей аппаратуры значение M_0 заимствуется из различных сейсмологических агентств или рассчитывается из корреляционной зависимости от энергетического класса и магнитуды [4].

В Байкальской рифтовой зоне, где до последнего времени сейсмические станции были оснащены аналоговой аппаратурой, работы по определению сейсмического момента спектральными методами практически не проводились. Исключением можно считать две публикации, авторы которых осуществляли спектральный анализ записей временных высокочувствительных станций [5, 6]. В последние годы для прибайкальских землетрясений активно внедряется упрощенная схема определения динамических параметров очага землетрясения, при которой оценка скалярного сейсмического момента проводится по максимальной амплитуде и периоду аналоговой записи без учета формы волны и спектра [7]. Но, известно [8], что простые измерения максимальных амплитуд и периодов колебаний не содержат в себе сведения, которые можно извлечь из записи волновой группы в целом.

С 2003 г. все станции Прибайкалья перешли на цифровую регистрацию землетрясений и появилась возможность спектрального анализа сейсмических записей. С этой целью были отобраны сейсмограммы 20 землетрясений с $K \geq 11$, произошедших за период с 25.01.2003 г. по 14.09.2005 г. При этом значения амплитуд колебаний превыша-

ли фон микросейсм в несколько раз, а эпицентральные расстояния для событий определенного класса не выходили за пределы существенного искажения амплитуд [9]. На рисунке показаны механизмы землетрясений и круговые диаграммы, отображающие их энергетическую представительность: суммарные сейсмические моменты (ΣM_0) этих толчков составляли 96–99 % от значений ΣM_0 , рассчитанных для всех землетрясений.



Механизмы очагов землетрясений БРЗ (проекция нижней полусферы) за период 25.01.2003 г.–14.09.2005 г., для которых получены спектральные характеристики источника. Для каждого события указаны дата (день, месяц, год) и энергетический класс. Стереогрaммы фокальных механизмов: 1 – нодальные линии; 2, 3 – оси главных напряжений растяжения и сжатия соответственно; закрашены области волн сжатия. Линиями оконтурены сейсмоактивные области (I – юго-западный фланг БРЗ, II – Северный Байкал, III – северо-восточный фланг БРЗ); круговыми диаграммами показан процентный вклад в общий сейсмический момент землетрясений с неизвестными (4) и известными (5) фокальными механизмами.

Построение спектров смещений осуществлялось по цифровым записям S-волн, при этом из двух горизонтальных компонент выбиралась та, на которой максимальная амплитуда была больше. Для описания источника использовалась простейшая модель Брюна [10] (мгновенно распространяющаяся круговая площадка радиуса R), идеализирующая условия разрядки напряжений в очаге. В связи с этим оценка сейсмического момента носила ориентировочный характер. Его величина определялась по уровню спектральной плотности длиннопериодной части спектра, приведенной к очагу (вводились поправки на геометрическое расхождение, поглощение на пути очаг-станция и т.д.). Точность оценок M_0 не превышала, в среднем, 0.5 логарифмических единиц.

Полученные значения M_0 использовались в процедуре расчета тензоров сейсмических моментов землетрясений и средних скоростных характеристик СТД в отдельных сейсмоактивных объемах земной коры БРЗ (толщина сейсмогенного слоя принималась равной 20 км).

Компоненты среднего тензора скорости сеймотектонической деформации земной коры в сейсмоактивных районах БРЗ за период 2003-2005 гг.

Район	Объем земной коры, тыс. км ³	ΣM_0 10 ²⁵ , дин·см	$\langle E_{ij} \rangle 10^{-12} \text{ год}^{-1}$					
			E_{xx}	E_{yy}	E_{zz}	E_{xy}	E_{yz}	E_{zx}
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I. Юго-западный фланг БРЗ	1169	1.02	-13.61	5.36	8.26	-28.49	20.68	30.71
II. Северный Байкал	4144	1.48	8.55	3.17	-11.72	-16.92	10.12	-3.91
III. Северо-восточный фланг БРЗ	1100	0.23	5.21	-4.14	-1.07	-5.03	7.78	6.96

Примечание. Римские цифры в графе 1 соответствуют номерам областей, выделенных на рисунке; в графе 2 приведены величины суммарных сейсмических моментов, каждый из которых был получен по спектральным характеристикам очагов землетрясений с известными механизмами. Расчет компонент осуществлялся в географической системе координат: X – на восток, Y – на север, Z – вверх. Знак «-» – деформация укорочения, «+» – удлинения.

Из таблицы видно, что средняя скорость деформирования земной коры в рассматриваемом регионе достаточно низка, несмотря на ряд относительно сильных землетрясений, произошедших в 2003-2005 гг. Так, к примеру, на юго-западном фланге рифта её значение в 1999 г. было на 3-4 порядка выше. Максимальные скорости в этом районе имеет сдвиговая деформация в горизонтальной и вертикальной плоскостях (XY и ZX соответственно), минимальные – деформация вдоль меридионального направления YY и по вертикальной плоскости ZZ. Самым сильным событием в этой части рифтовой зоны за описываемый период времени было Хойтогальское землетрясение (17.09.2003 г., $K=13.6$) с эпицентром в Тункинских Гольцах, характеризующееся взбросовым смещением в очаге (рисунок). Механизм такого же типа имело событие на юге озера Байкал, что весьма необычно и может быть объяснено релаксацией напряжений после сильнейшего здесь землетрясения 1999 г. с $M_w=6.0$.

В районе Северного Байкала наибольшие значения средних скоростей СТД наблюдаются вдоль сдвиговой (XY) и вертикальной (ZZ) компонент тензора. Поверхность земной коры здесь опускается, что, в частности, проявилось при одном из сильнейших событий всей БРЗ – Куморском землетрясении 2003 г. с $K=14.3$. На северо-восточном фланге рифта по всем компонентам тензора средние скорости аномально низки (таблица), что может быть связано с сейсмическим затишьем перед произошедшими в конце 2005 г. сильными толчками ($M_w=5.8$, $M_w=5.6$), которые локализовались к востоку от Токкинской впадины (в верховьях р. Олдонгсо).

В заключение можно отметить, что новые данные о механизмах очагов землетрясений Байкальской рифтовой зоны и их сейсмических моментах, полученные за период 2003-2005 гг., позволили установить количественный вклад сейсмичности в деформа-

ционные параметры земной коры. Работы подобного плана тесно связаны с мониторингом напряженно-деформированного состояния среды на геодинамических полигонах.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64148, 05-05-64702), Программы Президиума РАН № 16, проект 3, и интеграционного проекта СО РАН ИП № 87.

- [1] Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Юнга С.Л. Поля напряжений и сейсмотектонических деформаций Байкальской рифтовой зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М., 1996, вып. 2–3. – С. 363–371.
- [2] Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Сейсмотектонические деформации Центральной и Восточной Азии по данным о механизмах очагов землетрясений с $M_w \geq 6.0$ // Труды V Российско-Монгольской конференции по астрономии и геофизике (Истомино, Бурятия, 23–28 сентября 2004 г.). – Иркутск: Институт солнечно-земной физики СО РАН, 2005. – С. 30–32.
- [3] Юнга С.Л. О механике деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1979. – № 10. – С. 14–23.
- [4] Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии // Избранные труды. – М.: Наука, 1985. – С. 14–33.
- [5] Данциг Л.Г. Спектры смещений объемных волн и параметры очагов слабых землетрясений Баргузинского района Байкальской рифтовой зоны // Сейсмические исследования Восточной Сибири. – М.: Наука, 1981. – С. 43–48.
- [6] Кочетков В.М., Боровик Н.С., Солоненко А.В. и др. Детальные сейсмологические исследования в Северо-Муйском районе // Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 123–180.
- [7] Ключевский А.В., Демьянович В.М. Оценка влияния модели среды распространения сейсмических сигналов на определение динамических параметров очагов землетрясений Байкальского региона // Вулканология и сейсмология. – 2003. – № 2. – С. 58–71.
- [8] Бат М. Спектральный анализ в геофизике. – М.: Недра, 1980. – 535 с.
- [9] Солоненко А.В. Зависимость отношения максимальных амплитуд в S- и P-волнах от эпицентрального расстояния в Байкальской сейсмической зоне // Геология и геофизика. – 1988. – № 4. – С. 135–143.
- [10] Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. – 1970. – V. 75. – P. 4997–5009.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫМ СЕРИЯМ ЕРАВНИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

*Д.В. Метелкин**, *А.Ю. Казанский**, *И.В. Гордиенко***, *Н.Э. Михальцов**

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

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

В районе Заза-Холойского междуречья Западного Забайкалья, а также в бассейне р. Витим, в пределах так называемого Еравнинского «ксенолита», широко распространены кембрийские (?) вулканогенно-осадочные комплексы пород, сопоставимые с островодужными сериями развитых магматических дуг раннепалеозойской активной континентальной окраины Сибирского кратона [1]. Основу этого структурно-вещественного комплекса составляют мощные шлейфы вулканокластитов среднего и смешанного состава, а также крупные постройки, сложенные в основном кислыми вулканогенными породами с большим количеством субвулканических тел кислого, среднего и основного состава. Среди осадочных пород, занимающих подчиненное значение, преобладают линзы вулканомиктовых песчаников и рифогенных археоциатовых известняков. Формирование указанного комплекса пород связывают с развитием в раннем–среднем кембрии Удино-Витимской (Еравнинской) островной дуги, пространственное положение которой в структуре раннепалеозойского островодужного пояса юго-западной окраины Сибирского континента является предметом дискуссий. С целью восстановления пространственных взаимоотношений Еравнинского террейна с фрагментами кембрийских островных дуг Алтае-Саянской аккреционно-коллизийной системы и Сибирским кратоном в начале раннего палеозоя проведены палеомагнитные исследования раннекембрийских андезибазальтов олдындинской свиты в районе пос. Озерный, верховья р. Ультзутуй. Отнесение изученных толщ к олдындинской свите условно, поскольку проведенные в последнее время исследования указывают на то, что в состав указанного стратона могут быть включены существенно разновозрастные образования, сформированные в различных геодинамических обстановках [2]. В ходе палеомагнитных исследований в вулканогенных породах олдындинской свиты было установлено присутствие высокотемпературной стабильной компоненты намагниченности (таблица), время формирования которой на основании положительного результата теста складки может соответствовать времени вулканизма, т.е. предполагается раннекембрийским. Как правило, естественная остаточная намагниченность изученных пород имеет в своем составе несколько компонент, однако при размагничивании температурой выше 450 °С на ортогональных диаграммах четко устанавливаются отрезки, направленные к центру координат и отвечающие характеристическому направлению. Судя по деблокирующим температурам (Тдб ~ 570-580 °С) характеристическая компонента намагниченности связана с магнетитом. Лишь для одного изученного участка разреза (ER-4 пос. Озерный) спектры деблокирующих температур компонент, входящих в состав общей естественной остаточной намагниченности, существенно перекрываются и разделить их с помощью стандартных приемов компонентного анализа не представляется возможным. Для анализа компонентного состава намагниченности пород этого участка использован метод кругов перемагничивания. Установленное в результате палеомагнитное направление в пределах ошибки определения не отличается от направления характеристической компоненты в андезибазальтах других участков изученного вулканогенного комплекса. Численные характеристики результата теста складки: DC slope 1.014 ± 0.146 (среднее по изученным участкам разреза) указывают на доскладчатый возраст установленной компоненты намагниченности. Рассчитанное положение виртуального геомагнитного

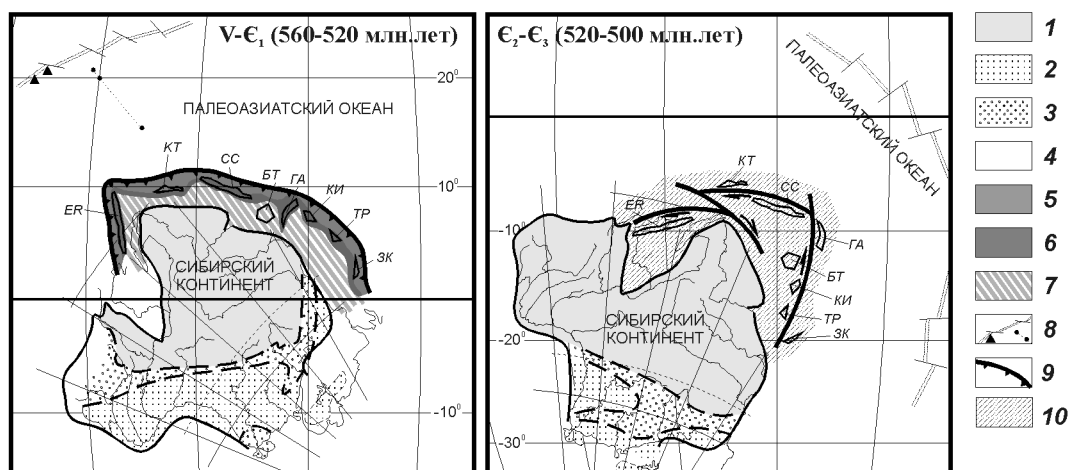
**Направление стабильной компоненты намагниченности в кембрийских
вулканогенно-осадочных и терригенных комплексах Еравнинской (Удино-
Витимской) зоны, соответствующие виртуальные геомагнитные полюсы и
значения палеошироты**

Объект	n/N	Component Direction					VGP			Plat
			D	I	K	α_{95}	Lat	Long	dp/dm (A_{95})	
ER-1 п. Озерный, андезиты олдындинская св.	5/10	g s	113.2 115.1	47.7 -22.1	27.3	14.9	24.2	8.2	15.8/8.3	11.5±11.5
ER-4 п. Озерный, андезиты олдындинская св.	9*/11	g s	101.4 109.9	50.4 -11.7	33.7	9.0	16.6	9.1	9.1/4.6	5.9±6.5
ER-7 р. Ультзутуй, андези-базальты, олдындинская св.	8/13	g s	284.7 111.2	-78.3 -21.7	225.0	3.7	21.7	11.4	3.9/2.1	11.3±2.8
ER-8 руч. Хулудый, базальты, олдындинская св.	11/11	g s	65.9 115.1	-84.2 -16.5	24.6	9.4	21.6	6.3	9.7/5.0	8.4±7.0
СРЕДНЕЕ	4/4	g s	104.7 112.8	-21.5 -18.0	1.1 214.2	6.3	21.0	8.8	6.5/3.4 (4.0)	9.2±4.7
ER-10 р. Витим, песчаники химгильдинская св. (?)	10/11	g s	174.3 170.7	-81.1 -26.2	191.4	3.5	-49.9	125.9	3.8/2.0	-13.8±2.8
ER-11 р. Витим, песчаники химгильдинская св. (?)	10/11	g s	21.6 173.3	-86.7 -27.9	228.7	3.2	-51.3	122.2	3.5/1.9	-14.8±2.6
СРЕДНЕЕ (по единич. векторам)	20/22	g s	160 172.0	-86.9 -27.1	98.0 202.8	3.3 2.3	-50.6	124.1	2.5/1.4	-14.4±1.8

Примечание. n/N – количество использованных в статистике векторов стабильной компоненты намагниченности к общему количеству установленных векторов; Component Direction – склонение (D) и наклонение (I) векторов стабильной компоненты намагниченности в географических (g), стратиграфических (s) координатах, а также кучность распределения единичных векторов (K) и 95 %-ный овал доверия (α_{95}); VGP – координаты соответствующего северного виртуального геомагнитного полюса: Lat – широта (° с.ш.), Long – долгота (° в.д.) и оси овала доверия (dp/dm); Plat – палеоширота для изученного объекта.

полюса и соответствующая палеоширота для Еравнинского террейна (таблица) сопоставимы с палеомагнитными данными по другим островодужным фрагментам нижнекембрийского возраста в аккреционно-коллизионной мозаике юго-западного обрамления Сибирского кратона [3] и предполагают смещенное к западу положение Удино-Витимской островной дуги по отношению к современному положению ее Еравнинского «ксенолита» в структуре Забайкальской окраины Сибирской платформы. При такой интерпретации полученных палеомагнитных данных Удино-Витимская дуга в начале кембрия имела субмеридиональную ориентировку и располагалась в районе 5-10 градуса северной широты вблизи Сибирского кратона и могла представлять собой фрагмент – восточное «продолжение» единой системы островных дуг, расположенной вдоль сибирской окраины Палеоазиатского океана (рисунок). В момент аккреции, вероятно в позднем кембрии–ордовике (?), Удино-Витимский островодужный комплекс мог быть сдвинут в восточном (в современных координатах) направлении на расстояние не более 1000 км относительно кратона и занял настоящее положение в аккреционно-коллизионной структуре Забайкальской области (рисунок). В пользу этого предположения свидетельствуют предварительные результаты палеомагнитного изучения песчаников химгильдинской свиты среднего-позднего кембрия (?) правобережья р. Витим, перекрывающих названный выше вулканогенный комплекс Удино-Витимской остров-

ной дуги. Отнесение изученных песчаников к химгильдинской свите, как и кембрийский возраст этого стратона, в настоящее время является предметом детальных стратиграфических исследований. Судя по деблокирующим температурам основным носителем намагниченности в песчаниках химгильдинской свиты является гематит ($T_{db}=680^{\circ}\text{C}$). По результатам размагничивания в высокотемпературной части спектра надежно фиксируется присутствие характеристической компоненты намагниченности, направление которой в стратиграфической системе координат незначительно отличается по наклонению, но более чем на 60° отличается по склонению от палеомагнитных направлений в вулканогенных породах олдындинской свиты. Судя по имеющимся палеомагнитным данным, приблизительно на такой же угол мог быть «развернут» и Сибирский



Палеогеодинамическая реконструкция западной окраины Сибирского континента по А.Ю. Казанскому [3] с исправлениями и дополнениями.

1–3 – Сибирский континент: 1 – отложения шельфа открытого моря, 2 – рифовые отложения, 3 – отложения лагунного типа; 4 – океаническая кора Палеоазиатского океана; 5 – аккреционные и преддуговые комплексы островной дуги; 6 – комплексы магматической островной дуги; 7 – задуговые бассейны; 8 – спрединговые зоны, треугольниками показано положение базальтов типа MORB Джидинской зоны, кружочками показано положение субщелочных базальтов океанических островов типа WPOIB Джидинской зоны, мелким пунктиром показано предполагаемое абсолютное движение океанической плиты над горячей точкой; 9 – зоны субдукции; 10 – средне–позднекембрийские аккреционные и островодужные комплексы окраины континента; контурами показано положение раннепалеозойских островодужных комплексов АССО: ER – Еравнинский, KT – Куртушибинский, CC – Северосаянский, ГА – Горноалтайский, БТ – Батеневский, ТР – Терсинский, КИ – Кийский, ЗК – Золотокитатский.

континент в течение кембрийского периода геологической истории [3]. В пользу доскладчатого возраста установленной компоненты намагниченности свидетельствует тест складки: DC slope 1.065 ± 0.331 . Нами изучены только два обнажения, поэтому расчет среднего палеомагнитного направления и тестирование полученной выборки проведены по единичным векторам (таблица). Виртуальный геомагнитный полюс, соответствующий среднему направлению установленной компоненты намагниченности (таблица), близок к средне-позднекембрийским полюсам островодужных фрагментов Алтае-Саянской области [3] и Сибирской платформы [4], что подразумевает отсутствие значимых перемещений между ним и Еравнинским «ксенолитом» с конца кембрийского периода. Это хорошо укладывается в построенную тектоническую модель (рисунок). Основным механизмом функционирования сдвигов левосторонней кинематики мог быть процесс «отставания и проскальзывания» отдельных тектонических элементов, расположенных на периферии континента, в результате общего дрейфа плиты с пово-

ротом по часовой стрелке [5]. Относительное перемещение Удино-Витимского фрагмента островодужной системы в данной модели описывается простым сдвигом. В итоге палеоостроводужные комплексы Еравнинского «ксенолита» в современной структуре Центрально-Азиатского коллизийного пояса оказались существенно разобщены и находятся вдали от своих бывших «соседей» – палеоостроводужных комплексов Алтае-Саянья.

В завершение необходимо сказать, что представленная модель является одной из возможных интерпретаций полученных предварительных палеомагнитных данных. В настоящее время остается открытым вопрос, связанный с возрастом изученных геологических комплексов. Предварительные результаты палеонтологических и геохронологических исследований указывают на возможный средне-позднепалеозойский возраст как осадконакопления, так и вулканизма в пределах изученной территории [2]. Если средне-позднепалеозойский возраст изученных пород будет обоснован, то интерпретация палеомагнитных данных существенно изменится. Однако положение полученных палеомагнитных полюсов и вытекающее из их анализа приэкваториальное положение Еравнинского террейна не согласуются с палеогеографическим положением Сибирской платформы в среднем–позднем палеозое.

Исследования выполнены в рамках интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.2.

- [1] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [2] Гордиенко И.В., Климук В.С., Филимонов А.В. Вулканизм Удино-Витимской островодужной системы (Западное Забайкалье) // Материалы Междунар. полевого Курило-Камчатского семинара «Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма». – Петропавловск-Камчатский: «Оттиск», 2005. – С. 257–265.
- [3] Казанский А.Ю., Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореферат дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2002. – 40 с.
- [4] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 298 с.
- [5] Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Дис. в виде научного доклада ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1995. – 51 с.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ БАГДАРИНСКОЙ ТОЛЩИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Д.В. Метелкин, О.Р. Минина**, А.А. Юлдашев***, Н.Э. Михальцов**

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

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

*** Иркутск, Институт земной коры, uldashev@crust.irk.ru

Территория Западного Забайкалья в современных тектонических и геодинамических схемах рассматривается как аккреционно-коллизийная система – ороген, сформированный в палеозое на месте Палеоазиатского океана. В пределах региона выделяется серия террейнов (структурно-фациальных зон), геодинамическая характеристика которых существенно отличается в интерпретациях различных авторов. Во многом эти отличия обусловлены неопределенностью возрастных датировок большей части пространенных здесь толщ. В последние годы среди геологических комплексов, традиционно считавшихся докембрийскими или кембрийскими, диагностируются морские отложения, время формирования которых можно отнести к середине и концу палеозоя [1, 2]. В связи с этим решение проблем стратиграфии в Забайкалье приобретает первостепенное значение. В этом ключе Икат–Багдаринская СФЗ является одной из наиболее важных территорий Забайкальского региона для понимания стратиграфии и истории его геологического развития.

В структурном отношении он представляет собой грабен-синклиналь (Багдаринскую синформу), протягивающуюся в северо-восточном направлении на расстояние до 80 км при максимальной ширине около 30 км. С севера и юга синформа ограничена зонами развития метаморфических пород (соответственно Ципиканский и Амалатский блоки), представленных разнообразными гнейсами, кристаллосланцами и мраморами, прорванными многочисленными телами гранитоидов, возраст которых определяется в диапазоне протерозой–средний палеозой. Внутренняя структура грабен-синклинали представлена серией тектонических пластин, сложенных осадочными породами преимущественно терригенно-карбонатного состава [2]. Толща багдаринской свиты распространена в центральной части синформы и сложена грубозернистым терригенным и пирокластическим материалом с маломощными прослоями известняков. Породам присущи пестрые тона окраски: лиловые, красные, коричневые, зеленые, зеленовато-серые. Нижняя пачка представлена преимущественно пестроцветными песчаниками, переслаивающимися с фиолетовыми алевролитами, алевропелитами и глинистыми сланцами, с маломощными прослоями туфоалевролитов, туффитов и в верхней части – розовых известняков. Средняя пачка представлена переслаиванием темно-серых глинистых сланцев, филлитизированных мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями и линзами серых оолитовых и черных афонитовых известняков. В состав верхней пачки включены красноватые и зеленоватые полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов. Суммарная видимая мощность багдаринской свиты достигает 1500–1700 м. В первых вариантах схемы расчленения стратифицированных образований региона возраст багдаринской свиты определялся в интервале верхней перми–триаса. Подстилающие образования точерской, якшинской, тилимской (ороченской) и суванихинской (сиваконской) свит отнесены к верхнему палеозою. В последующих вариантах схемы стратиграфии возраст стратона был пересмотрен и предполагался докембрийским, а багдаринская свита отнесена к

кембрию. Позднее был изменен не только возраст, но и последовательность формирования выделенных стратонов. В Легенде к Алдано-Забайкальской серии листов багдаринская свита отнесена к рифею, тилимская – к венду, якшинская – к кембрию, точерская – к девону. Накопленные за время исследований обширные, но противоречивые палеонтологические материалы не прояснили ситуацию. Так, в отложениях багдаринской толщи, с одной стороны, были выделены микрофоссилии, определяющие возраст свиты – не моложе нижнего кембрия, с другой – найдены неопределимые остатки высших растений и миоспоры, распространенные в девоне-карбоне, хитинозои, сколекодонты и споры, встречающиеся в отложениях не древнее силура [3 и др.]. В целом, в стратонах района разными авторами в разное время были встречены комплексы органических остатков, распространенные в рифее-венде, нижнем кембрии и среднем-верхнем палеозое, однако в большинстве случаев эти находки не имеют официальных заключений и зачастую противоречат друг другу.

В результате проведенных при участии авторов палеонтологических исследований [2] в нижней пачке разреза багдаринской свиты в устьевой части руч. Большая Якша собраны макроостатки растений. По заключению С.В. Наугольных (ГИН РАН) растительные остатки обладают морфологическим сходством с побегами проптеридофитов, известных в верхнесилурийских и девонских отложениях. В средней пачке по разрезу свиты р. Большое Киро установлен комплекс микрофоссилий, в составе которого преобладают виды *Punctatisporites atavus* Naum., *Lophotriletes minutissimus* Naum., *L. normalis* Naum., *Verruciretusispora microtelis* (Naum.) Oshurk., распространенные в девоне и нижнем карбоне, *Lophozonotriletes scurrus* Naum., характерные для среднего-верхнего девона, *Geminospora semilucensa* (Naum.) Obukh. et Rask., *Archaeotriletes hamulus* Naum., *Lophotriletes grumosus* Naum., распространенные в верхнем девоне, *Acanthotriletes parvispinosus* Naum. и *A. serratus* Naum., характерные для живетского яруса среднего и франского яруса верхнего девона, а также виды *Archaeozonotriletes tschernovii* Naum., *A. timanicus* Naum., *A. nalivkinii* Naum., *Hymenozonotriletes dentatus* Naum., *H. mancus* Naum., типичные для отложений франского яруса верхнего девона. В песчаниках с прослоями известковистых алевропелитов на водоразделе р. Ауник и ручья Алексеевского в верхней пачке разреза свиты собраны обильные остатки мшанок. По заключению Р.В. Горюновой (ПИН РАН) они образуют ветвистые колонии пластинчатых трепостомид и тонковетвистых рабдомезид (роды *Rhabdomeson*, *Primorella* и *Ascopora*). Здесь же присутствуют поперечные сечения сетчатых фенестеллид и пластинчатых фистулипорид. Судя по составу мшанок, включающие их отложения могут относиться к карбону. Остатки мшанок каменноугольного возраста обнаружены также в верховьях ручья Большая Якша в известковистых красных и зеленых песчаниках. Здесь присутствуют мшанки рода *Rhombotrypella*, *Ascopora*, *Fistulipora*, *Rhabdomeson*, *Primorella*, сетчатые фенестеллиды, отмечается также присутствие плохо сохранившихся остатков фузулинид (?). Остатки мшанок, аналогичные вышеописанным, обнаружены в отложениях свиты в верховьях руч. Полютковский по левобережью р. Ендода. Мшанки в основном обнаружены в пестроцветных алевролитах и песчаниках с линзами и прослоями грубозернистых песчаников и гравелитов. Ими образованы прослои мощностью до первых десятков сантиметров, отдельные из которых хорошо выдержаны по простиранию. В алевролитах колонии мшанок находятся в прижизненном состоянии и представлены преимущественно сетчатыми фенестеллидами. Песчаники содержат как целые колонии, так и их фрагменты, ориентированные обычно по напластованию пород. Здесь преобладают ветвистые и обрастающие колонии трепостомид, рабдомезид, фистулипорид, последние образовывали желваковые постройки, которые прикреплялись всей нижней поверхностью к субстрату и были приспособлены к обитанию в зоне сильных волновых движений. В грубозернистых разностях чаще захоронены обломки

колоний, которые под действием течений, видимо, срывались с субстрата, дробились, переносились и откладывались на соседних более углубленных участках дна. Общим для мшанок является обитание в условиях относительного мелководья. В палеонтологических шлифах из карбонатных песчаников багдаринской свиты правобережья р. Усой близ устья р. Ендоды установлены остатки табулятоморфных кораллов и водорослей. В отдельных пробах из различных частей разреза установлены единичные микрофоссилии (акритархи, хитинозои, конодонты, проблематики), возраст которых определяется в интервале венд–ранний палеозой. На наш взгляд, остатки микрофауны, скорее всего, переотложены, поскольку встречаются эпизодически и имеют плохую сохранность (фрагменты, обломки). Таким образом, по результатам палеонтологических исследований, учитывая большую мощность багдаринской свиты, можно предполагать, что нижняя часть разреза имеет верхнедевонский возраст, а верхняя формировалась в начале каменноугольного периода.

Независимым подтверждением позднедевонско-раннекарбонового возраста осадочных пород могут быть предварительные результаты палеомагнитных исследований пестроцветных песчаников и алевролитов багдаринской свиты. Нами изучено четыре участка разреза (39 ориентированных образцов) в междуречье р. Багдарин и р. Усой. Для выяснения компонентного состава естественной остаточной намагниченности все образцы были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию, интерпретация данных осуществлялась по стандартным методикам, включая компонентный анализ. По результатам ступенчатого терморазмагничивания в высокотемпературной (выше 480 °C) части спектра установлено присутствие стабильной компоненты намагниченности как прямой, так и обратной полярности. При этом единичным векторам с отрицательным наклоном присуще северо-западное склонение, а положительным – юго-восточное. Кучность распределения направлений стабильной компоненты намагниченности, особенно обратной полярности, невысокая, причем для одного обнажения (правый борт р. Усой, ниже устья руч. Катариха) наиболее характерны высокие значения наклона, для другого (левый борт р. Багдарин, выше устья руч. Конгода), напротив, – относительно низкие. Кучность распределения единичных направлений в пределах каждого из изученных обнажений также относительно невысокая, и соответственно 95%-ный овал доверия для средних по обнажениям составляет от 11° до 16°. Если установленные компоненты намагниченности действительно отражают состояние магнитного поля Земли в девоне, то низкая кучность распределений, на наш взгляд, может быть связана со сложной морфологией поля и его слабой напряженностью [4]. Решение этой проблемы для данного разреза багдаринской свиты вполне возможно при существенном увеличении статистики использованных в анализе единичных векторов по каждому обнажению или участку разреза. На настоящем этапе исследований для определения среднего для стратона направления стабильной компоненты намагниченности мы ограничились анализом всего набора единичных векторов без осреднения по конкретным обнажениям. В полученной по результатам компонентного анализа выборке участвуют 22 вектора с отрицательным наклоном (среднее значение в стратиграфической системе координат $D_s=321.6$ $I_s=-57.3$ $K=7.2$ $\alpha_{95}=12.4$) и 17 векторов с положительным наклоном ($D_s=136.1$ $I_s=57.8$ $K=18.9$ $\alpha_{95}=8.4$). Угол между средними направлениями после обращения составляет 3.0° при критическом значении 14.3° и тест обращения положительный. Среднее направление для биполярной выборки в географической системе координат $D_g=301.5$ $I_g=29.4$ $K=5.4$ $\alpha_{95}=9.3$, в стратиграфической системе координат $D_s=138.8$ $I_s=57.9$ $K=6.3$ $\alpha_{95}=8.0$. Увеличение кучности распределения в стратиграфической системе координат указывает на доскладчатый возраст установленной компоненты намагниченности. Таким образом, на основании палеомагнитных тестов складки и обращения предполагается, что возраст тестируемой компоненты может соответство-

вать времени формирования пород. Рассчитанное по среднему направлению стабильной компоненты намагниченности в стратиграфической системе координат положение виртуального геомагнитного полюса соответствует координатам 9.6° с.ш. 145.2° в.д., что практически совпадает с положением полюса для Сибирской платформы для рубежа 360 млн лет [5] и отвечает согласно Международной стратиграфической шкале [6] границе девона-карбона. С учетом ошибки определения (A_{95} для полюса – 10.1) рассчитанный полюс соответствует траектории кажущегося движения полюса Сибирской платформы [5] в интервале 380–340 млн лет (от франского яруса верхнего девона до турнейского яруса нижнего карбона), что полностью согласуется с палеонтологическими находками в отложениях багдаринской свиты.

Полученные палеомагнитные определения также сопоставимы с данными по морским отложениям урминской толщи позднедевонского возраста, распространенным в бассейне нижнего течения р. Иро (правый приток р. Темник) в восточной части хребта Малый Хамар-Дабан Южного Прибайкалья [1]. По своим палеонтологическим и фациальным характеристикам отложения урминской толщи представлены фациями мелководного шельфа линейных морских побережий с терригенной седиментацией в условиях семиаридного климата. По этим признакам они хорошо сопоставляются с обстановками седиментации в Тувинском прогибе, где отложения позднего девона интерпретируются как осадки лагун, озер, рек и мелких дельт, а также приливно-отливных равнин [1]. Судя по составу и фациальному облику пород, а также палеомагнитным данным, багдаринский бассейн так же, как урминский, формировался в позднем девоне–раннем карбоне на континентальном основании вблизи Сибирского континента и мог представлять собой единый мелководный залив системы Тува-Хангай-Хэнтей-Даурских окраинных спрединговых морей Монголо-Охотского океана [1].

Исследования выполнены в рамках интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.2.

- [1] Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э., Филимонов А.В. Состав и структурное положение урминской толщи позднего девона в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы по палеомагнитным данным // Докл. РАН. – 2003. – Т. 388, № 5. – С. 651–655.
- [2] Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. Сб. науч. статей по программе фундам. исслед. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от океана к континенту». – М.: ГЕОС, 2005. – С.171–196.
- [3] Никольский Ф.В., Митрофанов Г.Л., Файзулина З.Х., Трещетенкова А.А. О возрасте багдаринской свиты (Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика. – 1984. – № 9. – С. 104–112.
- [4] Biggin A.J., Thomas D.N. Analysis of long-term variations in the geomagnetic poloidal field intensity and evaluation of their relationship with global geodynamics // Geophys. J. Int. – 2003. – V.152, № 2. – P. 392–415.
- [5] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. – М., 1995. – 298 с.
- [6] Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. – Cambridge University Press, 2004. – 589 p.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГАББРОИДОВ МАЛО-ТАГУЛЬСКОГО МАССИВА И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТЕНИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ СЕВЕРО-ЗАПАДА ВОСТОЧНОГО САЯНА

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

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

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

Коллизионно-аккреционные процессы в северо-западной части Восточного Саяна завершились к ордовика образованию Агульского прогиба и внедрением гранитоидов кутурчинского комплекса [1]. Более древняя история образования метаморфических комплексов Бирюсинского блока достаточно сложна, и ее этапы тесно связаны с формированием блоков высокобарических пород.

Наиболее крупный выход высокобарических пород – Мало-Тагульский массив – расположен в юго-западной части зоны сочленения Сибирского кратона и Саяно-Байкальской складчатой области, где залегает среди отложений алхадырской метаморфической толщи [2]. Массив представляет собой серию блоков метабазитов, вытянутых в северо-западном направлении, спаянных зонами мигматитов и гранитогнейсов. Внутреннее строение блоков определяется как первичными магматическими процессами, так и последующими метаморфическими преобразованиями. По геологическим данным в образовании массива выделяются три этапа формирования пород – магматический, гранулитового высокобарического метаморфизма и амфиболитового метаморфизма.

В пределах массива обнаруживается метаморфическая зональность, прослеживаемая почти на 20 км с северо-запада на юго-восток. В этом направлении в породах наблюдается изменение соотношения новообразованных минералов с постепенным уменьшением количества плагиоклаза и увеличением содержаний граната. Несмотря на то, что все породы подверглись метаморфизму в северо-западной части массива, где метаморфизм проявлен слабо, наблюдаются участки с сохранившимися реликтами магматических минералов (авгита, гиперстена, плагиоклаза ряда андезин–битовнит), текстур (трахитоидной, полосчатой) и структур (офитовой, пойкилоофитовой). Наблюдается ритмичное чередование слоев анортозитов, лейкогаббро, габбро и пироксенитов, которое, вероятно, образовалось вследствие процессов внутрикамерной дифференциации. Это подчеркивается и сопряженным изменением содержаний порообразующих окислов. Наблюдаемый разброс концентраций возможен только при достаточно полном фракционировании первичного расплава. Метаморфические изменения здесь выражены в образовании тонких гранатовых келифитовых кайм вокруг плагиоклаза и кайм диопсид-авгита вокруг первично-магматических пироксенов.

Из этих пород для определения возраста отобран обр. 75-103, представляющий собой лейкогаббро, и выделены минералы: роговая обманка, плагиоклаз из ядер крупных зёрен – лабрадор (серый), плагиоклаз из каймы – андезин.

В центральной части массива в блоках метагабброидов первично-магматические и келифитовые структуры не наблюдаются, пироксены отмечаются только метаморфические, плагиоклаз гранулирован и «раскислен» от лабрадора до андезина. Распределение граната по всей массе породы равномерное с образованием гранобластовой структуры. Из этих пород отобраны обр. 75-131 и 79-300а, породы представлены гранатовыми амфиболитами с реликтами моноклинного пироксена, выделены минералы: роговая обманка и плагиоклаз.

В юго-западной части массива, претерпевшей наиболее высокобарические преоб-

разования, наблюдаются гранатовые плагиопироксениты. Из этих пород отобраны обр. 80-88, из которых выделен плагиоклаз (олигоклаз).

Минералогическо-структурные изменения пород хорошо согласуются с данными расчета температур [3] и давлений [4]. Диапазон температуры соответствует 750-850 °С и давления – 8-13 кбар, т. е. температуры и давления образования гранат-пироксеновых парагенезисов соответствуют гранулитовой фации метаморфизма повышенных давлений. Таким образом, массив на современном эрозионном срезе представляет собой зональный блок, различные части которого были преобразованы на разных глубинах.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования проводились методом ступенчатого прогрева по методике, описанной ранее [5]. Результаты приведены на рис. 1, 2.

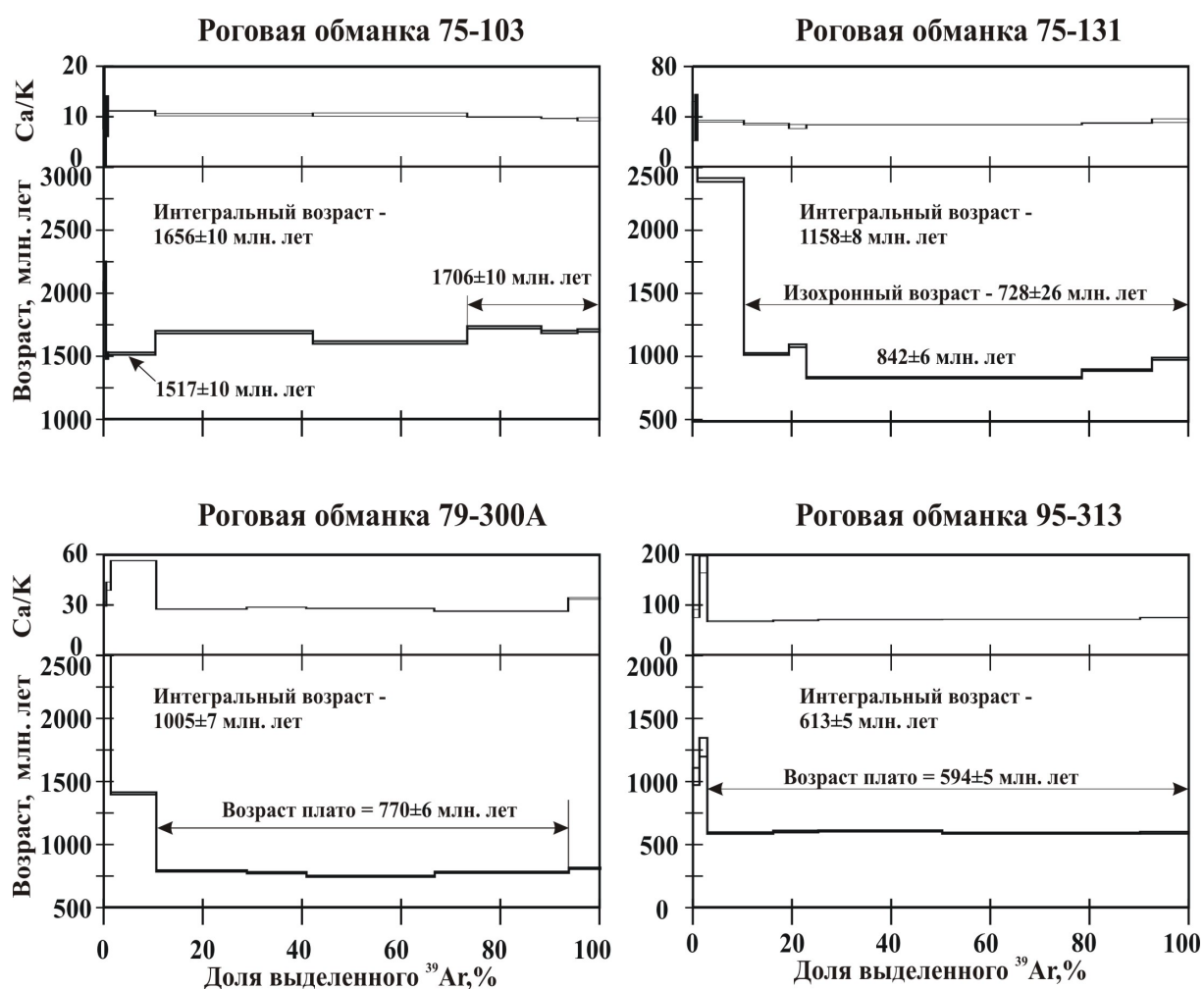


Рис. 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и Ca/K спектры для роговых обманок.

В спектре роговой обманки обр. 75-103 значения возраста варьируют от 1500 до 1730 млн лет при однородном Ca/K отношении (от 9 до 11). В высокотемпературной части выделяется промежуточное плато, характеризующееся 27 % выделенного ^{39}Ar и значением 1706±10 млн лет. Учитывая тот факт, что изотопная система минерала могла быть нарушена в результате поздних метаморфических преобразований, можно предположить, что полученная по плато датировка является оценкой снизу возраста гранулитового высокотемпературного метаморфизма.

Для роговой обманки обр. 75-131 из центральной части массива получен седлообразный возрастной спектр, свидетельствующий о присутствии в минерале избыточного радиогенного аргона. Значение изохронного возраста, равное 728 ± 26 млн лет, существенно меньше полученного для роговой обманки 75-103. В спектре роговой обманки 79-300А выделяется плато с возрастом 770 ± 6 млн лет. Две датировки по роговым обманкам из центральной части массива согласуются между собой с учетом ошибки, и на основе критерия пары [6] достоверность измеренного возраста повышается. Можно предположить, что полученные датировки соответствуют этапу метаморфизма амфиболитовой фации.

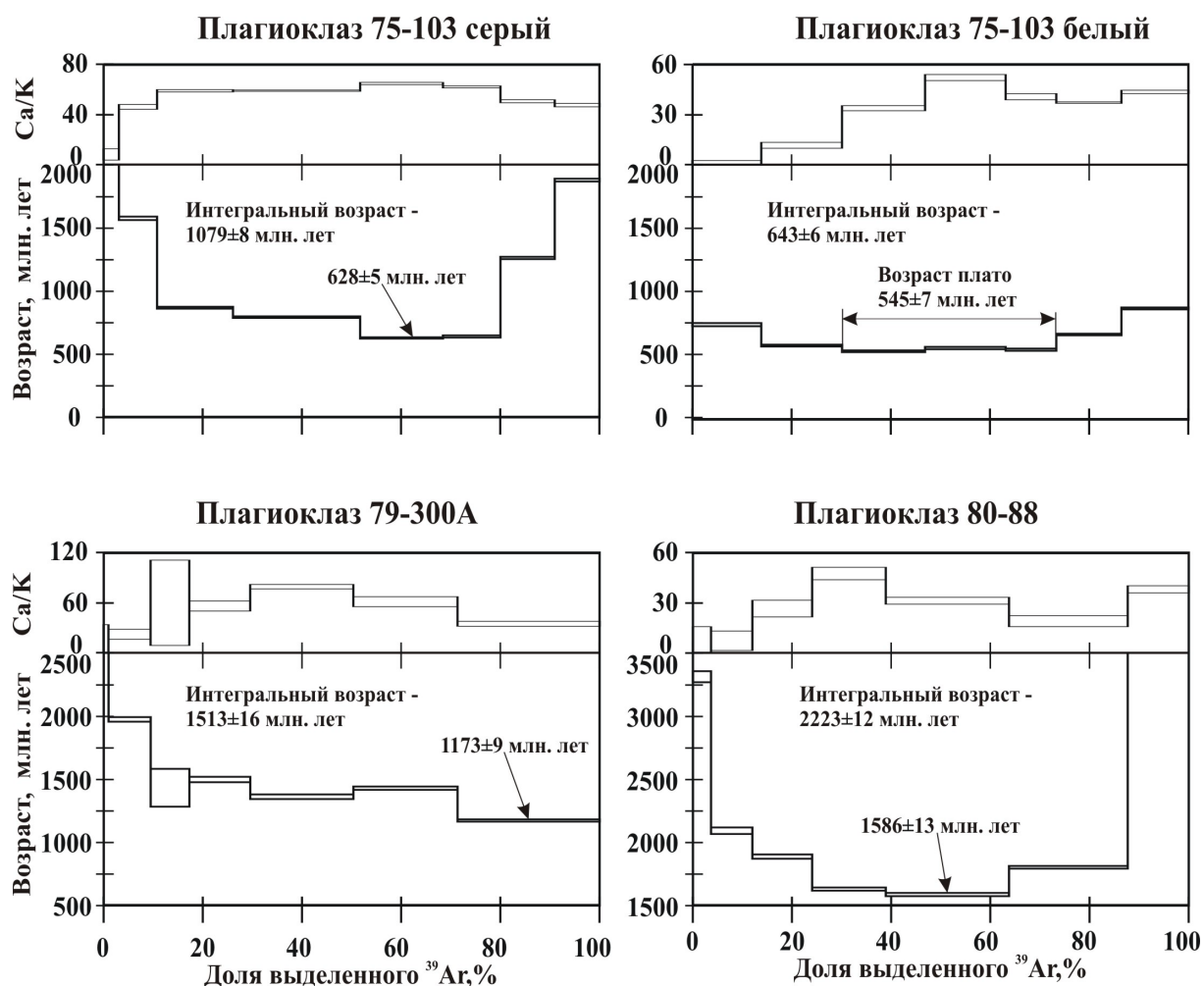


Рис. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и Ca/K спектры для плагиноклазов.

По роговой обманке 95-313 из амфиболитизированных перидотитов южной части бирюсинской толщи получен спектр с четким плато, характеризующимся возрастом 594 ± 5 млн лет.

Таким образом, полученные по роговым обманкам данные в совокупности свидетельствуют в пользу как минимум трех наложенных на породы Мало-Тагульского массива тектонотермальных событий.

По плагиноклазу обр. 75-103 из северо-западной части Мало-Тагульского массива, выделенному из центральных частей и из каймы зерен, получены седлообразные спектры. По минимальным значениям возраста в средних частях спектров (630–545 млн

лет) можно судить о том, что к омоложению изотопных систем привели самые поздние тектонотермальные события.

По плагиоклазам из центральной (обр. 79-300А) и юго-западной (обр. 80-88) частей массива получены возрастные спектры, форма которых скорее свидетельствует в пользу присутствия избыточного радиогенного аргона.

Интерпретация возрастных спектров плагиоклазов (рис. 2) осложняется тем, что этот минерал, как правило, характеризуется многофазным составом, содержащим собственно плагиоклаз, К-полевой шпат в антипертитах, вторичный серицит и различные включения [7]. При этом К/Аг изотопная система самого плагиоклаза обладает невысокой устойчивостью.

Таким образом, полученные результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований позволяют датировать как минимум три этапа тектонотермальных событий в северо-западной части Восточного Саяна, соответствующие, по-видимому, метаморфизму гранулитовой фации повышенных давлений с возрастом 1706 ± 10 млн лет и двум этапам метаморфизма амфиболитовой фации с возрастом 770-728 млн лет и 594 ± 5 млн лет.

Проявление гранулитового метаморфизма близко по времени к формированию гранитоидов Подпорогского массива. Амфиболитовый метаморфизм первого этапа совпадает по времени с коллизией неопротерозойских террейнов и их причленением к Сибирскому кратону [8], а амфиболитовый метаморфизм второго этапа, вероятно, связан с причленением Дербинского террейна, которое фиксируется внедрением гранитоидов кутурчинского и огнитского комплексов (прорывающих породы Мало-Тагульского массива).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 05-05-64438, и ИП ОНЗ-2.2.

- [1] Даденко В.М. Геотектоническая позиция Агульского грабена Восточного Саяна (К вопросу о наложенных впадинах центральной части Алтае-Саянской области) // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. – Красноярск, 2005. Вып. 6. – С. 187–193.
- [2] Мехоношин А.С., Глазунов О.М., Бурмакина Г.В. Геохимия и рудоносность метагабброидов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1986. – 102 с.
- [3] Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Miner. Petrol. – 1979. – V. 71. – P. 13–22.
- [4] Newton R.C., Perkins D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz // Am. Mineral. – 1983. – V. 67. – P. 203–232.
- [5] Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 1. – С. 109–125.
- [6] Морозова И.М., Рублев А.Г. Калий-аргоновые системы полиметаморфических пород // Под ред. Ю.А. Шуколюкова. - М.: Наука, 1987. – С. 19–28.
- [7] Boven A., Pasteels P., Kelley S.P., Punzalan L., Bingen B., Demaiffe D. // Chem. Geol. – 2001. – V. 176. – P. 105–135.
- [8] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий (современное состояние изученности) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 123–126.

К ПРОБЛЕМЕ ОБЪЕМА СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ И ВАЛИДНОСТИ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ВЕРХНЕ-АНГАРСКИЙ И ЮЖНО-МУЙСКИЙ ХРЕБТЫ)

О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских

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

В последние годы в Западном Забайкалье наметилась общая тенденция омоложения возраста толщ, ранее включавшихся в состав рифея или кембрия, поэтому проблема объема кембрия, особенно среднего, и валидности стратонов вызывает особый интерес. В пределах Бурятии в настоящее время известно более двух десятков частных разрезов амгинского яруса среднего кембрия, охарактеризованных остатками трилобитов, брахиопод, водорослей, проблематики и микрофоссилий. Геологическая сохранность разрезов различная. Наиболее изученными и интересными являются разрезы кумакской (Верхне-Ангарский хребет) и огненной (Южно-Муйский хребет) свит амгинского яруса среднего кембрия Бурятии.

В Верхне-Ангарском хребте на водораздельном пространствелевой и Правой Коокты амгинский ярус среднего кембрия представлен в полном объеме. Этот разрез, описанный сначала как гипостратотип огненной свиты, Б.А. Далматовым и Д.Ц. Цыреновым предлагался в качестве стратотипа кумакской свиты [2, 3]. В данном разрезе кумакская свита согласно лежит на отложениях аиктинской надсвиты тойонского яруса нижнего кембрия (качинский горизонт, зона *Kooteniella* – *Namanoia*). Верхняя ее граница проведена в верхней части зоны *Pseudanomocarina*–*Olenoides* амгинского яруса и совпадает с подошвой пачки (60 м) черных известняков с кремнями, содержащей ходы илоедов, фрагменты трилобитов и отнесенной к майскому ярусу среднего кембрия. По комплексам трилобитов кумакская свита подразделяется на четыре зоны и, соответственно, четыре горизонта с географическими названиями: 1 – иномакитканский горизонт (зона *Cheiruroides arcticus*); 2 – левокооктинский горизонт (зона *Oryctocara*–*Oryctocephalus*); 3 – правокооктинский горизонт (зона *Tonkinella gavrilovae*); 4 – кумакинский горизонт (зона *Pseudanomocarina*–*Olenoides*). В результате палинологического изучения разреза (21 проба) установлены микрофоссилии, среди которых преобладают формы, характерные для ниже-среднекембрийских отложений – *Leiosphaeridia bicrura* Jank., *L.cerebriformis* Volk., *L.apperta* Schep., *L.sp.1*, *L.sp.2*, *Losphaeridium crassum* (N.Umn.) Pisk., *L.lophophlavasium* Pisk., *L.millegrana* Andr., *L.tentativum* Volk., *L.rarum* Tim., *Granomarginata squamacea* Volk., *G.prima* Naum., *Baltisphiridium rugosus* Naum., *B.ciliosum* Volk., *B.microconicum* Pisk., *B.rarum* (Deff.) Mart., *Micrhystridium piliferum* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata squamacea* Volk., *Synsphaeridium switjazium* Kirj., *Cymatosphaera tennera* Jank., *Alliumella sp.1*, *A.sp.2*, *A.baltica* Vand., *Tasmanites volkovae* Kirj.

Общая мощность отложений амгинского яруса составляет 730–750 метров.

В Южно-Муйском хребте, в бассейне р. Бамбуйки, разрез венда–кембрия интерпретировался как нормальная стратиграфическая последовательность [7]. Этот разрез считался стратотипом амгинского яруса Бурятии. В настоящее время установлено чешуйчато-надвиговое строение этого осадочного комплекса [1, 5, 6]. В стратотипической местности огненной свиты по ручью Огне терригенно-карбонатные отложения, традиционно включаемые в состав аиктинской надсвиты и огненной свиты нижнего–среднего кембрия, представляют собою комплекс пород, в котором выделены тела олистостром тектоно-гравитационного генезиса и вмещающие их терригенно-карбонатные слоистые образования. По разрезу свиты определен комплекс трилобитов – *Oryctote-*

nella den. nov Dalmatov, *Oryctocephalus* cf. *reynoldsiformis* Lermontova, *O. reynoldsiformis* Lermontova, *Oryctocephalus* sp., *Oryctocara* cf. *lata* N. Tchernyshova, *Oryctocara* sp., *Or.* cf. *granulata* N. Tchernyshova, *Or. granulata* N. Tchernyshova, *Or. lata* N. Tchernyshova, *Tonkinella bambuika* Dalmatov., соответствующий левокооктинскому (зона *Oryctocara-Oryctocephalus*) и правокооктинскому (зона *Tonkinella gavrilovae*) горизонтам кумакской свиты (ранее огненский надгоризонт), характеризующим среднюю часть амгинского яруса среднего кембрия Бурятии. В алевроитистых известняках, содержащих остатки трилобитов, установлены акритархи (20 таксонов), из которых *Leiosphaeridia cerebriiformis* Volk., *Alliumella baltica* Vand., *Baltisphaeridium microconicum* Pisk., *B. cerinum* Volk., *B. ciliosum* Volk., *Michrhystridium lanatum* Volk., *Dictyotidium bervetensis* Volk. распространены в нижнем-среднем кембрии, а *Lophosphaeridium lophophlavosium* Pisk., *L. tentativum* Volk., *Baltisphaeridium zinovencovae* Pisk., *Tasmanites convolutus* Volk. et Pisk являются наиболее характерными для среднего кембрия. Комплекс хорошо сопоставляется с комплексами из среднекембрийских разрезов Белоруссии и кумакской свиты Верхне-Ангарского хребта [3, 4]. В рассланцованных углеродистых, пиритизированных, известковистых доломитах, переслаивающихся с алевроитистыми известняками, установлены водоросли, распространенные в верхнем девоне–нижнем карбоне, и комплексы микрофоссилий гетерогенного состава. В палинокомплексе (ПК) встречены акритархи (33 %), наиболее распространенные в среднем кембрии, в кембрии-ордовике и ордовике-силуре. Основную часть ПК составляют споры высших растений (67 %), распространенные в девоне-карбоне, среди которых наиболее часто встречаются виды, характерные для нижнего карбона: *Acantotriletes triangularis* Kedo, *Retispora macroreticulata* (Kedo) Byv., *Densospora variabilis* (Waltz) Byv., *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr) Jsch., *Diatomozonotriletes albus* Kedo, *Grumosisporites cerebrum* Byv., *Remispora perforates* Byv., *Trematozonotriletes irregularis* (Andr) Jsch.

Подобная ситуация наблюдалась по разрезу огненной свиты, установленной благодаря находке фауны трилобитов по правобережью р. Бамбуйки [5, 6], в 2 км выше устья рч. Аматканский. Однотипные комплексы трилобитов левокооктинского и правокооктинского горизонтов амгинского яруса встречены на трех уровнях по разрезу свиты и аналогичны описанным в стратотипе. При палинологическом изучении этого разреза (32 пробы) установлены два комплекса микрофоссилий. В составе первого, выделенного из алевроитистых известняков и известковистых доломитов, часто с остатками трилобитов, преобладают акритархи, распространенные в нижнем-среднем кембрии и характерные для среднего кембрия. Второй комплекс выделен из пачек переслаивания рассланцованных углистых, известковистых доломитов и тонкослоистых алевроитистых известняков (51 таксон). Среди миоспор (80 %) по числу и таксономическому разнообразию преобладают нижнекаменноугольные формы. Эпизодически встречаются микрофоссилии других интервалов распространения – кембрия, ордовика-силура, верхнего девона. Возрастной интервал этого комплекса определяется как раннекаменноугольный.

По нашему мнению, осадочный комплекс огненной свиты бассейна р. Бамбуйки представляет собой олистострому тектоно-гравитационного генезиса, олистолиты и олистоплаки которой сложены алевроитистыми известняками и известковистыми доломитами с фауной среднекембрийских трилобитов и акритархами нижнего–среднего кембрия. Матрикс олистостромовой толщи представлен в разной степени брекчированными, рассланцованными углеродистыми, пиритизированными, известковистыми доломитами, переслаивающимися с алевроитистыми известняками, и содержит миоспоры нижнего карбона. Хаотический комплекс интенсивно дислоцирован, пронизан зонами милонитов, часто ограничивающих олистоплаки, что создает дополнительные трудности для изучения стратиграфической последовательности формирования. Мощность

олистостром около 150 м (уч. Агатканский) и 100 м (уч. Огне).

Таким образом, местное стратиграфическое подразделение, выделенное ранее под названием «огненная свита», представляет собой хаотическое образование и не соответствует требованиям «Стратиграфического кодекса» в стратотипе (стратотипической местности) и должно быть признано invalidным. Кумакская свита, удовлетворяющая всем требованиям Стратиграфического кодекса, напротив, может быть принята в качестве гипостратотипа амгинского яруса среднего кембрия [1].

На примере этих разрезов показано, что только детальные биостратиграфические исследования дают возможность установить стратиграфическую последовательность напластования и выявить ее нарушения.

- [1] Атлас ископаемой фауны и флоры палеозоя Республики Бурятия / Под ред. Т.Н. Корень. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2003. – 204 с.
- [2] Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Л. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1:500 000. – Улан-Удэ: Бурятское геол. упр, 1981. – 148 с.
- [3] Далматов Б.А. Разрез пограничных слоев нижнего и среднего кембрия в бассейне р. Коокта (Верхне-Ангарский хр.). – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 60–71.
- [4] Далматов Б.А., Ветлужских Л.И. Этапы развития трилобитовых комплексов амгинского яруса Бурятии, их значение для познания полноты геологической летописи // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири: Материалы научной конференции, посвященной 120-летию основания Томского государственного ун-та. Т. 1. – Томск, 1998. – С. 201–203.
- [5] Минина О.Р., Гусаревич Г.А. Новые палеонтологические материалы по разрезу палеозоя р. Бамбуйки // Ежегодник-94. Вып. 1. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1994. – С. 18–22.
- [6] Минина О.Р., Далматов Б.А., Неберикутин Л.Н. Значение микрофоссилий для установления валидности местных стратиграфических подразделений (Западное Забайкалье) // Тезисы докладов IX Всероссийской палинологической конференции. – М.: ИГиРГИ, 1999. – С. 195–195.
- [7] Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. – М.: Недра, 1975. – 182 с.

ГЕОЛОГИЯ БАГДАРИНСКОГО РАЙОНА (ВИТИМСКОЕ НАГОРЬЕ, ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*О.Р. Минина**, *С.В. Руженцев***, *В.А. Аристов***, *Ю.П. Катюха****, *Г.Е. Некрасов***,
*Н.В. Родионов*****, *Б.Г. Голионко***

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

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

*** Улан-Удэ, ГФУП «Бурятгеология»

**** Санкт-Петербург, Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт,
cirvsg@vsegei.sp.ru

На территории Багдаринского района (северо-восточная часть Бурятского Забайкалья) широко развиты граниты Ангаро-Витимского батолита и метаморфические породы неуставленного возраста. Стратифицированные толщи представлены терригенными, карбонатными и вулканогенными отложениями. Считается [1], что все они относятся к системе байкальско-каледонских террейнов, аккретированных в раннем палеозое к южному краю Сибирского картона. Соответственно, возраст указанных толщ обычно определяется в интервале неопротерозой–ранний палеозой. Нашими работами, проводившимися в пределах Багдаринской синформы (междуречье Большой Амалат – Ципикан), показано, что наряду с разнообразными формационными комплексами неопротерозоя и нижнего палеозоя здесь присутствуют мощные толщи среднего и, возможно, верхнего палеозоя, образующие герцинский структурный этаж, что меняет представления об особенностях геологического строения Западного Забайкалья в смысле существенного омоложения процессов его геодинамической эволюции.

В структурном отношении Багдаринская синформа представляет собой покровно-складчатое сооружение, в пределах которого тектонически совмещены три вещественных комплекса (снизу вверх): точерский (относительный автохтон), ороченский и багдаринский [2]. Все они, в свою очередь, надвинуты на ципиканский метаморфический комплекс, условно относимый к протерозою.

Точерский комплекс обнажается в основном вдоль южного склона хребта Шаман (верховья рек Точер, Ауник, Багдарин и Усой), где в основании разреза вскрыты альбит-эпидот-актинолитовые сланцы, включающие тела габбро, диоритов и плагиогранитов; отмечаются отдельные «просечки» серпентинитов. По нашим данным зеленосланцевая толща возникла по мигматизированным амфиболитам. Для изотопного датирования были проанализированы цирконы из жильного материала мигматизированных амфиболитов (среднее течение р. Ауник). U-Pb датирование здесь и далее проводилось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Был получен конкордантный возраст 971 ± 14 млн лет (СКВО=2,1). По цирконам, выделенным из лейкократовых гранитов (ручей Полютовский), рвущих амфиболиты, получен возраст 908 ± 11 млн лет (СКВО=0,083). Эти значения определяют минимальный возрастной предел амфиболитов хребта Шаман, которые могут быть отнесены к неопротерозою, но могут быть и более древними.

Условно в состав точерского комплекса мы включаем породы усойской свиты. В основном это риолиты, трахириолиты, дациты, реже андезиты, базальты. Из риолитов (левобережье р. Усой) выделены цирконы, по которым получены конкордантные значения 837 ± 11 (СКВО=0,13) и 789 ± 8 (СКВО=0,48) млн лет.

Точерская свита несогласно с базальным конгломератом залегает на рассмотренных докембрийских породах. Она представлена граувакковой флишоидной серией (до 2 км), содержащей прослойки риолитов и их туфов; изредка присутствуют силлы диаба-

зов. Из песчанистых известняков нижней части разреза свиты выделены конодонты *Palmatolepis* ex gr. *triangularis* Sann., *P.* cf. *perlobata* Ulrich et Bass., *Polygnathus* sp., «*Ozarkodina*» sp. (D_3fm , здесь и далее определения В.А. Аристова). Учитывая большую мощность свиты, мы допускаем, что верхняя ее часть имеет каменноугольный возраст.

Ороченский комплекс включает отложения суванихинской, ороченской (тилимской) и якшинской свит. Суванихинская свита представлена граувакковым флишем неясного возраста. Определенно можно говорить о ее додевонском возрасте. На флише с базальным конгломератом залегает ороченская свита (200–600 м). Она образована доломитами, реже известняками, местами содержащими прослой углеродисто-глинистых и кремнистых сланцев с фосфатами. Возраст свиты до сих пор считался раннекембрийским [3, 4]. Якшинская свита (C_{1-2}) включает отложения двух толщ. Нижняя (250–300 м), залегающая с постепенным переходом на ороченских отложениях, представлена известняками, верхняя (до 2 км) – глинистыми сланцами и граувакками.

В ороченских доломитах широко распространены водорослевые разности. Здесь присутствуют остатки сине-зеленых, сифоновых и харовых, указывающих, по мнению В.А. Лучининой, на девонский возраст свиты. Кроме того, в ряде мест (ручьи Большой Киро и Крутой) в доломитах встречены остатки строматопорид (*Stromatopora*? sp., *Amphipora* sp.; определение Р.В. Горюновой), не противоречащих девонскому возрасту свиты. В нижнеякшинских известняках (ручей Большой Киро) собраны остатки мшанок *Serapora* sp. (O_2-D ; определение Р.В. Горюновой), табуляты *Gracilopora* sp. и *Rachypora*? sp. (S_2-D ; определение Т.Т. Шарковой), плохо сохранившихся колониальных ругоз (определение Л.В. Улитиной). Из якшинских известняков (ручьи Крутой и Полкотовский) выделены конодонты *Palmatolepis* cf. *transistans* Mull (D_3f_1) и *Spathognathodus* sp. (D_3-C_1). Следует сказать также, что из детритовых известняков нижнеякшинской толщи были выделены хитинозои ($O-D$), фрагменты археоциат (?), фораминифер, граптолитов, гастропод, остракод, спикулы губок, радиолярии, акритархи ($PC-O$), проблематики рода *Siphonochites* (V_2-C_1); характерен также обильный растительный детрит. Наличие фрагментов додевонской органики мы связываем с размывом и перетолжением доороченских пород. Верхнеякшинская толща фаунистически охарактеризована плохо. Лишь в верховьях р. Ауник (выемки дороги Багдарин–Троицкое) из прослоя глинистых известняков выделен конодонт *Neopolygnathus communis* Brans. et Mehl. ($D_3fm_2-C_1$).

Таким образом, возраст ороченских доломитов мы считаем силурийско?-девонским, якшинских известняков – франским, якшинской терригенной толщи – фаменско-каменноугольным. По возрасту, строению и составу отложений верхнеякшинская толща сопоставима с точерской свитой.

Багдаринский комплекс (свита) – мощная серия пестроцветных отложений, возраст которой определялся в интервале кембрий–ранний ордовик [3, 5]. В основном это сложно построенная терригенная серия (1,5–2 км), образованная линзованием полимиктовых гравелитов, песчаников, более или менее известковистых, алевропелитов и глинистых сланцев; присутствуют прослой оолитовых известняков. Литическая составляющая обломочного материала – основные, средние и кислые вулканиты, гранитоиды, сланцы, песчаники. Нижняя часть разреза свиты охарактеризована остатком флоры, указывающей на позднесилурийский–девонский возраст вмещающих отложений, верхняя – многочисленными остатками мшанок (C_{2-3}) [2]. Соответственно возраст свиты мы принимаем во временном интервале девон–поздний карбон.

Багдаринская свита характеризуется широким развитием красноцветных отложений, их полимиктовым составом. Наличие внутриформационных перерывов, грубой косо́й слоистости, волноприбойных знаков, прослоев оолитовых известняков указывает на мелководные условия седиментации, сопровождавшейся частичной перекомпенса-

цией бассейна и появлением эдафогенного материала (переотложение красноцветных терригенных пород). В основном это прибрежно-морские, частично субаэральные образования.

Таким образом, в Багдаринском районе выделяются два структурных этажа: байкальско-каледонский и герцинский. Первый объединяет структурно-формационные комплексы неопротерозоя–нижнего палеозоя. Восстановить палеотектонический структурный ряд для этого времени затруднительно из-за фрагментарности имеющихся сейчас данных. Отметим лишь, что перечисленные комплексы представляли собой геодинамическую систему, включавшую прогиб с корой океанического типа [6], и островодужную систему (отложения усойской и суванихинской свит).

Герцинский структурный этаж включает отложения ороченской, якшинской, точерской и багдаринской свит, залегающих несогласно на деформированном байкальско-каледонском фундаменте. Формирование герцинского разреза началось с накопления мелководных карбонатных отложений (S_2 – D_3f). Начиная с фамена обстановка меняется. На территории Багдаринского района обособился Точерский флишевый прогиб, заполнявшийся преимущественно мощными граувакковыми турбидитами. Мы допускаем его рифтогенную природу. По-видимому, периоду накопления верхнедевонско-каменноугольных граувакк предшествовали значительные блоковые движения, отражением которых был размыв карбонатных пород на значительной части рассматриваемой территории. В результате точерские граувакки залегают здесь непосредственно на породах докембрийского фундамента (сивоконская свита, Шаманский массив).

Анализ состава обломочного материала и геохимии терригенных отложений якшинской свиты [7] показывает, что последние возникли почти исключительно за счет размыва энсиматических островодужных комплексов (в том числе офиолитов). Указанные отложения маркируют относительно глубоководную зону Точерского прогиба. Отложения багдаринской свиты, являющиеся молассоидными образованиями, формировались вдоль южного (современные координаты) борта прогиба. Его северный борт обозначен сходными отложениями урминской толщи (D_3) Малого Хамар-Дабана [8].

Как уже отмечалось, перечисленные выше толщи были структурно совмещены в процессе герцинского тектогенеза, образовав сложную систему повторно дислоцированных тектонических покровов, выжатых на метаморфические породы Ципиканского и Амалатского блоков. Сформировавшаяся структура была прорвана дискордантными телами гранитоидов витимканского комплекса, возраст которых варьирует в пределах 320–290 млн лет [9]. В районе наших работ это Усойский массив. Его гранитоиды, рассматриваемые нами как неоавтохтонные образования, маркирующие время завершения покровно-складчатых деформаций, прорывают породы суванихинской, усойской, ороченской, якшинской и багдаринской свит. По цирконам, выделенным из усойских гранитов, получен конкордантный возраст 288 ± 2 млн лет ($СКВО=0,055$). С учетом сказанного мы считаем, что закрытие Точерского флишевого прогиба и его трансформация в покровно-складчатое сооружение происходили в позднем палеозое, во временном интервале поздний карбон–пермь.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и РФФИ, проекты 05-05-65027 и 05-05-97288.

- [1] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [2] Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 171–198.

- [3] Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 133 с.
- [4] Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской складчатой области. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. – 151 с.
- [5] Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР (масштаб 1 : 1 500 000) / Ред. А.Л. Яншин. – М.: Мингео СССР, 1983.
- [6] Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15, № 4. – С. 3–15.
- [7] Летникова Е.Ф., Вещева С.В. Геохимическая специфика осадочных комплексов Баргузинского террейна как отражение геодинамических обстановок их седиментации // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 29–32.
- [8] Филимонов А.В., Минина О.Р., Неберикутин Л.Н. Урминская толща – эталонный стратон верхнего девона Западного Забайкалья // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геол. – 1999. – № 8. – С. 46–57.
- [9] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. – 1997. – № 5. – С. 18–32.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВОДУЖНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

А.Г. Миронов, С.М. Жмодик***

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

** Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, zhmodik@niggm.nsc.ru

В истории развития Центрально-Азиатского подвижного пояса важную роль играли островодужные обстановки, неоднократно проявлявшиеся в северной части пояса. По данным палеогеодинамических реконструкций на основе новых материалов по тектонике, магматизму, осадконакоплению и результатов палеомагнитных и геохронологических исследований южного обрамления Сибирской платформы установлена цепь островных дуг (Енисейская, Шумихинско-Кирельская, Сархойская, Келянская) неопротерозойского возраста (850-650 Ma) и Джидинская, Удино-Витимская дуги венд-кембрийского возраста (550-500 Ma) [1-4].

Полученные в последние годы Sm-Nd, U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr датировки позволяют предположить существование сложно развивающейся единой Саяно-Байкало-Муйской островодужной системы, включающей как ранние примитивные островные дуги с бонититами (Дунжугурская энсиматическая дуга, Ильчирская зона), так и зрелые дуги (Сархойская, Келянская (Средне-Витимская)), развившиеся на позднебайкальском этапе (720-650 Ma) с сопряженными с ними задуговыми бассейнами и задуговыми зонами спрединга [5, 6]. После аккреции структурно-вещественные комплексы дуг оказались совмещенными с комплексами задуговых спрединговых зон и в виде реликтов этих террейнов в настоящее время прослеживаются от юго-восточной части Восточного Саяна через Средний Байкал до Муйской (Келянской) зоны. Реликты дуг отчетливо фиксируются метавулканитами среднего, основного и средне-кислого состава (сархойская, оспинская, келянская свиты) и массивами габброидов, плагиогранитов и тоналитов островодужного типа, к которому, по-видимому, могут быть отнесены и породы сумсунурского комплекса (785±11 Ma) и интрузивные аналоги сархойских вулканитов.

Вторая (венд-кембрийская) островодужная система на рассматриваемой территории включала Джидинскую и Удино-Витимскую дуги [1]. Островодужные комплексы Джидинской дуги представлены вулканическими и осадочными породами энсиматической островной дуги, крупного симаунта, преддугового и задугового бассейнов и магматическими породами джидинского комплекса (506-504 Ma). Удино-Витимская островодужная система сложена нижнекембрийскими осадочно-вулканогенными кембрийскими породами, псефитами, тефротурбидитами и карбонатными отложениями, лавами среднего состава. Породы комплекса прорваны интрузиями габбро, диоритов, тоналитов, плагиогранитов. Реликты Удино-Витимского островодужного комплекса встречаются в виде провесов кровли в более поздних гранитах Ангара-Витимского батолита в бассейнах рек Уды, Курбы, Оны и Витима.

Металлогенический анализ двух разновозрастных островодужных систем показывает специфику каждой из них в отношении полезных ископаемых. К Саяно-Байкало-Муйскому поясу приурочены золоторудные узлы, сочетающие разнообразие формационных минеральных и геохимических типов руд золота и платиноидов [7]. Синхронность золотого оруденения с островодужными этапами доказывается абсолютным возрастом руды (640-650 Ma, Re-Os для Таинского месторождения [7]), окolorудно-измененных пород (Rb-Sr (550-650 Ma) для месторождений и рудопроявлений Каменное, Верхнеокинское), типом руд, характерных для островодужных обстановок (золото-пор-

фировый и эпитеpmальный, широкое развитие теллуридов Au, Ag, Pb). Золотое оруденение фиксируется практически во всех реликтах островодужных террейнов этого возраста (Сархойский, Оспинский, Чипчинконский, Келянский, Каралонский и др.), хотя возраст золотого оруденения может быть и более молодым (полихронным), особенно в крупных золоторудных узлах (в Саянском, Ирокиндинском).

Удино-Витимская островодужная система специализирована больше на железорудное, колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение, которое широко развито не только в Еравнинском останце островодужного комплекса, но и в Абагинском, Верхне-Курбинском, Кыджимитском реликтах вулканогенно-осадочных пород раннепалеозойского возраста.

Гематитовые и магнетит-гематитовые тела железорудных месторождений имеют согласное залегание с вмещающими вулканогенными породами, в зонах воздействия гранитоидов скарнированы и имеют существенно магнетитовый состав. В одном только Еравнинском останце известно более 30 месторождений колчеданно-полиметаллических, Fe-оксидных, Fe-Mn-карбонатных руд, которые могут быть отнесены к гидротермально-осадочным (собственно островодужным), гидротермально-метасоматическим и скарновым [8]. Золоторудная минерализация известна только на одном месторождении (Назаровском) и является, по-видимому, более поздней по отношению к основному колчеданно-полиметаллическому оруденению.

Для Джидинской островодужной системы этого же возраста проявления рудной минерализации, особенно в связи с вулканогенно-осадочными толщами, не характерны. Но известны россыпи и золоторудные проявления, которые традиционно связывают с мезозойским гуджирским комплексом. В настоящее время имеется достаточно фактов, подтверждающих более древний возраст золотого оруденения, связанного, скорее всего, с гранитоидами джидинского комплекса.

Таким образом, Саяно-Байкало-Муйская островодужная система (островодужные и прилегающие к ним террейны) несет золоторудную специализацию, включая месторождения и целые рудные узлы, формирование которых начиналось в островодужный этап и продолжалось затем в коллизионный и постколлизионный этапы формирования складчатой области. Совершенно другая металлогеническая характеристика (железо-оксидная, колчеданная и колчеданно-полиметаллическая) присуща вещественно-структурным комплексам более молодой Удино-Витимской островной дуги. Различия во многом обусловлены степенью зрелости дуг (энсиматические и энсиалические) и первичной обогащенностью субдуцируемых пород теми или иными элементами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64993 и 06-05-64957) и интеграционных проектов СО РАН (№ 96, 119).

- [1] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалоид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [2] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: «Пробел», 2004. – 191 с.
- [3] Жмодик С.М., Постников А.А., Бутов М.М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое – раннем палеозое и закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 70–81.
- [4] Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15, № 4. – С. 3–15.
- [5] Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Витимской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 3–21.
- [6] Рыцк Е.Ю. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Гео-

- логическая корреляция. – 2001. – Т. 9, № 4. – С. 3–15.
- [7] Mironov A.G., Holly S., Zhmodik S.M. Dating the gold-porphyry type gold deposits in the Sayan-Baikal fold belt (South Siberia) // Proceedings of SGA meeting «Mineral deposits research». – Beijing, 2005. – P. 799–800.
- [8] Ковалев К.Р., Баулина М.В., Акимцев В.А., Аношин Г.Н. Стратиформные цинково-колчеданные руды и золоторудная минерализация на Назаровском месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 10. – С. 963–978.

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

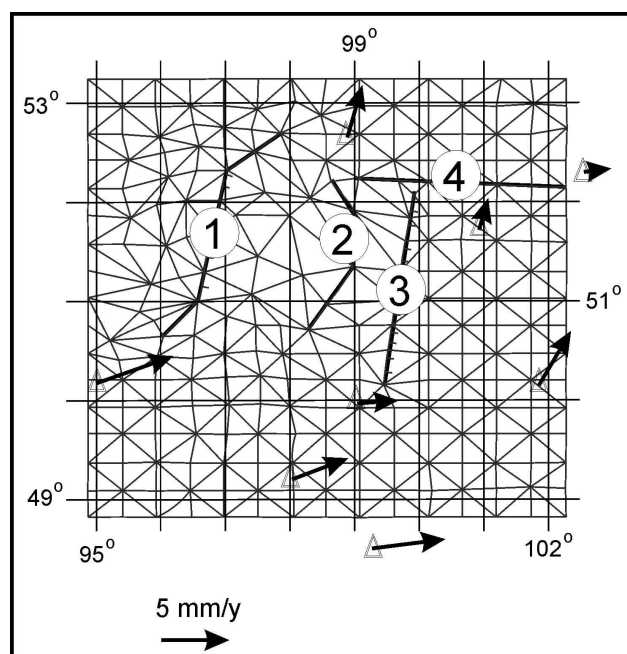
А.И. Мирошниченко

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

Тектоническая активность северной части Монголии связана с разломными структурами трех впадин, традиционно относящихся к юго-западному замыканию Байкальской рифтовой системы: Хубсугульской, Дархатской, Бусийнгольской. Данная территория известна как область перехода от режима сжатия, преобладающего в Монголии, к режиму растяжения, присущего Байкальской впадине.

Изучению напряжений и деформаций Прихубсугулья сейсмологическими, геолого-структурными, методами GPS-геодезии посвящено большое количество публикаций, например [1-4]. Существенным недостатком получаемых данных является их прерывистость в пространстве. Нами было проведено моделирование двумя способами: методом конечных элементов и фотоупругим методом с целью получения непрерывных данных по напряженно-деформированному состоянию для литосферы Прихубсугулья.

При моделировании методом конечных элементов была использована программа П. Берда «PLATE» [5], модифицированная О.П. Полянским [6]. В данной модели исследовались непрерывные неупругие деформации двухслойной литосферной плиты, нарушенной разломами. Основные параметры модели были приняты по П. Берду, К. Конгу, О.П. Полянскому [5, 6], толщина земной коры и литосферы по – Ю.С. Зорину, Е.Х. Турутанову [7].



Сеть конечных элементов модели с разломами: Бусийнгольский (1), Дархатский (2), Хубсугульский (3), Иххорогол-Мондинский (4). Стрелками показаны направления и скорости движения точек GPS-измерений (треугольники). Масштаб скорости показывает стрелка внизу рисунка.

Модель состояла из равномерной сети, составленной треугольными элементами континуума (971 элемент) и 8 прямолинейных элементов разломов, представляющих разломное ограничение Хубсугульской, Дархатской, Бусийнгольской впадин. Векторы горизонтальных скоростей, прилагаемых к границам модели, вычислялись по данным GPS-измерений (8 пунктов вблизи и в пределах моделируемой территории) [4]. Схема модели представлена на рисунке.

В результате моделирования получены серии карт, отражающих скорости движения и деформаций поверхности модели для каждого элемента модели и скорости подвижек по разломам. Анализ схем показал:

1. При относительно равномерном поле поверхностных скоростей ориентация и величины скоростей деформации существенно варьируют, образуя однородные по этим параметрам области или зоны. Зоны сдвиговых деформаций проявлены на пространстве

между Бусийнгольским и Хубсугульским разломами. К западу от Бусийнгольского и к востоку от Хубсугульского разлома широко развиты деформации преимущественного сжатия. Деформации растяжения наблюдаются на ЮВ и СЗ исследуемой территории.

2. Подвижки по разломам преимущественно сдвиговые. Правый сдвиг наблюдается для субмеридиональных и СЗ зон, левые – для широтных. Вблизи разломов, вдоль их зон, наблюдается изменение типов и скоростей деформации. Максимальными подвижками отличается зона Хубсугульского, минимальными – Дархатского разлома.

3. Отсутствие в модели разломов слабо меняет зональность поля деформаций.

Моделирование на фотоупругих материалах проводилось по методике [8] с незначительными изменениями на оборудовании лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН. Модель с разрезами, имитирующими тектонические нарушения, подвергалась деформации. В результате подвижек по разрывам в модели наблюдалось перераспределение исходных напряжений. Величина и направление деформации модели определялись расчетным путем с использованием данных GPS-геодезии и тестирования модели [9].

Схема моделирования подобна предыдущей модели. В результате экспериментов были получены картины изохром, отражающие распределение и концентрацию максимальных касательных напряжений, тип и величину перемещений бортов разрывов. Из результатов моделирования следует:

1. Наблюдается закономерное расположение областей увеличения и уменьшения исходных касательных напряжений. Вблизи зон разломов наблюдаются зоны низких напряжений (снижение от исходных до 50 %). Максимальным снижением характеризуется Хубсугульский разлом, минимальным – Бусийнгольский.

2. Существенное увеличение напряжений наблюдается вблизи окончаний разрывов и в местах сочленения разрывов различной ориентации, в центральной и северной частях Бусийнгольского разлома и к востоку от его плоскости.

3. Между Бусийнгольским и Хубсугульским разломами, в районе Бусийнгольской впадины, наблюдается высокоградиентная субмеридиональная зона значений максимальных касательных напряжений.

4. Подвижки по разрывам подобны описанным для первой модели.

На основе результатов моделирования проведено районирование исследуемой территории по типам деформации, подобраны граничные условия моделирования, удовлетворяющие геологическим и сейсмологическим данным. Выявлены области концентрации максимальных касательных напряжений. Результаты экспериментов могут быть использованы при обосновании геодинамических построений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 05-05-64702).

- [1] Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. и др. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. – М., 1993. – С. 113–122.
- [2] Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Гилева Н.А., Курушин Р.А. Механизм и глубины очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Науки о Земле: современные проблемы сейсмологии. – М.: Вузовская книга, 2001. – С. 96–112.
- [3] Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Парфеевец А.В., Аржанникова А.В., Лухнев А.В. Позднекайнозойское напряженное состояние земной коры Прихубсугулья (Северная Монголия) по натурным и экспериментальным данным // Геотектоника. – № 2. – С. 78–90.
- [4] Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Залуцкий В.Т., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389, № 1. – С. 100–103.
- [5] Bird P., Kong X. Computer simulations of California tectonics confirm very low strength of major faults // Geol. Soc. Am. Bull. – 1994. – V. 106 (2). – P. 159–174.

- [6] Polyansky O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift zone: a numerical modelling approach // *Tectonophysics*. – 2002. – V. 351, № 1-2. – P. 89–115.
- [7] Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // *Физика Земли*. – 1988. – № 7. – С. 33–42.
- [8] Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // *Поля напряжений и деформаций в литосфере*. – М.: Наука, 1979. – С. 139–162.
- [9] Александров А.Я., Ахметзянов М.Х. Поляризационно-оптические методы механики деформируемого тела. – М.: Наука, 1973. – 576 с.

РАННЕКЕМБРИЙСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ХР. ВОСТОЧНЫЙ ТАННУ-ОЛА (ТУВА): ГЕОЛОГИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

А.А. Монгуш, В.П. Ковач**, Е.Б. Сальникова**, В.И. Лебедев*, В.А. Попов*,
Ч.К. Ойдуу*, И.К. Козаков**, С.З. Яковлева**, Ю.В. Плоткина***

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

** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
kovach@IK4843.spb.edu

Выполнены геологические, геохронологические и Nd изотопные исследования вулканоплутонической ассоциации (ВПА) основного-среднего состава хр. Восточный Танну-Ола Южной Тувы (рис. 1). В бассейне р. Ирбитей плутоническая часть ассоциации представлена Ирбитейским дифференцированным габбро-диоритовым массивом, который интродировал в круто наклоненную поздневендскую (?)–нижекембрийскую вулканогенно-осадочную толщу (кадвойская и серлигская свиты). На восточном и юго-восточном флангах массив контактирует с тоналитами, галька которых содержится в базальных конгломератах ордовикской шемушдагской свиты, распространенной в верховьях р. Ирбитей. Зона контакта габброидов и гранитоидов представлена, как правило, маломощными (10-20 см) перематыми, подробленными габброидами, тогда как на контакте Ирбитейского массива и вмещающей толщи развиты известковые скарны, эпидотизированные вулканиты и эпидотизиты, часто подробленные и рассланцованные. Основная часть массива площадью около 0.5 км² имеет субизометричную форму и вытянута в северо-западном направлении согласно с простиранием вмещающей толщи. Последняя на северо-западном фланге массива плавно меняет простираение с северо-западного на меридиональное с крутым падением под массив.

В строении массива принимают участие габбро, амфиболовые и оливиновые габбро, диориты. Отмечается чередование разностей с различной зернистостью и меланократовостью, изредка встречаются тонкие (до 1 см) прослои анортозитов. По своим геохимическим особенностям оливиновые габбро Ирбитейского массива сопоставимы с мафитами надсубдукционных геодинамических обстановок [1].

Для геохронологических исследований были выделены цирконы из пробы диорита Т-1 Ирбитейского массива. Акцессорный циркон представлен прозрачными, полупрозрачными и замутненными идиоморфными, реже субидиоморфными кристаллами желтовато-розового, розового цвета, облик которых меняется от длиннопризматического до короткопризматического и определяется сочетанием граней {100}, {110} призмы и {111}, {101} дипирамиды. Для внутреннего строения характерно наличие тонкой магматической зональности, большого количества твердых минеральных и газожидких включений. Кроме того, в полупрозрачных кристаллах наблюдаются ядра обломочного облика без четких границ. Размер зерен циркона варьирует от 50 до 200 мкм, Кудл.=2.0-2.5. Были использованы три навески наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов, отобранных из размерных фракций –100+85 мкм и >100 мкм и предварительно подвергнутых аэроабразивной обработке. Точка изотопного состава циркона, в результате аэроабразивной обработки которого было удалено около 40 % вещества, располагается на конкордии, а его возраст (concordia age) составляет 518±2 млн лет (СКВО=0.23, вероятность 0.63) (рис. 2). Это значение возраста совпадает с возрастом, определяемым верхним пересечением дискордии, рассчитанной для всех исследованных фракций, и составляющим 519±4 млн лет (СКВО=0.06, нижнее пересечение близко к нулю). С учетом морфологических особенностей исследованного циркона,

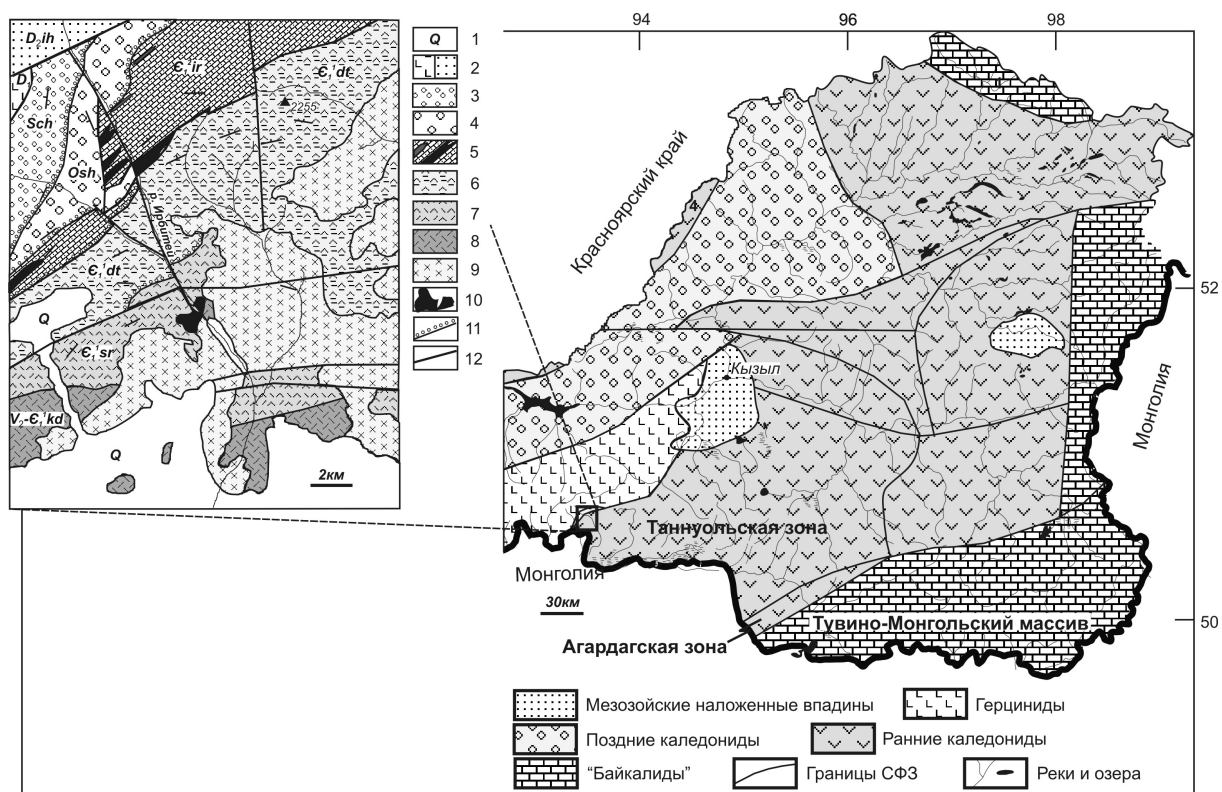


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Тувы (фрагмент) по [4].

На врезке: Схема геологического строения западной части Восточно-Таннуольской структурно-формационной подзоны каледонид. Составлена по данным [3].

1 – четвертичные отложения; 2 – девонские породы: вулканогенные (D_1^{kn} – кендейская свита) и осадочные (D_2^{ih} – ихейская свита); 3 – силурийские терригенные отложения чергакской и хондерегейской свит; 4 – ордовикские терригенные отложения шемущагской свиты; 5 – ирбитейская туфогенно-карбонатная свита с силлами и лавами андезитовых порфиритов (E_1^{2ir}); 6 – дыттыгская вулканогенно-туфогенно-осадочная свита существенно кислого состава и с пачками тонкослоистых отложений (E_1^{1dt}); 7 – серлигская вулканогенно-осадочная свита существенно кислого состава (E_1^{1sr}); 8 – кадвойская вулканогенно-осадочная свита существенно основного состава, в т.ч. с пиллоу-лавами ($V(?) - E_1^{1kd}$); 9 – ордовикские гранитоиды; 10 – Ирбитейский габброидный массив; 11 – базальные конгломераты; 12 – разломы.

конкордантное значение его возраста может быть принято в качестве оценки возраста кристаллизации диоритов Ирбитейского массива.

Исследованные диориты характеризуются слабо фракционированным распределением редких элементов ($Th_N/Yb_N=2.4$) с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti, слабо фракционированным спектром распределения РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ ($La_N/Yb_N=1.6$, $La_N/Sm_N=1.2$, $Gd_N/Yb_N=1.1$) и высокой положительной величиной $\epsilon_{Nd}(T) = +6.9$, что типично для образований островных дуг.

Вмещающие Ирбитейский массив вулканогенно-осадочные образования ($V(?) - E_1^{1}$) с резким структурным несогласием перекрыты туфогенно-карбонатными отложениями с единичными покровами андезитовых порфиритов (ирбитейская свита, E_1^{2}), отнесенными по комплексу обильной фауны археоциат и трилобитов к санаштыкгольскому горизонту (ботомскому ярусу) нижнего кембрия. В нижней половине ирбитейской свиты залегают силлоподобные тела андезитовых порфиритов мощностью от 2-5 м до первых сотен метров. Они характеризуются наличием апофиз, эндоконтактовых зон и ксенолитов вмещающих осадочных пород, в ряде мест зафиксировано discordantное залегание андезитовых порфиритов. Эффузивные образования в весьма ограниченном количестве встречаются только в верхней части ирбитейской свиты. Они

представлены андезитовыми порфиритами и их лавобрекчиями, мощность покровов составляет порядка 1.5 м, их объем в разрезе свиты составляет около 1 %. Мощность свиты в бассейне р. Ирбитей 2900 м.

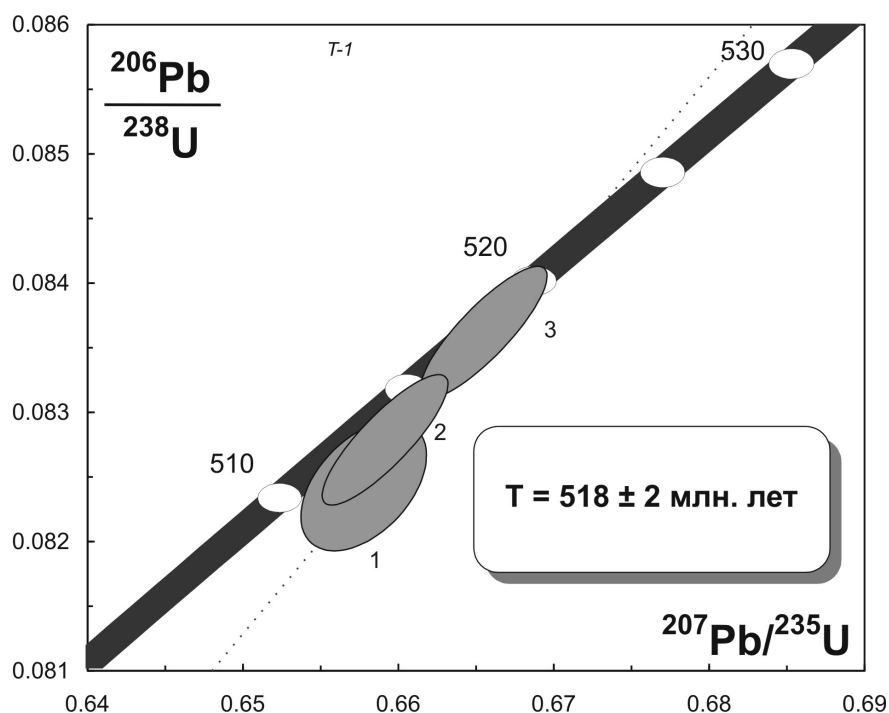


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирков пробы Т-1 диоритов Ирбитейского массива.

Ирбитейская свита и локализованный в ней одноименный субвулканический андезитбазальтовый комплекс [2] фрагментарно распространен на всей площади Восточно-Таннуольской зоны каледонид [3]. Ирбитейский габбро-диоритовый и другие подобные ему массивы ранее относились к первой фазе таннуольского комплекса [4], однако имеют более древний возраст. Характерно, что все габброидные массивы приурочены к вулканогенно-осадочным образованиям кадвояской и серлигской свит, а также полям развития раннепалеозойских гранитоидов и имеют относительно небольшие размеры (~1 км²). Следует отметить резкое различие в степени метаморфизма стратифицированных отложений. Так, для пород кадвояской, серлигской и дыттыгской свит (см. рис. 1) характерен региональный метаморфизм хлоритовой фации, тогда как образования ирбитейской свиты имеют свежий облик и на площади ее развития отсутствуют выходящие на поверхность раннепалеозойские гранитоидные тела.

Геодинамическая позиция ирбитейской ВПА может быть определена следующим образом. Фронтальная часть венд-раннекембрийской Таннуольской дуги была обращена, согласно [5], к Тувино-Монгольскому массиву. Между ними в венде и в начале раннего кембрия развивались океанические комплексы Агардагской зоны [6], которые субдуцировались под Таннуольскую дугу. В конце первой половины раннего кембрия (по шкале МСК-2004: ~530 млн л.) произошло столкновение Таннуольской дуги с примитивной дугой Агардагского бассейна, после чего, вероятно, произошло заклинивание зоны субдукции и ее перескок под аккрецированный блок. В течение второй половины раннего кембрия островодужные и океанические образования Таннуольской и Агардагской зон представляли собой единый блок, под который субдуцировались остатки океанической плиты Агардагского бассейна. В среднем-позднем кембрии Таннуола-Агар-

дагский блок испытал тектоническое совмещение с Тувино-Монгольским массивом [7]. Таким образом, мы предполагаем, что ирбитейская ВПА была сформирована в надсубдукционной обстановке в период между двумя коллизиями: Таннуольская дуга – Агардагская дуга (~530 млн л.) и Таннуольско-Агардагский блок – Тувино-Монгольский массив (Є₂-Є₃).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-05-64093, 05-05-64520, 05-05-97210, 06-05-79014), интеграционного гранта СО РАН 6.5 и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8 и № 10.

- [1] Монгуш А.А. Петрография и минералогия раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых массивов Восточной Тувы: Дис. ... к.г.-м.н. – Новосибирск, 2002. – 172 с.
- [2] Шаповалов Д.Н. Легенда Верхнеенисейской серии государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Объяснительная записка. – Кызыл, 2001.
- [3] Лукашев Г.Н., Антонова О.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-Х. Объяснительная записка. – М., 1961. – 113 с.
- [4] Геологическая карта Тувинской АССР. Масштаб 1:500 000 / Ред. А.А. Подкаменный, М.Л. Шерман. – Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- [5] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Т. 2. – 334 с.
- [6] Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. – 2002. – V. 143. – P. 154–174.
- [7] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 22–43.

СООТНОШЕНИЕ ОФИОЛИТОВ И ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ В КААХЕМСКОЙ РИФТОГЕННОЙ ЗОНЕ (ТУВА)

А.А. Монгуш, В.И. Лебедев*, В.А. Симонов**, А.М. Сугоракова**

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

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

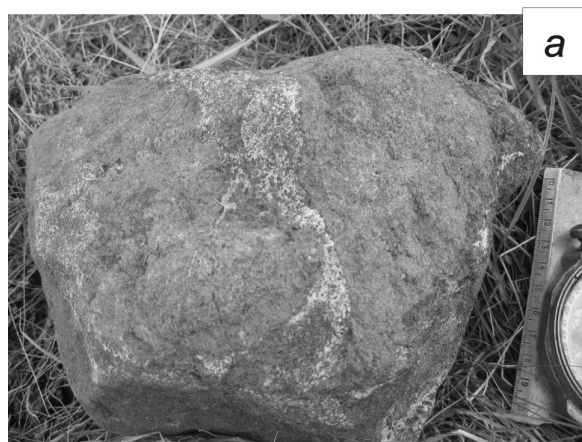
Тектоническая позиция Каахемской рифтогенной зоны (КРЗ) определяется ее расположением на континентальном склоне Тувино-Монгольского микроконтинента. Составными частями КРЗ являются Улугуйская (северный борт рифта), Каахемская (офиолиты, осевая часть рифта) и Ондумская (южный борт рифта) подзоны [1].

В пределах Каахемской офиолитовой подзоны, в истоках рек Малый Копто и Кара-Ос, нами установлен переходный дунит-перидотит-пироксенитовый комплекс офиолитов с апогаббровыми родингитами (Малокоптинский массив). Вмещающими являются терригенно-карбонатные отложения (тапсинская свита, C_1^2), контакты с которыми тектонические. Строение ультрамафитового массива определяется наличием субширотного и субвертикального пакета тектонических пластин (наложенных друг на друга?) с мощностью от десятков до первых сотен метров. Преобладание чешуйчатого строения установлено и для другого участка каахемских офиолитов – в верховьях р. Большое Копто [2]. Суммарная мощность переходного комплекса Малокоптинского массива составляет не менее 1 км. Ультрамафиты подвергнуты интенсивным вторичным изменениям, инициированным тектоническими дислокациями и становлением постофиолитовой габброидной интрузии. В массиве преобладают дуниты, развиты серпентиниты с антигорит-тальк±карбонатным парагенезисом. Существенно пироксеновые породы в основном превращены в хлорит-карбонат-амфибол-оливиновые разности, часть дунитов, приуроченных к контакту с постофиолитовой габброидной интрузией, имеют пятнистый облик (по [3] – апосерпентиниты с регенированным оливином). Отмечаются участки неизмененных, свежих оливиновых вебстеритов, залегающих в центральных участках тектонических пластин. Отмечаются субширотные зоны дробления ультрамафитов с прожилками тальцитов и участками тектонических брекчий.

Непосредственно к югу от офиолитов Малокоптинского массива расположен Перевальный перидотит-габбровый массив. Первые сведения о самостоятельной интрузивной природе габброидов этого массива были получены А.Н. Дистановой [4]. Она рассматривала их в качестве догранитных габброидов мажалькского типа – останцов в кровле крупного (до 200 км²) Караосского диорит-тоналит-плагиогранитного массива таннуольского комплекса. Позднее эти габброиды изучались в качестве Караосского ультрамафит-мафитового массива, входившего в состав одноименного полиформационного плутона [5]. Такое объединение под одним названием интрузивных тел разных комплексов оказалось не совсем удачным. Поэтому габброиды, которые ранее рассматривались совместно с другими комплексами под названием Караосского массива, теперь предложено выделить в самостоятельный Перевальный массив.

Массив Перевальный расположен в пределах южных отрогов хр. Академика Обручева, в водораздельной части истоков рек Малое Копто и Кара-Ос, преимущественно в бассейне истоков р. Малого Копто – ручьев Правый, Перевальный и Длинный. Видимая (наименее измененная гранитоидами) площадь массива составляет не менее 8 км², однако истинные размеры массива значительно превышали эту цифру, поскольку большая часть габброидов в различной степени изменена кислой интрузией с преобладанием «диоритоподобных» пород [3]. На западном и южном флангах массива габб-

роиды прорывают песчаники тапсинской свиты, в восточной (перевальной) части массив прорывается телами ордовикских гранитоидов, контакт с расположенными к северу офиолитами тектонический. В полевом сезоне 2006 года был расширен контур габброидного массива, обнаружено свидетельство захвата ультрамафитов (офиолитовых ?!) габброидным расплавом (рисунок, а), установлены признаки неодновременного заполнения интрузивных камер, серий параллельных даек, рассекающих массив (рисунок, б), а также постепенный переход в экзоконтакте габброидного массива песчаников тапсинской свиты в кристаллические сланцы с мигматитами.



Фотографии делювиально-пролювиальных валунов, иллюстрирующих взаимоотношения пород в массиве Перевальном: а – ксенолиты ультрамафитов офиолитового типа (темное) в габброидах (светлое); б – мелкозернистая габброидная дайка, секущая среднезернистые габбро-нориты.

Большую часть исследованной области массива, около 80 % его площади, занимают мафиты – габбро-нориты, реже габбро и нориты, в том числе амфиболовые, а также диориты. Габбро-нориты характеризуются выдержанным петрографическим составом (Pl – около 40 %, Cpx и Opx примерно по 30 %), преимущественно среднезернистой структурой, непостоянным – от среднего до основного – составом плагиоклаза (преобладает андезин). Характерной чертой внешнего облика мафитовых пород и прекрасным картировочным признаком является преобладающий лиловато-розоватый цвет плагиоклаза на свежем сколе. Из пород ультраосновного состава фиксируются пироксениты – вебстериты и клинопироксениты, реже встречаются оливиновые пироксениты и верлиты, в том числе ортопироксенсодержащие верлиты. В вебстеритах клино- и ортопироксены содержатся в сопоставимых количествах. Кристаллы пироксенов характеризуются одинаковым идиоморфизмом. Клинопироксен часто окружен каймами зеленовато-бурой роговой обманки, ортопироксен частично замещается серпентином и тальком. В верлитах иногда отмечаются мелкие зерна плагиоклаза и хромшпинели. Оливин в них на 60 % замещен петельчатым лизардитом, не содержащим магнетита, а также боулингитом, образующим псевдоморфозы. Оливин образует как более крупные зерна, обуславливающие гипидиоморфнозернистую структуру породы, так и пойкилитовые включения в широкопризматических кристаллах пироксенов. В строении массива принимают участие также роговообманково-флогопитовые меланогаббро-нориты. Крупные зерна (до 1.5 см в диаметре) красновато-бурого флогопита в амфибол-пироксен-плагиоклазовой матрице создают порфиробластовую структуру, иногда флогопит резко ксеноморфен по отношению к роговой обманке и содержит пойкилитовые включения пироксенов и плагиоклаза, реже оливина. Иногда флогопит и роговая обманка составляют более половины объема пород.

Петрогеохимические данные по габброидам Перевального массива показывают их относительную обогащенность Ti, La, Ta, Hf по сравнению с габброидами Калбагдагского массива – типичного представителя островодужных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов Восточной Тувы [5]. На диаграммах Nb/Ta – Nb/Th и Nb/Zr – Zr/Y данные по породам массива Перевальный сливаются с габброидами из Мажалыкского массива и заметно отличаются от данных по габброидам из Калбагдагского массива. Таким образом, по содержаниям и отношениям указанных элементов габброиды Перевального массива отличаются от островодужных габброидов и близки к породам из раннеордовикского Мажалыкского массива, формирование которого связано с существованием мантийного плюмового источника [6].

Обращает на себя внимание директивная в целом текстура мафитов, обусловленная, вероятно, тем, что процесс застывания интрузивной камеры происходил в обстановке постоянного и медленного растяжения. В пользу этого предположения говорит наличие многочисленных маломощных «собственных» даек, перпендикулярно секущих расслоенность в габбро-норитах (рисунок, б), а также признаки двухфазного становления массива. Наличие габброидов, содержащих в резко варьирующих количествах первично-магматический амфибол и флогопит, свидетельствует об определенном насыщении водой габброидного расплава, чему могло способствовать проникновение морской воды по зоне рифтинга на глубокие горизонты коры. Интересными также являются указанные выше два факта: 1) присутствие ксенолитов слабо серпентинизированных ультрамафитов в габброидах Перевального массива, 2) прорывание последними терригенно-карбонатных отложений тапсинской свиты. Последние в верховьях р. Большое Копто тесно ассоциируют с базитами каахемских офиолитов [2]. Если подтвердится офиолитовая природа ультрамафитовых ксенолитов, то наиболее приемлемой моделью, объясняющей тектоническую обстановку формирования габброидов Перевального массива (сравнительно небольшого по размерам), является их внедрение в тектонически дислоцированную толщу, поскольку одновременно прорывались офиолитовые ультрамафиты и залегающие выше по разрезу, парагенетически ассоциирующие с офиолитами терригенно-карбонатные отложения тапсинской свиты. Тектонические дислокации вмещающих толщ были обусловлены, вероятно, рифтогенными процессами, синхронными внедрению массива Перевальный.

Анализ вышеизложенного, а также тектонической позиции и возраста более молодых магматических образований, развитых в КРЗ, подтверждает импульсивный долгоживущий характер рифтогенной зоны и позволяет выделить следующие этапы проявления магматизма в этой зоне: 1. На начальных стадиях развития рифта произошел раскол окраины Тувино-Монгольского массива и формирование офиолитов, в том числе переходного комплекса, комплекса «дайка в дайке» и других, при этом петрогеохимические особенности базитов офиолитов оказались близки офиолитам из современного задугового бассейна Вудларк [2]). 2. Следующий тектоно-магматический этап (коллизийный?, см. ниже) на фоне растяжения земной коры выразился во внедрении габброидных плюмогенных интрузий. 3. В ордовике произошло формирование нерасчлененных гранитоидов, относящихся к таннуольскому комплексу. 4. Параллельно центральной оси КРЗ в раннем девоне интенсивно проявился базальт-андезит-риолитовый и гранитный магматизм, имеющий внутриплитную рифтогенную природу. Проблема смены различных геодинамических обстановок в одной зоне (КРЗ) требует дальнейшего изучения. В этой связи следует отметить, что длинная ось КРЗ ориентирована перпендикулярно по отношению к границе Тувино-Монгольского микроконтинента, что является благоприятным кинематическим фактором для рифтинга в зонах лобового столкновения [7]. Таким механизмом может быть объяснен коллизийный рифтинг, в процессе которого и с участием плюмового источника были образованы габброиды Пе-

револьного и подобных ему массивов (Атбаштыгский, Майский и др.), локализованных в КРЗ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ – гранты 04-05-64093, 05-05-97210, 06-05-64235, 06-05-79014, и СО РАН – интеграционный проект 6.5.

- [1] Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчедановых зон Урала и Сибири. – М.: Наука, 2006. – 429 с.
- [2] Котляров А.В., Симонов В.А. Геологическое строение и особенности формирования офиолитов Каахемского пояса (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов-2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. – С. 35–39.
- [3] Самородные металлы в гипербазит-базитах Тувы / Л.В. Агафонов, К.С. Кужугет, Ч.К. Ойдууп, С.И. Ступаков. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. – 86 с.
- [4] Дистанова А.Н. Гранитоидные ассоциации раннего палеозоя Восточной Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 107–136.
- [5] Монгуш А.А. Петрография и минералогия раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых массивов Восточной Тувы: Дис. ... к.г.-м.н. – Новосибирск, 2002. – 172 с.
- [6] Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдууп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортосит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува // Петрология. – 2004. – Т. 12, № 6. – С. 656–662.
- [7] Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.

СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ В СИБИРИ И МОНГОЛИИ

В.В. Мордвинова, А.А. Артемьев, В.В. Травников

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

Скорость распространения сейсмических волн служит индикатором физического и химического состояния глубин Земли. Это определяет необходимость получения достоверных сведений о скоростных параметрах. Для многих районов Центральной Азии эти сведения пока являются или сильно осредненными или фрагментарными. Кроме того, не всегда есть единство в результатах, полученных различными методами.

По данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с привлечением информации по близким землетрясениям [1] получено представление о вариациях толщины земной коры южной части Восточной Сибири и о скоростном разрезе коры и верхов мантии этого региона. В Байкальской рифтовой зоне в интервале глубин 10–20 км выделен слой пониженной скорости, который связывают с процессами дегидратации при повышении температуры и с пологими тектоническими нарушениями. Под центральной частью Байкальской впадины установлено утонение земной коры до 34–35 км, а также понижение мантийной скорости под ней и примыкающими с юго-востока районами. Сверхглубинные с использованием ядерных взрывов сейсмические зондирования по профилю «Рифт» показали, что область низкоскоростной мантии под Байкальским рифтом распространяется от подошвы коры до глубин, превышающих 100 км [2]. Однако результаты работ по вертикальному профилированию в океанографическом варианте не совпадают с результатами ГСЗ, касающимися Центральной Байкальской впадины [3]. Получив на 70-километровом участке восточнее острова Ольхон модель скоростного разреза с толщиной коры 39.0–42.5 км и высокой скоростью в нижней ее части (7.05–7.40 км/с), У. Бринк и М. Тэйлор интерпретируют кору под Центральной Байкальской впадиной как кору Сибирской платформы, которая не была значительно утонена или изменена в ходе рифтинга.

Набирают силу методы изучения скоростного строения по естественным источникам возбуждения сейсмических волн, то есть с использованием записей близких и далёких землетрясений. В 70-е годы по региональным особенностям времени пробега Р-волн была предпринята попытка оконтурить область низкоскоростной аномальной мантии под горными сооружениями Южной Сибири и Монголии [4]. Хотя нижняя граница неоднородности была определена неверно, использование близких землетрясений позволило выявить, что под Байкальской рифтовой зоной низкоскоростная область расположена непосредственно под корой. Методом спектральных отношений [5] и под тектонически активными районами Южной Сибири (Байкальская рифтовая зона, Алтае-Саянская горная область), и под тектонически стабильными (краевые области Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы) была обнаружена сложная скоростная структура. По результатам моделирования был сделан вывод, что основание литосферы под платформами совпадает с кровлей второго слоя пониженных скоростей на глубине около 200 км, в зоне перехода к горным районам литосфера утоняется до 100–140 км, внутри Алтае-Саянской горной области и Байкальской рифтовой зоны она, по видимому, утонена до толщины земной коры. Недостаток станций не позволил в то время сделать более определённое заключение.

Общее представление о скоростных аномалиях до глубин порядка 400 км на территории Сибири и Монголии получено методами поверхностно-волновой томографии

[6] и томографии на отраженных волнах по схеме PP–P [7].

Чтобы обойти проблему отсутствия необходимой сети наблюдений, для определения скоростного строения коры и верхней мантии была применена инверсная схема томографии [8]. Однако результаты по Байкальской рифтовой зоне вошли в противоречие с наблюдаемым запаздыванием сейсмических волн [4].

Заметные шаги в детализации представлений о распределении скоростей в коре и верхней мантии юга Сибири и в Монголии были сделаны по данным российско-американского телесеismicического эксперимента PASSCAL (Program for the Array Seismic Study of Continental Lithosphere) 1991–1992 годов. Сравнительно небольшое расстояние между 25 профильными временными сейсмическими станциями эксперимента PASSCAL позволило построить вертикальные томографические разрезы в интервале глубин 0–400 км вдоль тысячекилометрового субмеридионального профиля, который пересекает главные тектонические районы Восточной Сибири и Центральной Монголии. Томографические исследования выявили сложную конфигурацию низкоскоростных аномалий [9]. Наибольшая интенсивность аномалии под рифтовой зоной глубже, чем под горными областями Монголии (глубины 150–250 и 40–100 км, соответственно). Происхождение этих скоростных аномалий трудно объяснить какой-то одной причиной. Конфигурация ветвей аномалий может свидетельствовать о подъеме более разогретого вещества с больших глубин к поверхности. Возможна большая водонасыщенность, обогащенность вещества более легкими компонентами.

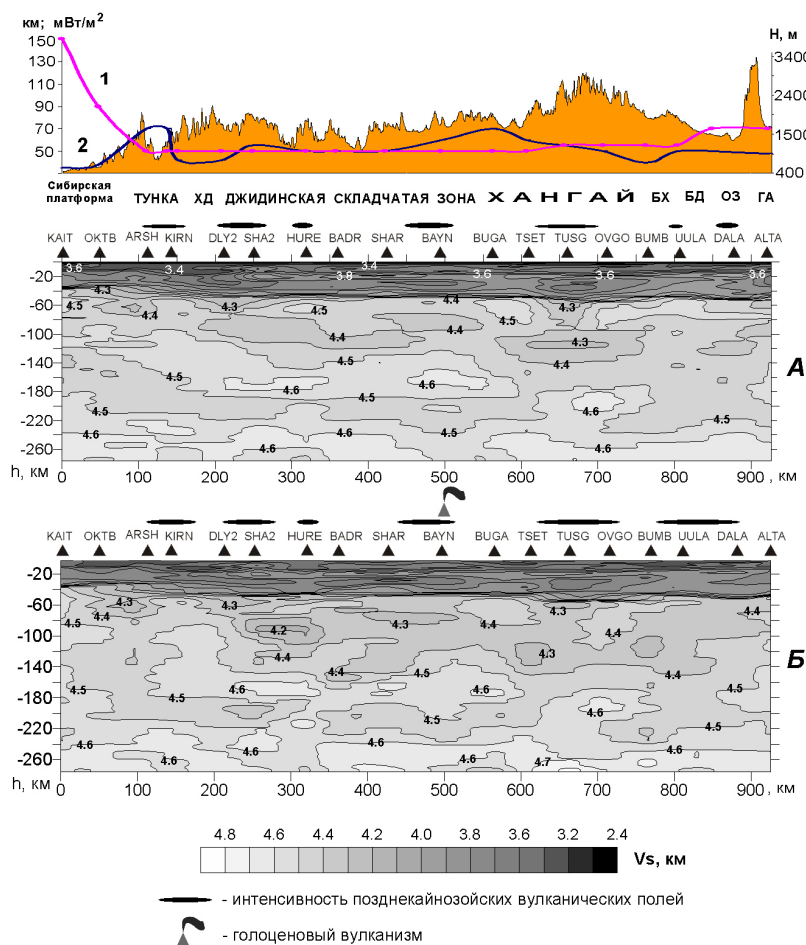
По этому же профилю, а также по площадной системе наблюдений эксперимента в районе южной части Байкальской рифтовой зоны, где были задействованы 32 станции, методом функции приёмника (receiver function P-to-S) получено более детальное распределение скорости поперечных волн до глубины 70 км. Расположение сейсмических станций позволило построить двумерные [9] и трехмерную [10] модели коры и самой верхней мантии для юга Байкальской рифтовой и примыкающих районов. Построенные модели подтвердили некоторое утонение земной коры под Байкальской впадиной по сравнению с корой сопредельных районов. Прослеживается сходство очертаний подкоровых скоростных аномалий, полученных методом receiver function, с результатами совместных исследований ГСЗ и сейсмологии местных землетрясений [1].

Детальность моделей по латерали, соизмеримая с расстоянием между сейсмостанциями, дает возможность соотносить особенности скоростного строения с тектоническими структурами. Слои пониженной скорости обнаружены как под Байкальской рифтовой зоной, так и под складчатыми областями Забайкалья и Монголии, а также под Сибирской платформой. Комплексирование полученных результатов с геологическими данными и данными гравиметрии позволило прийти к заключению, что основная часть слоев пониженной скорости в земной коре Восточной Сибири и Монголии соответствует пологим мощным зонам милонитов, связанным с крупными надвигами, образовавшимися на протяжении тектонической истории региона в результате взаимодействия островодужных террейнов, микроконтинентов и субконтинентов. Горизонтальные амплитуды надвигов оцениваются первыми сотнями километров [11].

Особое внимание в полученных скоростных разрезах [9, 10], привлекает кора и мантия под Байкальской рифтовой зоной и ее непосредственным окружением. Это пространство характеризуется наиболее сложным распределением скоростей, что свидетельствует о сложной истории формирования региона и об особо благоприятных условиях для флюидизации его недр.

Следующим значительным шагом в получении данных для изучения глубинной структуры является францужко-российско-монгольский телесеismicический эксперимент MOBIL (Mongolian-Baikal Lithosphere Seismological Transect) 2003 года. Линия из 18 широкополосных цифровых сейсмических станций эксперимента пересекала юг Сибир-

ской платформы, Саянский хребет, Тункинский бассейн, Джидинскую складчатую зону, Хангай и Гоби-Алтайский хребет. Примечательно, что профиль MOBAL_2003 прошел через районы с предсказанной 15 лет назад наиболее тонкой литосферой [12]. Широкая полоса пропускания сейсмоприемников позволила получить записи, которые являются более информативными для изучения глубинного строения, чем записи эксперимента PASSCAL. Определение скоростной структуры по профилю было выполнено уже хорошо зарекомендовавшим себя методом приемной функции (P-to-S). По рассчитанным стационарным моделям с применением сплайна линейной интерполяции построены вертикальные разрезы скоростей S-волн от поверхности до 270 км для всего тысячекилометрового профиля (рисунок).



Двумерные скоростные разрезы для поперечных волн по данным MOBAL_2003. В верхней части рисунка показаны для основного направления профиля: топография (шкала высот справа); 1 – толщина литосферы по гравиметрическим данным [12]; 2 – величина теплового потока [14] (совмещенная шкала глубин и теплового потока слева). А – скоростной разрез для интервала глубин 0–270 км по модели из 60 слоёв (интервал минимизации –5–35 с, интерполяция по сетке 30 колонок x 90 рядов). Б – скоростной разрез для интервала глубин 0–270 км по модели из 60 слоёв (интервал минимизации –5–55 с, интерполяция по сетке 30 x 90). Использованный диапазон частот 0.01–0.25 Гц.

Поскольку анализируемыми данными для каждой станции послужили землетрясения, произошедшие на востоке–юго-востоке, то и информация о скоростях получена для некоторого объёма, примыкающего к пунктам профиля с востока–юго-востока. Учитывая наклон сейсмических лучей и участие в анализе только однократных обме-

нов *PS* (разрез *A*), оцениваем ширину всего зондируемого обменными волнами объёма как интервал, примерно равный половине глубины этого объёма (половине глубины модели). Для получения модели *B*, кроме *PS*, анализировались также наиболее значимые кратные волны типа *PSS* и *PPS*. Для этого при инверсии использовался больший временной интервал минимизации расхождения анализируемой и теоретической функций приемника. В этом случае ширина зондируемого объёма становится примерно равной его глубине. Таким образом, разрез *B* несет в себе информацию о большем объеме среды и с несколько большего расстояния от пунктов регистрации. Если бы реальная подкоровая скоростная структура непосредственно вдоль профиля не отличалась значительно от структуры на удалении 100–200 км от него (что, видимо, и характерно для первой четверки северных станций), то варианты *A* и *B* не имели бы существенных различий. Выявленные различия коррелируются с меридиональными сечениями скоростных аномалий, рассчитанными по поверхностным волнам [13], а также с интенсивностью позднекайнозойских вулканических полей. В районах, где под корой по данным receiver function наблюдается повышение скорости, позднекайнозойские вулканические поля не обнаружены. Общим для моделей *A* и *B* является скоростная структура коры, рельеф Мохо и наличие низкоскоростной мантии под всеми активными областями.

Согласованность скоростных минимумов в коре и мантии с топографическим рельефом, с понижением плотности и электрического сопротивления под корой, с данными по тепловому потоку [14] и распределением вулканических полей позволяет предположить, что процесс активизации Монголо-Сибирской горной страны в значительной степени связан с подъёмом астеносферы к подошве земной коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64996).

- [1] Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недра Байкала по сейсмическим данным. – Новосибирск: Наука, 1981. – 105 с.
- [2] Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н. Структура верхней мантии по профилю Байкал-Ямал («РИФТ»), полученная с применением мирных ядерных взрывов // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 9. – С. 66–76.
- [3] Ten Brink Uri S. and Michael H. Taylor. Crustal structure of central Lake Baikal: Insights into intracontinental rifting // Journal of Geophysical research. – 2002. – V. 107. – B. 7, 10.1029/2001JB000300.
- [4] Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. – Новосибирск: Наука, 1979. – 104 с.
- [5] Мордвинова В.В. Спектры сейсмических колебаний и толщина литосферы в южных районах Сибири // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1988. – № 5. – С. 12–20.
- [6] Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2003. – V. 138. – P. 263–278.
- [7] Bushenkova N., Tychkov S., Koulakov I. Tomography on PP-P waves and its application for investigation of the upper mantle in central Siberia // Tectonophysics. – 2002. – № 358. – P. 57–76.
- [8] Petit C., Kulakov I.Yu., Deverchere J. Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications // Tectonophysics. – 1998. – V. 296. – P. 125–144.
- [9] Мордвинова В.В., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др. Телесейсмическая томография и тонкая скоростная структура в Восточной Сибири и Центральной Азии по телесейсмическим записям объёмных волн // Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – С. 64–89.
- [10] Артемьев А.А., Мордвинова В.В., Клыкова В.Д., Гао С.С., Дешамп А. 3D модель распределения скорости на юге Байкальской рифтовой зоны по обменным P-S волнам // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». – Иркутск, 2004. – С. 23–27.
- [11] Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh. et al. Low seismic velocity layers in the Earth's

- crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // *Tectonophysics*. – 2002. – V. 359. – P. 307–327.
- [12] Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. and Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // *Journal of Geodynamics*. – 1990. – № 11. – P. 327–342.
- [13] Shapiro N.M. and 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.
- [14] Lysak S.V. and Dorofeeva R.P. Thermal state of lithosphere in Mongolia // *Russian Geology and Geophysics*. – 2003. – V. 44, № 9. – P. 929–941.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО ХАНГАЯ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В.В. Мордвинова, Е.Х. Турутанов, В.В. Травников, А.А. Артемьев

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

Знание глубинной структуры необходимо для исследования её вещественного состава, для корректной постановки геодинамических задач. Основными инструментами для изучения структуры земной коры являются геологические методы. Однако, как отмечается исследователями [1, 2], пространственные связи отдельных составных частей коры во многих случаях остаются неясными даже в пределах сравнительно локальных областей. Целесообразна совместная интерпретация геологических и геофизических данных, чтобы установить, например, толщину аллохтонов, объёмы интрузивов, направления падения крупных геологических тел. В свою очередь, комплексирование результатов сейсмического и гравиметрического моделирования сужает область неоднозначности получаемых моделей глубинной структуры. Исходными материалами для этих методов служат коллекции записей колебаний различных телесейсмических волн, зарегистрированных на станциях в изучаемых районах, и гравиметрические аномалии.

Для выяснения глубинного строения Хангайского батолита были проинтерпретированы гравитационные декомпенсационные аномалии в районе профиля, на котором располагались сейсмические станции (рис. 1). Результаты количественных расчетов подтвердили возникшее при качественном анализе гравитационного поля предположение о том, что все крупные и ряд других, более мелких разновозрастных гранитных массивов, расположенных в пределах полосы пониженных значений гравитационного поля, на глубине сливаются в единое интрузивное тело. В среднем толщина массива составляет 5–7 км, хотя на отдельных участках она достигает 12–15 км (рис. 1). Эти участки совпадают с зонами пересечения крупных разломов и могли являться подводящими каналами гранитной магмы.

К сожалению, в то время как гравиметрическое поле измерено достаточно равномерно по площади, интересные в тектоническом отношении районы, в частности труднодоступные районы Центральной Азии, обделены телесейсмическими данными. Записи стационарных редко расположенных сейсмостанций с узким частотным диапазоном, как правило, не удовлетворяют задачам глубинных исследований. Специальные эксперименты (региональные телесейсмические наблюдения широкополосными станциями, равномерно и достаточно плотно распределёнными по площади или линейно) всё ещё являются исключением. В данной работе мы используем записи ряда профильных сейсмостанций такого эксперимента (MOBAL_2003) для анализа структуры верхней части земной коры в районе Восточного Хангая (рис. 1).

Для построения модели распределения скоростей поперечных сейсмических волн (так называемой скоростной структуры) применена модификация метода функции приёмника (receiver function P-to-S) [3–5]. Согласно методике выделены функции обменных волн SV, наиболее чувствительных к перепадам сейсмических скоростей и плотности в среде на различных глубинах в районе приема этих волн. Полученные функции использованы для решения обратной задачи – определения скоростного разреза $V_s(h)$ в районе наблюдения. Зависимости скорости от глубины для района каждой станции рассчитаны с большой детальностью. Шаг моделей по глубине для первых четырех километров равен 0.5 км. Для остальной исследуемой толщи шаг моделей примерно равен 1 км. По этим стационарным зависимостям методом линейной интерполяции построен двумер-

ный (глубина-расстояние) скоростной разрез, детальность которого по глубине определяется детальностью индивидуальных разрезов $V_s(h)$ с учётом неизбежного сглаживания при линейной интерполяции [6]. Детальность по горизонтали значительно меньше и зависит от расстояния между станциями (40–60 км в пределах Восточного Хангая).

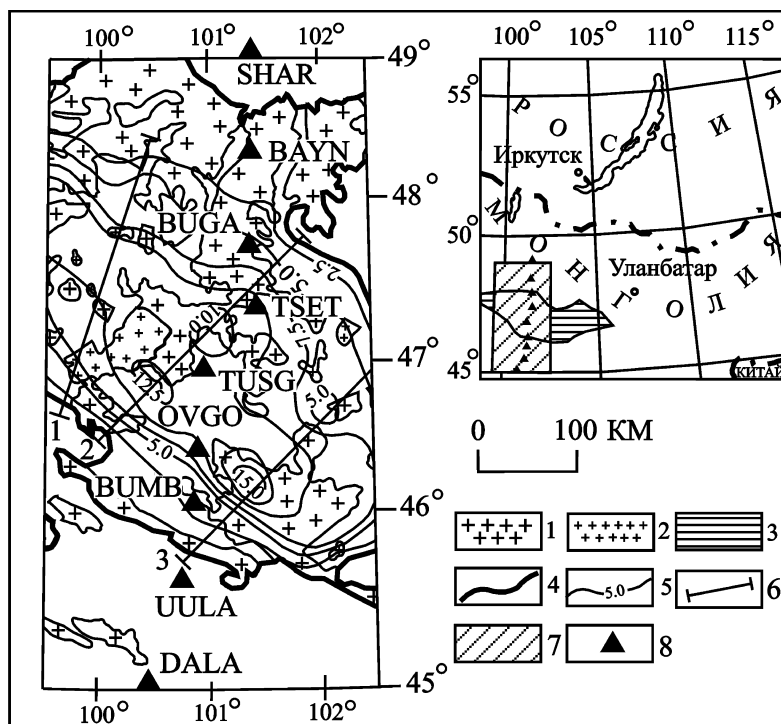


Рис. 1. Схема изолиний толщины Хангайского гранитоидного батолита:

1 – гранитоиды Pz; 2 – гранитоиды Mz; 3 – Хангайское нагорье; 4 – контуры проекции Хангайского батолита на земную поверхность; 5 – изолинии толщины батолита, км; 6 – линии интерпретационных разрезов; 7 – район исследований; 8 – положение сейсмических станций.

Величины скоростей в рассматриваемом диапазоне глубин определяются с небольшой погрешностью ($\sigma=0.2$ км/с до глубины 5 км и уменьшается до 0.1 км/с на большей глубине). Как и всем обратным задачам геофизики, инверсии приёмных функций свойственна неоднозначность. На рис. 2 приведены три скоростные модели, полученные по различным входным параметрам (параметры указаны в подписи к рисунку). Изолиния 3.8 км/с сохраняет стабильное положение при изменении параметров. Изолиния 3.6 км/с существенно изменяет свою конфигурацию, выявляя неоднородность среды в этом диапазоне глубин, по-видимому, в значительной степени обусловленную распределением гранитных массивов. Различия объясняются тем, что скоростной разрез **А** построен по более детальным и локальным данным. Используемый для **А** и **В** диапазон частот 0.01–0.90 Гц; промежуток времени, по которому минимизируется расхождение между наблюдаемыми и теоретическими функциями (интервал минимизации), ограничен 15 с. Число слоёв исходной модели для **А** и **В** равно 60, тогда как в модели **В** 40 слоёв. К тому же, в отличие от **А**, разрезы **Б** и **В** выполнены по данным землетрясений не со всех азимутов, а только по тем событиям, которые произошли юго-восточнее линии профиля, то есть характеризуют структуру, примыкающую к линии профиля с юго-востока. Не случайно сопоставление с результатами гравиметрического моделирования по детальным площадным данным также в пользу разреза **А**.

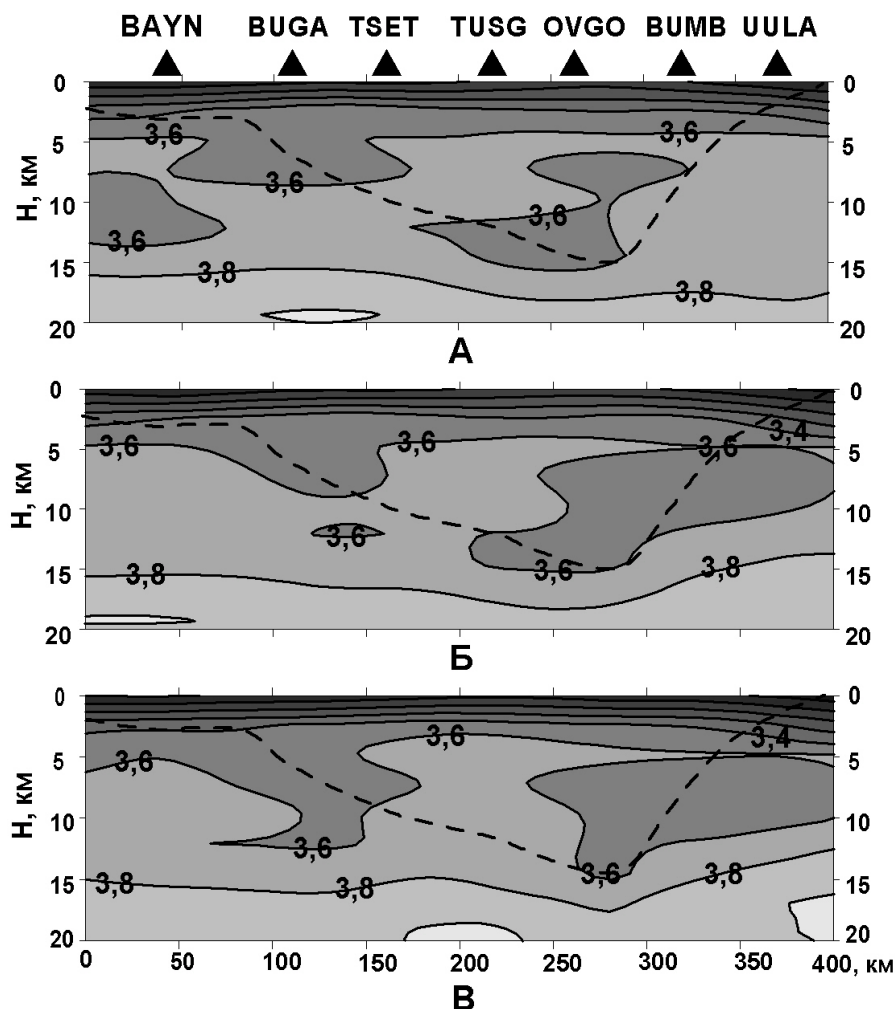


Рис. 2. Разрезы скоростей S-волн Восточного Хангая по телесейсмическим данным профиля MOBAL_2003.

А – разрез получен : а) по приемным функциям землетрясений со всех азимутов; б) в диапазоне частот 0,01– 0,9 Гц; в) с интервалом минимизации от -5 до -15 с; г) по числу слоев исходной модели, N, равному 60; д) сглаживанием скоростного поля $V_s(h)$ для профиля из 18 станций по сетке (grid) 20 x 30.

Б – а) диапазон азимутов землетрясений 80–155°; б) диапазон частот 0,01 – 0,90 Гц; в) интервал минимизации от -5 до -15 с; г) N = 60; д) grid 20 x 30.

В – а) диапазон азимутов землетрясений 80–155°; б) диапазон частот 0,01 – 0,25 Гц; в) интервал минимизации от -5 до -22 с; г) N = 40; д) grid 20 x 30.

Все исходные модели $V_s(h)$ рассчитаны для максимальной глубины 65 км. Пунктирной линией на всех разрезах очерчен контур подошвы интрузивного тела, выделенного по гравиметрическим данным.

На качественном уровне все модели не противоречат друг другу. Совпадают позиции минимумов скорости и плотности, вергентность изолиний скорости и толщины гранитоидов. Однако, несмотря на принципиальное сходство гравиметрического разреза с сейсмологическими (особенно с разрезом А), отмечается и существенное отличие сейсмологических моделей от гравиметрической. Таким отличием является более высокая скорость (и плотность) в районе станции TUSG, что противоречит выводу, сделанному только на основании гравиметрии. При совместном сейсмо-гравиметрическом моделировании областям с такими противоречивыми результатами будет уделено особое внимание. Целесообразно и дальнейшее расширение наблюдательной сейсмической базы в регионе, необходимое для получения объёмных моделей скоростной структуры [7].

В этой связи нужно отметить также следующее: с развитием сейсмических сетей и методов математического моделирования на смену слишком осреднённым сейсмологическим скоростным моделям приходят новые, более детальные. В некоторых регионах уже в настоящее время накоплено некоторое их количество. Полученные различными методами и по различным данным, они, как правило, очень отличаются друг от друга. На нашем примере видно, что при решении конкретных вещественных задач необходимо делать тщательный выбор среди моделей глубинного строения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64996, 04-05-64850) и интеграционного проекта 6.17.

- [1] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. – 1994. – № 7–8. – С. 94–110.
- [2] Турутанов Е.Х., Арвисбаатар Н. Структура земной коры Северо-Восточной Монголии по геофизическим данным // Труды V Российско-Монгольской конференции по астрономии и геофизике. – Иркутск: Институт солнечно-земной физики СО РАН, 2005. – С. 140–142.
- [3] Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1977. – V. 15. – P. 39–45.
- [4] Kind R., Kosarev G.L., Petersen N.V. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN) // Geophys. J. International. – 1995. – V. 121. – P. 191–202.
- [5] Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko V.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // Tectonophysics. – 2002. – V. 359. – P. 307–327.
- [6] Mordvinova V.V., Deschamps A., Devershere J. et al. Velocity structure of the lithosphere on the Siberian platform – Goby-Altai profile on the base of teleseismic experiment «MOBAL 2003» // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли (Материалы 2-го международного симпозиума 12–16 сентября 2005, г. Новосибирск). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – С. 223–227.
- [7] Артемьев А.А., Мордвинова В.В., Клыкова В.Д., Гао С.С., Дешамп А. 3D модель распределения скорости на юге Байкальской рифтовой зоны по обменным PS-волнам // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (Иркутск, 19–22 октября 2004 г.) – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. – Т. 1. – С. 23–26.

U-Pb SHRIMP ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЛУТОНИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИКАТ-БАГДАРИНСКОЙ И АГИНСКОЙ ЗОН (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*Г.Е. Некрасов**, *С.В. Руженцев**, *С.Л. Пресняков***, *Н.В. Родионов***,
*Д.А. Лыхин****, *Б.Г. Голионко**

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

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

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

В 2004–2005 годах в процессе работ по программе «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» были отобраны цирконы из плутонических, изверженных и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон Забайкалья. В предлагаемой публикации приводятся результаты U-Pb датирования некоторых из них на ионном микрозонде SHRIMP-II.

1. В Икат-Багдаринской зоне были выделены и проанализированы цирконы из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов (бассейн р. Ауник) и пластовых тел аляскитовых гранитов (бассейн р. Полютковский) Шаманского выступа фундамента Багдаринского фрагмента герцинской покровно-складчатой структуры, получившей название Багдаринской синформы [1], а также цирконы из фельзитов правобережья верховья р. Усой, относимых исследователями к усойской свите.

Циркон плагиогранитов мигматизированных амфиболитов представлен преимущественно прозрачными слабоокрашенными в розоватый цвет идиоморфными кристаллами призматического габитуса с коэффициентом удлинения 1.5–3.0. Состоит из зональных ядер роста, достигающих в поперечнике 60–180 мкм и зональных оболочек шириной 5–77 мкм. По ядрам роста и оболочкам в семи точках из восьми для этих цирконов получено конкордантное значение возраста в 971.9 ± 14 млн лет (СКВО=2.1). В одной точке из периферической части зональной оболочки одного из призматических кристаллов цирконов возраст оказался моложе – 766 ± 20 млн лет (СКВО=0.36). Фракция цирконов из аляскитовых гранитов отличается от цирконов из плагиогранитных жил более крупным размером зерен, меньшим коэффициентом удлинения и отчетливо выраженными в ряде зерен следами растворения в центральной и периферических частях. В четырех точках измерения из пяти для их центральных и периферических частей получен возраст в 908 ± 7.6 млн лет (СКВО=0.083). Возраст зональной оболочки одного из кристаллов оказался 469 ± 11 млн лет (СКВО=0.098).

Циркон фельзитов усойской свиты, как и циркон из плагиогранитных жил, однороден. Представлен исключительно хорошо ограненными призматическими кристаллами с коэффициентами удлинения 2.0–3.0. Имеет хорошо выраженные зональные ядра роста (занимающие в отдельных кристаллах более половины объема) и зональные оболочки, в отдельных зернах с очень тонкой правильной зональностью. В процессе измерения в них изотопных отношений в шести точках из восьми возраст цирконов определен в 837.4 ± 11 млн лет (СКВО=0.13), в двух точках – в 789.7 ± 8.5 млн лет (СКВО=0.98).

Первые три из полученных цифр датируют верхний возрастной предел метаморфического субстрата фундамента Багдаринской структуры и этапы его гранитизации. Датировка в 469 ± 11 млн лет в определенной мере коррелируется с Sm-Nd изохронным возрастом 545 ± 15 млн лет, полученным по плагиоклазам габбро-пегматитов и псевдоморфозам амфибола по цветному минералу в габбро [2], и определяет, на наш взгляд, возраст зеленосланцевого метаморфизма (O_2-O_3).

Возраст фельзитов усойской свиты фиксирует, по-видимому, заложение здесь неопротерозойского окраинно-континентального вулканического пояса либо островодужной системы [3].

2. В Агинской зоне анализировались цирконы из габбро-диоритов Цугольского габбро-гранитного массива и цирконы из пластовых тел бластомилонитизированных плутонических пород кислого и умеренно кислого состава, насыщающих разрез основных бластомилонитизированных пород кулиндинской свиты в бассейне р. Шилки. В некоторых публикациях последние объединяются вместе с тектонически совмещенными с ними серпентинитами в офиолитовую ассоциацию рифейского возраста [4].

Цугольский габбро-гранитный массив объединяет габбро, габбро-диориты и диориты чонгульского комплекса и граниты жипхошинского комплекса [5, 6]. В работе [6] габброиды массива отнесены к докембрию, а граниты – к карбону. В работе [5] и габбро и граниты датируются докембрием. Массив сложен, по нашим данным, неравномерно расслоенными габброидами, габбро-диоритами, диоритами и подчиненными им гранитами, формирующими среди габброидов конформные с расслоенностью в габбро пластовые тела мощностью 5–20 м и более крупные линзовидные тела мощностью в 100 и протяженностью в несколько сотен метров. Наблюдаемые в коренных обнажениях переходы между ними и габбро носят постепенный характер. Выражены зонками такситовых пород мощностью 10–15 см, текстурные и структурные особенности которых указывают на формирование их в условиях смешения базальтового и гранитного расплавов. Выделенные из габброидов цирконы характеризуются однородностью, представлены целиком цирконами призматического габитуса с коэффициентом удлинения 3.5–3.8 и хорошо развитой магматической зональностью. По центральным и периферическим частям цирконов в восьми точках из десяти получен возраст 448.2 ± 9.1 млн лет ($СКВО=0.68$), что соответствует среднему ордовику.

С учетом полученных нами данных о характере соотношений габброидов с гранитами последние, вероятно, имеют тот же либо близкий возраст.

Кислые и умеренно кислые бластомилонитизированные плутонические породы кулиндинской свиты формируют в ее разрезе конформные, в ряде случаев идеально конформные пластовые тела мощностью 5–25 м. Было опробовано на циркон пластовое тело лейкократовых существенно биотит-кварцевых бластомилонитов, приближающихся по составу к лейкократовым калиевым гранитам, и тело более меланократовых биотит-амфиболовых бластомилонитов, состав которых отвечает тоналитам.

Первое из опробованных тел локализовано в экзоконтакте висячего бока пластовой интрузии сретенских гранит-порфиров. Имеет ярко выраженную флазерную текстуру. Сложено тонкополосчатой матрицей биотит-кварцевого состава, заключающей обтекаемые ею ксенокристы калиевого полевого шпата размером до 1×3 см, наполненные изометричными включениями кварца и замещающиеся в краях агрегатом кварца и биотита матрицы. Выделенный из них циркон принадлежит трем морфологическим типам. Первый из них преобладает. Представлен сглаженными короткопризматическими кристаллами со сложно построенной «амебообразной» внутренней частью и узкой слабозональной оболочкой. Для второго характерны изометричные зерна, наполненные в центральной части включениями постороннего материала, и широкая оболочка секториального строения. В ряде зерен имеется широкая кайма. Третий тип объединяет относительно более крупные изометричные тонкозональные зерна, как правило, со следами растворения. Возраст ядра зерен второго типа и возраст оболочек зерен первого типа в четырех точках из пяти определен в 763.6 ± 8 млн лет ($СКВО=10.6$). Измерение возраста оболочки в одном из зерен первого типа и два измерения по зональной оболочке и зональному ядру в зернах третьего типа дали значения его соответственно 731 ± 15 , 704 ± 10 , 533.4 ± 8.4 млн лет при СКВО, равном соответственно 3.3, 0.51 и 0.069.

Возраст каймы в одном из зерен второго типа определен в 515 ± 5.4 млн лет ($СКВО=3.7$).

Своеобразие морфологических типов цирконов, следы сглаживания и растворения и полученный для них широкий диапазон возрастов с большими значениями среднеквадратичных отклонений показывают, что мы имеем здесь дело, скорее всего, с ксеноцирконовым материалом, вовлеченным в магматический расплав в процессе плавления корового субстрата. Природа и возраст протолита бластомитизированной породы остаются неясными. Не исключено, что это дериват позднеюрских гранитоидов сретенского комплекса. Возможно также, что это детритовые цирконы, указывающие на парапетаморфическую природу субстрата. Возраст субстрата в этом случае может быть оценен, с большой долей вероятности, цифрой в 515 ± 5.4 ($\epsilon_1 - \epsilon_2$), полученной для каймы зерен цирконов второго типа.

Цирконы, выделенные из тел бластомилонитов тоналитового состава, характеризуются однородностью. Представлены идиоморфными призматическими кристаллами с коэффициентом удлинения 3.0–5.0. Имеют зональные ядра роста и зональные оболочки. По трем точкам, одной в зональной оболочке и двум в ядрах роста, по ним получен возраст 253.2 ± 6.6 млн лет ($СКВО=0.54$), что соответствует границе поздней перм-триаса.

Полученная цифра характеризует верхний возрастной предел возраста протолита меланократовых существенно амфиболовых бластомилонитов основной части разреза кулиндинской свиты и нижний возрастной предел этапа его бластомилонитизации и бластомилонитизации части пластовых тел кислых и умеренно кислых интрузивных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и РФФИ, проект № 05-05-65027.

- [1] Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии / Отв. ред. М.Г. Леонов. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 171–196.
- [2] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Шалаев В.С., Беязцкий Б.В. Палеозойские габбровые и диорит-габбровые комплексы южной части Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. – СПб, 2003. – С. 440–442.
- [3] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитов и палеозойских складчатых образований юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [4] Гусев Г.С., Песков А.И. Новые данные о рифейских офиолитах Пришилкинского сегмента Монголо-Охотского шва // Докл. РАН. – 1993. – Т. 333, № 2. – С. 220–223.
- [5] Геологическая карта Читинской области (масштаб 1:500 000) / Ред. И.Г. Рутштейн. – Чита: ПГО «Читагеология», 1989.
- [6] Геологическая карта 1:200 000. Лист М-50-VIII. – Чита: ФГУГПС «Читагеолсъемка», 2002.

ВЛИЯНИЕ АФТЕРШОКОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СКОРОСТЬ СЕЙСМОГЕННОЙ ЭРОЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА)

Р.К. Ненон, А.Р. Азатова

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

Сейсмическая активность наряду с тектонической, ледниковой и флювиальной деятельностью относится к основным процессам, формирующим горный рельеф. Результатом такой активности являются поверхностные деформации, сопровождающие сильнейшие землетрясения, – сейсмодислокации [1]. При этом основной вклад в преобразование поверхности вносят вторичные сейсмогравитационные дислокации – сейсмообвалы, сейсмооползни и прочие смещения горных масс на склонах, инициируемые сейсмическими толчками. В подавляющем большинстве случаев наиболее значительный объем материала перемещается в результате главного толчка с максимальной магнитудой. Однако влияние афтершоковой деятельности на преобразование рельефа, которое для определенного промежутка времени удобно оценивать как скорость сейсмогенной эрозии, изучено крайне слабо, а для Алтайского региона такие исследования не проводились вообще. В данной работе предпринята попытка оценить влияние афтершоковой деятельности на скорость сейсмогенной эрозии на примере афтершоков Чуйского землетрясения 2003 г., произошедшего в юго-восточной части Горного Алтая.

Связь магнитуды землетрясения M с общим объемом вызванных им оползней V_{LT} исследована в работах Д. Кифер [2, 3]. Несмотря на региональное разнообразие геологических и климатических особенностей, параметров самих землетрясений, Д. Кифер вывел степенную зависимость V_{LT} от магнитуды землетрясения M . Б.Д. Маламуд [4], дополнив эти исследования новыми данными, предложил следующую зависимость, которую мы и будем использовать в дальнейшем:

$$\log V_{LT} = 1.42M - 11.26(\pm 0.52). \quad (1)$$

Значение в скобках представляет собой стандартное отклонение величины.

Таким образом, скорость сейсмогенной эрозии, т.е. скорость изменения рельефа за счет обвалов и оползней, имеющих сейсмическую природу, можно рассчитать по формуле:

$$\dot{h} = \frac{\sum V_{LT}}{S * T}, \quad (2)$$

где $\dot{h}$ – скорость сейсмогенной эрозии, а $\sum V_{LT}$ – сумма общего объема перемещенного материала по всем крупным сейсмособытиям для рассматриваемой территории с площадью S за промежуток времени T .

Для более точной оценки скорости сейсмогенной эрозии необходимо рассматривать по возможности все крупные землетрясения, произошедшие на изучаемой территории за определенный промежуток времени. С учетом того, что датирование палеосейсмодислокаций представляет собой отдельную проблему, целесообразно рассматривать интервал времени T , значительно больший, чем характерный период повторяемости крупных землетрясений. Для Горного Алтая таким временным интервалом является голоцен, так как период повторяемости крупных землетрясений на его территории составляет 1-3 тыс. лет [5], а голоценовый возраст палеосейсмодислокаций относительно просто устанавливается по соотношению с другими формами рельефа. Следует учитывать также, что каждому сейсмособытию соответствует зона дислокаций определенной площади. Оценка размера этой зоны приводится, например, в работах [6, 7]. Если пло-

щадь изучаемой территории меньше площади этой характерной зоны, то в соотношении (2) необходимо учитывать именно последнюю площадь.

Для того чтобы учесть дополнительный вклад в сейсмогенную эрозию, вносимый сейсмообвалами/оползнями, возникшими в результате афтершоковой деятельности, необходимо рассчитать общий объем перемещенного в результате этой деятельности материала. Инструментальные наблюдения [8, 9] в различных сейсмоопасных районах мира показали, что афтершоковый процесс имеет место практически при всех достаточно сильных землетрясениях. При этом афтершоки могут быть различной силы, а зависимость $\lg N(K)$ хорошо аппроксимируется прямой линией:

$$\lg N = -\gamma \cdot K + A, \quad (3)$$

где K – энергетический класс землетрясения, т.е. десятичный логарифм энергии сейсмособытия, выраженной в джоулях, N – число событий в данном классе, A – константа. Соотношение (3) носит название закона повторяемости землетрясений или графика повторяемости, а коэффициент γ относится к одному из основных параметров сейсмического режима и рассчитывается для каждой территории или набора сейсмособытий отдельно. При этом величины K и M не являются независимыми:

$$K = 1.8 \cdot M + 4. \quad (4)$$

Для того чтобы рассчитать общий объем обвально-оползневого материала, перемещенного в результате афтершоковой деятельности, перепишем соотношение (3), используя выражение (4), в виде:

$$\lg N = -1.8 \cdot \gamma \cdot M + \lg a,$$

где a – константа, и далее:

$$N = a \cdot 10^{-1.8 \cdot \gamma \cdot M}, \quad (5)$$

$$dN = -1.8 \cdot a \cdot \gamma \cdot \ln(10) \cdot 10^{-1.8 \cdot \gamma \cdot M} dM. \quad (6)$$

Уравнение (1) можно переписать в виде

$$V_{LT} = 10^{-11.26 \pm 0.52} \cdot 10^{1.42 \cdot M}. \quad (7)$$

Суммируя общий объем перемещенного материала для отдельного толчка по всем афтершокам, находим V_A – значение общего объема перемещенного материала для афтершоковой деятельности за определенный период:

$$V_A = - \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} V_{LT}(M) dN(M).$$

Используя далее (6) и (7), получаем

$$V_A = 1.8 \cdot a \cdot \gamma \cdot \ln(10) \cdot 10^{-11.26 \pm 0.52} \cdot \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} 10^{(1.42 - 1.8 \cdot \gamma)M} dM. \quad (8)$$

Обозначим ΔM разницу между магнитудами основного толчка и сильнейшего афтершока. Тогда нижний предел интегрирования в (8) равен нулю, а верхний $M - \Delta M$, где M – магнитуда основного сейсмособытия. После интегрирования получаем:

$$V_A \approx \frac{1.8 \cdot a \cdot \gamma}{1.42 - 1.8 \cdot \gamma} \cdot 10^{-11.26 \pm 0.52} \cdot 10^{(1.42 - 1.8 \cdot \gamma) \cdot (M - \Delta M)},$$

откуда, используя соотношение (7), легко оценить общий объем перемещенного материала в результате всей афтершоковой деятельности.

$$\frac{V_A}{V_{LT}} = \frac{1.8 \cdot a \cdot \gamma}{1.42 - 1.8 \cdot \gamma} \cdot 10^{(1.42 - 1.8 \cdot \gamma) \cdot (M - \Delta M) - 1.42 \cdot M}. \quad (9)$$

Значение коэффициента a находится из условия единственности максимального афтершока, т. е. $N=1$ при магнитуде, равной $M - \Delta M$ в соотношении (5)

$$a = 10^{1.8 \gamma (M - \Delta M)},$$

и далее, после подстановки в (9), получаем

$$\frac{V_A}{V_{LT}} = \frac{1.8 \cdot \gamma}{1.42 - 1.8 \cdot \gamma} \cdot 10^{-1.42 \cdot \Delta M}. \quad (10)$$

Соотношение (10) позволяет оценить вклад, вносимый в сейсмогенную эрозию обвалами и оползнями, возникшими в результате всей афтершоковой деятельности. Для этого необходимо определить региональный показатель γ и характерную разницу магнитуд основного толчка и крупнейшего афтершока для конкретной территории. Если для этого воспользоваться законом Бота и магнитуду сильнейшего афтершока принимать в среднем на 1.2 единицы меньше магнитуды основного толчка [10], то вклад всей афтершоковой деятельности, вносимый в сейсмогенную эрозию, составит менее 4 %. В то же время, если принять значение $\Delta M = 0.6$, как это было в случае Чуйского землетрясения 2003 г. [11], то вклад всей афтершоковой деятельности, вносимый в сейсмогенную эрозию, составит уже 21.8 %. Таким образом, общий вклад афтершоковой деятельности в сейсмогенную эрозию рельефа принципиальным образом зависит от разности магнитуд основного толчка и сильнейшего афтершока, а соотношение (2) представляет собой оценку скорости сейсмогенной эрозии снизу, так как не учитывает вклад, вносимый афтершоковой деятельностью.

Проверка полученных соотношений была проведена на примере афтершокового процесса Чуйского землетрясения 2003 г. На данный момент детальный анализ всей афтершоковой деятельности еще не завершен. В своей работе мы использовали данные о толчках на период с 27 сентября 2003 г. по 31 мая 2004 г. [11]. При этом энергетические показатели сейсмособытий, за исключением двух крупнейших, пересчитывались по формуле (4). Значение γ принято равным 0.48 [12]. Фактическое значение общего объема перемещенного материала по всем толчкам за этот период, рассчитанное с помощью соотношения (1), составило 0.023 км³. Таким образом, вклад всей афтершоковой деятельности за рассматриваемый период в общий объем перемещенного со склонов материала и, следовательно, в скорость сейсмогенной эрозии составил 18.2 %. Эта же величина, рассчитанная из соотношения (10), дает значение 21.8 %, что подтверждает правильность приведенных выше рассуждений.

Таким образом, следует еще раз подчеркнуть, что влияние всей афтершоковой деятельности на скорость сейсмогенной эрозии в значительной мере определяется разностью магнитуд основного толчка и сильнейшего афтершока. Предполагая схожий механизм возникновения сильнейших палеоземлетрясений Юго-Восточного Алтая и Чуйского землетрясения 2003 г. и протекания их афтершоковой деятельности, можно ввести региональный коэффициент $\alpha = 1.2$, учитывающий вклад афтершокового процесса в скорость сейсмогенной эрозии. Тогда соотношение (2) может быть записано в виде:

$$\dot{h} = \alpha \cdot \frac{\sum V_{LT}}{S * T}, \quad (11)$$

где α – коэффициент, учитывающий афтершоковую деятельность. Для оценки скорости региональной эрозии снизу, без учета вклада, вносимого афтершоковым процессом, коэффициент α в соотношении (11) следует брать равным 1.

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

- [1] Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. – 188 с.
- [2] Keefer D.K. Landslides caused by earthquakes // Geological Society of America Bulletin. – 1984. – 95. – P. 406–421.

- [3] Keefer D.K. Investigating landslides caused by earthquakes – a historical review // *Surveys in Geophysics*. – 2002. – V. 23. – P. 473–510.
- [4] Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P. Landslides, earthquakes and erosion // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2004. – 229. – P. 45–59.
- [5] Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 130 с.
- [6] Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмоструктура и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1983. – 240 с.
- [7] Novius N., Stark C.P., Allen P.A. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // *Geology*. – 1997. – 25. – P. 801–804.
- [8] Пузырев Н.Н. Методы сейсмических исследований. – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1992. – 236 с.
- [9] Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 375 с.
- [10] Bath M. Lateral inhomogeneities in upper mantle // *Tectonophysics*. – 1965. – 2. – P. 483–514.
- [11] Лескова Е.В., Еманов А.А. Характер деформаций в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (27 сентября 2003 г., $M=17$, Горный Алтай) по данным анализа фокальных механизмов афтершоков // *Физическая мезомеханика*. – 2006. – Т. 9, № 1. – С. 51–55.
- [12] Гайский В.И., Жалковский Н.Д. Исследование повторяемости землетрясений Западной Тувы // *Докл. АН СССР. Физика Земли*. – 1971. – Т. 9. – С. 16–27.

РИФТОГЕННЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ОТРАЖЕНИЕ РАННИХ СТАДИЙ РАСКРЫТИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

А.Д. Ножкин, А.А. Постников***

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

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

Исследование неопротерозойских комплексов окраины Сибирского кратона и его обрамления представляет значительный интерес в решении проблем реконструкции процессов формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса на стадиях его заложения и, особенно, на стадиях раскрытия и ранних этапах эволюции Палеоазиатского океана. Индикаторами этих процессов являются рифтогенные вулканогенно-осадочные комплексы, широко проявленные в структурах неопротерозоя Енисейского кряжа. В постколлизийную эпоху неопротерозойского этапа развития кряжа формируется ряд рифтогенных прогибов. Более ранние из них (Верхневороговский, Глушихинский, Кайтэбинский) развиты в пределах Центрального блока Заангарья и выполнены вулканогенно-осадочными комплексами тунгусикской серии, сформированными после длительного перерыва и глубокой эрозии подстилающих толщ. Поздние прогибы (Тейский, Вороговский, Приангарский, Дашкинский) сложены в нижней части преимущественно субаэральными грубообломочными пестроцветными, а в верхней – морскими терригенно-карбонатными и карбонатными флишеидными отложениями. Осадочные породы этих прогибов (чингасанская, вороговская, широкоинская, ослянская серии) имеют более широкое распространение. В разрезах всех прогибов, за исключением Дашкинского, присутствуют вулканогенные породы.

Наиболее интенсивно и достаточно контрастно неопротерозойский вулканизм проявился на разных стратиграфических уровнях в северо-западной части Тейско-Чапского прогиба, в Верхневороговской грабен-синклинали – типичной внутриконтинентальной рифтовой структуре. Расположена она в верховьях р. Вороговка, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние около 40 км; с СЗ и СВ ограничена дизъюнктивами, являющимися северным продолжением Татарско-Ишимбинской зоны разломов. В сводном разрезе грабен-синклинали выделяется четыре свиты: ковригинская, водораздельнинская (быстринская), карьерная (луговская) и чивидинская (захребтинская). Две нижние из них относятся к верхневороговской серии, коррелируемой с верхними горизонтами тунгусикской (киргитейская подсерия), а две верхние к – чингасанской серии.

Для отложений ковригинской свиты характерны грубообломочный облик и фациальная невыдержанность пород, широкое развитие продуктов основного и кислого вулканизма и значительная неравномерность метаморфизма. Степень метаморфизма нарастает с востока на запад, по направлению к ограничивающему структуру надвигу. В восточном крыле синклинали базальная пачка мощностью около 60 м представлена регрессивной серией чередующихся сиренево-серых алевролитов, песчаников, гравелистов и мелкогалечниковых конгломератов. Эти субаэральные пестроцветные грубообломочные отложения с перерывом и несогласием залегают на филлитах, относящихся к сухопитской серии. В западной части структуры (г. Коврига) в нижней, вскрытой скважинами, части разреза наблюдается переслаивание биотитсодержащих алевросланцев и метапесчаников с metabазальтами и метариолитоидами. Выше кислые и основные эф-

фузивы чередуются с песчаниками, гравелитами, а затем и конгломератами, которые постепенно вверх по разрезу регрессивно-ритмично замещают песчаники. До 50-60 % объема пачки, общей мощностью 350-400 м, приходится на кислые вулканогенные породы – метариолитоиды. Сравнительно свежие туфы кислого состава, чередующиеся с лавами риолитов, развиты в нижней части ковригинской свиты на северо-востоке структуры. Здесь же закартирован ряд экструзивных и субвулканических тел риолитов мощностью до 250-300 м. Верхняя часть разреза ковригинской свиты (мощность 150-200 м) сложена пестроцветными, груборитмичнослоистыми мелководными олигомиктовыми песчаниками и гравелитами, со знаками ряби и кривой слоистостью, а также фиолетово-серыми алевролитами и филлитовыми сланцами. Водораздельнинская свита залегает согласно на отложениях ковригинской и представлена песчаниками, темно-серыми и лиловыми алевролитами и черными углеродистыми сланцами, а также вулканогенными породами. Эффузивы образуют выдержанные по простиранию потоки метабазальтов (плагноклазовых порфиритов), реже туфов, мощностью от 1 до 35 м. В разрезе пачки около 30 пластовых тел, образующих серии сближенных потоков. Наряду с телами эффузивного происхождения наблюдаются силлы и дайки базитов такого же состава. В верхах пачки развиты хлоритоидные сланцы, среди которых залегает мощное (около 200 м) пластообразное тело металейкобазальтов. Общая мощность терригенных пород 600-700 м.

Следовательно, в верхневороговской серии вулканогенные породы кислого и основного состава представлены контрастной базальт-риолитовой магматической формацией с антидромной последовательностью вулканизма, характерной для континентальных рифтовых зон. Химический состав кислых метавулканитов отвечает калиевым риолитам, характеризующимся повышенной ($>0,85$) железистостью. Породы обогащены Th (60-90 г/т), РЗЭ и высокозарядными (Nb, Ta, Zr, Hf, Y) элементами, отличаются пониженными La/Sm и Gd/Lu отношениями. По составу они сопоставимы с магматическими породами, характерными для внутриплитных обстановок. Метабазальтоиды по петрохимическому составу соответствуют умеренно глиноземистым базальтам и лейкобазальтам нормальной и повышенной щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 4,4-5,3 \%$). Для них характерны высокие содержания TiO_2 (2,4-2,7 %), ΣFeO (11,5-12,3 %), а также редких элементов – Sr, Ba, Th, ЛРЗЭ, Ta и Hf, повышенные $(\text{La/Yb})_n$ (5-10). Эти породы обладают всеми петрогеохимическими признаками базальтов континентальных рифтовых зон. Следовательно, рифтовая природа верхневороговского метавулканогенно-осадочного комплекса подтверждается как их локальным распространением в структуре грабена, так и спецификой строения разреза, состава осадочных и магматических ассоциаций.

Для геохронологических и изотопно-геохимических исследований отобраны пробы риолитов из экструзивного тела, обнажающегося среди туфогенно-терригенных отложений ковригинской свиты. U-Pb датирование выделенного из риолитов циркона выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике. Морфологические признаки и черты внутренней структуры свидетельствуют о магматической природе и генетической гомогенности исследуемых цирконов. Их конкордантный возраст составляет 753 ± 6 млн лет. Следовательно, результаты U-Pb локального анализа цирконов свидетельствуют о позднем неопротерозойском возрасте риолитов (753 ± 6 млн лет) верхневороговского вулканогенно-осадочного комплекса. Риолиты характеризуются модельным возрастом $T(\text{DM}) = 1961$, $T(\text{DM-2st}) = 2140$ млн лет и $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -8,4$, свидетельствующим о их раннедокембрийском коровом источнике.

Верхняя часть неопротерозойского разреза Верхневороговской структуры образована вулканогенно-терригенными отложениями карьерной (луговской) и чивидинской

(захребетнинской) свит чингасанской серии, слагающими центральную часть грабен-синклинали. Карьерная свита представлена чередованием алевросланцев и кварцитовидных песчаников, содержащих в базальном горизонте линзы гравелитов. Вулканогенно-терригенные отложения чивидинской свиты слагают вулcano-тектоническую структуру, представляющую собой кальдеру обрушения крупного палеовулкана центрального типа. Отложения свиты разделены на три пачки: нижнюю – вулканогенно-осадочную, среднюю – базальтоидную и верхнюю – трахибазальт-щелочно-трахитовую. Нижняя пачка образована преимущественно несортированными конгломератами и гравелитами, давно известными в литературе как тиллиты, валунно-галечниковые агиллиты, которые переслаиваются с базальтами, трахибазальтами и их туфами. Они широко распространены в восточном обрамлении грабен-синклинали, в районе излучины р. Вороговка. Средняя пачка представлена преимущественно субщелочными базальтами, трахибазальтами и их туфами, а верхняя сложена щелочными базальтами, трахитами, трахидолеритами, трахиандезитами и их туфами. Общая мощность 700-800 м. В целом в пределах захребетнинской вулcano-тектонической структуры развита контрастно дифференцированная трахибазальт-щелочно-трахитовая ассоциация, несущая петрогеохимические признаки (повышенные содержания Ti, Fe, P, Na, K, Ba, Sr, Th, U, Zr, Hf, Nb, PЗЭ) субщелочных и щелочных базальтов внутриплитных рифтовых структур. Мономинеральные фракции биотита и пироксена, отобранные из пробы трахидолеритов, исследованы Ag-Ag изотопным методом (Аналитический центр ИГиМ СО РАН). Возраст биотита оказался равным 703 ± 4 млн лет. Это значение принимается за возраст формирования вулканоплутонического комплекса и чивидинской свиты чингасанской серии. Менее чистая фракция титан-авгита, отличающаяся неоднородным спектром, показывает возраст 695 ± 6 млн лет, совпадающий с данными, полученными по биотиту. Следовательно, приведенные материалы свидетельствуют о формировании отложений чингасанской серии в позднем неопротерозе – около 700 млн лет назад.

Вулканогенные образования неопротерозойских эпох широко представлены в других вышеназванных прогибах. Южнее, в Глушихинском прогибе, породы базальт-риолитовой ассоциации развиты в конкинской и орловской свитах, коррелируемых с верхневороговской серией. Максимум эксплозивного материала, а также экструзивных и силлово-дайковых тел сосредоточен в низовьях р. Б. Пит, в Орловской синклинали. В Каитьбинском прогибе среди карбонатно-терригенных отложений горевской и сухоребтинской свит позднего неопротероза размещены вулканогенные образования трахиандезит-андезитобазальт-базальтовой ассоциации. Многочисленные послонные тела базальтоидов и туфов субщелочного состава чередуются с углеродистыми сланцами, глинистыми известняками и кварцитовидными песчаниками. Вулканогенные породы находятся в зоне влияния Татарского глубинного разлома, вдоль которого располагается протяженный пояс даек базальтового, андезитобазальтового и трахиандезитового состава, по петрогеохимическим признакам относящихся к данной породной ассоциации. В Приангарском прогибе, среди терригенно-карбонатных отложений тунгусикской серии, слагающей Устьянгарскую синклираль, распространены продукты вулканизма пикрит-пикробазальт-базальтовой ассоциации. По петрохимическим параметрам устанавливается единый ряд от пикритов до оливиновых и субщелочных базальтов с существенной долей K ($K_2O:Na_2O = 0,3-0,9$) в составе щелочей. Общие особенности этого ряда – обогащенность редкими некогерентными элементами (Ti, Sr, Ba, U, Th, Zr, Hf, Ta), в том числе PЗЭ, отличающимися повышенным $(La/Yb)_n$ (5-11), что является характерным признаком подобных магматических ассоциаций рифтовых систем. Наконец, самой молодой из позднепротерозойских ассоциаций является щелочно-ультраосновная-щелочно-пикритоидная. Представлена она дайками, штоками, силлами, многочисленными трубками взрыва, покровами пикритов, щелочных пикритов, авгититов,

лимбургитов, анкарамитов и лампроитоподобных пород. Размещены они преимущественно среди отложений чингасанской серии, отдельные тела закартированы в нижних горизонтах чапской серии, относящейся к низам венда. В бассейне р. Чапа выделяется два пояса развития пород чапинского комплекса, контролируемых Татарской и Ишим-бинской зонами разломов. Радиологический возраст пород, определенный К-Ar методом по биотиту и валовым пробам, 645-670 млн лет.

На основании приведенных материалов можно сделать вывод о том, что развитие внутриплитного вулканизма происходило в три стадии: 750, 700 и 670-645 млн лет и сопровождалось формированием рифтогенных структур, выполненных вулканогенно-осадочными комплексами. Развитие этих структур в интервале от 750 до 650 млн лет, а также даек и силлов габбро-долеритов в Присянье (760-740 млн лет) [2], ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, распространенных вдоль южной окраины Сибирской платформы (654-632 млн лет) [3], по современным представлениям отвечает ранним стадиям распада суперконтинента Родиния и отделения Лаврентии от Сибири. Процессы раскола вдоль границы этих кратонов запечатлены структурами гигантского дайкового пояса Франклин, максимум активности формирования которого приходится на интервал 723-718 млн лет [3]. Распад Родинии, очевидно, играл ведущую роль в формировании Палеоазиатского океана. Предвестниками растяжения литосферы и последующего раскола суперконтинента могли быть рифтовые структуры с возрастом ≥ 750 млн лет, сопровождавшиеся бимодальным вулканизмом. Начало раскола со стороны Лаврентии фиксируется протяженным дайковым поясом Франклин, со стороны Сибирского кратона – процессами рифтогенеза и проявлениями трахибазальт-щелочно-трахитового вулканизма (возраст 700 млн лет). Зарождение океанической литосферы и развитие островодужных систем, очевидно, произошли 680-640 млн лет назад, о чем свидетельствуют офиолиты Баян-Хангорской зоны с возрастом 670-660 млн лет [3], островодужные системы Присянья (Шумихинско-Кирельская ~ 680 млн лет) и Енисейского кряжа (Предивинская ~ 640 млн лет) [1].

Работа выполнена при поддержке ИП СО РАН–ОНЗ (ОНЗ.10) «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры», ИП СО РАН 6.6, РФФИ (проект № 04-05-64301).

- [1] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 2. – С. 255–259.
- [2] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Пономарчук В.А., Станевич А.М. Неопротерозойские габбро-долериты Бирюсинского блока (юг Сибирского кратона) как возможные индикаторы распада Родинии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Т. 1. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – С. 59–62.
- [3] Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований R3-PZ1 магматических комплексов юга Сибири и ЦАСП // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Т. 2. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – С. 150–153.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ ВОЗРАСТУ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУВЫ (U-Pb МЕТОД ПО ЦИРКОНАМ)

*Ч.К. Ойдуп**, *Ф.П. Леснов***, *И.К. Козаков****, *Е.Б. Сальникова****,
*В.В. Ярмолюк*****, *В.И. Лебедев**

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

** Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН

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

**** Москва, Институт геологии, геохимии и минералогии РАН

В работе обсуждаются первые результаты определения изотопного возраста, полученные уран-свинцовым методом по цирконам для габброидных пород мафит-ультрамафитового комплекса Юго-Западной Тувы.

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса и входящей в его пределы территории Тувы широко распространены разновозрастные мафит-ультрамафитовые комплексы, в том числе входящие в состав офиолитовых ассоциаций. Эти комплексы очень неравномерно исследованы в отношении структурно-тектонической позиции, внутреннего строения массивов, петрографического состава, а также в отношении геохимических свойств и времени становления. При этом более детальному изучению подверглись мафит-ультрамафитовые комплексы восточных и юго-восточных районов Тувы, в значительно меньшей степени изучены такие комплексы в пределах ее юго-западных районов. В настоящее время, наряду с решением проблем петрологии и геохимии мафит-ультрамафитовых комплексов, распространенных на территории Тувы и сопредельных районов Монголии, все большее внимание уделяется вопросам их датирования изотопными методами, что создает благоприятные предпосылки для последующих более обоснованных палеогеодинамических реконструкций. В этот период были выполнены определения возраста Sm-Nd методом по валовым пробам пород ($485 \pm 10,5$ млн лет) из Баянцаганского перидотит-пироксенит-анортозит-габбро-норитового массива, входящего в состав хиргиснурского комплекса в Западной Монголии [1]. По данным Ar-Ar метода по амфиболу из габбро-норитов [2] ($484,2 \pm 2,3$ млн лет) и U-Pb метода по циркону из габбро-анортозитов [3] ($478 \pm 1,4$ млн лет) установлен раннеордовикский возраст Мажалыкского верлит-троктолит-габбрового массива. Имеются определения изотопного возраста для таких мафит-ультрамафитовых массивов Тувы, как Правотарлашкинский (524 млн лет, Ar-Ar метод), Баянкольский (490 млн лет, Ar-Ar метод), Эрзинский (490 млн лет, U-Pb метод по цирконам), Башкымугурский (465 млн лет, Ar-Ar метод), и даек щелочных базальтов (447-441 млн лет) [4-7].

Мафит-ультрамафитовые массивы, расположенные в пределах Юго-Западной Тувы, до настоящего времени остаются малоизученными в геологическом и петрографическом отношении, не говоря о том, что по ним полностью отсутствуют данные по изотопному датированию. В связи с этим авторами были проведены геолого-петрографические исследования, а также изотопное датирование по циркону одного из мафит-ультрамафитовых массивов этого района Тувы – Хялыгского, который на среднемасштабной геологической карте, изданной в 1983 г., датирован ранним палеозоем.

Хялыгский массив, находящийся в пределах Монгунтайгинского мафит-ультрамафитового пояса, расположен на левобережье р. Моген-Бурен и обнажается на площади около 8 км^2 . Он представляет собой вытянутое в северо-западном направлении линзовидное тело, разделенное разломом на западный и восточный блоки. Массив сложен

перемежающимися крупно- и среднезернистыми амфиболовыми габбро различной меланократовости, местами содержащими флогопит, а также плагиоклазсодержащими горнблендитами, предположительно образованными по пироксенитам. Среди габброидов присутствуют ксенолиты вмещающих метаморфических пород джебашской серии. В горнблендитах встречается вкрапленная ильменитовая минерализация. Состав плагиоклазов из габброидов этого массива изменяется от лабрадора до олигоклаза. Ксеноморфные выделения плагиоклазов из горнблендитов выполняют интерстиции между зернами амфибола. Их состав изменяется от лабрадора до альбита. Содержание $\text{FeO}_{\text{общ}}$ в плагиоклазах из пород массива изменяется от 0,06 до 0,24 мас. %, причем максимальное его содержание установлено в альбите из горнблендита. В этом альбите содержание K_2O достигает 1,89 мас. %. Согласно полученным данным габброиды Хаялыгского массива характеризуются общими повышенными концентрациями РЗЭ, суммарное содержание которых колеблется в интервале 63-170 г/т (среднее 111 г/т). На редкоземельных спектрах амфиболовых габбро наблюдаются положительные аномалии Eu, а в горнблендите – его отрицательная аномалия. По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (E-MORB) эти габбро обогащены легкими РЗЭ.

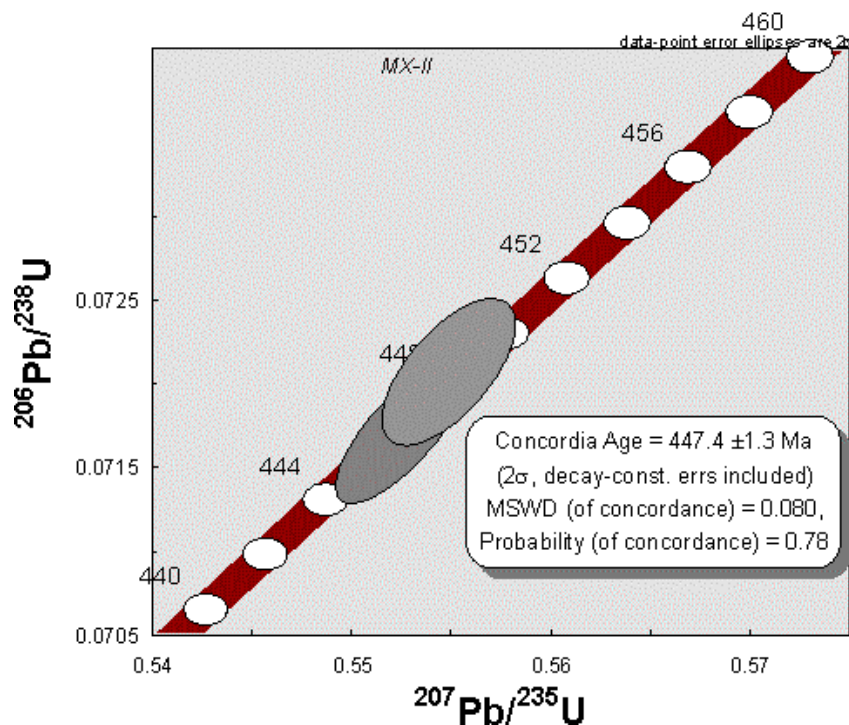
Для изотопного датирования в восточной части Хаялыгского массива была отобрана крупногабаритная проба роговообманковых габбро (проба Мх-11). Порода имеет среднезернистую структуру (размер зерен 2-3,5 мм), местами переходящую в офитовую. Она состоит из плагиоклаза (~60 %), роговой обманки (30-35 %), второстепенного флогопита, а также акцессорных минералов – магнетита, ильменита, апатита, циркона. Вторичные минералы представлены серицитом, клиноцоизитом, хлоритом, лейкоксемом и эпидотом. Химический состав ильменитов и магнетитов из габброидов массива приведен в таблице. Это амфиболовое габбро характеризуется повышенным содержанием TiO_2 (0,5-3,0 мас. %) и P_2O_5 , что обусловлено присутствием в нем акцессорных ильменита и апатита в количествах около 1 мас. %.

**Химический состав ильменитов магнетитов из пород
Хаялыгского массива, % мас.**

№ обр.	$\text{FeO}_{\text{общ}}$	MnO	Al_2O_3	MgO	TiO_2	Cr_2O_3	V_2O_5	Сумма
Ильмениты								
670-3	48,02	1,66		0,06	49,47			99,21
670-2	47,72	0,91		0,14	50,18			98,95
670-1	45,68	2,04		0,11	50,53	0,09		98,44
670-1a	46,99	2,52		0,11	49,95	0,04		99,67
670	45,25	3,24		0,81	49,34	0,05	0,02	97,98
Магнетиты								
670	89,84			0,06	0,05	0,83		92,17
670-2	91,88	0,13		0,01	0,04	0,38	0,51	92,95
670-3	92,19			0,03		0,28	0,24	92,65

Примечание. Обр. 670 – пегматоидное габбро; обр. 670-1 и 1a – меланогаббро; обр. 670-2 и 670-3 – среднезернистые амфиболовые габбро.

Акцессорный циркон присутствует в амфиболовом габбро в виде единичных идиоморфных, короткостолбчатых кристаллов размером 0,2-1 мм. Их окраска изменяется от бесцветной до розовой. Изотопный анализ циркона выполнен U-Pb методом на многоколлекторном масс-спектрометре МАТ-261. Полученная конкордия позволяет определить возраст Хаялыгского габброидного массива в $447,4 \pm 1,3$ млн лет, что



Конкордия возраста амфиболового габбро из Хайялыгского мафит-ультрамафитового массива, полученная по результатам исследования цирконов изотопным уран-свинцовым методом. Анализ выполнен в лаборатории ИГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре МАТ-261 (аналитик Е.Б. Сальникова). Возраст габбро, рассчитанный по изохроне, составил 447,4±1,3 млн лет.

согласно современной геохронологической шкале соответствует позднему ордовика (рисунок). Данная оценка возраста близка к ранее полученным оценкам для пород из Мажалыкского мафит-ультрамафитового комплекса и, по-видимому, соответствует времени проявления внутриплитного мафитового магматизма в пределах Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [8].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 05-05-97216, 04-05-6403, 05-05-64504).

- [1] Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.А., Балыкин П.А., Богнибов В.И. Геодинамические условия формирования перидотит–троктолит–анортозит–габбровых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тезисы докладов совещания «РФФИ в Сибирском регионе». Т. 2. – Иркутск, 1995. – С. 51–53.
- [2] Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит–габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 45. – С. 1074–1091.
- [3] Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Раннеордовикский возраст Мажалыкского комплекса Восточной Тувы: U–Pb методом по циркону // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы Российской конференции по изотопной геохронологии, 25-27 ноября, 2003, Санкт-Петербург. – СПб., 2003. – С. 450–452.
- [4] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В. и др. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U–Pb геохронологических исследований // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 6. – С. 631–643.
- [5] Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Вос-

- точной Тувы – свидетельство проявления плюмового магматизма рифта при коллизионных процессах // Докл. РАН. – 2001. – Т. 378, № 6. – С. 794–797.
- [6] Егорова В.В. Кристаллизация базитового расплава в глубинных магматических камерах на примере габброидных ксенолитов и интрузий Западного Сангилена: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2005. – 20 с.
- [7] Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2006. – 20 с.
- [8] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 354–359.

ОСТРОВОДУЖНЫЕ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА НА ПРИМЕРЕ МЕТЕШИХИНСКОЙ ГРУППЫ МАССИВОВ

Д.А. Орсов, А.С. Мехоношин**, А.В. Малышев**

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

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

Перидотит-габбровые и габброидные комплексы пород Восточного побережья оз. Байкал являются единственными индикаторами геодинамических режимов, отражающих ранние стадии развития Палеоазиатского океана. Это связано с тем, что палеозойские гранитоиды практически полностью преобразовали и уничтожили породы вулканогенно-осадочного комплекса, в то время как интрузивные образования слабо изменены и в виде останцов присутствуют в крупных гранитных массивах. Это три массива междуречья Метешиха – Большая речка, массивы Острая сопка и Оймурский.

Метешихинский массив является типичным представителем этой группы. Он вытянут в северо-восточном направлении при общей длине около 8 км и максимальной ширине 2,5 км. Вмещающими породами его являются граниты разного состава и эффузивы, а также сланцы, метапесчаники, известняки, амфиболиты и кварциты селенгинской серии [1]. Массив имеет сложное строение и по объему примерно на 80 % состоит из пород основного ряда, представленных разнообразными габброидами. В его центральной части развиты в основном оливиновые габбро и габбро-нориты с мелкими телами дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов, к контактам они сменяются амфиболовыми и амфиболизированными габбро, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти нацело амфиболизированные габбро. В юго-западной части интрузива развиты меланократовые габброиды с переходами в мезо- и лейкократовые разности. По простиранию массива от юго-западного фланга на северо-восток доля ультраосновных пород постепенно падает, а среди габбро начинают преобладать мезо- и лейкократовые разности и габбро-нориты. Иногда в габброидах выделяются участки неоднородного такситового строения (до анортозитов) и пегматоидного облика.

Контакты между основными и ультраосновными породами постепенные, что свидетельствует о принадлежности их к единой дифференцированной серии интрузива. В целом для расслоенной серии массива можно установить следующую последовательность пород в ритмах: дуниты-плагиодуниты, плагиоперидотиты, клинопироксениты, оливиновые габбро, габбро и габбро-нориты. Габброиды по сравнению с другими породами отличаются более высокой железистостью и титанистостью. Все породы в различной степени амфиболизированы. Кроме поздних амфиболов (актинолит и антофиллит) развиваются биотит, хлорит, эпидот, кальцит, серицит и др., причем плагиоклаз изменен значительно сильнее, чем пироксены. Набор пород расслоенной серии и их состав позволяют отнести Метешихинский массив к перидотит-пироксенит-габбровому формационному типу.

Состав главных породообразующих минералов по данным микронзондового анализа изменяется в относительно небольших пределах. Железистость оливина варьирует от 17.5-21.2 % в дунитах и перидотитах до 25.2-28.7 % в оливиновых габбро и габбро-норитах. Клинопироксен представлен авгитом и диопсидом с вариациями железистости от 13.3 % в клинопироксеносодержащих дунитах до 26 % в габбро. Ортопироксен по составу отвечает бронзиту с железистостью от 19.5 % в ультраосновных породах до 29 % в габбро-норитах. Состав плагиоклазов изменяется от 88-92 % *An* в плагиоклазосодер-

жащих перидотитах до 87 % *An* в оливиновых габбро и 77 % *An* в габбро-норитах. Особо следует остановиться на характеристике амфибола, присутствующего во всех разновидностях пород массива и являющегося наиболее поздним магматическим минералом. Согласно номенклатуре амфиболов Б.Е. Лике и др. [2] первично-магматический кальциевый амфибол имеет состав паргасита-эденита и только в габбро появляется магнезиальная роговая обманка. В целом для амфиболов Метешихинского массива характерны повышенные содержания Al_2O_3 и Na_2O , отражающие высокие $P_{общ}$ при их кристаллизации. Эти данные наряду с очень низкой кальциевостью оливина и повышенной глиноземистостью пироксенов свидетельствуют о глубинных условиях формирования пород интрузива.

Рудная минерализация в ультраосновных породах представлена акцессорными хромшпинелидами, которые нередко образуют зональные зерна с внешней каймой хроммагнетита. В серпентинизированных дунитах хромшпинелиды замещаются магнетитом. Кроме того, в перидотитах иногда отмечаются скопления шпинели. В габброидах широко развиты сульфидные минералы (пирротин, пентландит, халькопирит, пирит) и магнетит-ильмениты, образующие взаимные пластинчатые и линзовидные структуры распада твердого раствора.

По содержанию кремнезема и щелочей породы Метешихинского массива относятся к основным породам нормального ряда (рис. 1) и характеризуются повышенной глиноземистостью, низкими содержаниями TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , преобладанием Na_2O над K_2O . В целом же породы Метешихинского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу и, судя по средним значениям сериального индекса А. Ритмана $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$ для основных групп пород массива ($\tau = 7,6-36,4$), соответствуют, по Х. Куно, высокоглиноземистым базальтам островных дуг и орогенных поясов. В признаковом пространстве отчетливо проявляется дискретность между ультрамафитовой и мафитовой группами. Преобладающая мафитовая группа пород характеризуется низкощелочным, умеренно меланократовым, умеренно магниевым, весьма высоконатриевым, весьма низкотитанистым и крайне низкофосфористым уклонами.

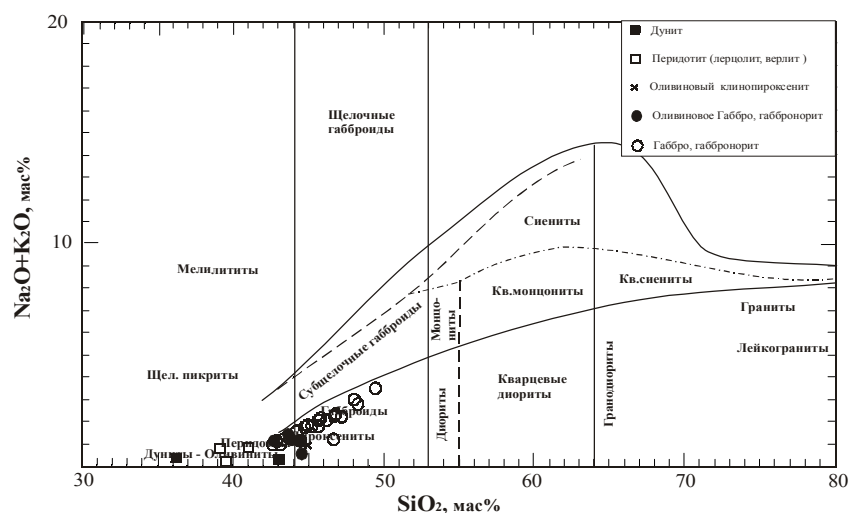


Рис. 1. Классификационная диаграмма пород Метешихинского массива.

Особенности состава ультрамафитовой и мафитовой породных групп, а также широкие вариации содержания глинозема, кальция и магния в породах расслоенной серии обусловлены фракционированием, с одной стороны, оливина и плагиоклаза, а с

другой – клинопироксена и плагиоклаза при кристаллизации высокоглиноземистого расплава в магматической камере. Фракционирование оливина и плагиоклаза и смена последовательности кристаллизации кумулусных парагенезисов в расслоенной серии массива иллюстрируются двойными диаграммами $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO}-\text{CaO}$ и $\text{MgO}-\text{FeO}^*$ (рис. 2).

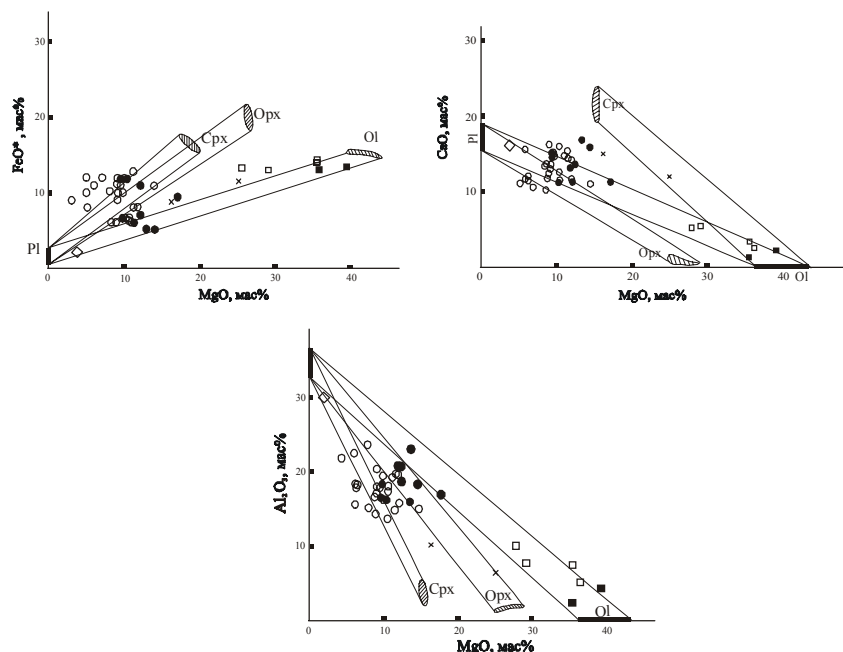


Рис. 2. Вариационные диаграммы $\text{MgO}-\text{FeO}^*$, $\text{MgO}-\text{CaO}$, $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ для пород Метешихинского массива. Поля минералов нанесены по их реальным составам. Условные обозначения см. рис. 1.

Отклонение от линии фракционирования оливин-плагиоклаз наблюдается только в габбро и габбро-норитах. В этом случае изменчивость состава пород хорошо согласуется с фракционированием более кислого плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена. На диаграммах обнаруживается «базальтоидный» тренд дифференциации Метешихинского массива, который заключается в постепенном накоплении Al_2O_3 и CaO в поздних дифференциатах по мере уменьшения в расплаве MgO .

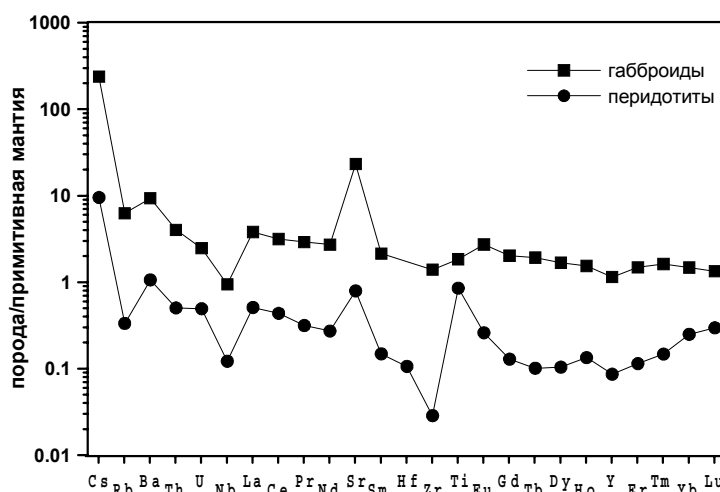


Рис. 3. Мультиэлементный состав типичных пород Метешихинского массива.

Для всех пород Метешихинского интрузива характерно низкое содержание РЗЭ, не превышающее 10 хондритовых единиц с пологими отрицательными спектрами ($(La/Yb)_N=1.5-3.6$) и с чётко выраженной положительной европиевой аномалией. Наиболее низкие концентрации РЗЭ отмечаются в плагиоперидотитах, с уровнем содержания, близким к хондриту С1. Распределение элементов на спайдер-диаграммах характеризуется типичным для островодужных базальтоидов рисунком со стронциевыми максимумами и ниобиевыми минимумами, характерными для всех пород дифференцированной серии массива (рис. 3).

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Метешихинский массив представлен ультрамафитовыми, субультрамафитовыми и мафитовыми группами пород, различающихся по минеральному и химическому составу. Ультрамафитовая группа пород объединяет дуниты, перидотиты (лерцолиты, верлиты) и плагиоперидотиты. К субультрамафитовой группе отнесены клинопироксениты. Мафитовая группа представлена габбро и габбро-норитами.

2. Преобладающая мафитовая группа пород характеризуется низкощелочными, умеренно меланократовыми, умеренно магниевыми, весьма высоконатриевыми, весьма низкотитанистыми параметрами.

3. Особенности состава ультрамафитовой и субультрамафитовой породных групп, а также широкие вариации содержаний глинозема, кальция и магния в породах расслоенной серии обусловлены фракционированием оливина и плагиоклаза при кристаллизации высокоглиноземистого базальта в магматической камере.

4. Предполагается «базальтоидный» тренд дифференциации Метешихинского массива. Он заключается в постепенном накоплении Al_2O_3 и CaO в поздних дифференциатах по мере уменьшения в расплаве MgO . В целом же породы Метешихинского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу.

5. Геохимические характеристики пород Метешихинского массива, так же, как и других массивов этой группы, свидетельствуют о формировании всей серии в островодужной обстановке.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-97246) и Программы поддержки ведущих научных школ НШ-2339.2006.5.

- [1] Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Гилев А.Ю., Бараш И.Г. Ультрабазит-базитовые комплексы района нижнего течения р. Селенги (Юго-Восточное Прибайкалье) // Докл. РАН. – 1999. – Т. 366, № 1. – С. 84–87.
- [2] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the commission on new minerals and mineral names of the international mineralogical association (CNMMN IMA) // The Canadian Mineralogist. – 1997. – V. 35. – P. 219–246.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДАРАСУНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*В.Ю. Прокофьев**, *Л.Д. Зорина***, *Б.В. Беляцкий****, *И.А. Бакшеев*****,
*Н.С. Бортников**

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

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

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

**** Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

По мнению многих геологов [2, 3, 5, 6, 8, 10, 12 и др.], золоторудные месторождения Дарасунского рудного узла – крупное Дарасунское, среднее Талатуйское и мелкое Теремкинское – пространственно и генетически связаны с субвулканическими телами магматических пород, относимых к амуджиканскому комплексу (J_{2-3}). Руды золота совместно с магматическими породами образуют единую Дарасунскую рудно-магматическую систему (РМС).

На основе изотопного датирования (K/Ar и Rb/Sr методы) магматических пород Дарасунской РМС сделан вывод [2, 8] о многоактном проявлении магматического процесса в районе. Изотопные оценки возраста рудогенерирующих магматических пород для Дарасунского месторождения соответствуют 174-145 млн лет, для Теремкинского – 175-91 млн лет [2, 3, 5, 6, 8, 10].

Многоактными были и постмагматические процессы, приведшие к формированию месторождений Дарасунской РМС. Установлена следующая последовательность их формирования: I. Предрудный этап (пропилитизация); II. Ранний рудный этап – 1) синрудные листвениты-березиты, 2) турмалиновая стадия (кварц, карбонат, турмалин, пирит), 3) колчеданная стадия (кварц, карбонат, пирит, арсенопирит, иногда халькопирит); III. Продуктивный этап – 1) полиметаллическая стадия, 2) сульфосольная стадия, 3) сульфoантимонитовая стадия; IV. Пострудный этап – 1) кварц-карбонатная стадия. Процесс пропилитизации датируется (K/Ar и Rb/Sr методы) 172-150 млн лет, лиственитизации-березитизации – 146-136 млн лет [3, 5].

Установленные даты свидетельствуют о длительном (на протяжении не только средней-поздней юры, но и раннего мела) функционировании магматических очагов и метасоматической деятельности в пределах Дарасунского рудного узла. Естественно, возникает вопрос о месте золотого оруденения в этих процессах: при всем многообразии данных о возрасте магматических и метасоматических пород до настоящего времени отсутствовали сведения об изотопном возрасте руд.

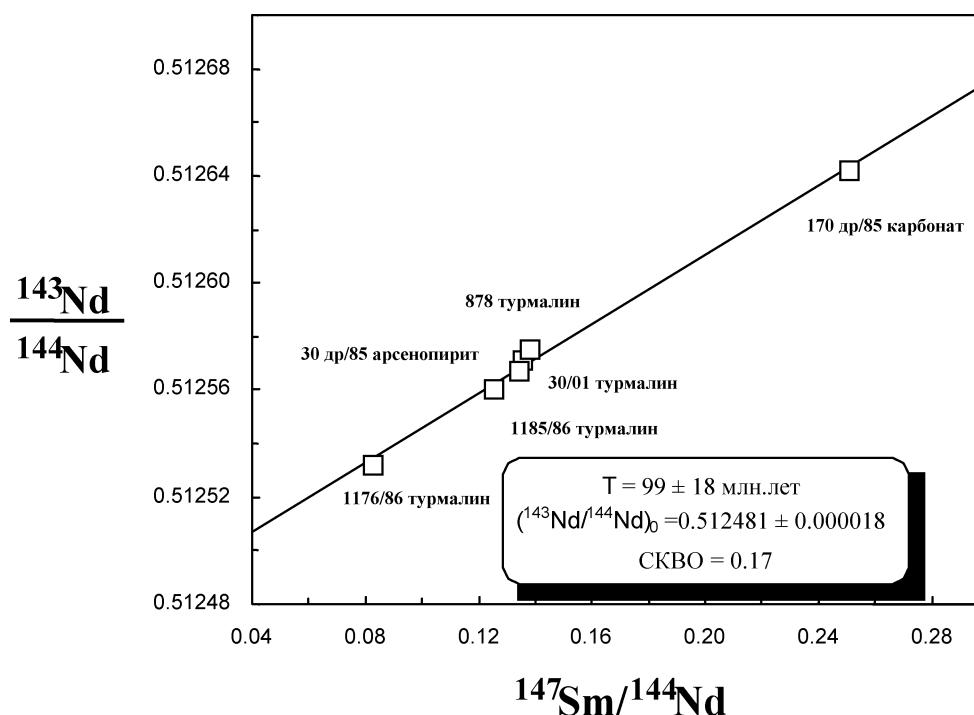
С целью решения этой проблемы авторами впервые для рассматриваемого объекта использован Sm-Nd метод датирования [7]. Проанализированы пробы турмалина, кальцита и арсенопирита ранних минеральных ассоциаций продуктивных рудных жил Дарасунского месторождения, а также турмалина аналогичных ассоциаций Теремкинского и Талатуйского месторождений (таблица).

На основе полученных характеристик построена изохрона, соответствующая возрасту 99 ± 18 млн лет (рисунок). Если исключить из рассматриваемой совокупности данных пробы турмалинов Теремкинского и Талатуйского месторождений, картина практически не меняется [7] – возраст равен 100 ± 18 млн лет. Примечательно, что на эту же изохрону идеально ложится арсенопирит, что свидетельствует о близком времени образования турмалиновых и арсенопиритовой минеральных ассоциаций. В то же время результаты исследования изотопного состава Rb и Sr не позволили получить аналогичной зависимости (таблица), что, вероятно, связано с нарушением изотопного равновесия при наложении более поздних продуктивных стадий минерализации.

Содержания (г/т) и изотопный состав Sm, Nd, Rb и Sr в минералах месторождений золота Дарасунского рудного узла

№ обр.	Минерал	[Sm]	[Nd]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	δ	ϵ_{Nd}	[Rb]	[Sr]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	δ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$
1185др/86	Турмалин	0.675	3.036	0.13448	0.512567	5	-0.35	2.563	1501	0.00494	0.706980	6	0.706971
1176др/86	Турмалин	1.068	7.803	0.08274	0.512532	10	-0.18	1.057	710.9	0.00430	0.706705	21	0.706697
170др/85	Кальцит	1.701	4.098	0.25092	0.512642	22	-0.82	1.153	220.6	0.01512	0.706636	22	0.706608
30др/85	Арсенопирит	0.040	0.191	0.12532	0.512560	16	-0.34	1.43	1.092	3.79139	0.713682	35	0.706677
878т/82	Турмалин	2.027	8.882	0.13795	0.512575	5	-0.25	3.151	346.2	0.02633	0.704995	18	0.704946
30/01	Турмалин	0.414	1.843	0.13573	0.512571	12	-0.30	14.50	484.8	0.08651	0.705789	9	0.705629

Примечание. Образцы 1185др/86 и 1176др/86 – Дарасунское месторождение, шахта 14, горизонт 210 м, кваршлаг Южный, участок жил Нагорных; образец 1185др/86 из жилы состава – пирит (30 %) в крупных кристаллах в центральной части жилы, турмалин тонкозернистый плотный (30 %), кварц (25-30 %), карбонат розового цвета по зальбанду жилы (10 %), примазки монтмориллонита, вмещающая порода – березитизированный гранодиорит; образец 1176др/86 из жилы мощностью 15 см, состава – турмалин тонкозернистый (60 %) в центральной части жилы, кварц (20 %), пирит (15 %) в виде гнезд в турмалине и кварце, халькопирит, реликты вмещающей породы (5 %). Образец 170др/85 – Дарасунское месторождение, шахта 14, горизонт 160 м, кваршлаг Южный, участок жил Нагорных: из полосчатой жилы, где полоса, сложенная темным кварцем с пиритом и турмалином, сменяется полосами светлого кварца с пиритом, у зальбандов полосы турмалина и карбоната. Образец 30др/85 – Дарасунское месторождение, шахта 14, горизонт 160 м, кваршлаг на жилу Разведочную: из жилки мощностью 5 см, сложенной в центральной части карбонатом розовато-кремового цвета с единичными зернами сфалерита, далее идут кристаллы, а затем тонкозернистые агрегаты арсенопирита, с которым кое-где ассоциируют зерна пирита и халькопирита, вмещающая порода – березитизированный гранодиорит-порфир. Образец 878т/82 – Теремкинское месторождение, шахта, горизонт 155 м, участок сочленения Рудной зоны 1 и жилы Горняцкой: из кварц-турмалин-пиритовой жилы, где белый карбонат разбивается гнездами на фоне кварца и турмалина, но обычно ассоциирует с турмалином, пирит, халькопирит и другие сульфиды – гнездами преимущественно в центральной части жилы), вмещающая порода – лиственитизированное габбро. Образец 30/01 – Тагатайское месторождение, карьер, 3 рудная зона. Турмалин-кварцевый метасоматит с вкрапленностью пирита, хлорита и карбоната.



Sm-Nd изохрона для минералов золоторудных месторождений Дарасунского рудного узла.

Такой молодой возраст (около 100 млн лет) непосредственно для золотых руд месторождений Дарасунского рудного узла получен впервые. Он близок к возрасту поздних даек фельзитов, фельзит-порфиров и диоритовых порфиров Теремкинского месторождения. На основе полученных данных можно предложить следующую схему последовательности мезозойских магматических, метасоматических и гидротермальных процессов в районе. Магматическая деятельность стала проявляться с начала средней юры (175 ± 5 млн лет) в связи с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов на рубеже ранней и средней юры [1, 13]. Надвигообразование, складчатость и магматизм, связанные с коллизионным развитием Забайкалья, продолжались до конца поздней юры. В Дарасунском районе эта деятельность выражалась в многократном внедрении магматических масс с образованием штоков, трещинных интрузий, даек, покровов вулканитов и сопровождалась пропилитизацией вмещающих пород. На рубеже поздней юры и раннего мела (145 ± 10 млн лет), когда коллизионный этап сменился рифтогенезом, продолжавшимся до конца раннего мела, в Дарасунском районе по наиболее тектонически ослабленным и пропилитизированным зонам прошел процесс литвенизации-березитизации [4]. На рифтогенном этапе происходило неоднократное внедрение даек кварцевых диоритовых порфиров, фельзитов, фельзит-порфиров, излияние вулканических масс на поверхность. И только в конце раннего мела (100 ± 18 млн лет) последовало образование минеральных ассоциаций ранних турмалиновой и колчеданной (арсенопирит) стадий, т.е. турмалинизация и сопровождавшее ее золотое оруденение в Дарасунском районе имели раннемеловой возраст. Отголоски магматической активности зафиксированы в начале позднего мела (91 ± 4 млн лет). Примечательно, что Sm-Nd возраст золотых руд месторождений Дарасунской РМС близок к оценкам K-Ag-возраста кварц-адуляровых жил Балейского месторождения (114-120 млн лет) [11], где также известна [9] минерализация двух этапов: коллизионного и рифтогенного.

Новые данные о возрасте руд в сочетании с уже имевшимися датировками свидетельствуют о том, что магматические и постмагматические процессы в Дарасунском районе являются полихронными. На месторождениях района совместились магматическая и постмагматическая деятельность как ранне-среднеюрского коллизионного, так и раннемелового рифтогенного этапов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 04-05-65119 и 05-05-64803).

- [1] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 11. – С. 104–112.
- [2] Зорина Л.Д., Куликова З.И. Рудогенерирующий магматизм и золотое оруденение Дарасунского рудного узла в Восточном Забайкалье // Проблемы петрогенезиса и рудообразования: Тезисы докладов научной конференции «Чтения А.Н. Заварицкого». – Екатеринбург, 1998. – С. 68–70.
- [3] Зорина Л.Д., Смирнов В.Н., Куликова З.И. Использование К-Аг дат для обоснования этапности развития Дарасунского рудного района (Восточное Забайкалье) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тезисы докладов Всесоюзного совещания. – Киев, 1990. – С. 188–190.
- [4] Куликова З.И., Зорина Л.Д. Метасоматические изменения вмещающих пород месторождения золото-кварц-сульфидной формации // Геология и геофизика. – 1989. – № 3. – С. 64–71.
- [5] Пахольченко Ю.А., Зорина Л.Д., Плюснин Г.С. Первые Rb-Sr даты для метасоматитов Дарасунского рудного узла в Забайкалье // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 295, № 5. – С. 1219–1223.
- [6] Плюснин Г.С., Зорина Л.Д., Пахольченко Ю.А., Николаев В.М., Калмычкова Т.Н. Изотопы стронция, свинца и серы в процессах рудообразования в связи с латитовым магматизмом // Изотопная геохимия процесса рудообразования. – М.: Наука, 1988. – С. 193–211.
- [7] Прокофьев В.Ю., Бакшеев И.А., Зорина Л.Д., Беляцкий Б.В., Бортников Н.С. Первая оценка возраста золотых руд месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) Sm-Nd методом // Докл. РАН. – 2006. – Т. 409, № 5. – С. 673–676.
- [8] Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Матерь Н.Л., Колпакова Н.Н., Ильина Г.Ф. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. – 2000. – Т. 42, № 6. – С. 526–548.
- [9] Спиридонов А.М. Золотометалльные рудно-магматические системы забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса (геодинамическая позиция, модельные типы, генезис, прогноз): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2003. – 40 с.
- [10] Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. – М.: Недра, 1972. – 260 с.
- [11] Юргенсон Г.А., Грабеклис Р.В. Балейское рудное поле // Месторождения Забайкалья. – М.: Геоинформмарк, 1995. – Т. 1. – Кн. 2. – С. 19–32.
- [12] Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. Дарасунское рудное поле // Месторождения Забайкалья. – М.: Геоинформмарк, 1995. – Т. 1. – Кн. 2. – С. 3–18.
- [13] Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G. Geodynamic settings of gold deposits in the Transbaikalian region (Eastern Siberia, Russia) // Ore Geology Review (Elsevier, Amsterdam). – 2001. – V. 17. – P. 215–232.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТИМАНО-УРАЛЬСКОЙ И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

В.Н. Пучков

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

В структуре Урала выделяются следующие комплексы (структурные уровни), отвечающие важнейшим этапам его развития: архейско-раннепротерозойский, рифейско-вендский, палеозойско-раннемезозойский, позднемезозойско-палеогеновый и неоген-четвертичный. Первые четыре уровня отделяются друг от друга четкими угловыми несогласиями. На Тимане и в Притиманье комплексы, выходящие на поверхность, могут быть подразделены на позднерифейско-вендский, палеозойско-триасовый и мезозойско-кайнозойский, хотя архейско-раннепротерозойский безусловно присутствует на глубине, имея ту или иную степень сохранности.

Архейско-раннепротерозойский комплекс выходит на Урале в Тараташском поднятии; отдельные фрагменты его верхней части предполагаются в ядрах поднятий восточного склона Урала. Принимая во внимание предполагаемую принадлежность этих комплексов суперконтиненту Родиния, можно допустить их первоначально гораздо более тесную связь с дорифейскими микроконтинентами Центрально-Азиатского пояса и самим Сибирским континентом до времени распада Родинии и возникновения Центрально-Азиатского океана.

В настоящее время наибольший интерес на Урале вызывают вопросы природы и взаимоотношений рифейско-вендского и палеозойско-раннемезозойского комплексов.

В отношении рифейско-вендского комплекса до недавнего времени конкурировали две точки зрения: 1) это рифтовый, дейтероорогенный комплекс, предвзвешивавший возникновение Уральского океана [1]; 2) это продукт полноценного цикла Вильсона, начавшегося с рифтогенеза и закончившегося коллизией и орогенезом, с образованием складчатой системы доуралид, или тиманид [2].

В пользу второй точки зрения говорит целый ряд фактов. Во-первых, вдоль юго-западной окраины тиманид наблюдается фациальный переход мелководных позднерифейских отложений в глубоководные. Во-вторых, в Центрально-Уральской зоне севера Урала, где тиманиды выходят на поверхность, наблюдаются две офиолитовые сутурные зоны: Манюкуйская и Дзеля-Парусшорская, расположенные косо по отношению к уралидам. Офиолиты в них имеют, по-видимому, также позднерифейский возраст [3]. В-третьих, в пределах тиманид намечаются субдукционно-коллизийные вулканы и граниты [4, 5]. В-четвертых, уточнен абсолютный возраст метаморфических комплексов в пределах тиманид, отвечающий интервалу 530-600 млн лет и интерпретируемый как возраст орогенного метаморфизма [6, 7]. В-пятых, благодаря нашему сотрудничеству с германскими учеными [8, 9] получила новые подтверждения точка зрения о том, что верхневендские полимиктовые отложения на Урале и в Притиманье представляют собой молассу и резко отличаются по литологии, минералогии и источникам сноса от нижележащих. Наконец, в-шестых, неопровержимо доказано наличие угловых несогласий между протерозойскими и палеозойскими отложениями на всем пространстве тиманид. На Башкирском антиклинории анализ распространения этих угловых несогласий позволяет наметить западную границу складчато-надвиговых структур форланда тиманид [10].

Пространственные взаимоотношения тиманид и уралид различны на севере и юге Урала. На севере Урала наблюдается резкое угловое несогласие между простирающимися тиманид и уралид, обусловленное в позднем кембрии-ордовике несовпадением прости-

раний тиманид и наложенного на них эпиконтинентального рифта, развившегося затем в зону океанического спрединга. На Среднем-Южном Урале, напротив, простирания тиманид и уралид (но не границы их структур) совпадают. Докембрийские офиолиты и офиолитоподобные породы докембрийского возраста и признаки их наличия выявляются в зоне Главного Уральского разлома (ГУР), его висячего и лежащего крыльев.

В Сысертско-Ильменогорской купольной структуре (висячее крыло ГУР) описаны метаофиолиты, образующие отдельные надвиговые чешуи и представленные метабазальтами и плагиогнейсами с океаническими характеристиками (I_{Sr} 0.7030), датированными U-Pb методом как 543 ± 46 и 590 ± 20 млн лет, что можно интерпретировать как возраст тиманского метаморфизма [11-13].

В лежащем крыле ГУР, в неясной позиции по отношению к кристаллическому фундаменту кратона Балтики, находится южноуральский максютовский метаморфический комплекс, интерпретируемый как аккретировавший палеозойский край Балтики, вначале погруженный на большую глубину в мантию, а затем быстро всплывший в ходе коллизии края континента и Магнитогорской островной дуги в позднем девоне [14]. Большая часть изотопных датировок максютовского комплекса отвечает интервалу средне-позднедевонской субдукции и последовавшей эксгумации (интервал 380-370 млн лет), но имеются и реликтовые датировки, например, рутила из эклогитов – $T = 1570 \pm 140$ млн лет и $t = 547 \pm 40$ млн лет (два подсечения, старшее из которых может отвечать возрасту протолита, а младшее – времени тиманского метаморфизма) [15].

Самая южная часть западного склона Урала, где может быть предположено присутствие протерозойских офиолитов, принадлежавших Балтике, – это Эбетинская антиклиналь, находящаяся между ГУР и Кемпирсайским гипербазитовым массивом палеозойского возраста. Как было показано [16], тремадокские песчаники кидрясовской свиты содержат зерна хромита; первоначально данный факт интерпретировался этими авторами как доказательство докембрийского возраста Кемпирсайского гипербазитового массива, хотя составы кемпирсайских хромитов отличались от кидрясовских. Позже была выработана более реалистичная точка зрения – что наряду с хорошо изученными палеозойскими офиолитами здесь развиты также докембрийские, заключенные в сложно-надвиговом доордовикском восточно-эбетинском комплексе [17]. Отмечавшийся В.А. Исаевым [18] факт наличия в кидрясовских песчаниках обломков глаукофана перекликается с данными [19] о доордовикском возрасте глаукофановых сланцев на севере Кваркушского антиклинория и может отвечать явлению одного порядка: коллизионному метаморфизму форланда тиманид.

Вопрос о наличии докембрийских офиолитов в составе тиманид и в пределах структур уралид осложняется полученными в последнее время докембрийскими возрастными датировками базит-гипербазитовых комплексов, относившихся к основанию палеозойского офиолитового разреза. Недавно [20, 21] опубликованы данные о докембрийском возрасте перидотитов и габбро Сыумкеусского, Миндякского и Нуралинского массивов, определенном Sm/Nd и Re/Os методами. Изучение цирконов в хромитах Войкарского массива [22] показало их вендский возраст. По мнению автора [23], возможно, в этих случаях мы имеем дело не с докембрийскими офиолитами (что не подтверждается геологическими данными), а с реликтовыми датировками их меланократового основания, поскольку мантия, как рестит, по определению древнее океанической коры, образованной за счет частичного плавления ее отдельных участков. При этом вполне вероятны параллели с ультрабазитовым массивом Ланцо в Альпах, который, как предполагают в настоящее время [24], выведен на поверхность на ранних стадиях рифтогенеза и заложения мезозойского океана из-под континентальной литосферы по механизму тектонической эрозии.

Вышеизложенные и другие данные, независимо от интерпретации возрастных

данных для меланократового основания палеозойских офиолитов, позволяют предполагать, что на Южном и Среднем Урале ГУР представляет собой телескопированную позднепротерозойско-палеозойскую сутуру, подобную сутуре Анкарского меланжа, где сочетаются палеозойские и мезозойские офиолиты. В то же время эти данные не являются основанием для того, чтобы считать развитие Палеоуральского океана сквозным – от протерозоя до палеозоя. Против этого говорит следующее: 1. Наличие азимутальных несогласий между уралидами и тиманидами на западном склоне севера Урала к западу от ГУР. В восточных же районах Урала нижний (доордовикский) этаж среди океанических формаций не выявлен и, вероятно, не существует; взаимоотношения уралид и доуралид сильно затушеваны тектонометаморфическими процессами уралид и плохой обнаженностью Восточно-Уральской и Зауральской зон. 2. Наличие ордовикских рифтовых формаций как на западном склоне Урала, так и в его восточных районах; дополнительные подтверждения присутствия рифтогенных формаций в Восточно-Уральской зоне получены нами в последнее время [25]. 3. Практическое отсутствие кембрийских осадков на Урале; абсолютное их отсутствие среди океанических и субокеанических формаций, в чем заключается фундаментальное отличие Урала от более восточных регионов Урало-Монгольского пояса, где кембрий входит в разрезы офиолитов и батигальных комплексов наряду с ордовиком и хорошо там известен. 4. Присутствие докембрийских офиолитов или их следов на Урале лишь как элементов доуральского тектонического цикла: в виде заполнения докембрийской сутуры, в виде докембрийских метаморфитов высоких ступеней, в качестве обломочного детрита в основании разреза уралид или в виде минеральных ассоциаций базит-гипербазитового основания палеозойских офиолитов, сохранивших изотопную «память» о докембрийских событиях.

Все эти данные можно рассматривать как подтверждение существования Палеоуральского океана, возникшего в результате разрушения континентальной коры Тиманского орогена в ордовикское время; тем самым ставится вопрос о связях двух океанов.

Трассерами новообразованного края Палеоуральского океана являются прежде всего рифтовые формации и сменившие их батигальные [26], но и не только они. В качестве таких индикаторов нами рассматриваются щелочно-карбонатитовые комплексы, распространенные на западном склоне Урала. Исследователи подчеркивают двухэтапный характер эволюции минеральных парагенезисов, связывая первый этап (440-422 млн лет) с рифтогенезом, а второй этап (244-261 и 176 млн лет) – с наложенными метаморфическими и флюидно-гидротермальными процессами завершающих стадий развития уралид [27 и ссылки там же]. Однако указанный возраст первого этапа заметно моложе эпиконтинентального рифтогенеза (конец ордовика-силур). Выход видится в предположении о том, что это следы горячих точек, подобных тем, какие имеются, например, на современных окраинах Атлантического океана (побережье Канады и Бразилии).

Достоверно установленные процессы субдукции океанической коры происходили в Палеоуральском океане с силура до среднего карбона (закончились в башкирском веке), сменившись скучиванием континентальной коры. При этом зона субдукции трижды меняла свое положение, образуя Тагильскую, Магнитогорскую дуги и Валерьяновский вулканоплутонический пояс. Наиболее подробно нами изучено геодинамическое развитие Магнитогорской островной дуги [14 и др.]. Показано, что, в отличие от островных дуг, окружавших Сибирский континент, зона субдукции имела падение от континента Балтики, что привело к коллизии островной дуги и пассивной окраины континента и образованию Максютковского высокобарического комплекса.

Что касается связи Палеоуральского океана с Палеоазиатским, то она, по-видимому, осуществлялась через палеозойский же Туркестанский океан, открываясь в его створону. Современная структура Урала во многом отличается от структуры Южного и

Среднего Тянь-Шаня, созданных при закрытии Туркестанского океана, как отличаются детали их истории. Однако поражают многие элементы сходства, особенно на уровне формаций, времени начала образования офиолитов (арениг) и времени завершения коллизии (пермь). Структуры Урала непосредственно продолжаются структурами Южного и Среднего Тянь-Шаня, обрамляя собственно Центрально-Азиатский складчатый пояс с запада и юга.

На орогенном этапе, с момента начала гиперколлизии, эти складчатые сооружения были интегрированы в состав гигантского орогена, составляя его неотделимую часть, вплоть до конца перми.

В конце перми весь Урало-Центральноазиатский регион был захвачен суперплюмом, с обильнейшим трапповым вулканизмом и точечными проявлениями риолитовых экструзий. Границы территории суперплюма не согласовывались с границами лежащих в его пределах складчатых сооружений и кратонов, что доказывает его глубокую мантийную природу, независимую от верхней тектоносферы, определявшей плейт-тектонические процессы. Предвестниками суперплюма на Урале были, возможно, дайки лампроитов, располагающиеся независимо от зональности доуралид и датированные Ar-Ar методом как 303-308 млн лет [28].

Элементом, объединившим Урало-Тиманскую область с Центрально-Азиатской, были и древнекиммерийские деформационные процессы, захватившие частично уже сформированные Урал и Таймыр, а также реликтовую область «слияния» Палеоуральского и Палеоазиатского океанов, на краю которой возник Пайхойско-Новоземельский складчатый пояс.

Наконец, на неотектоническом этапе внутриконтинентальный орогенез охватывает как некоторые области Центрально-Азиатского пояса, так и часть Урало-Новоземельского пояса, демонстрируя элементы внутриплитной тектоники сжатия. Наши исследования последних лет [29] позволили уточнить морфологию новейших деформаций, которые претерпела поверхность мел-палеогенового пенеплена, и радикальным образом изменить ранее существовавшие представления о возрасте наиболее древних поверхностей выравнивания (нагорных террас) на Урале (они оказываются не раннемезозойскими, а кайнозойскими), об объемах эрозии в неоорогеническую эпоху (они в несколько раз больше, чем ожидалось) и о глубине денудационного среза (не сотни метров с середины мезозоя, а 1,5–2 км и более, после эоцена). А главное, наши исследования [30] привели к выводу о значительном ускорении неотектонических поднятий на Урале в плиоцен-четвертичное время. К подобным же выводам приходят в настоящее время и другие исследователи на примере Тянь-Шаня [31].

Таким образом, подтверждается мысль, что наибольшие различия в геодинамике Тимано-Уральского и Центрально-Азиатского поясов проявлялись на позднерифейско-раннепалеозойском этапах, а в дальнейшем они сглаживались за счет их вовлеченности в общие, межрегиональные процессы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ-10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

- [1] Иванов С.Н., Русин А.И. Поздневендская стадия развития Урала // Геотектоника. – 2000. – № 3. – С. 21–32.
- [2] Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: «Даурия», 2000. – 149 с.
- [3] Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. The Late Proterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc? // Precambrian Research. – 2001. – 110. – P. 255–275.
- [4] Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минерогения. – Сыктывкар, 1999. – 213 с.
- [5] Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды

- Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. – 100 с.
- [16] Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Stroink L., Alekseyev A., Puchkov V.N., Willner A.P. The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia, a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // *Precambrian Research*. – 2001. – 110 (1-4). – P. 185–213.
- [17] Beckholmen M., Glodny J. Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarqush metamorphic basement, Northern Urals, Russia // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. – London: Geological Society Memoirs, 30. 2004. – P. 125–134.
- [18] Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // *Precambrian Research*. – 2001. – V. 110 (1-4). – P. 215–239.
- [19] Willner A., Sindern S., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V. et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica // *Precambrian Research*. – 2003. – 134. – P. 1–20.
- [10] Пучков В.Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского антиклинория // *Докл. РАН*. – 1997. – Т. 352, № 5. – С. 667–671.
- [11] Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Чередниченко Н.В. Цирконовая геохронология ильменогорской свиты и некоторые геологические следствия // *Ежегодник-97*. – Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 1998. – С. 157–160.
- [12] Раевский А.Н. Ортоамфиболиты сайтовского комплекса Сысертско-Ильменогорской структуры // *Ежегодник-1985*. – Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. – С. 71–73.
- [13] Бушляков И.Н., Калеганов Б.А., Краснобаев А.А. Новые данные изотопного датирования гранитоидов и метаморфитов Ильменогорского комплекса // *Ежегодник-1993*. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. – С. 107–110.
- [14] Brown D., Puchkov V. Arc-continent collision in the Uralides, an IGCP-453 «Uniformitarianism revisited: a comparison between modern and ancient orogens» conference and fieldtrip. – Ufa: DesignPoligraphService, 2004. – 76 p.
- [15] Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. и др. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // *Ежегодник-1995*. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. – С. 13–16.
- [16] Исаев В.А., Малахов И.А., Воронина Л.К. Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика Южного Урала // *Докл. АН СССР*. – 1984. – Т. 278, № 5. – С. 1205–1209.
- [17] Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Нижнеордовикские отложения Эбетинской синформы (Южный Урал) // *Литология и полезные ископаемые*. – 2005. – № 3. – С. 292–306.
- [18] Исаев В.А. Литология и условия образования нижнеордовикских отложений в Сакмарской зоне Урала. – Свердловск: УрО АН СССР, 1989. – 83 с.
- [19] Beckholmen M., Glodny J. Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarqush metamorphic basement, Northern Urals, Russia // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Geological Society, London, Memoirs, 30. 2004, 125–134.
- [20] Гурская Л.И., Смелова Л.В. Платинометалльное минералообразование и строение массива Сыум-Кей (Полярный Урал) // *Геология рудных месторождений*. – 2003. – Т. 45, № 3. – С. 353–371.
- [21] Tessalina B. S., Bourdon G., Pushkarev E., Capmas F., Birck J. -L., Gannoun M. MinUrals – IGP contribution. Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics // *CERCAMS-6 Workshop Mineral Deposits of the Urals*. – London: The Natural History Museum, 2005 (on CD).
- [22] Савельева Г.Н., Ларионов А.Н., Бережная Н.Г., Суслов П.В. Возраст циркона из хромитов офиолитовых комплексов Полярного Урала как отражение вендских тектономагматических событий в верхней мантии // *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т. II*. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 211–215.
- [23] Пучков В.Н. Проблема докембрийских офиолитов на Урале // *Офиолиты: геология, петро-*

- логия, геодинамика. XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. – Екатеринбург, 2006. – С. 121–129.
- [24] Müntener O., Piccardo G.B., Polino R., Zanetti A. Revisiting the Lanzo peridotite (NW Italy): «asthenospherization» of ancient mantle lithosphere // *Ofioliti*. – 2005. – 30(2). – P. 111–124.
- [25] Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования О-S1 базальтов восточного склона Южного Урала // *Геологический сборник ИГ УНЦ РАН*. – 2005. – № 5. – С. 125–140.
- [26] Puchkov V. Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present* / Edited by D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov. AGU Geophysical Monograph Series. – 2002. – V. 132. – P. 9–32.
- [27] Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Серов П.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.Л. Изотопные составы и возраст карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (Южный Урал) // *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т. II*. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 49–51.
- [28] Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроитового магматизма Урала // *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. – Т. II*. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 123–125.
- [29] Пучков В.Н., Данукалова Г.А. Новые данные о характере неотектонической деформации мел-палеогенового пенеппена на Южном Урале // *Геологический сборник*. – 2002. – № 4. – С. 184–185.
- [30] Puchkov V.N. Neotectonics of the Southern Urals // *Upper Pliocene and Pleistocene of the Southern Urals region. INQUA-SEQS 02*. – Ufa, 2002. – P. 70–72.
- [31] Трифонов В.Г., Додонов А.Е., Артюшков Е.В., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. Возрастание скорости новейшего горообразования в позднем плиоцене-квартере и его причины (на примере Центрального Тянь-Шаня) // *Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIX Тектонического совещания. Т. II*. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 315–319.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОЛДОНГСИНСКОГО РОЯ И АФТЕРШОКОВОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ 2005 Г. (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ)

Н.А. Радзиминович, Л.П. Имаева, В.И. Мельникова, В.С. Имаев

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

В 1997 г. на северо-восточном замыкании хр. Удокан к востоку от Токкинской впадины (верховья р. Олдонгсо) был зафиксирован всплеск сейсмической активности в виде роя землетрясений. В 2002-2003 гг. он практически затух, однако в 2005 г. в этом же месте произошли два сильных толчка с афтершоками: 10 ноября с $M_w=5.8$ ($M_s=6.0$) и 11 декабря с $M_w=5.6$ ($M_s=5.6$). На возможную связь всех перечисленных событий указывает единство эпицентральной области, а также тот факт, что до 1997 г. непосредственно в этом районе фоновая активность за инструментальный период была низка. Результаты структурных исследований (картирование) показали, что эпицентры и роя и афтершоков лежат в пределах одного блока, четко ограниченного разломами. Таким образом, эти сейсмические последовательности если и не взаимосвязаны, то, по меньшей мере, являются единым процессом деструкции земной коры в данном районе. При этом возможны два варианта развития событий: либо рой спровоцировал возникновение последующих сильных толчков в результате перераспределения напряжений, либо рой и затем последовавшее за ним затишье были предопределены подготовкой будущих сильных землетрясений. В мировой практике имеются такие примеры сейсмической роевой активизации сопровождаемые затишьем в окрестностях очаговой области сильного толчка (с $M=6-7$) за несколько лет до него [1]. Существуют различные механизмы, объясняющие этот феномен, но наибольшее признание получила модель, связанная с изменением порового давления.

Эпицентрально поле рассматриваемых землетрясений вытянуто в северо-восточном простирании и охватывает площадь около 900 км^2 . Сильные толчки 2005 г. произошли в северной части поля, удлиняя его в этом направлении. Механизмы очагов, определенные двумя методами – по знакам первых вступлений Р-волн и моменту центроида, различаются для данных двух серий. При роевых событиях в очагах землетрясений преобладали сдвиговые подвижки, присутствовала также взбросовая компонента. В большинстве случаев нодальные плоскости ориентированы в северо-восточных и северо-западных румбах и характеризуются соответственно право- и левосдвиговыми смещениями. Разрядка напряжений происходила под действием горизонтального сжатия, вектор которого ориентирован в широтном направлении, и горизонтального растяжения, действующего меридионально, то есть роевой процесс развивался в сдвиговом деформационном поле [2]. Фокальные механизмы землетрясений второй серии толчков показали, что главные события и некоторые их афтершоки были вызваны сбросовыми смещениями по широтно ориентированным плоскостям. Для лучшего понимания сеймотектонической обстановки, в которой произошли землетрясения, рассмотрим более подробно морфотектоническую ситуацию в данном районе (рисунок).

Эпицентры всех рассматриваемых событий локализованы в блоковой структуре, ограниченной по периметру разломами субдолготного и восток-северо-восточного простирания, входящими в систему крупного разломного узла двух сопряженных глубинных зон: Темулякитской и Хани-Кудулинской.

Наиболее значимой является зона морфоконтролирующего Темулякитского разлома, представленная сложной серией параллельных и сочленяющихся под острым углом субмеридиональных дизъюнктивов, которые сформировали мозаику пластин, линз,

лом типична для всего района среднего течения р. Олекмы (Олекминские землетрясения 1958 г., Тас-Юряхское 1967 г., Тас-Миелинское 1972 г.), известны также палеосейсмодислокации (Олдонгсинская-1 и Олдонгсинская-2), представленные сейсморвами субширотного простираения [4]. Широтное направление в данном районе контролируется Хани-Кудулинской разломной зоной, трассируемой от юго-восточного окончания Чарской впадины до субмеридионального отрезка р. Алдан и входящей в систему Станового краевого шва. Эта зона объединяет систему новейших разрывных нарушений сбросо-левосдвигового типа [5].

Эпицентры главных толчков 2005 г. приурочены к субширотным локальным зонам растяжения, морфологически ярко выраженным узкими грабенами, ориентированными вкрест простираения основных структурных элементов. Такая же серия субширотных сбросов прослеживается восточнее, в Тас-Миелинском блоке, что, в свою очередь, и было проявлено в фокальном решении одноименного землетрясения 1972 г. с $M=4.8$. Такие узкие долины-грабены заложены по локальным разломам, оконтуривающими массивы гранитно-гнейсовых интрузий архейско-нижнепротерозойского возраста [6], крупнейшими из которых на территории исследования являются Ат-Бастаахский, Эвонокитский и Тумуллурский. Ранее для Байкальской рифтовой зоны уже обращалось внимание на приуроченность роевых последовательностей к участкам земной коры, где кристаллический фундамент слагают породы гранитоидного состава. Эпицентральные области таких событий, как правило, располагаются на поднятых блоках земной коры (хребтах, горных перемычках), так же, как и в нашем случае. Вопрос, с чем связана подобная закономерность – с механизмом всплывания гранитных куполов под воздействием денудационной разгрузки; с постгляциальным эффектом или концентрацией напряжений на контактах интрузий с вмещающими породами, требует дополнительного исследования, но следует отметить, что наряду с геолого-структурной обусловленностью роевых и афтершоковых последовательностей 1997 и 2005 гг., возможны и иные механизмы, приведшие к процессу деструкции земной коры в данном районе.

Еще одним вопросом, привлекающим внимания, остается энергетический и временной аспекты данных двух последовательностей. Энергетически афтершоковая серия значительно превосходит роевую, что позволяет предположить более значимую роль растяжения. Однако, это не согласуется с региональным полем тектонических напряжений сдвигового типа, проявляющимся уже с Чарской впадины [4, 7]. К тому же тот факт, что события сбросового типа произошли после сдвиговых смещений, может говорить именно об активизации структур широтного направления вследствие того, что в результате сдвиговых перемещений освободилось место для опускания материала. С другой стороны для осевой части Удоканского хребта вообще характерна высокая плотность эпицентров и преобладание растягивающих усилий, что может быть вызвано самостоятельными причинами, например тектоно-магматическим процессом, с учетом наличия здесь фактически современного вулканизма.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН ИП № 87, РФФИ (проект № 06-05-64492) и программы Президиума РАН № 16 (проект № 3).

[1] Моги К. Предсказание землетрясений. – М.: Мир, 1988. – 382 с.

[2] 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.

[3] Грабкин О.В., Мельников А.И. Разломы Удоканского участка трассы БАМ // Сейсмоструктура и сейсмичность района строительства БАМ. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 71–76.

- [4] Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. – М.: Геос, 2000. – 227 с.
- [5] Николаев В.В. Сейсмогеология зоны Ханейского рифтогенного разлома // Сейсмоструктура и сейсмичность района строительства БАМ. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 95–101.
- [6] Обзорная геологическая карта региона БАМ. М-б 1:500000 / Ред. Л.И. Красный. – М.: Аэрогеология, 1980.
- [7] Мишарина Л.А., Ружич В.В., Вертлиб М.Б. О связи эпицентрального поля и механизмов очагов землетрясений Чаро-Витимского района со строением земной коры // Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМа. – Якутск: Изд-во Якутского филиала СО АН СССР, 1978. – С. 33–50.

ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ: АНАЛИЗ ПЕРВОИСТОЧНИКОВ И ПЕРЕСМОТР ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ СОБЫТИЯ 8 МАРТА 1866 ГОДА)

Я.Б. Радзиминович, А.А. Щетников

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

Исследования исторической сейсмичности той или иной территории сопряжены с довольно острой проблемой достоверности и точности источников данных. Эта тема в разное время поднималась и рассматривалась с различных точек зрения в работах отечественных и зарубежных специалистов [6, 10-13, и *мн. др.*]. Основной вывод, сделанный в результате проведенных указанными авторами исследований, заключается в необходимости тщательной работы с *первоисточниками* сейсмической информации. При интерпретации исходных данных должно исключаться возникновение и последующее накопление ошибок, способных существенно повлиять на окончательный результат анализа – определение основных параметров очага исторического землетрясения.

Сказанное в полной мере относится и к Восточной Сибири. На сегодняшний день основной сводкой данных об очаговых параметрах исторических землетрясений этой территории по-прежнему служит «Новый каталог землетрясений на территории СССР» [7]. Если мы проведем хотя бы беглый анализ источников, цитируемых в этом каталоге и содержащих сведения об *исторической* сейсмичности территории Восточной Сибири, то увидим, что большинство из них являются компилятивными. Фактически это означает, что они не могут рассматриваться как *первоисточники* в полном смысле слова, поскольку при их составлении были использованы еще более ранние, подчас крайне разнородные материалы. Соответственно, неточности, краткость и неполнота сведений таких компиляций, а также общее искажение данных, возникающее на различных звеньях цепочки передачи и обработки информации, безусловно отражались на точности определения параметров землетрясений в современных каталогах. Такие явления действительно имеют место, несмотря на выполненную при подготовке «Нового каталога...» огромную работу по нейтрализации подобных ошибок и неточностей.

Лучшей иллюстрацией разнородности материалов макросейсмических сводок XIX века служит «Каталог землетрясений Российской империи» И.В. Мушкетова и А.П. Орлова [5], по сию пору широко используемый при оценках сейсмической опасности и традиционно считающийся одним из важнейших источников по сейсмичности России и сопредельных территорий. Каталог составлялся на протяжении 20 лет А.П. Орловым, а после его кончины работа была доведена до логического конца И.В. Мушкетовым. Подготовка каталога к изданию потребовала существенной переработки его оригинальной структуры, что вполне могло привести к потере или искажению некоторой части информации. Источники, использованные при составлении «Каталога землетрясений Российской империи», существенно различаются по своему происхождению и варьируют в диапазоне от личных, непосредственных наблюдений авторов до заимствований из других, публиковавшихся ранее сводок, в том числе зарубежных. Совершенно очевидно, что степень достоверности данных по каждому описанному в каталоге землетрясению также будет существенно различаться. Некоторые записи об отдельных землетрясениях в каталоге представляют собой комбинацию из нескольких разнородных источников, некоторые – содержат неполную по сравнению с реальными первоисточниками информацию. Последняя ситуация описывается, в частности, в работе [10] при анализе исходных данных по исторической сейсмичности Среднего Поволжья. Что касается Восточной Сибири, то просмотр списка источников каталога демонстри-

рует нам интересный факт практически полного исчезновения ссылок на местные периодические издания после 1871 года. Это связано с отъездом А.П. Орлова из Иркутска, что привело к практически полной невозможности использовать в дальнейшей работе сообщения иркутских газет. Сведения о землетрясениях в Восточной Сибири за период с 1871 по 1889 год, которым каталог заканчивается, заимствованы в подавляющем большинстве случаев из центральной печати, главным образом из газеты «Московские ведомости». Необходимо все же отметить, что «Каталог землетрясений Российской империи» является фундаментальной работой, сохраняющей свое значение, несмотря на указанные недостатки. При его составлении использовались различные рукописные материалы (официальные донесения, письма от очевидцев сейсмических событий, дневники, данные систематических наблюдений), оригиналы абсолютного большинства которых утеряны.

Примером ошибочной оценки параметров исторического землетрясения на основе вторичной информации может служить событие 24 февраля (8 марта) 1866 года. В «Новом каталоге» указаны следующие параметры: $\varphi=51.7(\pm 0.2)$, $\lambda=104.5(\pm 0.5)$, $M=6.0(\pm 0.7)$. В качестве источников приводятся три компиляции XIX века [5, 8, 9]. Однако как раз эти источники содержат достаточно противоречивые сведения. Дословные описания в хронологическом порядке выглядят следующим образом.

В каталоге [8] приводятся очень лаконичные данные по Иркутску и Селенгинску: *«24-го Февраля. В 11^н 44' утра в Селенгинске было два кратких вертикальных удара через 40" один за другим. В 12-м часу дня в Иркутске также было слышно два легких удара землетрясения»*. Сообщение о землетрясении в Селенгинске, весьма вероятно, было получено А.П. Орловым от П.А. Кельберга, занимавшегося в этом городе постоянными сейсмическими наблюдениями, и потому может считаться вполне достоверным. Для Иркутска в качестве источника данных указывается газета «Иркутские губернские ведомости». Забегая вперед, отметим, что первый каталог А.П. Орлова [8] отличался намного более точным отображением первичных данных, нежели его последующие работы.

В сводке [9] просто констатируется факт землетрясения: *«24 февраля в 11 ч. утра в Селенгинске и в 12 ч. утра в Иркутске по два удара»*. Как мы видим, по сравнению с каталогом [8] здесь уже присутствует искажение данных – с намного меньшей точностью указано время.

В «Каталоге землетрясений Российской империи» [5] мы находим следующую информацию: *«24 февраля (ст. ст.) в 11 ч. 30 м. утра в Верхнеудинске два чувствительных удара землетрясения, одновременно с Иркутском, где было также два удара, от которых в здании почтовой конторы треснула стена, а в гимназии повреждены колонны; в 11 ч. 44 м. утра два коротких вертикальных удара, следовавших один за другим чрез 40"»*. Здесь, во-первых, добавлено сообщение о «двух чувствительных ударах» в г. Верхнеудинске в 11 ч 30 мин, ощущавшихся в это же время и в Иркутске; во-вторых, появляются сведения о повреждениях зданий. Далее, в тексте содержится запись о «двух коротких вертикальных ударах» в 11 ч 44 мин, определенно относящаяся к Селенгинску (см. [8]), хотя упоминание об этом городе отсутствует. Поскольку «Каталог землетрясений Российской империи» фактически является расширенной версией работы [8], логично предположить, что название города было случайно пропущено при работе над каталогом или же при подготовке его к изданию. Таким образом, речь идет не о двух, а об одном землетрясении в виде двух следующих друг за другом ударов. Разница в 14 минут между наблюдениями в разных городах объясняется крайне грубым отсчетом времени, характерным для XIX века.

Принимая во внимание вышеприведенные материалы, предполагая, что здания были повреждены в Иркутске, и учитывая характер повреждений, можно оценить ин-

тенсивность сотрясений минимум в 6 баллов. Именно такие оценки приводятся в работах [1, 7].

Вместе с тем, данные о повреждениях зданий резко не согласуются с более ранними работами А.П. Орлова и с «Иркутской летописью» [2], где землетрясение характеризуется как «легкий удар». В каталоге [5] в качестве первоисточников указана газета «Московские ведомости» и одна из вышедших за рубежом работ А. Перрея, в которых материалы могли быть опубликованы в искаженном виде. Если допустить, что информация о повреждениях зданий является ложной, то приведенные в работе [7] параметры землетрясения теряют смысл. В пользу этого предположения говорит также и то, что землетрясение с $M=6.0$ должно было ощущаться на обширной территории и, соответственно, информация о сильных или умеренных сотрясениях должна была поступить из большего числа пунктов, нежели указано в каталоге [5]. Кроме того, землетрясение произошло лишь через четыре года после катастрофического Цаганского землетрясения 12 января 1862 г., когда в обществе еще сохранялся живой интерес к сейсмическим событиям. В случае сильного близкорасположенного землетрясения с $M=6.0$ реакция иркутской общественности должна была быть достаточно острой, что, несомненно, нашло бы свое отражение в *местной* печати. Таким образом, в связи с указанными противоречиями, мы видим необходимость пересмотра параметров землетрясения 24 февраля (8 марта) 1866 г. Единственным способом сделать это представляется повторный анализ сообщений местной прессы.

В газете «Иркутские губернские ведомости» от 26 февраля 1866 года [3], указанной в качестве источника в работе [8], нами обнаружена следующая заметка: *«ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ. 24 февраля, в 12 часу дня, в Иркутске слышаны были два легких удара землетрясения»*. Более никакой информации о проявлениях землетрясения в Иркутске ни в этом, ни в последующих номерах не содержится. Именно эта заметка, безусловно, была использована как А.П. Орловым [8], так и Н.С. Романовым при составлении «Иркутской летописи» [2]. С учетом того, что землетрясение характеризуется лишь как *«два легких удара»*, его интенсивность вряд ли превышала 3-4(± 0.5) балла; ни о каких повреждениях зданий в этом случае не может быть и речи. Что же касается проявлений землетрясения в Верхнеудинске (Улан-Удэ), то сведения о них найдены также в «Иркутских губернских ведомостях» от 19 марта 1866 г. [4]: *«Верхнеудинск. 3 марта 1866 г. (Корреспонденция). ... С начала нынешнего года было несколько легких землетрясений, а сколько их, случившихся в ночное время, осталось незамеченными. Последнее землетрясение, замеченное мною, было 24 февраля, в половине 12 часа дня. Сначала послышался шум, как бы от сильного ветра, затем значительное колебание; чрез две минуты вторичный удар. Я был один в комнате и углубился в чтение, как вдруг позади меня заскрипели половицы и закачались кресла, на которых я сидел. Я вскочил на ноги и, признаюсь, невольно чего-то испугался; от испуга второй удар я едва заметил, тогда как многие уверяют, что второй удар был сильнее первого. Землетрясение это было сильнее всех, случившихся в нынешнем году в нашем городе»*. Как мы видим, интенсивность сотрясений в Верхнеудинске была несколько больше, чем в Иркутске, и может быть оценена в 4-5(± 0.5) баллов.

Представленные сообщения местной периодической печати, вместе с наблюдениями П.А. Кельберга в Селенгинске, следует рассматривать как *первоисточники* данных по землетрясению 24 февраля (8 марта) 1866 г. К сожалению, несмотря на сделанные в различные библиотеки запросы, нам не удалось получить копию материалов из газеты «Московские ведомости». Хотя на окончательные выводы эта информация, скорее всего, не повлияет, тем не менее стало бы возможным установить, на каком этапе произошло искажение данных в «Каталоге землетрясений Российской империи» [5], повлиявшее впоследствии на оценку параметров землетрясения в «Новом каталоге» [7].

Локализация эпицентра землетрясения в пределах Южного Байкала в свете полученных данных сомнительна, поскольку в этом случае в Иркутске наблюдались бы более заметные эффекты. Принимая во внимание, что в Селенгинске ($\Delta \approx 135$ км) и в Иркутске ($\Delta \approx 150$ км) интенсивность сотрясений вряд ли превышала 4 балла, а в Верхнеудинске ($\Delta \approx 90$ км) макросейсмические эффекты можно оценить в 4-5 баллов, эпицентр землетрясения 24 февраля 1866 года правильнее будет отнести к району дельты р. Селенги со следующими значениями координат: $\varphi = 52.3(\pm 0.3)$; $\lambda = 106.5(\pm 0.5)$. Следует внести коррективы и в оценку магнитуды землетрясения: более реальное ее значение $M = 5.5(\pm 0.3)$.

В рамках настоящей работы мы рассмотрели лишь один пример коррекции параметров исторического землетрясения на основании пересмотра первичных материалов. Однако анализ макросейсмических сводок XIX века демонстрирует нам необходимость тщательной ревизии некоторых современных представлений о исторической сейсмичности в целом. Для Восточной Сибири, с учетом общей ограниченности исторических материалов по сравнению с некоторыми другими сейсмоопасными территориями, эти работы представляются особенно актуальными.

- [1] Голенецкий С.И. Землетрясения в Иркутске. – Иркутск: «Имя», 1997. – 96 с.
- [2] Иркутская летопись 1857-1880 гг. (Продолжение «Летописи» П.И. Пежемского и В.А. Кротова). Составил Н.С. Романов / Под ред. И.И. Серебренникова // Труды Восточно-Сибирского отдела Императорского Русского географического общества. – № 8. – Иркутск: Паровая типография И.П. Казанцева, 1914. – 410 с.
- [3] Иркутские губернские ведомости. 1866, 26 февраля. № 9. Неофициальная часть. – С. 8.
- [4] Иркутские губернские ведомости. 1866, 19 марта. № 12. Неофициальная часть. – С. 4.
- [5] Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи // Записки Императорского Русского географического общества по общей географии. – Т. 26. – СПб.: Типография Императорской АН, 1893. – 582 с.
- [6] Никонов А.А. Сейсмические сотрясения на Русской равнине в XI-XVII вв. // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1990. – № 11. – С. 85–95.
- [7] Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
- [8] Орлов А.П. О землетрясениях вообще и землетрясениях Южной Сибири и Туркестанской области в особенности. Вып. 1 // Труды Общества естествоиспытателей при Императорском Казанском университете. – Т. 3, № 1. – Казань, 1872. – 78 с.
- [9] Орлов А.П., Щукин С.С. Сведения о землетрясениях, бывших в Иркутске и в других местностях Сибири // Восточно-Сибирский календарь на 1875 год. – Иркутск, 1874. – С. 103–116.
- [10] Татевосян Р.Э., Мокрушина Н.Г. Историческая сейсмичность Среднего Поволжья // Физика Земли. – 2003. – № 3. – С. 13–41.
- [11] Ambraseys N. et al. Notes on historical seismicity // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1983. – V. 73, № 6. – P. 1917–1920.
- [12] Ambraseys N.N. Value of historical records of earthquakes // Nature. – 1971. – V. 232, № 5310. – P. 375–379.
- [13] Musson R.M.W. The use of newspaper data in historical earthquake studies // Disasters. – 1986. – V. 10, № 3. – P. 217–223.

РАЗВИТИЕ КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ КАК ВЫРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ САЯНО-МОНГОЛЬСКОГО НИЗКОСКОРОСТНОГО МАНТИЙНОГО ДОМЕНА

*С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, В.В. Мордвинова, И.С. Брандт,
С.Б. Брандт, К.В. Ершов*

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

Распространение кайнозойского вулканизма в Центральной Азии объяснялось: 1) локальным воздыманием глубинного материала [3, 10 и др.], 2) деформациями литосферы в связи с Индо-Азиатской коллизией [4 и др.] и 3) подъемом крупного мантийного конвективного потока или более мелких плюмов, зарождающихся на границе ядро-мантия [2, 11 и др.]. Многочисленные исследования подтвердили зависимость процессов рифтогенеза от межплитного взаимодействия, в том числе и Индо-Азиатской коллизии, хотя характер этой зависимости остается пока слабоизученным. Воздействие Индийского индентера запечатлено в кайнозойских тектонических деформациях верхней части коры Центральной Азии. Из результатов фрактального анализа размерности тектонических блоков следует максимальный суммарный эффект этого воздействия на верхнюю часть коры в зоне Индо-Азиатской коллизии и его последовательное ослабление в северном направлении. В Центральной Монголии воздействие индентера ничтожно мало, а в Байкальской рифтовой системе ярко проявлено растяжение коры, обусловленное местным источником тектонических сил [14]. По механизмам очагов землетрясений, современное сжатие распространяется в коре Центральной Азии от зоны Индо-Азиатской коллизии и охватывает юго-западную часть Байкальской рифтовой системы [19]. Здесь установлены надвиги, свидетельствующие о проявлении субмеридионального сжатия верхней части коры в плиоцен-четвертичное время [5]. В течение последних 2 млн лет вулканизм внутренних районов Азии сначала (2,0-1,5 млн л.н.) развивался асинхронно с вулканизмом районов межплитных коллизионных границ, но затем, в последние 1,2 млн лет (а особенно в последние 0,6 млн лет), перешел в стадию синхронизации. По-видимому, в интервале 2,0-1,5 млн л.н. процессы межплитного взаимодействия не влияли на внутриплитные процессы, но в дальнейшем механизм такого влияния стал определяющим [7]. Синхронизация вулканизма Внутренней Азии с вулканизмом межплитных конвергентных границ в течение последних 23 млн лет наступала периодически с интервалом 2,5-3,0 млн лет, отражая общий импульсный характер развития тектонических и магматических процессов [17].

Высокие скорости нижней мантии, установленные под Центральной Азией [13], поставили под сомнение роль подъема материала с нижнемантийных глубин. Исходя из отличия компонентного состава мантийных расплавов Центральной Азии от плюмовых мантийных расплавов Восточной Африки по изотопам Sr, Nd и Pb и других особенностей новейших тектонических и магматических процессов было высказано предположение, что низкоскоростные аномалии Центральной Азии лишь подобны плюмам (в понимании Моргана) по однонаправленному пространственно-временному смещению вулканизма и, в отличие от них, должны иметь верхнемантийное происхождение [6]. Гипотетические «плюмы» моделировались в гравитационном поле полигональными призмами, предположительно протягивающимися в мантии Центральной Азии от 670 до 200-150 км [20]. Между тем скоростная модель верхней мантии с высоким разрешением по поверхностным S-волнам, построенная В.М. Кожевниковым и Т.Б. Яновской, послужила основой для заключения об ярусной кайнозойской динамике верхней мантии. В глубинном ярусе 350-200 км был выделен Забайкальский низкоскоростной до-

мен, а в глубинном ярусе 200-50 км – Саяно-Монгольский, Охотоморский и Филиппиноморский низкоскоростные домены. Происхождение Забайкальского низкоскоростного домена связывалось с процессами мезозойско-кайнозойской субдукции океанических плит под Восточную Азию, а Саяно-Монгольского домена – с влиянием на Центральную Азию процессов Индо-Азиатской коллизии [8, 17, 18]. В последнее время опубликованы и геохимические работы, в которых развитие вулканизма отдельных территорий Центральной Азии рассматривалось вне плюмовой гипотезы. В частности, кайнозойский магматизм Центральной Монголии объяснялся процессами метасоматического обогащения нижней части литосферы с ее последующим плавлением [12].

Гипотеза о кайнозойском образовании Саяно-Монгольского низкоскоростного домена подтверждается данными сейсмотомографического профиля MOBAL_2003, построенного по записям обменных SV-волн, полученных при выполнении совместного российско-французско-монгольского проекта [16]. Профиль протянулся через низкоскоростной домен от Сибирской платформы через Юго-Западное Прибайкалье и Центральную Монголию до Долины Озер и Гобийского Алтая. Подошва домена на новом профиле хорошо выражена и подчеркивается субгоризонтальным низкоскоростным слоем глубин 210-190 км. На уровне 220-240 км мантия постепенно приобретает нормальные скоростные характеристики. Определение глубины подошвы Саяно-Монгольского домена по обменным SV-волнам хорошо согласуется с ее прежним определением по поверхностным S-волнам.

Мы предполагаем, что переход от приподошвенного низкоскоростного слоя Саяно-Монгольского домена к более глубокой мантии нормальных скоростей имеет значение раздела Леман, т.е. раздела, контролирующего латеральные перемещения мантийных слоев килем кратонной литосферы. Определяющая динамическая роль раздела обусловлена сокращением коры и мантии Центральной Азии в процессе кайнозойского сближения двух крупных кратонных блоков – Индийского индентера и Сибирской платформы. Низкоскоростной приподошвенный слой домена играл роль поверхности, по которой сжимающие усилия со стороны Индийского индентера передавались в мантии Центральной Азии до кратонного кия Сибирской платформы.

Установленные пространственные различия характера деформаций верхней части коры между Индийским индентером и Сибирской платформой [14] косвенным образом свидетельствуют о пространственной смене мантийной динамики. Скоростная структура Саяно-Монгольского домена на профиле MOBAL_2003 интерпретируется нами в рамках модели мантийной деляминации. Механизм деляминации заключался в том, что, благодаря эпизодическому нарастанию коллизионного бокового давления, контрастность физических свойств слоев верхней мантии возрастала с нарушением слоистости. В северной части профиля MOBAL_2003, под юго-западной частью Байкальской рифтовой системы, реализовался механизм поднятия низкоскоростного материала от слоя раздела Леман. В южной части профиля мантийная динамика была иной. В качестве ее показателя служит Восточно-Хангайский блок нормальных скоростей, обособившийся от протяженного глубинного слоя мантии нормальных скоростей (на профиле слой занимает глубины 180-120 км) и погрузившийся в менее плотный слой раздела Леман до подошвы Саяно-Монгольского домена с высвобождением надблокового пространства для низкоскоростной Восточно-Хангайской линзы.

Мы связываем пространственно-временное развитие кайнозойского вулканизма Центральной Азии с динамикой Саяно-Монгольского домена. Уже в палеоцене вулканизм проявился в Центральной и Заалтайской Гоби [1, 11]. Вулканические ареалы находятся в пределах Южно-Монгольской локальной низкоскоростной аномалии, резко выраженной на глубине 200 км. Аномалия пространственно приходится на область со вмещения Саяно-Монгольского домена с более глубинным Забайкальским доменом

(см. местоположение аномалии в работе [8]). Во временном интервале 32-28 млн л.н. был активным только южный край домена под Долиной Озер. Одновременно с магматизмом этой территории развивался магматизм Хилокской и Еравнинской впадин Западного Забайкалья. В это время образовался магматический коридор, протянувшийся от Тибета до Западного Забайкалья [17]. Раздел Леман активизировался на этом этапе между Индийским индентером и юго-восточной частью Сибирской платформы. В результате структурной перестройки зоны конвергенции плит Северо-Восточной Пацифики и Евразии на олигоцен-миоценовом рубеже (около 23 млн л.н.) Восточная Азия испытала мощный импульс надсубдукционного магматизма и растяжения, повлекшего за собой активизацию раздела Леман между Индийским индентером и юго-западной частью Сибирской платформы. Это событие и было определяющим для последующего неоген-четвертичного оформления Саяно-Монгольского домена.

Мантийная динамика восходящего потока от низкоскоростного слоя раздела Леман выражена в Юго-Западном Прибайкалье вулканизмом временного интервала раннего миоцена 22-17 млн л.н. Структурный парагенезис погруженного блока и надблоковой низкоскоростной линзы Восточного Хангая образовался позже. Он характеризовался развитием магматизма в Восточно-Хангайском ареале во временном интервале среднего-позднего миоцена от 15,6 до 9,7 млн л.н. (новые К-Аг датировки авторов). Придавая установленному вулканическому интервалу Восточно-Хангайского ареала маркирующее значение для структурного парагенезиса «опущенный мантийный блок – низкоскоростная линза», мы определяем масштабы пространственного распространения процессов, связанных с его образованием в Центральной Монголии, по развитию одновозрастного вулканизма. Опубликована серия К-Аг датировок в интервале 15,5-14,3 млн лет для района среднего течения Орхона (Угейнурский ареал) и датировки 12,5 и 11,5 млн лет – для нижнего течения р. Хануй (север Хануйского ареала). Лавы Дзабханского ареала охарактеризованы датами 16,1 млн лет, а Байдарикского – датировкой небольшого лавового фрагмента 14,8 млн лет [1, 9]. Вслед за Е.В. Девяткиным [1], можно принять узкий возрастной диапазон датировок 13,2-12,2 млн лет, полученный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом для среднемиоценового лавового слоя III Долино-Озерского ареала [15].

Вырисовывается картина Т-образного сочленения средне-позднемиоценовых магмоконтролирующих структур – Дзабхан-Долино-Озерской и Угейнур-Восточно-Хангайской. Датировки лав меняются вдоль Дзабхан-Долино-Озерской зоны от ~16 млн лет на северо-западе до интервала 13,2-12,2 млн лет на юго-востоке. В северо-восточной части Угейнур-Восточно-Хангайской зоны вулканизм датирован узким диапазоном 15,5-14,3 млн лет. Только в ее юго-западной части более широкий интервал датировок свидетельствует о продолжительных процессах магнеобразования 15,6-9,7 млн лет назад. Установленный в Восточном Хангае структурный парагенезис «опущенный мантийный блок – низкоскоростная линза» рассматривается как локальное явление в Т-образном сочленении магнеогенерирующих мантийных зон.

Вулканическая деятельность последних 8 млн лет служила показателем мантийной динамики, последовавшей после достижения Восточно-Хангайским блоком нормальных скоростей подошвы Саяно-Монгольского низкоскоростного домена. К этому временному интервалу произошло фронтальное смещение вулканизма от Долины Озер к северу, на Хангай, впервые отмеченное Е.В. Девяткиным. Одновременно вулканизм Западного Забайкалья смещался в противоположном направлении – на Хэнтэй (новые данные авторов). Пространственно-временное развитие вулканизма в Тибет-Западно-Забайкальском магматическом коридоре отражало латеральное распространение горячего материала по направлению к формировавшимся позднекайнозойским сводам.

Интеграционные проекты СО РАН 7.10.3/2006, 88/2006, ДВО РАН 06-1-П16-065, проект Байкал-РФФИ 05-05-97254-р-байкал, проект РФФИ 04-05-64996.

- [1] Девяткин Е.В., Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12, № 2. – С. 102–114.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. – М.: Наука, 1992. – 192 с.
- [3] Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. – М.: Наука, 1971. – 168 с.
- [4] Киселев А.И. Кайнозойский вулканизм Центральной и Восточной Азии // Проблемы разломной тектоники. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. – С. 71–86.
- [5] Рассказов С.В. Плиоцен-четвертичный надвиг на юге Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика. – 1990. – № 5. – С. 134–138.
- [6] Рассказов С.В. Кайнозойский магматизм зон растяжения и горячих пятен Восточной Африки и Центральной Азии // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001. – С. 78–95.
- [7] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). – Новосибирск: Наука, 2000. – 288 с.
- [8] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М. и др. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Докл. РАН. – 2003. – Т. 390, № 1. – С. 90–95.
- [9] Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Аракелянц М.М. Калиевые базальтоиды в кайнозое Монголии (вулканический ареал оз. Угей) // Вулканология и сейсмология. – 1984. – № 5. – С. 60–73.
- [10] Флоренсов Н.А., Солоненко В.П., Логачев Н.А. Кайнозойский вулканизм рифтовых зон // Вулканизм и тектогенез. – М.: Наука, 1968. – С. 146–151.
- [11] Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. – 1994. – № 5. – С. 28–45.
- [12] Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D. et al. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // J. Petrol. – 2003. – V. 44, № 1. – P. 55–91.
- [13] Castillo P. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle // Nature. – 1988. – V. 336. – P. 667–670.
- [14] England P., Molnar P. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics // Science. – 1997. – V. 278. – P. 647–650.
- [15] Höck V., Daxner-Höck G., Schmid H.P. et al. Oligocene-Miocene sediments, fossils and basalts from the Valley of Lakes (Central Mongolia) – An integrated study // Mitt. Österr. Geol. Ges. – 1999. – V. 90. – P. 83–125.
- [16] Mordvinova V.V., Deschamps A., Deverchere J. et al. Velocity structure of the lithosphere on the Siberian platform – Goby-Altai profile on the base of teleseismic experiment «MOBAL 2003» // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли: Материалы 2-го международного симпозиума. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – С. 223–227.
- [17] Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia. CNEAS Monograph Series No. 21, Tohoku University, Institute of the Earth's crust, 2006. – 156 p.
- [18] Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A. et al. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. – 2004. – V. 9. – P. 179–219.
- [19] Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project // J. Geophys. Res. – 1992. – V. 97, № B8. – P. 11703–11728.
- [20] Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. et al. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. – 2003. – V. 371. – P. 153–173.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПОЛИХРОННЫЕ БАТОЛИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

*С.Н. Руднев**, *С.М. Борисов***, *Г.А. Бабин****, *О.А. Левченков*****,
*П.А. Серов******, *Д.И. Матуков******

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

** Кемерово, Территориальное агентство недропользования по Кемеровской области

*** Новокузнецк, ФГУПП «Запсибгеолсъемка», babin_ga@mail.ru

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

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

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

В настоящее время в структурах Кузнецкого Алатау (западная часть Алтае-Саянской складчатой области – АССО) выделяются два венд-кембрийских вулканоплутонических пояса (ВПП): Алатауский ВПП с островодужными ассоциациями и Алтае-Кузнецкий ВПП с окраинморскими и (или) океаническими ассоциациями [1, 2]. Эти пояса характеризуются различным геологическим строением, набором магматических и вулканогенных ассоциаций. Установлено, что в Алатауском ВПП вулканогенные отложения представлены только породами толеитового ряда (чумайский плагиориолит-базальтовый комплекс, V–Є₁), в то время как в Алтае-Кузнецком ВПП – субщелочного ряда (усть-анзасский трахит-трахибазальт-базальтовый (Є₁) и бериккульский риодацит-базальт-трахибазальтовый комплекс (Є₂)). В каждом из выделенных ВПП отмечаются разнообразные по вещественному составу гранитоидные и габбро-гранитные ассоциации раннепалеозойского возраста, образующие в совокупности крупные полихронные батолиты и массивы.

Главная цель данной работы заключается в выяснении сходства и различия внутреннего строения, вещественного состава, возраста и источников формирования раннепалеозойских магматических ассоциаций, расположенных в различных структурно-формационных зонах (Алатауский и Алтае-Кузнецкий ВПП) северной части Кузнецкого Алатау. Особое внимание уделялось тем гранитоидным батолитам (очаговым ареалам), в строении которых участвуют разнообразные по вещественному составу гранитоидные и габбро-гранитные ассоциации, являющиеся реперными и петротипическими в общей схеме интрузивного магматизма западной части АССО и наиболее ярко отражающие характерные черты эволюции раннепалеозойского магматизма этого региона. В качестве объектов исследования были выбраны гранитоидные и габбро-гранитные ассоциации (комплексы) раннепалеозойского возраста в составе Кожуховского полихронного батолита, расположенного в Чумайском блоке Алатауского ВПП, и Дудетского полихронного батолита и его сателлитов в Центрально-Мартайгинском поднятии Кузнецко-Алатауского ВПП.

Кожуховский полихронный батолит. В строении этого батолита принимают участие несколько разновозрастных гранитоидных ассоциаций, относящихся к различным формационным типам (от ранних к поздним): тылинский тоналит-плагиогранитный (Тылинский массив), мартайгинский квардиорит-тоналит(гранодиорит)-гранитный (Кожуховский массив) и краснокаменский монцодиорит-граносиенитовый (Краснокаменский массив) комплексы. Вмещающими породами для этих ассоциаций являются островодужные вулканы чумайского плагиориолит-базальтового комплекса венд-раннекембрийского возраста. Анализ вещественного состава пород Кожуховского батолита позволил выделить в нем три петрохимических типа гранитоидов: толеитовые, известково-щелочные и субщелочные.

К гранитоидам толеитового ряда относятся интрузивные образования Тылинского массива, в строении которого принимают участие кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. По петрохимическому составу породы этого массива отвечают низкоглиноземистым тоналитам и трондьемитам. Для них характерны низкие содержания K_2O (0.1-0.6 мас.%), Rb (2.4-5.4 г/т), Sr (161-225 г/т), Ba (86-111 г/т), Nb (0.7 г/т), Ta (0.33 г/т) и $\Sigma PЗЭ$ (15-40 г/т). Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные по хондриту, имеют симметричную форму с максимумом по Eu ($La/Yb_N = 0.94-1.36$, $Eu/Eu^*_N = 1.4-4.2$). Из других особенностей можно отметить наличие отрицательных аномалий по Nb, Ta, Ti и положительных по Sr. U-Pb изотопные исследования, выполненные U-Pb методом на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по единичным зернам цирконов из тоналитов Тылинского массива, свидетельствуют, что их возраст составляет 532.0 ± 1.9 млн лет. Результаты Nd изотопных исследований показали, что они характеризуются повышенным отношением $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.193385$, $\epsilon Nd(T) = +4.5$, близким к деплетированной мантии. По вышеперечисленным характеристикам плагиогранитоиды Тылинского массива хорошо коррелируются с близкими по вещественному составу раннекембрийскими островодужными толеитовыми плагиогранитоидами Восточной Тувы [3].

К породам известково-щелочного (андезитового) ряда относятся интрузивные образования кожуховского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса, наиболее полно представленные в одноименном массиве. По вещественному составу породы Кожуховского массива отличаются от предшествующих гранитоидов более высоким содержанием K_2O (0.6-2.4 мас.%), Rb (11-44 г/т), Sr (273-401), Ba (164-530 г/т), Nb (0.6-2.4 г/т), Ta (0.25-0.41 г/т). По содержанию РЗЭ и спектров их распределения они характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и отсутствием минимума по Eu ($\Sigma PЗЭ = 49-111$ г/т, $La/Yb_N = 2.8-6.7$; $Eu/Eu^*_N = 0.8-1.0$), Nb, Ta и Ti. Изотопно-геохронологические исследования, проведенные в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) U-Pb методом по циркону из тоналитов Кожуховского массива, свидетельствуют, что их возраст составляет 500.4 ± 7.0 млн лет. Результаты Nd изотопных исследований показали, что они характеризуются отношением $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.136277$ и величинами $\epsilon Nd(T) = +4.2$ и Nd модельным возрастом пород $TNd(DM-2st) = 0.9$ млрд лет.

Субщелочные породы в Кожуховском батолите представлены интрузивными образованиями Краснокаменского монцодиорит-сиенит-граносиенитового массива. В отличие от пород предшествующей интрузивной ассоциации, гранитоиды этого массива характеризуются более высокими содержаниями K_2O (2.4-2.8 мас.%), Rb (41-58 г/т), Sr (870-1050 г/т), Ba (803-940 г/т), Nb (2.8-6.2 г/т) и Ta (0.4-0.9 г/т). По содержаниям РЗЭ они не отличаются от пород Кожуховского массива. На мультиэлементных диаграммах отмечаются отчетливые минимумы по Nb, Ta, Ti, Zr, Hf. Возраст пород Краснокаменского массива, полученный U-Pb изотопным методом по циркону из кварцевых монцодиоритов, равен 503.9 ± 6.7 млн лет. Результаты Nd изотопных исследований кварцевых монцодиоритов показали, что они характеризуются отношениями $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.123994$, $\epsilon Nd(T) = +4.8$, а Nd модельный возраст протолита пород $TNd(DM-2st) = 0.8$ млрд лет. По вышеперечисленным изотопно-геохимическим параметрам и возрасту породы Краснокаменского и Кожуховского массивов сопоставляются с позднекембрийско-ордовикскими гранитоидными ассоциациями сопредельных регионов АССО (Тува, Горная Шория, Западная Монголия) [2-9], формирование которых связано с аккреционно-коллизийными геодинамическими обстановками.

Дудетский полихронный батолит и его сателлиты. Этот батолит расположен в центральной части Центрально-Мартайгинского поднятия Алтае-Кузнецкого ВПП. Главным отличием Дудетского батолита от Кожуховского является преимущественное развитие в его составе интрузивных ассоциаций (комплексов) субщелочного и в не-

большом объеме щелочного при полном отсутствии пород толеитового и известково-щелочного рядов. В составе батолита выделяются (от ранних к поздним): таскыльский габброидный комплекс среднекембрийского возраста, горячегогорский тералит-основной фойдолит-фойяит-карбонатитовый, малодудетский монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовый и карнаюльский граносиенит-лейкогранитный комплексы позднекембрийско-раннеордовикского возраста [1, 10-12]. Вмещающими породами для этих ассоциаций являются преимущественно раннекембрийские вулканы усть-анзасского трахит-трахибазальт-базальтового комплекса и среднекембрийские берикюльского риодацит-базальт-трахибазальтового. Образования щелочного ряда (горячегогорский щелочно-габброидный комплекс) рассмотрены подробно в [11]. Породы субщелочного ряда будут рассмотрены на примере малодудетского (Малодудетский, Кайдаловский и Ударнинский массивы) и карнаюльского (Карнаюльский массив) комплексов.

В составе малодудетского комплекса выделяются монцогаббро, монцодиориты, кварцевые монцодиориты, сиениты и кварцевые сиениты. Монцодиориты и кварцевые монцодиориты имеют преимущественное развитие и наиболее полно представлены в Малодудетском массиве. Сиениты и кварцевые сиениты развиты в меньшем объеме и наблюдаются в ряде мелких массивов (Кайдаловский, Ударнинский и др. массивы), развитых главным образом по периферии Дудетского батолита. Характерной чертой пород малодудетского комплекса, в отличие от субщелочных пород краснокаменского комплекса в Кожуховском батолите, является их более высокая общая щелочность, калиевоность ($K_2O = 1.7-6.1$ мас. %), а также более высокие содержания Hf (1.2-12.2 г/т), Zr (40-518 г/т) и особенно Nb (8.5-71.9 г/т) и Ta (0.7-3.8 г/т). Все эти черты характерны для гранитоидов субщелочного ряда. Такие высокие концентрации Nb и Ta, вероятнее всего, свидетельствуют о происхождении исходных расплавов из обогащенного мантийного источника. По содержанию РЗЭ и характеру их распределения породы комплекса обнаруживают некоторое отличие друг от друга. Монцогаббро и монцодиориты характеризуются более устойчивыми содержаниями легких и тяжелых лантаноидов и отсутствием минимума по Eu ($\Sigma PЗЭ = 105-160$ г/т, $La/Yb_N = 5.8-6.8$, $Eu/Eu^*_N = 0.8-1.1$), в то время как сиениты и кварцевые сиениты обнаруживают более высокие вариации этих параметров, наличие ярко выраженного минимума по Eu ($\Sigma PЗЭ = 45-230$ г/т, $La/Yb_N = 4.0-14.9$, $Eu/Eu^*_N = 0.4-0.9$), Sr, Ti и максимумов по Hf и Zr. Такие особенности состава пород малодудетского комплекса свидетельствуют о сильной дифференцированности исходного расплава. Изотопно-геохронологические исследования, проведенные U-Pb методом по цирконам из монцодиоритов, показали, что они имеют конкордантные значения возраста, равные 485.0 ± 2.9 млн лет (Малодудетский массив), а из сиенитов 498.4 ± 1 млн лет (Кайдаловский массив) и 495.2 ± 4.5 млн лет (Ударнинский массив). Результаты Nd изотопных исследований, проведенных по сиенитам малодудетского комплекса, показали, что они характеризуются низкими значениями величин $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.101398$, $\epsilon Nd(T) = +1.9$ и более древними Nd модельными возрастами пород $TNd(DM-2st) = 1.08$ млрд лет. Такие изотопные параметры свидетельствуют о более высоком вкладе коровой составляющей при магмогенерации исходного расплава, что существенно отличает их от субщелочных пород краснокаменского комплекса в Кожуховском батолите. В целом же, по вещественному составу и изотопно-геохимическим параметрам интрузивные образования малодудетского комплекса сопоставляются с габбро-монцодиорит-граносиенитовыми ассоциациями Восточной Тувы (Зубовский массив, Каахемский батолит) и Батеневского кряжа (массив Самсон, Туимский батолит) [3, 13].

В составе карнаюльского граносиенит-лейкогранитного комплекса выделяются граносиениты, мелано- и лейкограниты, наиболее ярко представленные в одноименном массиве. По петрохимическому составу породы этого комплекса не отличаются от субщелочных пород краснокаменского комплекса, но в отличие от пород малодудет-

ского комплекса они имеют более низкую общую щелочность и калиевость. По содержанию редких элементов они занимают промежуточное положение между породами краснокаменского и малодудетского комплексов. Спектры распределения РЗЭ в них аналогичны породам малодудетского и краснокаменского комплексов. На мультиэлементных диаграммах наблюдаются слабовыраженные минимумы по Nb, Ta и Ti. Возраст пород, полученный U-Pb изотопным методом по циркону из граносиенитов, составляет 491.9 ± 7.5 млн лет. Результаты Nd изотопных исследований этих пород показали, что они характеризуются отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.096701$, $\epsilon\text{Nd}(T) = +3.6$ и $T\text{Nd}(\text{DM-2st}) = 0.9$ млрд лет. Эти изотопные параметры свидетельствуют о меньшем вкладе коровой компоненты, в отличие от пород малодудетского комплекса, при магмогенерации.

Результаты комплексных исследований, проведенных в северной части Кузнецкого Алатау по раннепалеозойским магматическим ассоциациям, входящим в состав Кожуховского и Дудетского батолитов, показали, что в их строении принимают участие гранитоидные и габбро-гранитные ассоциации, отличающиеся друг от друга вещественным составом, возрастом, источниками и геодинамическими обстановками формирования.

Установлено, что в составе Кожуховского полихронного батолита (Алатауский ВПП) выделяются гранитоиды толеитового, известково-щелочного и субщелочного ряда, в то время как в Дудетском полихронном батолите (Алтае-Кузнецкий ВПП) преимущественно развиты породы субщелочного, в меньшей степени щелочного рядов.

Изотопно-геохронологические исследования позволили установить, что формирование гранитоидов в Кожуховском батолите происходило в интервале 530-500 млн лет, в Дудетском батолите – 500-485 млн лет. При этом в Кожуховском батолите выделяется два этапа формирования гранитоидов. На первом этапе (530 ± 5 млн лет) происходило формирование островодужных толеитовых плагиогранитоидов тылинского комплекса, на втором этапе (500 ± 5 млн лет), в аккреционно-коллизионной геодинамической обстановке, известково-щелочных гранитоидов мартайгинского и субщелочных краснокаменского комплексов. В Дудетском батолите формирование гранитоидных комплексов происходило в узком возрастном интервале 500-485 млн лет, совпадающем со временем формирования субщелочных гранитоидов в Кожуховском батолите.

Nd изотопные исследования позволили установить, что гранитоиды Кожуховского батолита характеризуются устойчивыми параметрами ϵNd (+4.2...+4.8) и модельными возрастами пород 0.9–0.8 млрд лет. Главным источником для их формирования, вероятнее всего, служили породы океанического основания островной дуги. Интрузивные ассоциации (малодудетский и карнаульский комплексы) в Дудетском батолите обнаруживают более низкие значения параметров ϵNd (+1.9 ...+3.6) и более древние Nd модельные возраста пород (1.1-0.9 млрд лет). С учетом повышенной щелочности пород этих комплексов такие широкие вариации изотопных параметров могут быть следствием разного вклада в генерацию гранитоидных магм мантийного источника, признаки которого сейчас установлены на примере карбонатитсодержащей щелочно-габброидной ассоциации (509 ± 10 млн лет) с параметрами ϵNd , варьирующими в диапазоне +5.0 ... +5.7.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64767) и Президиума СО РАН (ИП № 10.7.2).

- [1] 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.
- [2] Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-

- Саянской складчатой области // Материалы Всерос. совещ. «Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований». – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – С. 24–26.
- [3] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. – 2006. – № 2. – С. 30–42.
- [4] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков и др. Sm-Nd-изотопные провинции земной коры Центральной Азии // Докл. РАН. – 1996. – Т. 348, № 2. – С. 220–222.
- [5] Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г. и др. Sm-Nd- изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН. – 1999. – Т. 369, № 3. – С. 395–397.
- [6] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г. и др. Синкинематические граниты и коллизивно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. – 2000. – № 3. – С. 396–411.
- [7] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2002. – Т. 387, № 3. – С. 387–392.
- [8] Ковач В.П. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Источники и ведущие механизмы формирования и эволюции континентальной коры каледонид Центральной Азии // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. – Вып. 2. – Т. 1. – С. 168–171.
- [9] Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 1. – С. 70–74.
- [10] Борисов С.М. О проявлении габбро-монцодиоритовой формации в Мартайге // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. Сборник материалов к научно-практической конференции. – Новокузнецк, 1995. – С. 193–195.
- [11] Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г. и др. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Докл. РАН. – 2004. – Т. 398, № 3. – С. 374–378.
- [12] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Докл. РАН. – 2004. – Т. 396, № 3. – С. 369–373.
- [13] Kruk N.N., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A. et al. SR-ND isotopic systematics of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan fold region // Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia (IGCP-420). Third Workshop Abstracts. – August 6–16. – 2001. – Novosibirsk, Russia. – P. 68–72.

ОФИОЛИТЫ, ОСТРОВОДУЖНЫЕ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СИСТЕМЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РАЙОНА КАЗАХСТАНА

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

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

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

* Алматы, Институт геологических наук МОН РК, oiniki@mail.kz

В Чу-Илийском районе раннепалеозойские комплексы распространены в виде протяженной, почти непрерывной полосы северо-западного простирания между массивами с докембрийскими сиалическими комплексами: чуйско-кендыктасским на юго-западе и актау-джунгарским на северо-востоке [6]. Первично массивы принадлежали единой зоне перехода от континента к океану, развивавшейся в конвергентном режиме. В среднем-позднем ордовике по косым продольным сдвигам произошли крупномасштабные перемещения структуры. В результате в Чу-Илийском районе тектонически совмещены комплексы фронтальной и тыловой частей раннепалеозойской окраины. Первые представлены офиолитами и островодужными комплексами Жалаир-Найманской зоны, а вторые – комплексами внутриконтинентального рифтогенного прогиба Сарытумской и Бурунтауской зон (рисунок). В районе, кроме сравнительно просто построенных и детально изученных ордовикских и нижнесилурийских отложений [6], широко распространены сложно построенные образования проблематичного возраста, стратиграфического положения и геодинамической природы, которые и рассматриваются ниже.

В Жалаир-Найманской зоне офиолиты слагают протяженные (до 200 км) полосы и отдельные массивы. В плутонической части отмечается обычный разрез. Внизу помимо гарцбургитов присутствуют лерцолиты. В верхней части типичен уровень такситовых габбро, сменяющийся комплексом долеритовых даек. На близком структурном уровне присутствуют плагиограниты. В нижней части они выполняют тонкие, до 1 мм, инъекции в базитах, а выше – дайки или мощные залежи, которые в районе гор Байгара в Андассайском массиве имеют мощность до 200 м. Мощный (>1 км) разрез гранитодной серии, имеющей постепенный переход с габброидами без дайкового комплекса, наблюдается в горах Дуланкара. К эффузивной части разреза относилась базальтоидная ащисуйская свита проблематичного (V-Є₁?; Є₃-О₁?) возраста [6]. В горах Дуланкара и к северо-западу от гор Джамбул установлено, что выше плутонической части располагается базальт-риолитовая серия. В горах Дуланкара с ней связаны колчеданные залежи. Выше залегает тектонический покров, состоящий из базальтов ащисуйской свиты, венчающейся пачкой переслаивающихся кремней, яшм, доломитов и базальтов. На ащисуйской свите с перебивом залегает терригенная джамбульская свита. Практически повсеместно стратиграфическая последовательность этого покрова перевернута. В основании джамбульской свиты в горах Дуланкара присутствуют конгломерато-брекчии с обломками пород ащисуйской свиты. К юго-западу от гор Байгара в кремнях ащисуйской свиты, переслаивающихся с базальтами и доломитами, собраны конодонты *Phakelodus elongatus* (An), *Ph. tenuis* (Müller), *Furnishina* cf. *F. vasmereae* Müller and Hintz, *Gapparodus* sp. Комплекс характерен для сакского яруса низов верхнего кембрия. Выше с базальными гравелито-бречиями залегает джамбульская свита. Позднекембрийские конодонты в разрезе ащисуйской свиты собраны нами также северо-западнее гор Джамбул. Офиолиты и контрастную серию можно рассматривать как комплексы энсиматической дуги и ее основания, а ащисуйскую свиту – как комплекс бассейна ме-

жду дугой и континентальной окраиной. Джамбульская свита фиксирует коллизийное сближение этих структур, а также континентальной окраины, на которой развивался позднекембрийский вулканический пояс. Пояс представлен сулусайской свитой. Последняя в горах Кендыктас перекрывает чехол массива – жайсанскую свиту ($\text{Є}_2\text{--}\text{Є}_3$), верхний возрастной предел которой определен по конодонтам *Furnishina* sp., *Prooneotodus* sp. Сулусайская свита представлена андезитами, их туфами и туффитами. Она с разрывом перекрывается джамбульской свитой. Возраст джамбульской свиты по брахиоподам определяется как $\text{Є}_3\text{--}\text{О}_1$ [6]. Обнаруженные в джамбульской свите конодонты пока не дают уточнения. Юго-западнее гор Байгара офиолиты и джамбульская свита с разрывом перекрываются преимущественно терригенной, с туфами кислого состава в средней части, каратальской свитой. Она охарактеризована позднеаренигскими граптолитами [6]. Известняки нижней подсвиты содержат конодонты зоны *Oepikodus evae* нижнего аренига.

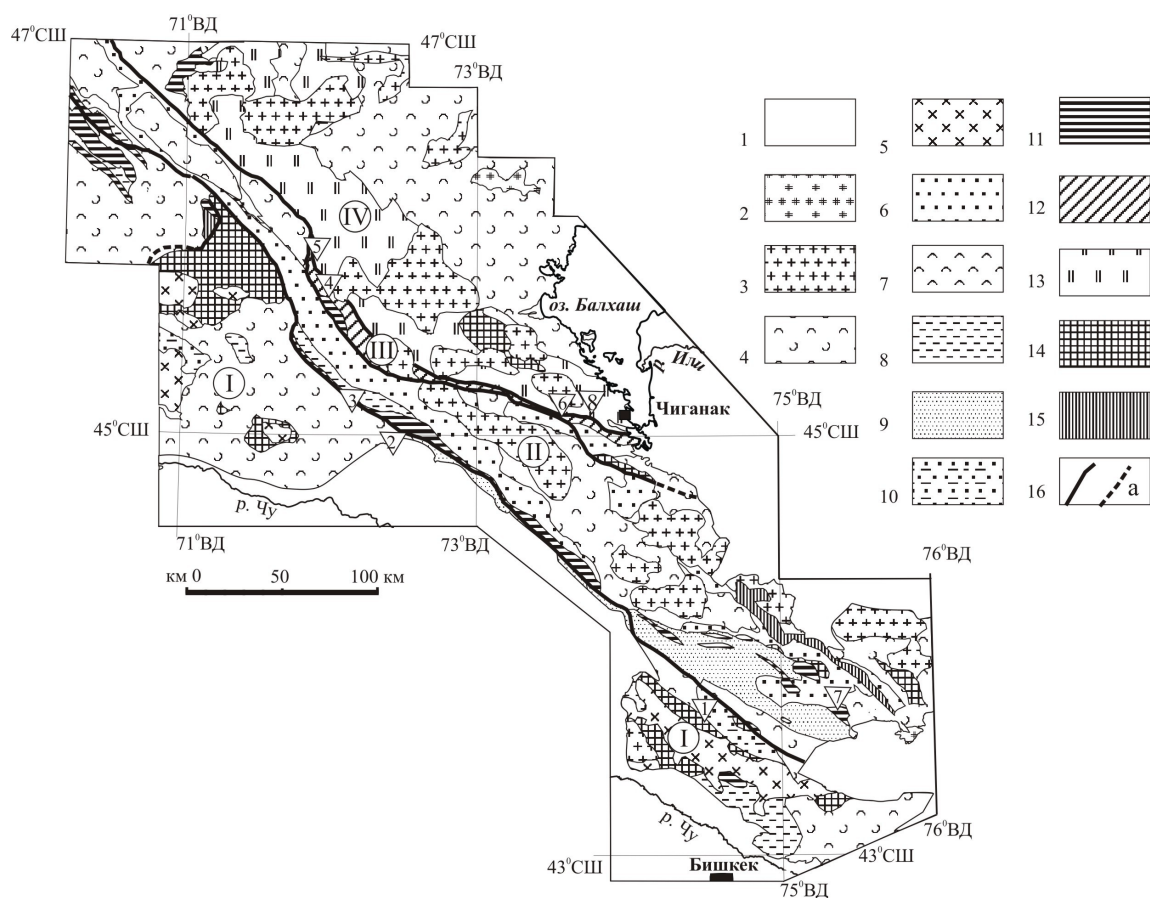


Схема структурной зональности и распространения палеозойских комплексов в Чу-Илийском районе. 1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – гранитоиды позднего палеозоя; 3-4 – комплексы среднепалеозойской активной окраины: 3 – девонские гранитоиды, 4 – стратифицированные силурийские, девонские и каменноугольные образования; 5-8 – ордовикские комплексы: 5 – гранитоиды, 6 – флиш и олигостромы, 7 – вулканы, 8 – терригенно-карбонатные чехлы; 9 – флиш верхнего кембрия-нижнего ордовика; 10 – терригенно-карбонатный чехол среднего-верхнего кембрия; 11 – офиолиты; 12-13 – рифтогенные комплексы позднего кембрия-ордовика: 12 – кремнисто-базальтовые, 13 – терригенно-кремнистые; 14 – докембрийские метаморфические комплексы; 15 – высокобарические комплексы сутурных зон; 16 – крупные разломы на поверхности и погребенные (а). Цифрами обозначены: римскими – I – Чуйско-Кендыктасский массив, II – Джалаир-Найманская зона, III – Сарытумская зона, IV – Бурунтауская зона (край Актауджунгарского массива); в треугольниках объекты – 1 – горы Кендыктас, 2 – горы Джамбул, 3 – горы Байгара, 4 – горы Котнак, 5 – колодец Майтукен-Дарбаза, 6 – месторождение Бурултас, 7 – горы Дуланкара, 8 – месторождение Чиганак.

Новые конодонтовые датировки согласуются с данными возрастов по изотопии [7]. Плагииграниты из разреза офиолитов на р. Сулусай по цирконам имеют возраст 510 млн лет. Самые молодые обломочные цирконы из песчаников джамбульской свиты имеют возраст 485 млн лет.

В Сарытумской и Бурунтауской зонах раннепалеозойские комплексы слагают пакет тектонических покровов. В нижнем покрове распространены вулканогенные породы контрастной серии с преобладанием щелочных базальтоидов и их туфов (жалгызская и болгожинская свиты). Базальтоиды отличаются повышенными, до рудных, содержания титана [1]. Нами доказано, что эти свиты тождественны. На всем протяжении полосы их распространения в многочисленных точках в кремнях среди базальтов обнаружены конодонты, принадлежащие стратиграфическому интервалу от зоны *Paltodus deltifer* верхней части тремадокского яруса до зоны *Paroistodus horridus* нижнего лланвирна. В большинстве точек конодонты принадлежат зонам *Oepikodus evae* и *Periodon flabellum* аренигского яруса. В этом покрове эффузивы ассоциируют с габбро-диорит-плагиигранитным котнакским комплексом [6]. Ранее жалгызская свита условно датировалась ранним кембрием. Для болгожинской свиты по трилобитам и граптолитам устанавливался аренигский возраст [6, 1]. Близкий структурный уровень занимают эффузивные и плутонические комплексы к югу от гор Котнак. Здесь базальты располагаются выше изотропных габбро и долеритовых даек, сходных с офиолитовыми. В линзе кремней на простирации горизонта красных яшм среди базальтов обнаружены конодонты зоны *P. flabellum* верхней части аренигского яруса. Прежде эта толща сопоставлялась с ащисуйской свитой [3].

Структурно выше располагается покров, сложенный мелководными осадочными породами дарбазинской свиты. В разрезе преобладают доломиты с отдельными прослоями углистых сланцев, фтанитов, известняков, кварцевых и полимиктовых песчаников. Свита ранее датировалась по онколитах и акритархам вендом-ранним кембрием [6, 1]. В южной зоне месторождения Бурултас среди известняков и доломитов дарбазинской свиты в горизонтах фтанитов, стратиграфическая принадлежность которых остается спорной, найдены конодонты зон *P. flabellum* и *P. horridus*.

Выше дарбазинской свиты залегает толща, представленная алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с горизонтами кварцевых песчаников и «тилли-топодобных» конгломератов. К югу от Чиганакского баритового месторождения толща кварцевых песчаников стратиграфически подстилается толщей туффигов. Обе толщи по составу и палеонтологическим остаткам сопоставляются нами с каратальской свитой Джалаир-Найманской зоны. В 8 км к юго-западу от кол. Майтуken-Дарбаза в кремнях среди кварцевых и кварцево-полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев обнаружены конодонты аренигского и нижней части лланвирнского яруса. На северо-западном окончании гор Котнак в двух точках у контакта с известняками дарбазинской свиты в кремнях в толще кварцево-полимиктовых алевролитов и песчаников с линзами базальтов обнаружены конодонты зоны *Oepikodus evae* нижнего аренига.

Верхнее положение занимает покров, сложенный бурубайтальской, бурултасской и майкульской свитами. Возраст, стратиграфическая последовательность и объем свит до сих пор остаются дискуссионными [1, 2, 4, 5]. Наиболее поздними исследованиями [8, 9] показано, что конденсированный кремнистый разрез бурубайтальской свиты охватывает стратиграфический интервал от конодонтовой зоны *Eoconodontus notchpeakensis* верхнего кембрия до зоны *P. horridus* нижней части лланвирнского яруса. Наиболее полное представление о разрезе свиты дало изучение Чиганакского баритового карьера. Основание разреза срезано разломом, и в нижней части (залегание опрокинутое) присутствуют зеленые и красные фосфоритовые песчаники с баритовыми стяжениями, рассеянной и массивной пиритовой минерализацией (20 м). Их сменяют бариты

слоистые, замещенные по простираению переслаивающимися баритами и кремнями (10-30 м). Выше – конденсированный кремнистый разрез, представленный ленточно переслаивающимися светлыми, черными, пестрыми кремнями и кремнеобломочными песчаниками, сменяющийся красными кремнями, кремнистыми алевролитами, туффитами с обломками базальтов (10 м). Венчает разрез пачка (8 м) серых, коричневых и углистых аргиллитов и алевролитов. В разрезе установлена непрерывная последовательность конодонтовых зон от *C. angulatus* верхнего тремадока до *Periodon aculeatus* средней части лланвирнского яруса.

Залежь барита прерывисто протягивается примерно на 40 км, маркируя наиболее эродированную часть антиформы. На месторождении Улькенсай выше баритов залегают миндалекаменные базальты (3-6 м). Повсеместно кремнистый разрез содержит многочисленные линзы магнетитовых и окисленных железных руд.

Выше в карьере залегает олистостромовый комплекс (майкульская или бурултаская свита), в котором нормальнослоистые фрагменты линзообразно чередуются с хаотическими. В разрезе преобладают полимиктовые палевые и красные песчаники, алевролиты и аргиллиты с линзами, горизонтами, олистоплаками кремней и линзами кремнеобломочных брекчий, горизонтами глинисто-кремнистых сланцев. Кремни образуют линзы мощностью до 10 м. Самые молодые конодонты, обнаруженные в караваеобразных линзах кремней с нормальными глинистыми поверхностями, относятся к зонам *Pygodus serra* и *P. anserinus* верхней части лланвирнского – нижней части карадокского яруса. На месторождении Бурултас этому уровню соответствует бурултасская свита, с которой связано стратиформное свинцово-цинковое оруденение. В разрезе чередуются углеродистые алевропесчаники, алевролиты, фтаниты, магнетитовые сланцы, туффиты, гравелиты, доломиты. До находок конодонтов свита датировалась ранним кембрием [1]. В горизонте черных фтанитов продуктивной пачки центрального рудного поля в ряде точек нами найдены конодонты зон *P. horridus* и *P. aculeatus* нижнего и среднего лланвирна. В структуре северного рудного поля в линзах кремней найдены конодонты зоны *Pygodus serra*, характерные для верхнего лланвирна. Это определяет стратиграфический диапазон от низов до верхней части лланвирнского яруса. Особенности рудной минерализации свиты имеют черты сходства с современными образованиями глубоко-водных котловин Красного моря. В пользу сравнения с внутриконтинентальными комплексами свидетельствует состав вулканитов болгожинской (жалгызской) свиты.

Таким образом, для Чу-Илийского района получена довольно полная возрастная характеристика комплексов в диапазоне от верхнего кембрия по средний ордовик, определяющих нарушенный латеральный ряд зоны перехода от континенту к океану.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и РФФИ, проекты № 04-05-65093, 05-05-65067.

- [1] Геология и металлогения Сарытумской зоны. – Алма-Ата: Наука, 1976. – 160 с.
- [2] Бесстрашнов В.М., Герасимова Н.А., Новикова М.З. Опорный разрез нижнего–среднего ордовика Северной Бетпак-Далы // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – С. 96–132.
- [3] Недовизин А.А. Стратиграфия древних толщ гор Котнак (Бетпак-Дала) // Известия АН КазССР. Сер. геол. – 1966. – № 3. – С. 3–9.
- [4] Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 6. – С. 512–527.
- [5] Никитин И.Ф., Апполонов М.К., Цай Д.Т. и др. О возрасте кремнистых толщ нижнего палеозоя Юго-Западного Прибалхашья // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. – 1980. – № 3. – С. 42–50.
- [6] Чу-Илийский рудный пояс: Геология Чу-Илийского региона. – Алма-Ата: Наука, 1980. –

504 c.

- [7] Gruschka S., Kröner A., Avdeev A.V. et al. Early Palaeozoic accretion of arcs and microcontinents in the Central Asian Mobile Belt of Southern Kazakhstan as deduced from Pb-Pb zircon and Sm-Nd model ages // European union of Geosciences: Abstracts. Strasbourg-France, 23–27 March, 1997. – P. 340.
- [8] Popov L.E., Tolmacheva T.Ju. Conodont distribution in a deep-water Cambrian-ordovician boundary sequence from South-Central Kazakhstan // Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System. USA, Nevada, Las Vegas, 1995. – P. 121–124.
- [9] Tolmacheva T.J., Danelian T., Popov L.E. Evidence for 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // Geology. – 2001. – V. 29, № 8. – P. 755–758.

ГЕОХИМИЯ СИНСДВИГОВОГО МЕТАСОМАТОЗА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ОЛЬХОНСКОЙ РАННЕКАЛЕДОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ И ЦОКОЛЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

В.Б. Савельева

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

Как показано исследованиями последних десятилетий [1], Ольхонский регион представляет собой коллизионную систему, возникшую в раннем палеозое в процессе аккреции генетически неоднородных террейнов к цоколю Сибирского кратона. С последними этапами коллизии в Ольхонском регионе связано проявление интенсивного сдвигового тектогенеза, который захватил также прилегающую область кратона (граниты приморского комплекса и метаморфические породы сарминской серии). В зонах сдвиговых деформаций и оперяющих трещинах отрыва нередко локализованы гранитные жилы [2]. Наряду с этим в сдвиговых зонах фиксируется проявление щелочного метасоматоза. Наиболее отчетливо щелочной метасоматоз проявлен в крупной сдвиговой зоне, выделенной В.С. Федоровским в юго-восточной части Приольхонья. Эта зона, имеющая форму сигмоиды, огибает Бирхинский массив и тянется в северо-восточном направлении, вмещающая Аинский массив редкометалльных гранитов, крупное тело габброидов между долиной р. Анги и Тажеранским массивом щелочных и нефелиновых сиенитов и собственно Тажеранский массив [3].

Метаморфические образования в пределах сдвигой зоны представлены породами ангинской серии – главным образом мраморами и амфиболитами, с маломощными прослоями высокоглиноземистых сланцев и гнейсов, уровень метаморфизма которых отвечает ставролитовой фации [4]. Габброиды краевой части Бирхинского массива, а также габброиды прибрежной части Приольхонья в сдвиговой зоне интенсивно динамометаморфизованы и преобразованы в биотит-амфибол-плагиоклазовые ($\pm$ кварц, эпидот) ортосланцы и ортоамфиболиты. Щелочной метасоматоз проявлен в виде микроклинизации. На геолого-петрографической карте Приольхонья А.С. Ескимым, Ю.А. Морозовым и В.В. Эзом [5] в северо-западном, северном и восточном обрамлении Бирхинского массива показано протяженное тело микроклиновых метасоматитов. На широкое развитие кремнещелочного метасоматоза вдоль северной и северо-западной границ Бирхинского массива указывали А.Н. Иванов и Б.М. Шмакин [6]. По нашим данным, процессы микроклинизации проявились с разной степенью интенсивности не только в обрамлении Бирхинского массива, но и во всей сдвигой зоне. Начальные метасоматические преобразования в основном субстрате выражаются в раскислении плагиоклаза, замещении амфибола биотитом, интерстициальной микроклинизации и слабом окварцевании, что отвечает гранитизации в условиях нормальной щелочности. Вдоль локальных зон проявлен прогрессирующий калиевый метасоматоз с замещением крупными порфиробластами микроклина всех минералов, в том числе кварца, с образованием биотитовых, иногда с обильным цирконом, или, на контакте с мраморами, пироксен-амфиболовых, с обильным титанитом, сиенитов. Другими распространенными акцессорными минералами метасоматитов являются алланит и апатит. Метасоматиты не связаны с какими-то конкретными магматическими телами, отчетливо приурочены к зоне динамометаморфизма, имеют директивную текстуру и прослеживаются на расстоянии не менее 40 км, что характерно для метасоматитов зон глубинных разломов. Верхняя возрастная граница метасоматоза устанавливается по прорыванию метасоматитов жилами гранитов и пегматитов.

Бирхинский массив, в эндоконтактной зоне которого изучались метасоматиты, в

центральной части сложен преимущественно габбро и габбро-норитами, а в западной части габбро-диоритами и диоритами и, за исключением юго-восточной части, глубоко эродирован. Габброиды содержат до 2-3 % биотита ($\text{TiO}_2=3.6-3.7\%$, $f=36-40\%$). Мощность зон милонитизации и разгнейсования по периферии массива от 250-500 м до 2.5 км, а в центре массива до нескольких метров. Ранняя стадия преобразования габброидов в зонах динамометаморфизма выражается в исчезновении пироксена, появлении амфибола ($\text{Al}_2\text{O}_3=8.0-8.5\%$), раскислении основного плагиоклаза до олигоклаза (An_{28-30}). Далее возрастает содержание биотита ($\text{TiO}_2=2.2-2.9\%$, $f=43-57\%$), вытесняющего амфибол, и кварца. Плагиогранитизация развита преимущественно в юго-западной части массива, здесь же в основном встречаются дайки биотитовых плагиогранитов (An_{23-27}), часто с реликтами апогабброидных бластомилонитов. Следующая стадия представлена микроклинизацией, наиболее интенсивно проявленной в южной, западной и северной эндоконтактных зонах. Микроклинизация сопровождается увеличением суммарного содержания щелочей до 8.5-10 % и K_2O до 4-5 вес.%, а при дальнейшем усилении микроклинизации образуются сиениты с содержаниями $\text{K}_2\text{O}=7-10.9\%$, при сумме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=11-14\%$ и $\text{SiO}_2=60.4-64.5\%$. Обычно сиениты связаны с микроклинизированными диоритами постепенными переходами. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в сиенитах составляет 0.3-0.7. Реже среди метадiorитов и метагабброидов эндоконтактной зоны встречаются маломощные зоны альбитизации ($\text{SiO}_2=62.3\%$, $\text{Na}_2\text{O}=7.6\%$, $\text{K}_2\text{O}=2.1\%$). Для микроклиновых метасоматитов (сиенитов) характерны высокие содержания Ba (в отдельных пробах до 3600-5500 г/т), Zr (до 1100-3200 г/т), а также Sr (600-900 г/т), при умеренных (но повышенных относительно габбро и диоритов) содержаниях Rb (100-190 г/т), Nb (до 30 г/т) и Y (до 50 г/т) и пониженных содержаниях элементов группы железа, Sc, Cu, а также низких Be, Sn, Zn, Pb, Th, U. Начальные стадии микроклинизации сопровождаются увеличением содержаний легких РЗЭ, отношение La/Yb возрастает от 7-11 в габбро до 42-68 в микроклинизированных диоритах, однако собственно сиениты характеризуются невысокими содержаниями РЗЭ (50-124 г/т) при отношениях La/Yb=18-30. Иногда на спектрах РЗЭ микроклиновых метасоматитов наблюдается европиевый максимум.

В пределах рассматриваемой сдвиговой зоны располагается сигмоидальная дайка, повторяющая контур Бирхинского массива, для которой Rb-Sr методом определен возраст внедрения – 480-465 млн лет назад [7]. На этом основании можно предполагать, что синсдвиговый метасоматоз имеет близкий возраст. По циркону из пробы биотит-микроклинового метасоматита (пр. 1206) В.А. Халиловым получен возраст 490 млн лет [8].

Наряду с метасоматитами Бирхинской сдвиговой зоны изучались мусковитовые метасоматиты зоны Приморского разлома на границе раннепалеозойской коллизионной системы и фундамента Сибирской платформы. Синтектонические мусковитовые метасоматиты развиваются по раннепротерозойским метаморфическим породам сарминской серии и анайской свиты и гранитам приморского комплекса. Протяженность зоны тектонитов до 150 км. В состав сарминской серии входят хлорит-мусковитовые, хлорит-двуслюдяные и гранат-биотитовые сланцы, метаэффузивы кислого и среднего состава, гнейсы, амфиболиты. Анайская свита представлена кварцитами и высокоглиноземистыми сланцами: кварц-серицит (мусковит)-хлоритоидными, кварц-хлорит-хлоритоидными, кварц-мусковит-дистен-хлоритоидными, хлоритоид-гранат-ставролитовыми.

На всем протяжении разлома наложенные деформации в гранитах и метаморфических породах сопровождаются мусковитизацией и окварцеванием, но наиболее интенсивно эти процессы проявились в полосе шириной до 5 км на границе с раннепалеозойским комплексом. В процессе преобразования высокоглиноземистых сланцев выделяются две стадии. На ранней – калиевого метасоматоза – в хлоритоидных и гранат-

ставролитовых сланцах происходит замещение хлоритоида и ставролита мусковитом и новообразование граната, который представлен синдеформационными зернами величиной до 1.5 см. При усилении метасоматоза из темноцветных минералов в мусковитовых метасоматитах остается только гранат, укрупняющийся до 2-2.5 см. Вторая стадия выражена окварцеванием, когда образуются мусковитовые кварцитосланцы с реликтами граната, хлоритоида, ставролита.

Мусковитизация проявлена не только в гнейсах и высокоглиноземистых сланцах, но и в метабазах (гранатовых амфиболитах и в эпидот-хлорит-амфиболовых сланцах). Гранатовые амфиболиты в зоне стресс-метаморфизма преобразуются сначала в сланцеватые крупнозернистые кварц-гранат-биотитовые (с примесью амфибола) метасоматиты, а затем в кварц-гранат-мусковитовые метасоматиты. В эпидот-хлорит-амфиболовых сланцах мусковитизация сопровождается образованием крупного богатого кальцием граната, переполненного включениями эпидота. Амфибол иногда сохраняется в реликтах среди мусковита.

По мусковитам из метасоматитов Приморского разлома получены датировки 436.4 ± 1.7 и 440 ± 1.6 млн лет [9].

Мусковитизация хлоритоидных и хлоритоид-гранат-ставролитовых сланцев сопровождается увеличением содержаний Si, K, Rb, Sr, Ba, Be, Nb, Zr, Y и уменьшением Zn, V и в меньшей мере Co, Ni при малой подвижности Sc, Cr, Cu. При окварцевании инертность проявляют Zr и Th. Практически все остальные рассматриваемые редкие элементы при усилении окварцевания выносятся. Редкоземельные элементы при мусковитизации хлоритоид-ставролит-гранатового сланца ведут себя инертно, тогда как образование кварц-гранат-мусковитовых метасоматитов по хлоритоидным сланцам сопровождается увеличением содержаний TR_Y . При окварцевании происходит интенсивный вынос редкоземельных элементов и Y, с уменьшением их суммарного содержания в 3-6 раз по сравнению с субстратом и понижением отношения TR_{Ce}/TR_Y от 4.3-11.8 до 2.2-2.6.

Мусковитизация эпидот-хлорит-амфиболовых сланцев сопровождается увеличением содержаний K, Rb, Ba, Zr, Y, Nb, а также суммы РЗЭ при сохраняющемся отношении TR_{Ce}/TR_Y (6-10.5).

Биотитизация гранатовых амфиболитов сопровождается увеличением в породах содержаний K, Rb, Cs, Y, а на стадии мусковитизации биотитовых апоамфиболитовых метасоматитов возрастают содержания Ba и TR_{Ce} при увеличении содержания SiO_2 и некотором уменьшении K_2O .

Выполненные исследования показывают геохимическое сходство щелочных метасоматитов, формирующихся на стадии сдвиговых деформаций как в собственно раннекаледонской коллизионной системе, так и на границе с ней, в фундаменте платформы. Сходство выражается в отчетливо калиевой специфике метасоматоза, который сопровождается привнесением таких редких элементов, как Rb, Ba, Zr, REE ($\pm$ Sr, Y, Nb). Следует отметить, что калиевый метасоматоз в эндоконтактной зоне Бирхинского массива предшествует выплавлению и кристаллизации гранитов. Поскольку в Бирхинской сдвиговой зоне калиевый метасоматоз проявлен в условиях фации эпидотовых амфиболитов, можно предполагать, что в центральной части Приольхонья, где метаморфизм отвечал более высокой ступени амфиболитовой фации, синсдвиговые калиевые метасоматиты уничтожены выплавляющимися на этом уровне гранитами. Обращает на себя внимание геохимическое сходство (обогащенность Ba, Rb, Zr и др.) калиевых метасоматитов с дайками субщелочных диабазов, в т.ч. встречающихся на территории Приольхонья, что может свидетельствовать в пользу глубинного источника метасоматизирующего флюида. В то же время следует отметить резкое отличие рассмотренных метасоматитов от метасоматитов Чернорудско-Баракчинской зоны [10], которые фор-

мировались при участии восстановленного богатого углеродом флюида.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64203.

- [1] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 3–22.
- [2] Владимиров А.Г., Хромых С.В., Федоровский В.С. и др. Стресс-граниты и их значение для оценки длительности и интенсивности тектонометаморфических событий при коллизионном орогенезе // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. – С. 67–72.
- [3] Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М.: ГИН РАН, 2004.
- [4] Геология гранулитов (путеводитель экскурсии). – Иркутск: Изд-во ВСФ СО АН СССР, 1981. – 98 с.
- [5] Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В. и др. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1979. – 118 с.
- [6] Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. – М.: Наука, 1980. – 220 с.
- [7] Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. и др. Новые данные о возрасте протолита палеозойских гранито-гнейсов Ольхонского региона (Байкал): Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 33–37.
- [8] Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // Докл. РАН. – 1995. – Т. 344, № 1. – С. 96–100.
- [9] Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С. ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2003. – Т. 391, № 4. – С. 523–526.
- [10] Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 200 с.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ГРАФИТА КИТОЙСКОГО СИЛЛИМАНИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

*В.Б. Савельева**, *В.А. Пономарчук***, *А.Г. Талибова***,
*Е.П. Базарова**, *Е.В. Пономарев**

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

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

Важной особенностью графита является исключительно низкая скорость диффузии углерода [1], что предопределяет сохранность изначальных изотопных характеристик и открывает широкие возможности для исследования взаимодействий в системе флюид-порода и выявления источников углерода. Одним из механизмов образования графита в метаосадочных породах является формирование его из органического вещества за счет процесса графитизации, другой путь образования этого минерала заключается в его осаждении из эндогенного флюида, содержащего CO_2 , CO , CH_4 . Эти два способа образования графита нередко совмещены в образованиях со сложной геологической историей [2].

Ранее было показано, что в сдвиговых зонах на границе Сибирского кратона и раннекаледонского складчатого обрамления (Ольхонский регион и слюдянский кристаллический комплекс) формирование внутриразломных комплексов тектонитов, метасоматитов и магматических пород происходило под воздействием глубинных флюидных систем, что нашло отражение в обогащенности графита тяжелым изотопом углерода, узком диапазоне значений $\delta^{13}\text{C}$ в породах разного генезиса, сходстве изотопного состава углерода графита из разных тектонических зон (от -6 до -14‰). Графит встречается не только в фанерозойских образованиях Центрально-Азиатского складчатого пояса, но и в докембрийских породах южной части Сибирского кратона, и в плане реконструкции геодинамического развития региона становится актуальным вопрос об источниках и/или унаследованности разновозрастных графитов. Исследование последних с изотопных позиций, в сочетании с петрографическими наблюдениями и геологическими данными, позволяет решить этот вопрос. Объектом наших исследований являлся графит Китейского месторождения силлиманита.

Китейское месторождение находится в пределах Китейского блока, входящего в состав Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы. Китейский блок сложен метаморфическими образованиями китейской свиты (серии). В составе свиты участвуют амфиболовые и пироксен-амфиболовые плагиосланцы, биотитовые ($\pm$ гранат), роговообманковые, пироксеновые гнейсы, амфиболиты, силлиманитовые ($\pm$ биотит, андазузит, гранат, кордиерит) сланцы и гнейсы, прослои мраморов, линзы метаморфизованных ультраосновных пород. Минеральные ассоциации указывают на условия, переходные от силлиманит-биотит-ортоклазовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации ($T_{\text{метаморфизма}} \leq 750^\circ\text{C}$). По биотит-амфиболовым плагиогнейсам Rb-Sr методом получен возраст 2827 ± 180 млн лет, по мигматитам и гранитам получены изохроны с возрастом от 2.6 до 2.2 млрд лет [3]. Наиболее молодыми магматическими образованиями являются дайки диабазов.

Графит содержится в основном в высокоглиноземистых сланцах и гнейсах, но встречается также в метасоматически измененных метагипербазитах, окварцованных породах, гранитных прожилках. Для определения $\delta^{13}\text{C}$ графит отбирался под бинокулярном из фракции 0.5-0.25 мм. Возможные примеси карбонатов устранялись прогревом (до 80°C) образцов в 6 % HCl с дальнейшей промывкой в дистилляте. $\delta^{13}\text{C}$ в графите

определялся масс-спектрометрическим (MAT-253, фирма Thermo) методом в сочетании с линией пробоподготовки on-line – ConFloIII + Flash EA при потоке гелия 90-95 мл/мин. Температура окислительного реактора составляла 900-950 °С, восстановительного – 680°С. Графит (10÷50 мкг) упаковывался в Sn-фольгу и подавался во Flash EA автосемплером. Измерения проводились при вакууме $1.5 \cdot 10^{-6}$ мбар. Подача кислорода осуществлялась в течение трех секунд при потоке 110 мл/мин. В тех единичных случаях, когда фиксировалось неполное сгорание, подавались дополнительно несколько порций кислорода. Расчет $\delta^{13}\text{C}$ (относительно стандарта PDB) проводился суммированием всех данных с учетом различия в амплитудах сигнала. Результаты приведены в таблице ($\sigma = 0.2 \text{ ‰}$)

В породах Китойского месторождения достаточно уверенно выделяются две разнородные группы графита: образовавшиеся на этапах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (графит из гранитизированных пород, гранитных жил, метасоматитов). В метаморфических сланцах графит представлен чешуйками величиной 0.5-2 мм, ориентированными согласно со сланцеватостью, часто в сростках с биотитом, силлиманитом, сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит) или окислами (рутил, ильменит, вольфрамит). Графит в синдеформационных гранитных прожилках представлен более крупными чешуйками (5-6 мм) и их сростками и располагается без определенной ориентировки. Графит встречен только в маломощных прожилках (3-7 см) среди графитсодержащих сланцев. Окварцевание иногда также приводит к укрупнению графита. В метаультрабазах чешуйки графита (2-3 мм) встречаются редко и только в связи с биотитизацией и кордиеритизацией.

Как следует из данных таблицы, графит из сланцев без проявления гранитизации характеризуется интервалом значений $\delta^{13}\text{C}$ от -27.6 до -47.8‰ , причем, если исключить образцы 114/05 и 90/05, то интервал существенно сузится: $-35.5 \div -47.8$. Протерозойские и архейские осадочные породы с подобными необычно низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ в графите и керогене зафиксированы, по данным зарубежных исследователей, в Гренландии (пояс Исуа, гнейсовый комплекс Итсэк: $\delta^{13}\text{C} -30 \pm 5\text{‰}$ и $-37 \pm 13\text{‰}$, Западная Австралия: $\delta^{13}\text{C}$ как минимум -38‰ , Канадский щит: $\delta^{13}\text{C} = -36.1 \div -41.8\text{‰}$, остров Эйкалья, Западная Гренландия: $\delta^{13}\text{C}$ до -47‰).

Столь низкие значения $\delta^{13}\text{C}$, включая и полученные по графитам Китойского месторождения, невозможно объяснить фракционированием в результате фиксации углекислоты в процессе фотосинтеза по механизму цикла Кальвина, в результате которого для большинства представителей наземной растительности достигаются значения $\delta^{13}\text{C}$ в пределах $-24\text{‰} \div -34\text{‰}$. Более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ ($< -35\text{‰}$) в графите и керогене из архейских и протерозойских пород объясняются метаболизмом автотрофов и механизмами фиксации CO_2 , которые характерны для широкого ряда бактерий, в частности для облигатных анаэробов – метаногенных и ацетогенных бактерий, таких, как археи. Альтернативный вариант формирования низких значений $\delta^{13}\text{C}$ в графите заключается в образовании его из органического субстрата, полученного абиогенным путем из мантийного флюида по механизму реакции Фишера-Тропша. Непременным условием реализации этого механизма является присутствие катализаторов (Fe, Ni и содержащие эти элементы минералы), что согласуется с присутствием в сростках с графитом сульфидов Fe, Ni и ильменита. Однако при изучении изотопного состава углерода в алмазах, графите, зернах и пленках карбонатного вещества, высших углеводородах из мантийных ксенолитов значений $\delta^{13}\text{C}$ менее -30‰ не обнаружено [4], что можно рассматривать как аргумент в пользу формирования конденсированного углеродистого вещества с низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($< -35\text{‰}$) в приповерхностных условиях, благоприятных для развития бактерий. Дополнительным фактором в пользу биогенного происхождения предшественников графита в силлиманитовых сланцах и гнейсах является широкий диапазон

значений $\delta^{13}\text{C}$, составляющий ~10‰. Значительный интервал изотопного состава углерода характерен для биомассы, произведенной прокариотами Archea, что связано с высокой скоростью переработки исходного вещества.

Т а б л и ц а

Изотопный состав углерода из пород Китойского силлиманитового месторождения

№ п/п	№ пробы	Порода	$\delta^{13}\text{C}$ ‰, PDB
		Силлиманитсодержащие сланцы и гнейсы без проявления гранитизации	
1	66/05	Биотит-гранат-силлиманит-плагиоклазовый сланец	–42.4
2	68/05	Биотит-силлиманит-плагиоклазовый сланец окварцованный, на контакте с кварцевой жилой	–35.5
3	56/05	Биотит-андалузит-силлиманит-плагиоклазовый сланец	–41.1
4	52/05	Плагиоклаз-гранат-силлиманитовый сланец окварцованный, с реликтами биотита	–45.5
5	246/05	Практически мономинеральный силлиманитовый сланец	–37.3
6	251/05	Обособление кварц-биотит-силлиманит-гранатового состава среди кварц-силлиманитовых сланцев	–47.8
7	114/05	Сланец гранат-биотит-силлиманит-андалузитовый, кордиерит-содержащий	–27.6
8	90/05	Плагиогнейс биотит-кордиерит-гранат-андалузит-силлиманитовый	–30.2
		Метасоматиты этапа ультраметаморфизма	
9	7/05	Микроклинизированный и окварцованный гранат-биотит-силлиманитовый сланец	–24.3
10	38/05	Контакт гранита с андалузит-силлиманитовым сланцем	–27.8
11	214/05	Роговообманково-жедритовая порода, со слабо проявленной биотитизацией, замещаемая кордиеритом	–24.7
12	218/05	Гранат-кордиерит-жедрит-биотит-плагиоклазовый метасоматит с крупными чешуйками графита в сростках с биотитом и плагиоклазом	–24.3 –23.5
13	79/05	Ортопироксен-жедритовая порода, со слабо проявленной биотитизацией, замещаемая кордиеритом	–21 –22.7
14	85/05	Метасоматит плагиоклаз-биотит-гранатового состава на контакте кристаллосланца и силлиманитового сланца	–28.5
		Граниты	
15	11/05	Прожилок плагиоклаз-микроклинового лейкократового гранита среди гранат-биотит-силлиманитовых сланцев (пр. 7/05)	–12.1 –15.6
		Постмагматическая стадия кислотного выщелачивания	
16	81/05	Кварцевая жила мощностью 10 см среди мигматизированных гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов	–28.1

В отличие от синметаморфического, графит, образующийся на этапе ультраметаморфизма, значительно обогащен изотопом C^{13} . $\delta^{13}\text{C}$ во флюиде гранита можно определить из данных по пробе 11/05 (таблица). Согласно [5] фракционирование изотопов углерода между CO_2 и графитом составляет ~ 6‰ при 800 °C и 8‰ при 600 °C, что позволяет оценить изотопный состав углерода CO_2 флюида значениями ~ -6‰ ÷ -7‰. Эти величины находятся в интервале мантийных значений, что согласуется с представлениями о мантийной природе гранитизирующих флюидов.

В микроклинизированных сланцах графиты характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C}$, промежуточными между значениями, характерными для синметаморфического графита и графита гранитного прожилка. «Смешанный» графит образовался, вероятно, за счет нарастания на синметаморфический графит новообразованной фазы, отлагавшейся из гранитизирующего флюида. Однако этот механизм неприемлем для объяснения изотопного состава графита в метасоматически измененных метаультрабазах, где графит имеет признаки новообразованного минерала (сростки с биотитом и кордиеритом). В данном случае можно предполагать, что под воздействием эндогенного гранитизирующего флюида, неравновесного с метаморфическими породами, синметаморфический графит частично «выгорает», что приводит к изменению изотопного состава углерода во флюиде. Затем, при определенных благоприятных условиях, графит вновь отлагается из флюида, но имеет уже иное (более высокое относительно исходного) значение $\delta^{13}\text{C}$.

Полученные результаты, наряду с тем, что они дают основание для вывода о биогенной природе углеродистого вещества в архейских метаморфических породах юга Сибирского кратона, подтверждают также представления о протекании гранитизации при участии мантийных флюидов. Утяжеление изотопного состава графита в сланцах маркирует пути движения углеродсодержащего флюида. При этом, в отличие от фанерозойского этапа, когда миграция восстановленного флюида концентрировалась в локальных зонах повышенной проницаемости, в архейских толщах воздействие мантийного флюида на породы имело более рассеянный (площадной) характер. Интересно также, что если в архейских образованиях Китойского блока с флюидной системой, из которой отлагался графит, связан привнос гранитизирующих компонентов, то для фанерозойских высокоуглеродистых флюидных систем характерна иная геохимическая специализация (Mg, Ca, Pt, Pd, Au, Co, Ni, Cu, Pb, Zn и др.).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 06-05-64203 и 06-05-64860, гранта Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702 целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы 2006-2008 гг.»

- [1] Kanter M. A. Diffusion of carbon atoms in natural graphite crystals // *Phys. Rev.* – 1957. – 107. – P. 655–663.
- [2] Binu-Lal S.S., Wilbert-Kehelpannala K.V., Satish-Kumar M., Wada H. Multistage graphite precipitation through protracted fluid flow in sheared metagranitoid, Digana, Sri Lanka: evidence from stable isotopes // *Chem. Geol.* – 2003. – 197. – P. 253–270.
- [3] Левицкий В.И., Сандиминова Г.П., Мельников А.И. Корреляция эндогенных процессов в докембрийских комплексах юго-восточного Присяянья / Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Иркутск: ИГУ, 2001. – С. 177-214.
- [4] Deines P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // *Earth. Sci. Rev.* – 2002. – 58. – P. 247–278.
- [5] Polyakov V.B., Kharlashina N.N. The use of heat capacity data to calculate carbon isotope fractionation between graphite, diamond and carbon dioxide A new approach // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1995. – 59. – P. 2561–2572.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЕ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.А. Саньков, А.В. Парфеевец, М.А. Бурчевская, Л.М. Бызов

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

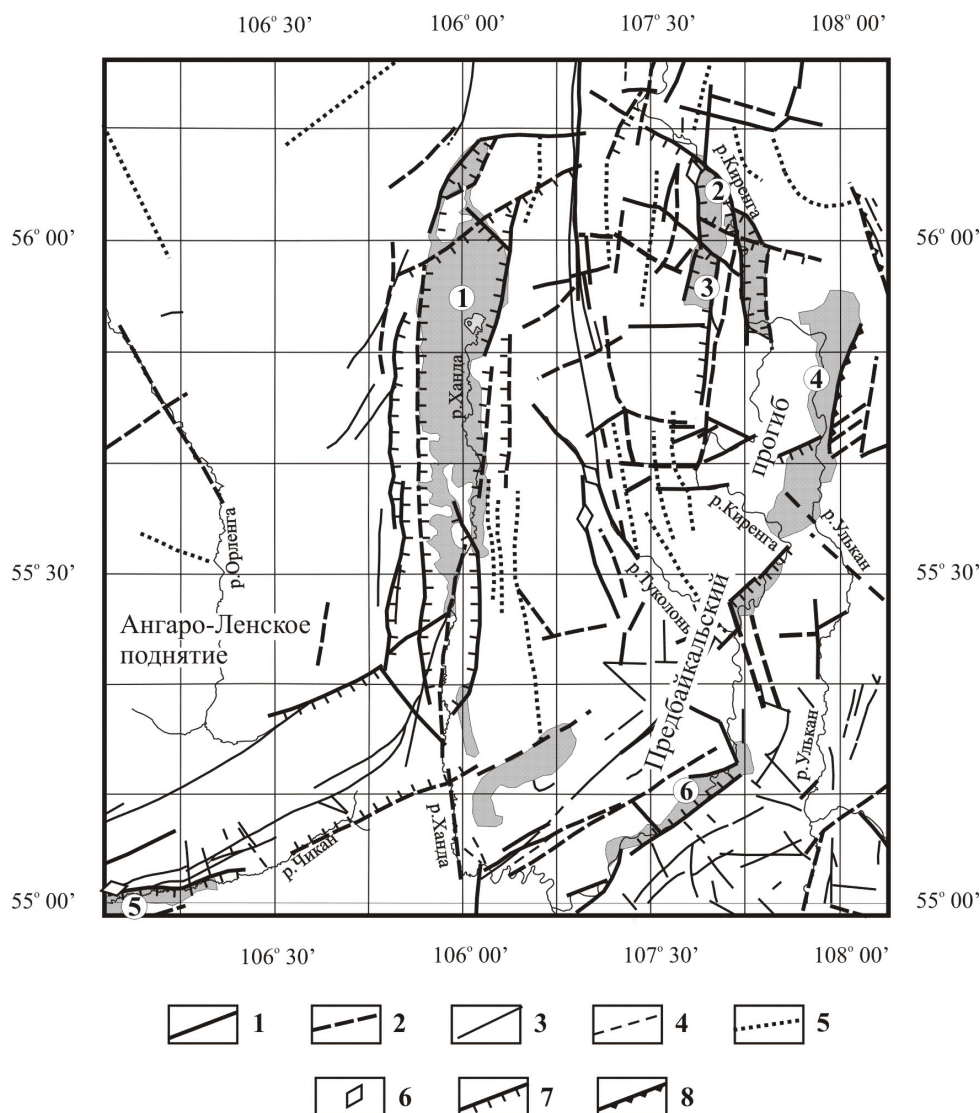
Вопросы позднекайнозойского разломообразования в пределах Сибирской платформы изучены недостаточно. Их решение имеет большое значение в теоретическом плане для познания взаимосвязей процессов тектонического деформирования в подвижных областях и во внутреннем поле платформы. Вместе с тем, в связи с активным освоением нефтегазовых ресурсов и строительством магистральных трубопроводов, оценка степени активности разрывных нарушений платформы стала насущной практической задачей. Одним из интересных полигонов для исследования разломной тектоники является междуречье Лены и Киренги, которое представляет собой переходную зону между двумя крупными неотектоническими структурами – Предбайкальским прогибом и Ангаро-Ленским поднятием.

Карта разломов зоны сочленения Предбайкальского прогиба и Ангаро-Ленского поднятия (рисунок) составлена на основе компиляции данных Государственных геологических карт масштаба 1:200000, дешифрирования космических снимков и аэрофотоснимков, анализа трехмерной модели рельефа, полевых геолого-структурных исследований. Использована информация о крупных разломах неотектонического этапа развития Прибайкалья из работ [3-4].

Разрывные нарушения территории исследований образуют достаточно густую сеть по сравнению с внутренними частями Сибирской платформы. Это определяется ее близким соседством с Саяно-Байкальской подвижной областью. Складчатые и разрывные деформации палеозоя во многом определили развитие локальных неотектонических структур. Анализируя простирания всей совокупности разломов и линейментов на карте, можно заключить, что отчетливо преобладают два направления этих структур – субмеридиональное и северо-восточное. При этом количественное соотношение разломов разных простираний несколько меняется в разных частях территории исследований. В северной части доминируют субмеридиональные разломы, которые отражают общее простирание древних линейных структур района – здесь преобладают складки субмеридионального простирания (Киренгская зона складок). В подчиненном положении находятся разломы запад-северо-западного простирания. Напротив, в южной части территории резко преобладают разломы северо-восточного простирания при подчиненном значении субмеридиональных и северо-западных разрывных структур. В центральной части представлены разломы как меридионального, так и северо-восточного простирания, что характерно для переходных зон.

Результаты наших наблюдений за характером разрывных структур в пределах Киренгской зоны показали широкое развитие надвигов и послонных срывов в карбонатных толщах нижнего палеозоя, особенно по контактам компетентных и некомпетентных слоев. Реконструкция напряженного состояния с использованием кинематического метода, реализованного в программном пакете TENSOR [6], показала, что наблюдаемый парагенез смещений по разрывам образован в условиях сжатия, ориентированного в субширотном направлении. Сопряженность субмеридиональных складчатых и разрывных структур показывает Таловская антиклиналь в правом борту долины реки Киренги, где фиксируется сжатие поперек складки, продольное растяжение и наложенные на них деформации сдвигового типа. Таким образом, образование субмеридиональных разломов, пространственно тяготеющих к Киренгской зоне складок, связано с

формированием складчатой структуры района под воздействием сжатия со стороны Саяно-Байкальской подвижной области. Сжатие имело направление от субширотного до северо-восточного.



Карта разломов области сочленения Предбайкальского прогиба и Ангаро-Ленского поднятия. 1-2 – разломы, активные в позднем кайнозое: 1 – установленные, 2 – предполагаемые; 3 – участки разломов со следами позднеплейстоцен-голоценовых смещений; 4-5 – доканозойские разломы: 4 – установленные, 5 – предполагаемые; 6 – линеаменты возможно разломной природы; 7-8 – кинематические типы разломов: 7 – сбросы, 8 – взбросы и надвиги. Цифрами обозначены впадины: 1 – Хандинская, 2 – Новоселовская, 3 – Балдахинская, 4 – Ульканская, 5 – Тутуро-Чиканская, 6 – Кыренская.

Для Жигаловского вала характерно развитие докайнозойских надвигов и взбросов, которые, судя по данным реконструкций поля напряжений, формировались в условиях северо-западного сжатия. При этом характерна слабая деформированность залегающих в верхней части разреза верхнекембрийских и ордовикских отложений по отношению к нижележащим толщам. Полевые наблюдения и анализ геофизических данных показывают, что в чехле платформенных отложений исследуемой территории широко распространены послойные деформации – бескорневые складки, флексуры, взбросы, надвиги и горизонтальные срывы, реже – сбросы на крыльях антиклиналей. Осо-

бенно ярко это видно на примере разрезов по Ковыктинскому газоконденсатному месторождению [1 и др.]. Деформации локализуются в надсолевой толще и связаны с породами ангарской и литвинцевской свит. Нижележащие слои (осиновский горизонт) практически не нарушены. Поскольку эти деформации имеют складчатую природу, их генетическая связь с палеозойским этапом тектогенеза кажется наиболее вероятной. Вместе с тем, аномально высокие пластовые давления (АВПД) фиксируются в настоящее время в скважинах, пройденных в подобных деформированных толщах [1-2]. Области нахождения АВПД А.Г. Вахромеев [2] связывает с выходами сместителей надвигов. Как он указывает со ссылкой на А.С. Анцыферова, аномально высокие пластовые давления в галогенных толщах могут существовать не более 3-5 тысяч лет, поэтому очевиден тот факт, что активизация движений по надвигам происходит и в настоящее время.

Этап неотектонической активизации района исследований характеризуется неравномерностью проявления по площади (рисунок). Судя по плотности неотектонических разломов, наиболее активными являются северная часть Предбайкальского прогиба и область его сочленения с Ангаро-Ленским поднятием. Максимумы плотности неотектонических разломов тяготеют к южному окончанию Хандинской впадины, к Балдахинской и Новоселовской впадинам. Минимальные значения нарушенности приповерхностной части земной коры разломами характерны для северной части Ангаро-Ленского поднятия.

По направлениям разломы, активные на неотектоническом этапе, делятся на две почти равные по количеству группы – субмеридиональные и северо-восточные. Наиболее протяженные разломы представлены субмеридиональными структурами. Это разломы, обрамляющие Хандинскую впадину, Балдахинскую и Новоселовскую впадины, а также разломы междуречья Ханды и Киренги. Типичными представителями разрывных нарушений северо-восточного простирания являются Тутуро-Чиканский и Карамский разломы, ограничивающие Чиканскую и Карамскую впадины соответственно. Большая часть из них относится к сбросам, хотя вдоль самой границы платформы отмечаются и надвиги. Разломы кайнозойской активизации по большей части наследуют структуры более ранних этапов деформаций. Меняются лишь кинематические типы разрывных нарушений при консервативности структуры в целом.

Важной чертой разломов, контролирующих позднекайнозойские впадины юго-восточной части Сибирской платформы, является сочетание пластических и разрывных деформаций в их зонах. Наблюдаются хорошо выраженные флексур в карбонатных отложениях с сорванными сбросами крыльями. Активность движений по отдельным структурам наблюдается вплоть до позднего плейстоцена-голоцена. Сбросовые смещения сейсмогенного облика обнаружены нами в зонах Новоселовского, Тутуро-Чиканского и Туколоньского разломов. Реконструкции позднекайнозойского напряженного состояния по тектонической трещиноватости и штрихам скольжения показали, что направление растяжения варьирует в зависимости от простирания разрывных структур от субширотного до север-северо-западного.

Преобладание среди главных активных разломов сбросов позволяет утверждать, что основным типом напряженного состояния в позднем кайнозое являлось растяжение. Как по результатам реконструкций, так и по преобладающим простираниям парагенеза сбросов можно судить о среднем для исследуемого участка земной коры направлении растяжения. Превалирующие над прочими количественно, а также по протяженности, сбросы северо-восточного и субмеридионального простираний сопоставимы. Позднекайнозойский возраст осадков в приразломных впадинах позволяет считать эти группы разломов активизированными в течение одного этапа деформаций. Исходя из положения максимумов простираний разломов, наиболее вероятное направление оси

растяжения было северо-западным (примерно 300° - 310°). Реконструированное напряженное состояние соответствует условиям деформации в пределах Байкальского рифта, установленным по геолого-структурным и сейсмологическим данным [5, 7]. Можно полагать, что напряжения растяжения, вызывающие формирование Байкальского рифта, воздействуют на краевую часть Сибирской платформы, определяя тип разрывных структур на неотектоническом этапе развития.

Дополнительным фактором, который необходимо учитывать при анализе механизма разломообразования на неотектоническом этапе, являются относительные вертикальные движения блоков платформы разного иерархического уровня. Так, образование сбросовых уступов вдоль западного борта Хандинской впадины можно связать с восходящими движениями Ангаро-Ленского поднятия относительно Предбайкальского прогиба. Согласно геодезическим данным, к этому району приурочен максимум градиента современных вертикальных движений. Между геодезическими пунктами на р. Лене и в северной части Хандинской впадины значение градиента достигает $1.2 \times 10^{-7} \text{ год}^{-1}$, что более соответствует градиентам вертикальных движений для высокоактивных горных областей. Наблюдаемые крутые флексурные изгибы в зонах сбросов, ограничивающих позднекайнозойские впадины, также могут быть свидетельством преимущественно вертикальных движений блоков.

- [1] Барышев С.А., Кондратьев В.А., Юсупов Р.Ю. Опыт применения многоволнового ВСП на Ковыктинском газоконденсатном месторождении // Научно-производственная конференция, посвященная 50-летию предприятия «Иркутскгеофизика». Сборник трудов. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2005. – С. 70–77.
- [2] Вахромеев А.Г. Аномальные давления флюидов как индикатор напряженного состояния соленосной формации осадочного чехла Сибирской платформы // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Вып. 3. – С. 113–116.
- [3] Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В., Кульчицкий А.А., Адаменко Р.С., Викентьева Н.М. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. – М.: Наука, 1976. – 134 с.
- [4] Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000 / Под ред. А.Г. Золотарева. 1979.
- [5] Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. – 158 с.
- [6] Delvaux D. The TENSOR program for reconstruction: examples from East African and the Baikal rift systems // Terra Abstr., Abstr. suppl. Terra Nova. – 1993. – V. 5. – P. 216.
- [7] San'kov V.A., Miroshnitchenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. – 1997. – 21(2). – P. 435–455.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ МЕТАПЕЛИТОВ В ЗОНЕ СДВИГА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ТЕПЛА БАЯНКОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОГО МАССИВА В ЗАПАДНОМ САНГИЛЕНЕ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.Ю. Селятицкий

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, dyadyasasha@ngs.ru

Реконструкция процессов формирования и эволюции метаморфических горных пород с выявлением закономерностей в изменении набора минеральных парагенезисов и химического состава входящих в них минералов в зависимости от вариаций физико-химических параметров является одной из главных задач метаморфической петрологии. При этом исследования по кинетике метаморфизма являются одним из ключевых звеньев в выполнении этой задачи. В настоящей работе описываются многоминеральные высокотемпературные/низкобарические (*HT/LP*) бластомилониты Эрзинской сдвиговой зоны в Западном Сангиле, в состав которых входят минералы с явно выраженными неравновесными соотношениями. Бластомилониты расположены в северном обрамлении полифазной интрузии габброидов и монцодиоритов Баянкольского массива (правобережье р. Эрзин, руч. Баянкол), вблизи контакта с последними. Они содержат минеральный ансамбль из 13 (15-?) (!) взаимнонеравновесных фаз, среди которых шпинель и корунд (+ сапфирин-?) в присутствии кварца и реликтовая *Ms-St-Ky*¹ ассоциация в области неустойчивости. Полный набор фаз: *Qtz, Pl, Ms, Bt, St, Ky, Grt, Sill, Cd, Kfs, Ilm, Sp, Cor, And-?, Spr-?*. Все минералы, за исключением *Kfs* (*Spr-?* и *And-?*), могут встречаться совместно на участке шлифа площадью 1-1,5 см². Порода с таким контрастным набором минеральных фаз является крайне неравновесной.

Геологическая ситуация. Сангиленский фрагмент ранних каледонид сформирован в результате косой коллизии Таннуольской островодужной системы с Тувино-Монгольским микроконтинентом (570-430 млн лет) [1-4].

Внедрение и становление Баянкольского габбро-монцодиоритового массива (490 млн лет [5]) происходили в пределах Эрзинской сдвиговой зоны на общем фоне ослабления транспрессионного режима и смены правосдвиго-взбросовой кинематики на левосдвиговую [4]. При этом появлялись локальные сдвигово-раздвиговые зоны, обеспечившие условия для инъецирования базитового расплава в верхние уровни земной коры. Локальному прогреву с высокоградиентным метаморфизмом *HT/LP*-типа (этап М2) подверглись среднезернистые текстурно- и структурно-неоднородные метапелиты (бластомилониты), образованные на более раннем тектоническом этапе коллизии [4] при метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений (М1: $P = 6-8$ кбар, $T = 550-650$ °C) [6]. Предельная метаморфическая ассоциация М1 в регионе [6]: *Grt-St-Ky-Bt-Ms-Pl-Qtz*. Северо-восточное простирание пород совпадает с простиранием сдвиговой зоны.

Текстурно-структурное описание. Породы обладают бластомилонитовой текстурой. Фрагментированная на отдельные полосы лейкосома и линзы кварца имеют линейный характер либо имеют полосчатую текстуру, в которой отдельные прослои различаются по размеру зерен, преобладающему минеральному составу и цвету. Мощность прослоев от 0,5 см до нескольких см. Встречаются массивные грубозернистые

¹ Принятые в работе обозначения: *Grt* – гранат, *St* – ставролит, *Ky* – кианит, *Cd* – кордиерит, *Bt* – биотит, *Sill* – силлиманит, *Pl* – плагиоклаз, *Ms* – мусковит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Qtz* – кварц, *Sp* – шпинель, *Cor* – корунд, *Ilm* – ильменит, *Spr* – сапфирин; $f = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ – железистость (для *Grt* $f = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$); $X^{\text{Ca}}_{\text{Grt}} = \text{Ca} / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca})$; $X^{\text{Mn}}_{\text{Grt}} = \text{Mn} / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$.

прослой с преобладающим развитием силлиманита. Структура сланцеватая, порфиروبластовая, в основной массе – средне-мелкозернистая немато-лепидо-гранобластовая.

Состав пород. По химическому составу это железисто-глиноземистые метапелиты: $\text{SiO}_2 = 46,6\text{--}52$ мас. %, $\text{TiO}_2 = 1,3\text{--}1,4$ %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 29\text{--}34$ %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,8\text{--}10$ %, $\text{MnO} = 0,1\text{--}0,16$ %, $\text{MgO} = 1,8\text{--}3,4$ %, $\text{CaO} = 0,4\text{--}1,8$ %, $\text{Na}_2\text{O} = 1,2\text{--}2,6$ %, $\text{K}_2\text{O} = 1,5\text{--}3,1$ %. В минеральном составе преобладают *Sill* (30–40 об. %), *Cd* (20–25 %) и *Bt* (до 25 %). Содержание остальных фаз: *Grt* – 5–10 %; *Qtz* – 10–15 %; *St+Ky* ~ 5 %; *Ms* – единичные зерна; *Pl* – 5–10 %; *Sp+Cor+Ilm* ~ 5 %. Сапфирин и андалузит отмечены при рентгенофазовом анализе обр. СН-30 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитик Л.В. Мирошниченко). Непосредственно в шлифах они не диагностированы.

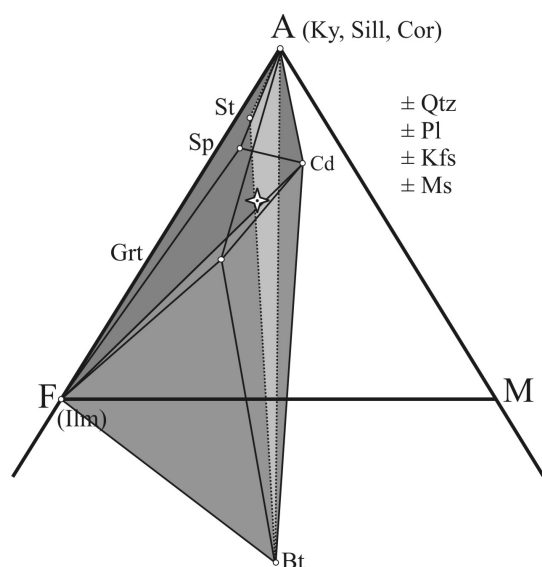
Микроструктурное исследование. Размер зерен минералов сильно различается. Кристаллы силлиманита достигают 40 мм в длину и 5 мм в поперечнике, граната – до 7 мм, кордиерита – до 2 мм, реликты ставролита – 2 мм, кианита – 1 мм. Зерна минералов в матриксе (*St*, *Qtz*, *Bt*, *Pl*, *Cd*) – 0,1–2 мм. В матриксе можно встретить микронных размеров дислокационные зоны, сложенные более мелкозернистым агрегатом *Sill+Bt+Cd+Qtz*, формирующие отдельные микролитоны. Повсеместно встречаются реакционные образования. Отличительный микротекстурный признак – развитие венцовых кордиеритовых оторочек по биотиту, ставролиту, кианиту.

Силлиманит имеет две морфологические разновидности: 1) крупные пойкилитовые порфиробласты, расщепленные с концов и обладающие блочным строением, что проявляется в одновременном погасании разных участков кристалла; 2) мелкие иглы в матриксе. Для обеих разновидностей характерна линейная ориентировка кристаллов, которые располагаются по плоскостям сланцеватости этапа M1. Пойкилобласты содержат обильные включения *Sp*, *Bt*, *Ilm*, *Cd* и *Qtz*. Включения *Bt* и *Qtz* ксеноморфны и, вместе с *Ilm*, вытянуты по удлинению пойкилобластов, что свидетельствует о их росте в период деформаций. Зерна *Sp* (40–150 мк, редко до 1 мм) образуются в кристаллах *Sill* и *St*. Они могут располагаться в непосредственной близости от зерен *Qtz*, но общих границ с ним не имеют. Ксеноморфные чешуйки *Bt* образуют скопления вокруг кристаллов *Sill*, которые оказываются погруженными в биотитовый матрикс. Промежутки между ними выполнены *Qtz-Pl-Cd* агрегатом, в котором, на границе с *Bt* и *Sill*, располагаются резорбированные зерна *St*, *Bt* и *Ky* с кордиеритовыми каемками. На основании морфологии кристаллов можно выделить две генерации ставролита: 1) реликты крупных кристаллов, не имеющие собственной огранки, неправильной, амебообразной формы с признаками реакционных соотношений с другими минералами (St^{M1}). Агрегаты таких зерен, облеченные в каймы кордиерита, часто имеют одинаковую оптическую ориентировку, представляя собой фрагменты крупных резорбированных индивидов; 2) идиоморфные и скелетные (футлярные) мелкие зерна (порядка 100 мк), также погруженные в кордиеритовый материал (St^{M2}). Зерна *Grt* приурочены к скоплениям *Sill* порфиробластов, выполняя интерстиции между ними или формируя короны вокруг одиночных кристаллов. Идиоморфные кристаллы граната развиты как в *Qtz-Bt-Cd* матриксе (меланосоме), так и в *Qtz-Pl* лейкоosome. Порфиробласты содержат включения *Qtz*, *Bt*, *Ilm*, *Sill* и *Cd*. Встречаются атолловоподобные формы граната. Изредка вокруг силлиманита и граната также могут развиваться кордиеритовые келифиты. В контакте с порфиробластами силлиманита спорадически встречаются мелкие (< 100 мк) ксеноморфные чешуйки мусковита. Мелкие кристаллы корунда (до 200 мк) с ксеноморфными включениями биотита развиты среди зерен плагиоклаза и отделены от него кордиеритовой каймой. Весь такой агрегат находится в окружении кварца. *Kfs* встречается чрезвычайно редко. Редкость находок его зерен при повсеместном разложении биотита и мусковита позволяет предполагать открытость метаморфической системы в отношении K_2O .

Химический состав минералов. Состав минералов варьирует даже в пределах

шлифа: f_{Bt} изменяется по шлифу на 10 мол. % (0,43-0,53); $f_{Cd} = 0,30-0,36$; $f_{St} = 0,79-0,83$. Содержание ZnO в *St* – 0,85-1,2 %. Гранат пироп-альмандиновый: $X^{Ca} = 3-4$ %, $X^{Mn} = 2-4$ %; его кристаллы однородны по содержанию Fe и Mg, за исключением узкой (10-100 мк) внешней каймы более железистого состава ($f_{ядра} = 0,76-0,81$; $f_{каймы} = 0,82-0,84$), причем в более крупных кристаллах более магнезиальное ядро. Для *Sp* отмечается наиболее сильное непостоянство состава: от образца к образцу f_{Sp} меняется от 0,79 до 0,92 (FeO = 23,7-33,2 мас. %) за счет переменного содержания ZnO (3-14 %). Состав меняется даже от зерна к зерну: содержание ZnO в соседних (50-100 мк) включениях *Sp* в *Sill* может изменяться на 5 %. Зерна шпинели практически однородны.

Минеральные реакции и анализ баланса вещества. Микроструктурные данные свидетельствуют о протекании многочисленных локальных реакций. Для обр. СН-30 выполнен расчет уравнений химических реакций по реальным составам минералов из конкретных микроструктур в пакете MATHEMATICA 5.0, для системы FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O±TiO₂. В каждом случае количество компонентов определялось реальным составом системы. Основная Cd-производящая реакция имеет следующий вид (I): $0,314Bt + 0,412St + 0,693Qtz = 0,412Cd + 0,283Sill + 0,037Ilm + 0,304H_2O$. Реакция образования шпинели в порфиробластах силлиманита (II): $0,335Bt + 0,531Sill = 0,302Sp + 0,039Ilm + 0,252Cd + 0,670H_2O$. Образование граната происходит по реакции (III): $0,599Bt + 0,466Sill + 0,464Qtz = 0,145Grt + 0,428Cd + 0,066Ilm + 0,582H_2O$. Дополнительные схемы, по которым проходило минералообразование: (IV) $St + Qtz \rightarrow Cd + Sill \pm Sp \pm Ilm + H_2O$; (V) $Grt + Sill \rightarrow Cd + Sp$; (VI) $Grt + Sill + Qtz \rightarrow Cd$. Образование порфиробластов силлиманита, вероятно, обусловлено разложением мусковита; при выделении K₂O эта схема реакции запишется следующим образом: (VII) $Ms \rightarrow Sill + Qtz + K_2O + H_2O$. Судя по ассоциации *Cor-Bt-Cd*, корунд образовался по схеме: (VIII) $Bt \pm Sill \rightarrow Cd + Cor + K_2O + H_2O$. Реальность приведенных минеральных превращений подтверждается взаимоотношениями исходных фаз и продуктов реакций на диаграмме AFM (рисунок).



AFM-фазовая диаграмма для многоминеральных бластомилонитов (обр. СН-30). Светло-серая область – метаморфическая ассоциация M1: *Ky-St-Bt+Qtz+Pl+Ms*; темно-серая область – ассоциация M2: *Grt-Sill-Cd-Ilm-Sp-Cor+Kfs*. Звездочка – химический состав породы. Остальные пояснения в тексте.

Для реакций (I) и (II) оценен локально-равновесный объем системы, в котором происходил взаимный обмен компонентами и достигался их баланс (исключая баланс по K₂O) между реагирующими фазами. Оценка проводилась исходя из наблюдаемого в шлифах пространственного распределения участвующих в реакции минералов, с учетом химического состава, размеров зерен и расстояний между ними. Локальный объем

составляет $\sim 0,06 \text{ мм}^3$ и $\sim 0,001 \text{ мм}^3$, для (I) и (II) соответственно. Это очень маленькие величины. Считается [7], что этот объем зависит от скорости перемещения компонентов, температуры, длительности метаморфизма и интенсивности деформаций.

PT-условия метаморфизма M2. В породах, недосыщенных кремнеземом, *Cor-Sp* ассоциация является показателем низких давлений при контактовом метаморфизме [8]. Ассоциация *Sp-Cor-Cd-Sill-Bt-Kfs-Pl* считается одной из важнейших ассоциаций метapelитов пироксен-роговиковой фации [8]. Совокупность линий моновариантных равновесий (V) и (VI) по [9], $(Bt + Sill + Qtz = Grt + Cd + Kfs + H_2O)$ и $(Bt + Sill + Qtz = Cd + Kfs + H_2O)$ по [10] может быть реализована при $P = 3$ кбар и $T = 725-750$ °C. Максимальная температура формирования многоминерального ансамбля, определенная с помощью программного пакета THERMOCALC [11], составляет 725-775 °C при 3 кбар. Для этого по реальным составам минералов в системе FMASH рассчитаны минимальные реакции образования *Cd* и *Sp*, с участием *Grt*, *Bt*, *Sill* и *St*, линии пересечения которых определяют *PT*-параметры. Таким образом, условия повторного метаморфизма (M2) бластомилонитов: $T = 750-775$ °C при $P = 3$ кбар.

Оценка равновесности минеральных ассоциаций. Для многоминеральных метapelитов число степеней свободы в системе KFMAS_{Ti}Zn по правилу фаз Гиббса составляет – 3-5 (!). Минерально-структурные признаки неравновесия: 1) реликтовые зерна M1 (*St*, *Ky*); 2) реакционные соотношения между самими новообразованными фазами M2 (каймы *Cd* между *Grt* и *Sill*); 3) наличие двух (трех-?) полиморфов глинозема (*Ky*, *Sill*, *And*-?); 4) многофазность пород (считается, что равновесные метаморфические ассоциации состоят из 5-6 минералов, а многоминеральной является ассоциация, содержащая 7-8 фаз [8]); 5) химическая контрастность минерального ансамбля (*Sp-Cor-Spr*(?)+*Qtz*). Парагенезис *Cor+Qtz* является запрещенным в низкобарических образованиях и возможен только в *HP/HT* гранулитах (при $P > 11$ кбар и $T > 1150$ °C [12]), это же справедливо и для возможной ассоциации *Spr-Qtz*. Шпинель не стабильна даже по отношению к своему ближайшему минеральному окружению (*Sill*, *Ilm*, *Cd*) – она располагается внутри фазового треугольника *Sill-Cd-Ilm* (рисунок). Минералы M2 не образуют единого минерального парагенезиса, а формируют локально равновесные ассоциации с меньшим количеством фаз. Это фазовые треугольники на рисунке: *Sp-Sill-Ilm*, *Sp-Sill-Cd*, *Sp-Ilm-Cd*, *Sill-Cd-Ilm*, *Grt-Cd-Ilm*, *Grt-Bt-Ilm*, *Grt-Sill-Ilm*. Существование *Sp* и *Qtz* могло быть вызвано высоким содержанием ZnO в первой, однако отсутствие непосредственных контактов между ними может обуславливаться нестабильностью этой ассоциации. Кроме того, вхождение цинка в структуру *Sp* должно было расширить ее поле стабильности вниз по температуре, но развитие по *Sill* указывает на то, что ее образование происходило вблизи пика метаморфизма. Широкие вариации ZnO в близкорасположенных микрозернах *Sp* позволяют предположить низкую подвижность ZnO при метаморфическом процессе. Ряд дифференциальной подвижности компонентов с учетом ZnO запишется в следующем виде: $Al_2O_3\text{-}ZnO\text{-}SiO_2\text{-}\dots$ либо $Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}ZnO\text{-}\dots$

Одним из наиболее веских признаков равновесия можно считать закономерности в распределении химических компонентов между минералами. В многоминеральных бластомилонитах распределение Fe и Mg между большинством фаз не закономерно. Это относится как к минералам, не имеющим взаимных контактов, так и к фазам, находящимся в реакционных соотношениях. Коэффициенты корреляции железистости в парах: $Grt\text{-}Bt = 0,12$; $Grt\text{-}Cd = 0,28$; $Bt\text{-}Cd = 0,50$; $Bt\text{-}Sp = 0,84$; $St\text{-}Cd = 0,48$; $St\text{-}Sp = 0,45$; $Cd\text{-}Sp = 0,75$; $Grt\text{-}Sp = -0,43$; $Cd\text{-}St = 0,30$; $Bt\text{-}St = 0,82$. Низкая корреляция в большинстве минеральных пар свидетельствует о высокой степени неравновесия.

Обсуждение. Многоминеральный ансамбль имеет полиметаморфическую природу и представляет собой сочетание реликтовой метаморфической ассоциации M1 (*St-Ky-Bt-Ms-Pl-Qtz*) и наложенной ассоциации M2 (*Grt-Sill-Cd-Kfs-Ilm-Sp-Cor $\pm$ Spr*(?) $\pm$

$\pm And(?)$), сформированной при тепловом воздействии со стороны Баянкольской интрузии при 750-775 °C, 3 кбар. Метастабильный рост *Sp* и *Cor* (+*Spr*-?) в *Qtz*-содержащей породе может быть объяснен либо правилом ступеней Освальда, либо низкими подвижностью и величиной химического потенциала SiO_2 .

Прогресс минеральной реакции при метаморфизме контролируется кинетикой (растворение исходных минеральных зерен, диффузия растворенных веществ в межзерновом флюиде, образование и рост новых фаз). Формирование метаморфической ассоциации M2 при интрузивном прогреве частично или полностью совпало по времени с этапом вязкопластичных деформаций. Деформация повышает скорость диффузионного массопереноса из-за роста проницаемости пород [13]. Повышенная проницаемость и высокая температура должны были бы обеспечить достижение равновесия за счет ускорения метаморфических реакций. Минеральные реликты (иногда хорошо сохранившиеся) метаморфического события M1 и малые локально-равновесные объемы некоторых минеральных реакций позволяют предположить, что нахождение пород в пределах сдвиговой зоны обусловило очень высокую скорость нагрева и последующего охлаждения. На это указывают скелетные формы *Grt* и *St*^{M2}, возникающие в условиях быстрого перегрева, причем длительность температурного воздействия оказалась меньше скорости метаморфических реакций. Иными словами, решающими факторами, лимитирующими полноту минеральных превращений в породе, оказались интенсивность и кратковременность прогрева, а не влияние деформаций. На сохранение реликтов повлияла также исходная неоднородность бластомилонитов M1 и их относительная крупнозернистость, так как расстояния, на которые должны диффундировать компоненты при реакциях в них, значительно больше, чем в тонкозернистых структурно-однородных породах.

Автор благодарен сотрудникам ИГМ СО РАН академику В.В. Ревердатто и к.г.-м.н. В.В. Хлестову за обсуждение работы, д.г.-м.н. А.Э. Изоху и д.г.-м.н. В.Г. Владимирову за помощь в полевых исследованиях. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64979-а, 06-05-79068-к).

- [1] Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Докл. РАН. – 2000. – Т. 370, № 4. – С. 489–492.
- [2] Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего докембрия Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика. – 1992. – № 11. – С. 26–34.
- [3] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: «Пробел-2000», 2004. – 192 с.
- [4] Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 1. – С. 82–88.
- [5] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова Е.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерального юга Сибири: Материалы науч.-практ. конференции. – Новосибирск: ИГиЛ СО РАН, 2001. – С. 68–72.
- [6] Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. – 1991. – № 3. – С. 109–119.
- [7] Ridley J. The effect of reaction enthalpy on the progress of a metamorphic reaction // Advances in physical geochemistry. – 1985. – V. 4. – P. 80–97.
- [8] Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. – М.: Недра, 1970. – 272 с.
- [9] Mukhopadhyay B., Holdaway M.J. Cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: 1. New experimental calibration in the system $FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and certain P-T- H_2O relations // Con-

- trib. Miner. Petrol. – 1994. – V. 116. – P. 462–472.
- [10] Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg Cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations // Contrib. Miner. Petrol. – 1977. – V. 63. – P. 75–198.
- [11] Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorphic Geol. – 1998. – V. 16, № 3. – P. 309–343.
- [12] Shylters J.S., Bohlen S.R. The stability of hercynite and hercynite-gahnite spinels in corundum- or quartz-bearing assemblages // J. Petrol. – 1989. – V. 30, № 4. – P. 1017–1031.
- [13] Brodie K.H., Rutter E.H. On the relationship between deformation and metamorphism with special reference to the behavior of basic rocks // Advances in physical geochemistry. – 1985. – V. 4. – P. 138–179.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ НА ЮГЕ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

К.Ж. Семинский, Я.Б. Радзиминович

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

Исследование сейсмичности юга Сибирской платформы представляется актуальным по нескольким причинам. Для многих платформенных регионов установлена существенная сейсмическая активность и даже зафиксированы катастрофические землетрясения, а в поле Иркутского амфитеатра выделены и изучены активные и сейсмоактивные разломы [1-3]. Со времени целенаправленных исследований сейсмичности юга Сибирской платформы, проведенных С.И. Голенецким [4-5], непрерывный ряд инструментальных наблюдений существенно увеличился. Наряду с полученными ранее выводами об отсутствии связи землетрясений со строением платформы (в частности с разломами) существуют и противоположные мнения, например, об обусловленности землетрясений краевой части кратона процессами деструкции в Байкальском рифте [6].

В связи с вышеизложенным для южной части Иркутского амфитеатра и сопредельных территорий было проведено исследование пространственно-временных особенностей распределения землетрясений, произошедших в период 1960-2005 гг. согласно каталогу Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (г. Иркутск). Пространственные распределения ночных (рис. 1, *А*) и включающих промышленные взрывы дневных (рис. 1, *Б*) землетрясений по большому счету подобны и характеризуются сгущением эпицентров у края платформы. Различия заключаются главным образом в концентрации некоторой части дневных землетрясений вблизи г. Братска, г. Усть-Кута, пос. Улькана и некоторых других населенных пунктов, располагающихся вдоль железных дорог. Следовательно, происхождение подавляющего большинства землетрясений на платформе связано с единым деструктивным процессом, и лишь отдельные скопления дневных событий обусловлены народнохозяйственным освоением региона.

Дальнейший анализ, акцентированный на платформенной сейсмичности, проводился только по ночным событиям (с 12 до 24 часов по Гринвичу), что позволяло для этой территории интенсивного природопользования рассматривать события, свидетельствующие в подавляющем большинстве случаев о разрядке естественных напряжений. Энергетический класс этих землетрясений в среднем не превышает 10, хотя отдельные события относятся к $K_p > 11$. Было построено распределение эпицентров платформенных землетрясений в изолиниях с использованием размера окна палетки $0.5 \times 0.5^\circ$, вычисленного статистически. Анализ рис. 1, *А* свидетельствует о наличии в пределах Иркутского амфитеатра двух пространственно обособленных участков распространения эпицентров землетрясений. Первый из них располагается на северо-западе изучаемой территории, имеет изометричную форму, небольшие размеры и включает в себя несколько близко расположенных максимумов, интенсивность которых лишь для одного превышает единицу. Группа образующих этот участок землетрясений пространственно обособлена от второго и основного (судя по размерам и плотности эпицентров) участка рассеянной сейсмичности, занимающего всю краевую часть платформы. Его граница проходит по непрерывной изолинии минимальной плотности эпицентров и лишь в краевых частях оконтуривает серию отдельных максимумов, пространственно тяготеющих к этой изолинии (рис. 1, *А*). Таким образом, участок рассеянной сейсмичности имеет полосовидную форму, повторяет конфигурацию краевого шва платформы и характеризуется средней шириной от 150 км (запад) до 300 км (восток). Он сопоставим по размерам с поясом интенсивной сейсмичности Саян и Прибайкалья,

включает подавляющее большинство платформенных землетрясений и поэтому являлся главным объектом исследований.

Структура эпицентрального поля на платформе тесно связана со строением располагающегося южнее традиционно выделяемого Саяно-Байкальского сейсмического пояса (рис. 1, А). Плотность землетрясений уменьшается от краевого шва в глубь платформы. На фоне этой общей тенденции имеет место чередование продольных полос пониженной и повышенной (I-IV) концентрации эпицентров, причем эта зональность закономерно распространяется в центральную часть Саяно-Байкальского пояса. Продольная неравномерность строения сейсмического пояса отражается в распределении

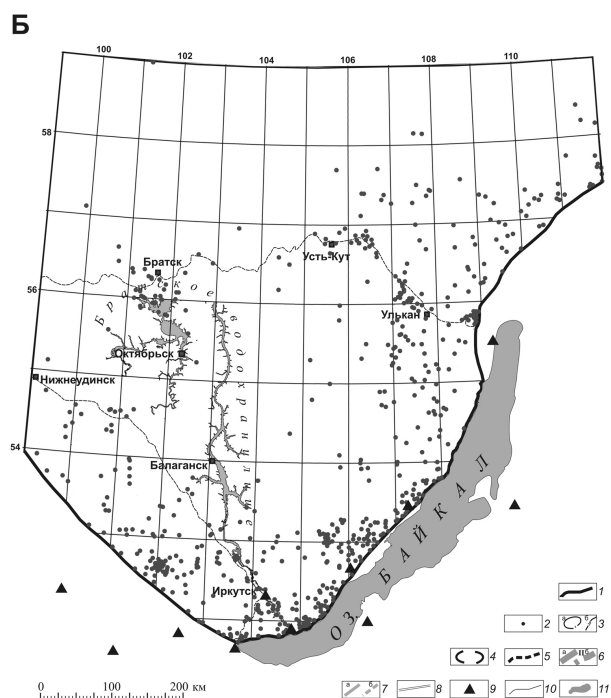
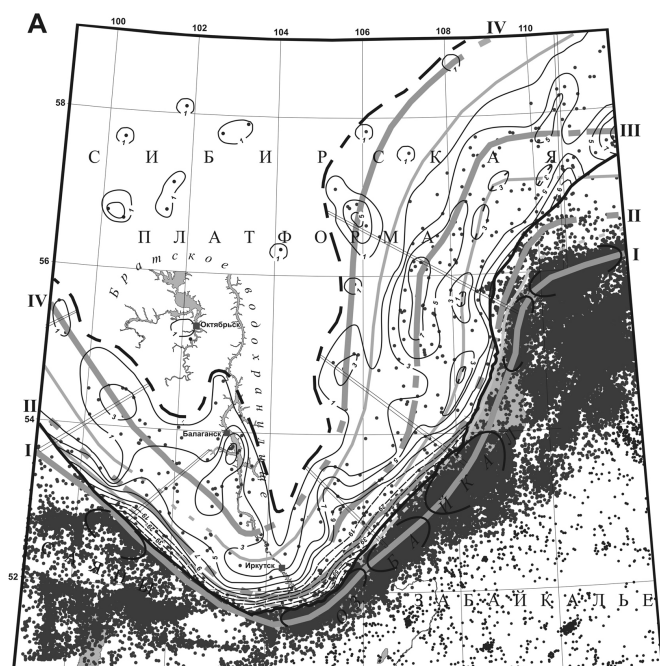


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений, произошедших в пределах площади исследования с 1960 г. по 2005 г. (данные БФ Геофизической службы СО РАН).

А. Распределение землетрясений, имевших место на юге Сибирской платформы в ночное время, а также всех событий, произошедших в пределах Саяно-Байкальского сейсмического пояса.

Б. Распределение землетрясений, имевших место на юге Сибирской платформы в дневное время.

1 – краевой шов Сибирской платформы; 2 – эпицентр землетрясения; 3 – изолинии плотности эпицентров, рассчитанные с использованием окна палетки размером $0,5 \times 0,5^\circ$ и проведенные с шагом 2 (а) и 10 (б); 4 – участки («пятна») высокой сейсмической активности в осевой части Саяно-Байкальского сейсмического пояса; 5 – граница поля рассеянной сейсмичности на Сибирской платформе; 6 – положение (а) (в т.ч. – предполагаемое (б)) и порядковый номер оси у продольной полосы повышенной плотности эпицентров землетрясений; 7 – положение (а) (в т.ч. – предполагаемое (б)) оси у продольной полосы пониженной плотности эпицентров землетрясений; 8 – линия, соединяющая сейсмические «пятна» осевой части Саяно-Байкальского сейсмического пояса с участками повышенной плотности эпицентров в платформенном поясе рассеянной сейсмичности; 9 – сейсмостанция; 10 – железная дорога; 11 – крупные водоемы.

эпицентров на платформе: «сейсмическим пятнам» его приосевой части соответствуют расширения и/или максимумы в каждой из продольных полос повышенной концентрации платформенных землетрясений.

Взаимосвязь сейсмической активности в поясе и на платформе обнаруживается и при анализе распределения землетрясений во времени (рис. 2). Относительное расположение графиков изменения параметра $lg\Sigma E$ (логарифм суммарной энергии землетрясений), как и аналогичные материалы предшественников [7-8], отражает не только существенно больший энергетический потенциал подвижного пояса по сравнению с платформой, но и наличие серии всплесков сейсмической активности. Иными словами, на платформенной территории и в Саяно-Байкальском поясе имеет место аналогичный в качественном отношении характер временных вариаций сейсмической активности. Кроме того, проведенное нами сопоставление показало, что всплески сейсмической активности на платформе происходят примерно в одно время с аналогичными процессами в подвижном поясе, причем это соответствие достаточно определенно устанавливается для всего пояса (рис. 2), его Саянской и Байкальской ветвей и их отдельных сегментов. Активизация сейсмического процесса на платформе опережает или запаздывает по отношению к всплеску сейсмичности в поясе. Величина отставания или опережения варьирует в пределах первых лет в зависимости от масштабов исследуемого участка земной коры.

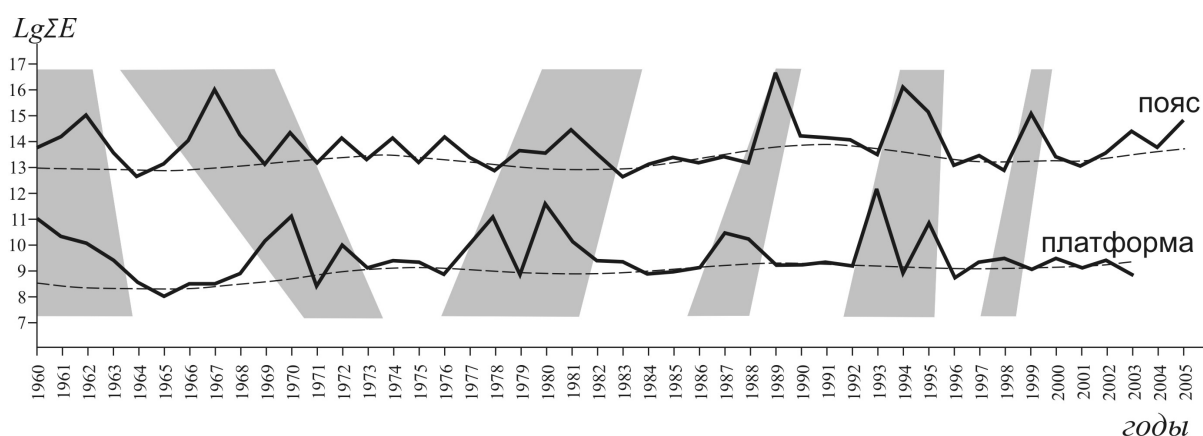


Рис. 2. Графики изменения во времени логарифма суммарной энергии ночных землетрясений ($lg\Sigma E$) в поясе рассеянной сейсмичности платформы и событий, имевших место южнее ее краевого шва в Саяно-Байкальском сейсмическом поясе. Полосами серого цвета объединены примерно совпадающие по времени периоды активизации сейсмического процесса на платформе и в поясе.

Таким образом, выявленные пространственно-временные закономерности однозначно свидетельствуют, что подавляющее большинство естественных землетрясений Иркутского амфитеатра в полосе шириной от 150 до 300 км принадлежит к Саяно-Байкальскому сейсмическому поясу. Полоса представляет северную периферию пояса, что наряду с большей монолитностью деформируемого субстрата является причиной резкого ослабления сейсмичности в ее пределах. Тектоническое происхождение землетрясений на столь обширной платформенной территории и интенсивное народнохозяйственное освоение региона выдвигают проблему сейсмической опасности юга Сибирской платформы в ряд наиболее актуальных направлений геодинамических исследований.

Работы выполнены при поддержке СО РАН (интеграционный проект ОНЗ-10.7.3).

- [1] Чипизубов А.В., Аржанникова А.В., Воробьева Г.А. и др. Погребенные палеосейсмодислокации на юге Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2001. – Т. 379, № 1. – С. 101–103.
- [2] Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. Проявления новейших тектонических деформаций на юге Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 3. – С. 273–279.
- [3] Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В. и др. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. – 293 с.
- [4] Голенецкий С.И. Наведенная сейсмичность в районе Иркутского водохранилища у юго-западной оконечности озера Байкал // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 10. – С. 1692–1698.
- [5] Голенецкий С.И. Землетрясения юга Сибирской платформы по инструментальным сейсмологическим наблюдениям // Вулканология и сейсмология. – 2001. – № 6. – С. 68–77.
- [6] Вахромеев А.Г. Аномальные давления флюидов как индикатор напряженного состояния соленосной формации осадочного чехла Сибирской платформы // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – С. 113–116.
- [7] Ружич В.В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. – 144 с.
- [8] Мельникова В.И., Гилева Н.А., Курушин Р.А. и др. Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. – Обнинск: ГС РАН, 2003. – С. 107–117.

ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРАХ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ

В.А. Симонов, С.В. Ковязин*, Е.В. Шарков***

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

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

Расшифровка первичных параметров формирования интрузивных комплексов в океанической коре встречает серьезные затруднения в связи с тем, что большинство пород значительно изменены. Выходом в данной ситуации может служить изучение первичных магматогенных образований (минералы и находящиеся в них расплавные включения), сохранивших прямую информацию о магматических системах. Но и этот метод, успешно используемый для эффузивных пород, имеет свои ограничения из-за особенностей процессов кристаллизации интрузивов в камерах, где условия относительно стабильны и меньше вероятность образования дефектов при росте кристаллов. Соответственно расплавные включения значительно более редки по сравнению с минералами эффузивов. В связи с этим использование расплавных включений для выяснения физико-химических параметров кристаллизации магм в эндогенных ситуациях ограничено и существуют единичные публикации с данными по включениям в минералах интрузивных комплексов современных и древних (офиолиты) океанов [1-4]. В последнее время нам удалось получить новые данные по расплавным включениям в минералах из плутонических пород современных и древних океанических структур. Были изучены включения в хромшпинелидах из интрузивов Центральной Атлантики (район Сьерра-Леоне) и из пород ряда расслоенных комплексов офиолитов Алтае-Саянской области (Южная Тува). Как показали исследования образцов из Срединно-Атлантического хребта и из офиолитов Азии, именно хромшпинелиды оказались наиболее устойчивыми к вторичным процессам и сохранили первичную информацию о магматических системах в виде расплавных включений. С учетом того, что изучаемые хромшпинелиды практически не прозрачны и невозможно вести непосредственные наблюдения за включениями в процессе нагрева, была разработана особая методика экспериментов и создана специальная микротермокамера на основе силитового нагревателя [5]. Найденные в отраженном свете на рудном микроскопе включения анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике [6].

Район Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика). Детальные исследования коллекций плутонических пород, собранных в районе Сьерра-Леоне во время 10-го рейса НИС «Академик Иоффе», позволили нам найти, проанализировать расплавные включения в хромшпинелидах и на основе полученных данных выяснить физико-химические параметры формирования интрузивных комплексов. Наиболее представительные данные по составам расплавных включений в хромшпинелидах были получены для троктолитов, отобранных в южной части участка впадины Маркова. Порода представляет собой серпентинизированный меланократовый троктолит с кумулятивными структурами [7].

По химическому составу изученные расплавные включения в хромшпинелидах соответствуют породам нормальной щелочности, а по содержанию SiO_2 (от 44 до 62 мас.%) характеризуют серию пород от габбро к диоритам и кварцевым диоритам. На

диаграмме FeO/MgO-SiO₂ точки составов расплавных включений располагаются главным образом в поле толеитовых серий. В целом, явно более железистые, по сравнению с основными группами габброидов Центральной Атлантики, включения ассоциируют с дифференцированными габбро-диоритовыми сериями из участков с сульфидной минерализацией (впадина Маркова) района Сьерра-Леоне. На диаграмме AFM подавляющее большинство точек габброидов и расплавных включений в хромшпинелидах располагаются в области толеитов. Все включения оторваны от основной группы габбро в сторону FeO, тесно ассоциируют с высокожелезистыми интрузивами Сьерра-Леоне из участка впадины Маркова и габброидами с повышенным количеством железа зоны разлома 15°20' (Центральная Атлантика). На диаграмме CaO-Al₂O₃-MgO высокожелезистые интрузивные серии и расплавные включения Сьерра-Леоне образуют тренд от кумулятов в сторону Al₂O₃, показывая высокую степень дифференциации расплавов. Распределение точек включений в хромшпинелидах на диаграммах Харкера показывает явную корреляцию содержания компонентов в расплавах с ростом SiO₂ и переходом в последовательной интрузивной серии Сьерра-Леоне: габброиды – диориты – плагиограниты. Количество TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO падает при переходе к более кислым разностям расплавов. Повышенные значения титана характерны не только для расплавных включений и высокожелезистых интрузивов Сьерра-Леоне, но и для габброидов зоны разлома 15°20' явно выделяется высокотитанистая группа. Необходимо отметить, что для всех этих трех ассоциаций характерны очень высокие, но близкие между собой содержания титана: включения – до 5.3 мас.%, высокожелезистые интрузивы – до 4.5 мас.%, габбро зоны разлома 15°20' – до 4.8 мас.%. Интрузивные магматические комплексы с повышенной железистостью хорошо выделяются на диаграмме TiO₂-FeO/MgO. Здесь расплавные включения находятся в тесной ассоциации с высокожелезистыми и титанистыми интрузивными породами Сьерра-Леоне и зоны разлома 15°20'. Расплавные включения в хромшпинелидах, обладая незначительными вариациями содержания алюминия на фоне существенного изменения железистости, располагаются совместно с железистыми интрузивами впадины Маркова вдоль тренда остаточных расплавов. В то же время для габброидов Сьерра-Леоне характерна преимущественно кумуляция плагиоклаза и в меньшей степени оливина, соответственно с ростом (до 27.6 мас.%) и падением (до 2.2 мас.%) алюминия в породах при незначительном уменьшении железистости от области базальтоидных расплавов типа N-MORB. Таким образом, основной объем габброидов района Сьерра-Леоне формировался в ходе кумулятивных процессов эволюции исходных расплавов типа N-MORB, в то время как высокожелезистые серии являются результатом кристаллизации остаточных продифференцированных расплавов, микропорции которых сохранились в виде расплавных включений в хромшпинелидах.

В результате анализа стекол расплавных включений с помощью ионного зонда оказалось возможным провести прямые исследования геохимии редких, редкоземельных элементов и воды в магмах, формировавших интрузивные комплексы района Сьерра-Леоне. Анализ включений в хромшпинелидах показал существенное обогащение H₂O (0.74–1.24 мас.%) расплавов. Содержание воды сравнимо с данными по обогащенным системам типа E-MORB, но значения калия при этом низкие и характерны для N-MORB. В целом, рассматривая имеющиеся данные по летучим компонентам в магматических системах Сьерра-Леоне, видим, что минимальные количества воды содержат расплавные включения во вкрапленниках из базальтов (до 0.23 мас.%). Более высокие значения (до 0.68 мас.%) установлены для железистых базальтовых стекол. Максимум (до 1.24 мас.%) H₂O фиксируется во включениях минералов интрузивов. В этой же последовательности растет и роль калия. Таким образом, намечается тренд прямой зависимости содержания воды и щелочей в расплавах района Сьерра-Леоне с

относительно максимальным накоплением компонентов в интрузивных камерах.

Анализ распределения редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (Y, Zr, Nb), показал, что расплавные включения в хромшпинелидах существенно обогащены ниобием и цирконием, и соответственно на диаграмме Nb/Y – Zr/Y точки их составов располагаются в верхней области расплавов с плюмовым источником, рядом с полем обогащенных базальтов океанических островов. Fe-Ti интрузивы впадины Маркова также располагаются в области плюмового магматизма. В то же время расплавные включения во вкрапленниках и сами базальты района Сьерра-Леоне приурочены в основном к полю в области без влияния плюмового источника.

По характеру распределения редкоземельных элементов изученные расплавные включения в хромшпинелидах из интрузивов района Сьерра-Леоне более соответствуют обогащенным базальтам типа E-MORB – похожий отрицательный наклон спектров с накоплением легких лантаноидов. Судя по высоким значениям отношений $(La/Sm)_N = 1.56-6.27$ и $(Ce/Yb)_N = 2.13-8.09$, подтверждается обогащенный характер расплавов, захваченных во включениях в хромшпинелидах, и в целом можно предположить возможность влияния глубинного плюма.

Таким образом, с помощью расплавных включений в хромшпинелидах установлено, что высокожелезистые дифференцированные интрузивные серии района Сьерра-Леоне формировались из водонасыщенных и обогащенных магм. Большое значение имеет температурный режим этих аномальных магматических систем. Расчетное моделирование ликвидусной кристаллизации оливина и плагиоклаза (троктолитовый парагенезис изученного нами образца) проводилось по программе PETROLOG [8] на основе составов расплавных включений в хромшпинелидах и с учетом прямых данных о высоких содержаниях (1.2 мас.%) воды. Установлено, что в присутствии воды при давлении около 1 кбар ликвидусные температуры кристаллизации оливина и плагиоклаза были достаточно низкими – 980-1100 °C.

Офиолиты Южной Тувы (Алтае-Саянская область). При исследовании условий формирования офиолитов Южной Тувы большое внимание было уделено анализу расплавных включений, сохранивших прямую информацию о параметрах магматических процессов, формировавших расслоенные интрузивные серии. Включения удалось найти в хромшпинелидах из дунитов расслоенного дунит-верлит-пироксенитового комплекса Карашатского участка.

Расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Карашатского массива по содержанию SiO₂ (от 45 до 60 мас.%) соответствуют серии габбро–диориты–кварцевые диориты, породы которой хорошо представлены на этом участке Агардагской офиолитовой зоны. Включения содержат небольшое количество щелочей (сумма до 2.6 мас.%) и отвечают породам нормальной щелочности. На диаграмме FeO/MgO-SiO₂ точки составов расплавных включений располагаются главным образом в поле толеитовых серий в тесной ассоциации с габброидами и офиолитовыми дайками. По содержанию магния включения разбиваются на две группы. Первая, с высокими значениями MgO (9.4-25.8 мас.%), приурочена к собственно расслоенной габбро-пироксенитовой серии, а вторая группа тесно связана с габбро-диоритовыми породами. На диаграммах, показывающих эволюцию составов пород Карашатского массива в зависимости от содержания магния, первая группа трассирует тренд последовательной внутрикамерной кристаллизации расплавов, начиная с содержания MgO в 25.8 мас.%. Вторая группа включений располагается на окончании тренда совместно с габбро и диоритами. В то же время есть включения, обогащенные кальцием и титаном, находящиеся вне этого тренда, но в тесной ассоциации с данными по породам дайковых офиолитовых серий. Таким образом, рассмотренные включения в хромшпинелидах, во-первых, характеризуют собственно процессы дифференциации в магматической камере, с образованием рас-

слоенного комплекса; во-вторых, отвечают составам расплавов, завершающих внутрикамерное фракционирование, с формированием серии пород: габбро–диориты–кварцевые диориты; в-третьих, они содержат информацию об отделяющихся расплавах, ответственных за развитие дайковых серий

Расчет ликвидусных параметров по программе PETROLOG [8] на основе полученных данных по составам расплавных включений в хромшпинелидах показал, что кристаллизация минералов при формировании собственно расслоенной кумулятивной серии происходила при значительно более высоких температурах (оливин – минимум 1300-1340 °С, клинопироксен – минимум 1280-1290 °С), чем образование максимально дифференцированной габбро-диоритовой серии – 1020-1140 °С.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 05-05-64380) и Интеграционного проекта СО РАН.

- [1] Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. – 247 с.
- [2] Симонов В.А., Дунаев А.Ю., Ковязин С.В., Зайков В.В. Магматические системы палеоокеанов: данные по расплавленным включениям в хромшпинелидах // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. Т. 2. – С. 97–100.
- [3] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.J. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol. – 2001. – V. 42. – P. 655–671.
- [4] Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P. et al. Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite // Earth Planet. Sci. Lett. – 1997. – V. 146, № 3-4. – P. 489–497.
- [5] Симонов В.А., Скляр Е.В., Ковязин С.В. Расплавные включения в хромшпинелидах – источник прямой информации о параметрах древнейших бонинитовых магм // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. – Томск: ЦНТИ, 2005. Т. I. – С. 125–129.
- [6] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. – Т. 4, № 3. – С. 228–239.
- [7] Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатиков О.А., Зингер Т.Ф., Бельтенов В.Е., Чистяков А.В. Третий слой океанической коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта (полигон Сьерра-Леоне, 6° с.ш.) // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 6. – С. 592–625.
- [8] Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. – 2001. – V. 110, № 3-4. – P. 265–280.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА ТЯНЬ-ШАНЯ

В.А. Симонов, А.В. Миколайчук**, С.В. Ковязин*, Ю.Д. Литасов**

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

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

Мезо-кайнозойские базальтоиды выявлены в пределах Тянь-Шаня на обширной территории площадью до 285 000 км², от горного обрамления Ферганской впадины на западе до отрогов Джунгарского Алатау на востоке. Они присутствуют среди палеозойских комплексов Центрального Тянь-Шаня в виде даек и штоков, а потоки и силлы базальтов установлены среди континентальных отложений неотектонических впадин. В основном это оливиновые и плагиоклазовые базальты. Среди оливиновых базальтов встречаются породы с низкими значениями SiO₂ (43 мас.%) и высокими содержаниями MgO (до 12 мас.%), характерными для пикробазальтов. В базальтах из участков Байламтал, Кастек, Тоюн, Учкудук установлены ксенолиты ультраосновных пород [1-3].

Исследования с широким использованием Ar/Ar датирования позволили установить, что мезо-кайнозойские базальты Тянь-Шаня сформировались в ходе развития мантийного плюма в короткий период времени (преимущественно 60-76 млн лет). В результате была высказана гипотеза, что траппы Декана (около 66 млн лет) и близкие им по возрасту базальты Тянь-Шаня являются производными единого глубинного источника в виде суперплюма, поднимавшегося с границы ядро – мантия [4].

Обработка собранных авторами коллекций позволила, в совокупности с данными предыдущих исследователей, получить новую информацию о физико-химических параметрах магматических систем, сформировавших мезо-кайнозойские базальтоиды Тянь-Шаня.

По соотношению суммы щелочей и SiO₂ практически все рассмотренные мезо-кайнозойские базальтоиды Тянь-Шаня относятся к субщелочным и щелочным сериям. Высокие содержания титана свидетельствуют об участии плюмовых магматических систем типа OIB. В целом, по петрохимическим особенностям рассмотренные вулканы Тянь-Шаня имеют большое сходство со щелочными оливиновыми базальтами областей континентальных рифтов. Распределение редких элементов на спайдер-диаграммах близко к данным по базальтам типичных мантийных плюмов [1, 3].

В ходе обработки собранных образцов расплавные включения были найдены в оливинах из пикробазальтов участка Учкудук и в плагиоклазах из базальтов участка Текелик в Центральном Тянь-Шане. Эксперименты с расплавными включениями при высоких температурах проводились на основе имеющихся методик [5, 6]. Закаленные гомогенизированные включения анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике, опубликованной ранее [7].

Участок Учкудук. При детальном исследовании пикробазальтов расплавные включения были найдены в оливинах. Представительная информация по включениям получена для образцов С-155в-05 и С-152д-05. Расплавные включения (размерами 3-45 мкм) располагаются цепочками по залеченным трещинкам в центре кристаллов оливина и по зонам роста в краевых частях минералов. Таким образом, для основной массы оливинов, выполняющей первичные ядра кристаллов, включения вторичны, но для внешних зон – первичны. Формы включений объемно-округлые с некоторой огранкой.

Включения многофазовые: газовый пузырек + светлое стекло + светлые зеленоватые кристаллические фазы (клинопироксен ?!) + темные фазы. В крупных расплавных включениях часто «газовый пузырек», имеющий округлую форму и располагающийся между кристалликами и стеклом, содержит две фазы – собственно газовую и жидкость. Криометрические исследования показали, что содержимое такого «газового пузырька» замерзает около $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$, с образованием двух фаз: светлой (твердая) и темной (газ). При подъеме температуры в ходе экспериментов до $-56.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ замерзший «газовый пузырек» резко преобразуется в соотношение газ – жидкость. Эти температурные характеристики практически идеально соответствуют тройной точке CO_2 . При дальнейшем повышении температуры «газовый пузырек» становится гомогенным при $+25\text{ }^{\circ}\text{C}$. По диаграмме фазового состояния CO_2 можно установить плотность углекислоты, которая составляет около 0.7 г/см^3 . Наряду с расплавными включениями в этих же зонах находятся фактически сингенетичные им флюидные включения. Криометрический анализ этих включений показал, что они замерзают при температурах $-70\ldots-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ и резко размораживаются в районе тройной точки CO_2 . При подъеме температуры в ходе экспериментов до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ во включениях этого типа начинают двигаться газовые пузырьки. В большинстве случаев пузырьки исчезают и включения становятся гомогенными в диапазоне температур от -2 до $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$. С учетом этих данных плотность углекислоты во включениях этого типа составляет $0.89\text{--}0.93\text{ г/см}^3$.

В ходе экспериментов в микротермокамере большинство включений взрывается, что связано с наличием CO_2 , создающим повышенные давления. Часть включений, обычно среднего размера, становятся гомогенными в интервале температур $1220\text{--}1250\text{ }^{\circ}\text{C}$. Давление флюида в расплаве, рассчитанное с помощью включений, содержащих углекислоту, при этих температурах варьирует от 4 до 8.4 кбар.

По содержанию SiO_2 (46.5–50.9 мас.%) расплавные включения в оливинах из пикробазальтов Учкудука соответствуют оливиновым базальтам и базальтам. По сумме щелочей (от 4.3 до 6.2 мас.%) включения совпадают с данными по изученным породам участка Учкудук и принадлежат к субщелочным сериям. Для рассмотренных включений характерно преобладание калия над натрием, и соответственно по соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ их можно отнести к калиевым сериям. Это подтверждается данными на тройной диаграмме $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}+\text{FeO}+\text{CaO}$, где включения в оливинах, характеризуясь накоплением алюминия и щелочей, являются наиболее близкими к тренду калиевых базальтоидов и шошонитов. Включения, в отличие от пикробазальтов Учкудука, обладают меньшими значениями магния, содержание которого падает от 7.5 мас.% до 4.5 мас.% с ростом SiO_2 . На диаграммах Харкера точки составов включений располагаются в тесной ассоциации с данными по базальтам океанических островов. Высокие значения титана (до 3.6 мас.%) также свидетельствуют о близости магматических систем Учкудука к характеристикам плюмового магматизма типа OIB. На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}/\text{MgO}$ от включений к породам падают содержания алюминия и значения железистости и эти изменения укладываются на тренд кумуляции оливина. Таким образом, пикробазальты участка Учкудук формировались из базальтоидных расплавов в ходе активных процессов кумуляции оливинов.

Анализ расплавных включений на ионном зонде позволил получить информацию о содержании редких, редкоземельных элементов и воды в магматических системах участка Учкудук. Соотношения редких элементов в расплавных включениях, устойчивых при вторичных процессах (Zr, Y, Nb), свидетельствуют о плюмовом источнике рассматриваемых магматических систем. По характеру распределения редкоземельных элементов расплавные включения в оливинах пикробазальтов Учкудука совпадают с данными по породам Гавайских островов. Прямой анализ содержания летучих компонентов в расплавных включениях показывает незначительные содержания воды (0.09-

0.2 мас.%) в базальтовых расплавах.

Участок Текелик. Наиболее представительная информация по расплавленным включениям получена для образца ТК-2. Включения были найдены только в плагиоклазах. Расплавные включения (размерами 3-30-80 мкм), которые формируют прямолинейные зоны роста вдоль граней плагиоклазового вкрапленника, а также равномерно располагаются в центре кристаллов, являются первичными. Формы включений представлены в основном прямоугольными, округло-прямоугольными табличками. Включения многофазовые: основная масса микрозернистая, темная, по краям включений видна светлая кайма стекла.

В ходе экспериментов в микротермокамере было установлено, что содержимое включений становится гомогенным в интервале 1175–1215 °С. Расчеты ликвидусных температур по программе PETROLOG [8] на основе данных по составам расплавных включений показали, что большинство значений расчетных температур выше температур гомогенизации, что может свидетельствовать о повышенном содержании воды в расплаве, соответствующем примерно 1 мас.%, хотя данные ионного зонда говорят в целом о невысоких значениях H₂O (0.02-0.06 мас.%) в стеклах расплавных включений.

По сумме щелочей (от 4 до 8 мас.%) включения совпадают с данными по изученным базальтовым породам участка Текелик и принадлежат к субщелочным и щелочным сериям. На диаграммах Харкера точки составов включений располагаются в большинстве случаев внутри полей мезо-кайнозойских базальтоидов Тянь-Шаня. Основная группа включений содержит 1.8-3 мас.% TiO₂ и в этом соответствует базальтам, в минералах из которых исследовались включения. В то же время есть включения и с более высоким титаном (до 3.44 мас.%). При таких значениях TiO₂ практически все включения попадают в поля ОИВ. Включения более натровые по сравнению с базальтами (K/Na = 0.26-0.6). В общем, по петрохимическим характеристикам (в том числе по SiO₂ – 45-50 мас.% и по Al₂O₃ – в основном 15-20 мас.%) расплавные включения совпадают с базальтами, что свидетельствует, с одной стороны, о кристаллизации плагиоклаза при невысоких давлениях, а с другой – о достоверности полученных данных. В целом, включения и базальты участка Текелик близки по петрохимическому составу к ОИВ, что является прямым свидетельством формирования мезо-кайнозойских базальтоидов Тянь-Шаня в результате развития мантийного плюма.

Исследования расплавных включений с помощью ионного зонда позволили получить информацию о содержании редких, редкоземельных элементов и воды в мезо-кайнозойских магмах участка Текелик. По соотношению редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (Zr, Y, Nb), расплавные включения указывают явно на плюмовый источник рассматриваемых магматических систем и располагаются в поле ОИВ. По характеру распределения редкоземельных элементов расплавные включения в плагиоклазах мезо-кайнозойских базальтов участка Текелик совпадают с данными по породам, переходными между толеитовой и щелочной сериями Гавайских островов, что является прямым доказательством формирования рассмотренных базальтовых серий в результате развития мантийного плюма.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН № 6.16.

- [1] Грачев А.Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. – 1999. – № 10. – С. 26–51.
- [2] Добрецов Г.Л., Кепежинская В.В., Кнауф В.В., Усова Л.В. Ультраосновные включения в лимбургитах Северного Тянь-Шаня и проблема пироксенитов в верхней мантии // Геология и геофизика. – 1979. – № 3. – С. 65–77.
- [3] Sobel E.R., Arnaud N. Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume // Lithos. – 2000. – V. 50. – P. 191–215.

- [4] Mikolaichuk A.V., Simonov V.A. Cretaceous-Paleogene basalts of the Tian Shan // Large Igneous Province of the Month. March 2006. – <http://www.largeigneousprovinces.org/LOM.html>.
- [5] Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. – 247 с.
- [6] Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the North Termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary High-Ca boninite magmas // J. Petrol. – 1994. – V. 35. – P. 1183–1211.
- [7] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. – Т. 4, № 3. – С. 228–239.
- [8] Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. – 2001. – V. 110, № 3-4. – P. 265–280.

ЕВРАЗИЙСКИЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПОТОПЫ: ЦАСУЧЕЙСКИЙ ЙОКУЛЬЛАУП ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Е.В. Складов, О.А. Складова, Ю.В. Меньшагин, А.В. Левин

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

Следы потоков гигантского масштаба с расходом воды и скоростью, превышающими $10^7 \text{ м}^3/\text{с}$ и 20 м/с соответственно, известны в ряде районов Евразии [3]. Одним из наиболее характерных признаков существования в прошлом таких потоков являются линейно ориентированные системы гряд и ложбин варьирующих размеров. При продолжающихся дискуссиях об их генезисе (эоловый, флювиальный, тектонический) наиболее обоснованной представляется точка зрения М.Г. Гросвальда о катастрофическо-флювиальной природе этих образований. Впервые описанные в Маньчжурской ложбине [1], рассматриваемой в качестве позднекайнозойского пролива между Каспийским и Черноморским бассейнами, параллельно ориентированные положительные формы рельефа, протяженностью от 1 до 10 км с шириной 0.5-2 км, получили название «бэровские бугры». Эти бугры разделяются глубокими (до 30-40 м) ложбинами. Подобные структуры были прослежены к востоку и северо-востоку от ложбины, а позднее обнаружены и описаны в Западной Сибири [3]. Анализ их площадного распределения позволил обосновать существование единой системы стока к западу, начиная от среднего течения р. Лены (рис. 1). В качестве основной причины, обуславливающей изменение основного стока сибирских рек, рассматривались процессы глобального похолодания (сарганское оледенение), определяющие не только разрастание Панантарктического ледника, но и возникновение внутриконтинентальной Тибет-Гоби-Сихотэ-Алиньской системы ледников [3]. Наряду с трансконтинентальной системой стока в западном направлении в этой же работе предполагалось существование восточного стока, начинающегося в Тибете (рис. 1) и протягивающегося до нижнего течения р. Амура, однако каких-либо обоснований в цитируемой работе не приводилось. Наши исследования в районе среднего течения р. Онон в Южном Забайкалье, по результатам которых и подготовлена настоящая публикация, позволяют предоставить доказательства существования гигантских катастрофических гидропрорывов.

Цасучейская впадина, расположенная в среднем течении р. Онон, заполнена в основном неоген-четвертичными так называемыми «белесыми» отложениями [5-7], цвет которых обусловлен присутствием пелитоморфного карбоната [6]. Мощность рыхлых осадков составляет более 100 м. В северной и южной краевых частях впадины фиксируются системы ориентированных в ЮВ направлении впадин, размеры которых составляют в основном сотни метров (рис. 2). Глубина большинства из них не превышает 10 м. В дождливые и нормальные сезоны большая часть более-менее «крупных» западин заполнена солеными озерами, однако в период наблюдений практически все они были сухими. Более крупные по размерам озера отчетливо трассируют границы впадины (рис. 2) и расположены в пределах распространения мезозойских осадочных и магматических комплексов, слагающих фундамент региона. Характерной чертой части ориентированных мелких впадин является их каплеобразная форма. В южной части впадины (Цасучейский реликтовый сосновый бор) к северу от системы ориентированных впадин расположена зона распространения гряд с размерами от километра до нескольких сотен метров по длинной оси и от десятков до первых сотен метров по короткой оси. Высота гряд колеблется от первых метров до 20-25 м. Для большинства гряд характерна четкая юго-восточная ориентировка, абсолютно совпадающая с ориентировкой системы примыкающих впадин, охарактеризованных выше. По своим парамет-

рам и особенностям положительные формы Цасучейской впадины полностью соответствуют «бэровским буграм», отличаясь лишь более мелкими размерами (см. выше). Таким образом, системы бугров и впадин имеют единую ориентировку и являются, по нашему мнению, производными одного процесса. Выше уже отмечалось, что единого мнения на природу параллельно ориентированных структур нет, ответственными за их образование могут быть как флювиальные, так и эоловые процессы. В объяснительной записке к геологической карте м-ба 1:200000 [2] бугры впадины описываются в качестве барханов и дюн. Однако аргументы, приведенные в работе [3], а также закономерное зональное распределение зоны бугров и зоны ложбин склоняют в пользу флювиального генезиса структур, причем не просто флювиального, а катастрофически-флювиального [3], обусловленного прорывами (йокульлаупами) подпрудных бассейнов гигантских размеров. Мы не обсуждаем возможное положение подпрудного озера, поскольку для этого необходим тщательный анализ геоморфологических и других данных, но не исключаем, что бассейн был связан с гигантским Селенгинским озером [4], занимающим значительные площади Юго-Восточного Забайкалья.

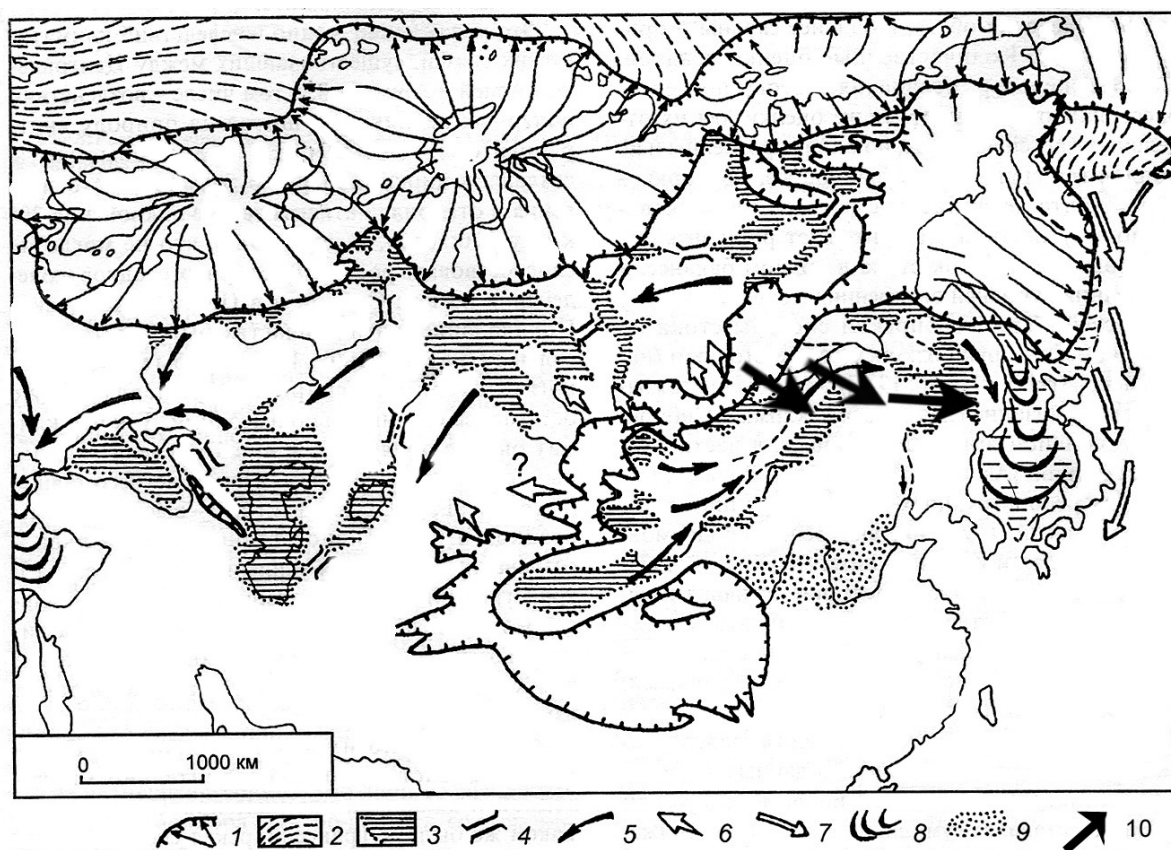


Рис. 1. Позднеплейстоценовое оледенение и системы приледникового стока Северной Евразии (по [3] с дополнениями).

1 – ледниковые покровы с линиями движения льда и горно-ледниковые комплексы; 2 – плавучие шельфовые ледники с линиями движения; 3 – прогляциальные озера; 4 – основные спиллвеи; 5 – течение воды в приледниковых системах стока; 6 – прорывы горных ледниково-подпрудных озер (йокульлаупы); 7 – дрейф айсберговых армат; 8 – моря с «покрышками» из талой воды; 9 – площадь накопления китайских лессов; 10 – следы Цасучейского йокульлаупа.

Анализ космических снимков из открытой базы Google Earth показал, что системы ориентированных ложбин прослеживаются от района Торейских озер на прилегаю-

щие территории Восточной Монголии и Северного Китая, что отражено на рис. 2 черными жирными стрелками. Можно предполагать, что они трассируют один катастрофический поток.

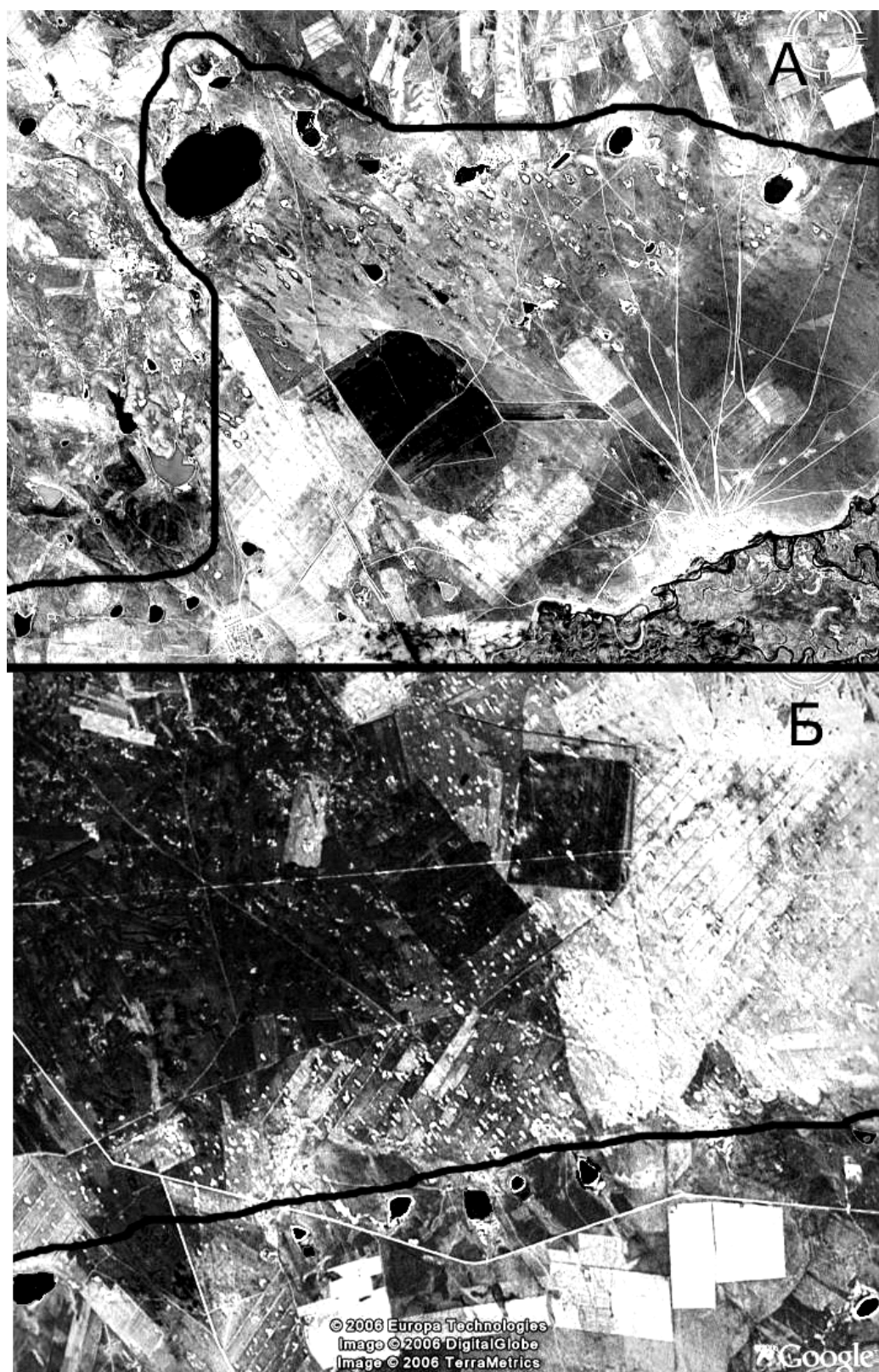


Рис. 2. Фрагменты северной (А) и южной (Б) частей Цасучейской впадины (по снимкам Landsat, из открытой базы данных Google Earth). Черной жирной линией показаны ограничения впадины.

Исследования выполнены в рамках интеграционных программ СО РАН № 88 «Гидроминеральные ресурсы Монголо-Байкальского региона» и ОНЗ-10.3 «Тектоника и геодинамика Центральной Азии в мезозое и кайнозое: формирование горных систем, осадочных бассейнов и эволюция климата», а также проектов РФФИ № 04-05-64801, 04-05-22000-НЦНИ_а.

- [1] Бэр К.М. Ученые заметки о Каспийском море и его окрестностях // Записки Русск. геогр. об-ва. – 1856. – Вып. 11. – С. 181–227.
- [2] Геологическая карта СССР м-ба 1:200000, лист М-50-Х11. – Л.: ВАГТ, 1972.
- [3] Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. – М.: Научный мир, 1999. – 120 с.
- [4] Осадчий С.С. Следы максимальной трансгрессии Байкала // География и природные ресурсы. – 1995. – № 1. – С. 179–189.
- [5] Симонов Ю.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М. Возраст, палинология и режим формирования «белесой» толщи в Восточном Забайкалье // Известия АН СССР, сер. геол. – 1988. – № 5. – С. 136–139.
- [6] Уфимцев Г.Ф. Опыт корреляции аллювиальных и озерных отложений на юге Забайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. – 1969. – Вып. 6. Ч. 4. – С. 135–141.
- [7] Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2002. – 494 с.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ НА БЕРЕГАХ ВЕНДСКИХ РЕК, КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПОЗДНЕМ ВЕНДЕ

Ю.К. Советов

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

Поздневендская синколлизонная моласса на юго-западе и западе Сибирского кратона выполняет связанные друг с другом латеральными переходами Прибайкальский, Присяянский, Южно- и Северо-Енисейские передовые прогибы, а также изолированный прогиб в Игарском районе [1, 2]. Моласса и вмещающий ее периферический форландовый бассейн представлены отложениями верхних горизонтов региональных стратиграфических подразделений – байкальской, оселковой, тасеевской, чапской и излучинской свит. Синколлизонная моласса отделена от подстилающих морских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений нижних частей перечисленных стратиграфических серий резкой региональной границей, такая же по значению резкая граница отделяет ее от рифтогенных поздневендско-раннекембрийских осадочных последовательностей, она совмещается с поверхностью размыва и перерыва в основании ушаковской, шаманской (нуртейской), усть-тагульской, редколесной, угловской и гравийской свит, объединенных ранее в енисейско-присяянский петрографический и стратиграфический горизонты [3].

Главные особенности седиментации и седиментационной зональности поздневендского форландового бассейна: 1) основная масса отложений образовалась в континентальных (флювиальных) обстановках, 2) реки создали обширную аллювиальную равнину, прислоненную к горным сооружениям (орогенам) на западе и юго-западе, и были главными поставщиками силикокластического материала в мелководный морской бассейн в центральной части Сибирского кратона, 3) с юго-запада на северо-восток, в современных координатах, континентальные отложения замещаются дельтовыми и мелководно-морскими, 4) в соответствии с латеральной сменой обстановок изменяется окраска отложений от красной к зеленовато-серой, темно-серой и черной, и силикокластические (терригенные) отложения расклиниваются карбонатными. Поздневендская моласса на Енисейском кряже (немчанская, таежнинская, гребенская, веселовская свиты) красноцветная и сложена флювиальными отложениями, в Присяянском прогибе (айсинская, икейская свиты) – пестроцветная и также по генезису флювиальная, на Шарыжалгайском поднятии (хужирская и большелугская свиты) пестроцветная, в нижней части флювиальная, в верхней мелководно-морская, в Прибайкальском прогибе (качергатская свита) моласса сероцветная, преимущественно дельтовая и мелководно-морская (ближнего и дальнего шельфа), но в 1-й и 3-й пачках представлена русловыми отложениями рек.

Слепки растительных остатков нами были обнаружены на верхней поверхности прирусловых валов русловых каналов в айсинской свите Присяянского прогиба при составлении детального седиментологического разреза в бассейнах рек Тагул и Бирюса в 1995 г. Некоторое сходство с текстурами течений приостановило публикацию необычных текстур. Специальное внимание на этих текстурах было сосредоточено в 2004-2006 гг., после анализа фотографий в публикации по проблематике *Arumberia* в вендских и раннекембрийских мелководных и возможно континентальных отложениях Англии, Франции, Австралии, Китая, Южной Африки [4, 5], когда стала понятной биологическая природа слепков. В настоящее время слепки растительных остатков (макрофлоры) нами найдены в континентальных (речных) отложениях айсинской свиты в разрезах

рек Тагул, Бирюса, Уда и Туманшет, а также в мелководно-морских отложениях качергатской свиты. В отличие от знаков течений (sole marks), обильных на нижней поверхности каналов, все слепки макрорастений находятся на верхней поверхности слоев, а их отпечатки – на нижней поверхности. Слепки не содержат органического вещества, заполнены алевроитом и глиной, иногда драпированы тончайшей лимонитовой корочкой. Проблематика *Arumberia* пока не имеет точной генетической систематики, но стратиграфически тесно связана с эдиакарской биотой, той ее частью, которая предшествовала биоте раннего кембрия [4]. По характерной морфологии мы относим ее к представителям *Metaphyta*.

Айсинская свита по сгущению речных русел в определенных частях разреза делится на три крупных пачки, снизу вверх, – муксутскую, серебрявскую и каталичиковскую. Наибольшее разнообразие и обилие растительных остатков связано с муксутской и серебрявской пачками, где отложения преимущественно сероцветные и где ясно видна наложенность участкового окрашивания сероцветных отложений в разные оттенки красного цвета. Флювиальные отложения муксутской и серебрявской речных систем объединяются в две группы литофаций: каналов (русел) и внеруслового пространства, занятого прирусловыми валами и поймой. В целом, перечень литофаций соответствует опубликованным данным для стратиграфических аналогов айсинской свиты на Енисейском кряже [1] и стандартной схеме литофаций и архитектурных элементов аллювиальных систем [6]. Все слепки макрорастений сосредоточены в тонкообломочных отложениях (тонкозернистых песчаниках, алевролитах и аргиллитах) течений разной скорости на прирусловых валах и пойме.

Макрорастения достигали в длину несколько десятков сантиметров и отличались разнообразием форм. Морфоструктура положена в основание описания и выделения шести формальных родов.

Georgia представляет собой группировку параллельных или расходящихся веером дихотомирующих тяжей (пологих хребтиков) шириной 3-5 мм и длиной более 50 см, разделенных глубокими узкими бороздками. Эта форма была найдена также на Урале и интерпретирована как *Arumberia* [5].

Kachergatia выделена в шельфовых темпеститовых отложениях 4-й пачки качергатской свиты, найдена также в айсинской свите. Форма представлена системой пологих тяжей шириной 10-30 мм и длиной в первые десятки см. Тяжи разделены узкими бороздками, продольно-чешуйчато наслаиваются друг на друга и имеют поперечную морщинистую текстуру. В 4-й пачке качергатской свиты *Kachergatia* свернута в роллы.

Arumberia представляет собой систему узких хребтиков, шириной 0,5-1 мм и длиной в десятки сантиметров, слабо дихотомирующих, разделенных такими же по размеру или более широкими (до 10 мм) ложбинками, слабо изгибающимися, почти прямолинейными. Хребтики обычно начинают развиваться на возвышенных формах ложа потока из системы мелких бугорков.

Tagulia представлена ветвящимися ленточными стеблями шириной 1-2 мм до долей мм на окончаниях ветвей. Видимая длина стеблей – первые десятки сантиметров. Имеет ризоиды и утолщения (спорангии) на ветвях и тонкую сетчатую ткань между ветвями, вероятно, выполнявшую роль листьев.

Aisia представляет собой пучки очень тонких волосовидных нитей (доли мм) длиной первые десятки сантиметров, прикрепленных к возвышенным участкам (ряби) ложа потока, параллельных или наложенных друг на друга под разными углами, иногда прихотливо изогнутых.

Muksutia представляет собой систему мелких кустиков высотой до 20 мм, напоминающих лишайник на возвышенных местах ложа потока.

Тяжевые виды *Arumberia*, *Kachergatia*, *Georgia*, вероятно, относятся к семейству

пластинчатых водорослей, всем своим «телом» прикрепленных к грунту. Ветвистые и нитевые виды водорослей, судя по формам захоронения, были прикреплены только в начальной точке роста, поднимались в водном потоке, перекручивались вдоль оси и напоминают траву. Биоценозы водорослей приурочены к прирусловым валам, они захоронялись после очередного крупного наводнения и переселялись на поверхность новой порцией осадка. Кроме макроформ, в айсинской свите присутствуют морфологически слабо дифференцированные морщинистые поверхности, вероятно по микроводорослевым и бактериальным матам. Об обилии жизни на поздневендской аллювиальной равнине юго-запада Сибирской платформы свидетельствуют также слои черных «болотных» аргиллитов, завершавших циклы крупных наводнений, и галька из битума в русловом аллювии. Приведенные данные показывают, что революционный скачок развития биоты в венде проявился не только в морских обстановках с широко известной эдиакарской ассоциацией организмов, но и на континентах, что было связано не столько с глобальными изменениями среды, сколько с поздневендским орогенезом и формированием новых ниш жизни в виде обширных аллювиальных равнин. Обилие водорослей, бактериальных матов, а в синхронных дельтовых и шельфовых отложениях органического вещества свидетельствует о весьма благоприятном влажном и теплом (жарком) климате, в котором образовался поздневендский форландовый бассейн. Это подтверждается также тем фактом, что айсинские речные системы были полноводными с глубокими каналами, и большая часть отложений молассы образовалась на прирусловых валах и пойме систематическими наводнениями, переполнявшими каналы. Косвенно этот вывод подтверждается отсутствием в континентальных обстановках трещин усыхания и обилием отпечатков капель дождей. По палеомагнитным данным Сибирский кратон находился в позднем венде в экваториальной зоне и был обращен своим юго-западным краем на север [7]. По более детальным палеомагнитным данным в айсинское время Сибирский кратон находился в перевернутом положении в экваториальной зоне южного полушария, а затем за короткий интервал времени к немакит-далдынскому веку мигрировал на юг в сухую тропическую зону [8]. Это последнее представление полностью согласуется с зональностью окраски отложений форландового бассейна – темно-серой и черной в Прибайкалье, зеленовато-серой и пестроцветной в Присаянье и красноцветной на Енисейском кряже. Можно заключить, что седиментационная окраска поздневендской молассы во всех районах была серой и темно-серой и только после перемещения Сибирского кратона в сухую тропическую зону она стала меняться на красноцветную при окислении органического вещества и железистых минералов грунтовыми водами. Именно в этой зоне в прибрежно-морских немакит-далдынских отложениях шаманской, усть-тагульской и редколесной свит известны многочисленные трещины усыхания и глиптоморфозы по галиту. Вероятно, в процессе изменения облика отложений одну из главных ролей сыграли сульфиды железа в тонкообломочных отложениях молассы, насыщенных органическим веществом после отмирания макрорастений и микробиоты. Наиболее интенсивное и тотальное окисление железистых минералов произошло в континентальных отложениях поздневендской молассы на 35°-25° южных палеоширот, севернее по направлению к гумидной зоне этот процесс терял силу и почти совсем не проявился в континентальных и морских отложениях чергатской свиты Прибайкальского прогиба.

Исследование поддержано РФФИ, проект 04-05-65299, Интеграционным проектом «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», интеграционной программой ОНЗ РАН «Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюции».

[1] Советов Ю.К., Благовидов В.В. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере венд-

- ского передового прогиба – «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – М.: Научный мир, 2004. – С. 159–210.
- [2] 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 Geology of Peri-Gondwana: The Avalonian-Cadomian Belt, adjoining Cratons and the Rheic Ocean (IGCP 497) / Eds. Ulf Linnemann, Petr Kraft, Damian Nance & Gemold Zulauf. GSA Special Papers Volume. 2006 (в печати).
 - [3] Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1977. – 293 с.
 - [4] Bland B.H. *Arumberia* Glaessner & Walter, a review of its potential for correlation in the region of the Precambrian-Cambrian boundary // Geol. Mag. – 1984. – 121 (6). – P. 625–633.
 - [5] Беккер Ю.Р. МЕТАЗОА из венда Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т.1. Палеонтология. – М., 1985. – С. 107–112.
 - [6] Miall A.D. Geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. – Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 1996. – 582 p.
 - [7] Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2002. – 40 с.
 - [8] Шацилло А.В., Диденко А.В., Павлов В.Э. Палеомагнетизм вендских отложений юго-запада Сибирской платформы и траектория кажущегося движения полюса // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 237–272.

ФУНДАМЕНТ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ЭРРАТИЧЕСКИХ ВАЛУНОВ В РАННЕВЕНДСКИХ ТИЛЛИТАХ

Ю.К. Советов, Т.В. Донская***

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

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

Фундамент юго-западной части Сибирской платформы вскрывался скважинами глубокого нефтепоискового бурения в 60-70-х годах XX века [1, 2]. Новые данные о породах фундамента Сибирской платформы, закрытого венд-палеозойским чехлом, появились при анализе камней в ранневендских тиллитах и векторов их разноса ледником. Тиллиты были найдены в основании оселковой серии в Присяянском прогибе и подтверждены в основании байкальской серии Прибайкальского прогиба. Основопологающими для наших выводов стали семь фактов: 1) доказательство ледникового происхождения несортированных базальных кластических отложений оселковой серии; 2) обоснование ранневендского возраста оледенения; 3) обнаружение среди преобладающей массы камней в тиллитах, представленной осадочными породами карагасской серии позднего рифея, эрратических валунов гранитогнейсов и метапорфиров; 4) установление двух главных направлений движения ледников и ориентировки их фронтов; 5) доказательство существования внутрикратонного ледника по ориентировке лоджементных камней, вдавленных в ложе из доломитов тагульской свиты карагасской серии; 6) парагенез эрратических валунов с камнями из ипситской свиты карагасской серии позднего рифея и их стратиграфическое положение в верхней части уляхской диамиктитовой пачке марнинской свиты [3, 4]; 7) структурные и регрессивные минералогические изменения пород в эрратических валунах.

Эрратические камни (валуны) были обнаружены в верхней части уляхской пачки в трех местонахождениях Присяянского прогиба: в бассейне р. Уда близ правого притока р. Уляха, в урочище Озерки и в правом борту руч. Карачун. При количественном подсчете они составили 5-10 % от общего количества камней размером более 2 см. Преобладающая размерность эрратических камней в интервале 2-20 см, максимальный размер валунов около 70 см в поперечнике. По форме выделяются валуны хорошо окатанные, а также с ледниковой огранкой. Проанализированные породы можно условно разделить на пять групп: 1) граниты; 2) биотитовые гнейсы; 3) лейкократовые гнейсы; 4) вулканиты кислого и основного состава порфировой структуры; 5) магматические породы основного (ультраосновного) состава. Исследованные породы всех выделенных групп подвержены рекристаллизации и вторичным изменениям, по степени преобразования исходного субстрата некоторые из проанализированных образцов можно отнести к протомилонитам [5].

В гранитах первично-магматические полевой шпат, плагиоклаз и кварц в ходе рекристаллизации были частично раздроблены. Кроме процессов рекристаллизации, отмечаются вторичные изменения породы, выраженные в присутствии в породах вторичного мусковита, развитии псевдоморфоз хлорита по биотиту, серицитизации плагиоклазов, пелитизации полевых шпатов, а также в окварцевании и карбонатизации пород. В гнейсах изменения выражены присутствием вторичного мусковита, в некоторых случаях отмечается развитие хлорита по биотиту, карбонатизация породы и развитие ленточных прослоев кварца. В породах основного состава отмечается полное замещение вторичными минералами (хлорит, серицит и т.п.) первичных магматических минералов.

Вторичные преобразования привели к изменению содержаний ряда петрогенных и редких элементов относительно исходных пород, поскольку многие элементы могут быть подвижными в процессе вторичных изменений пород [6, 7, 8].

Граниты. Для предварительной оценки степени изменения первичных составов пород была применена диаграмма А.А. Предовского [9], которая используется для восстановления первичной природы метаморфических пород и на которую нанесены поля составов типичных магматических пород. Величина A (mol.) = $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$ в проанализированных гранитах имеет более высокие значения, чем в нормальных магматических породах, показывая, что содержания этих элементов в гранитах могут быть изменены. В частности, сопоставляя полученные значения величины A с петрографическими особенностями гранитов, а именно с появлением в них вторичного мусковита и серицитизацией плагиоклаза, можно говорить об увеличении содержания Al_2O_3 в гранитах. Обобщение данных по составам милонитизированных гранитоидов позволило К. Конди и А. Синха [8] прийти к выводу, что относительно немобильными элементами при вторичных изменениях часто являются Ti, Fe, Mg. Однако только по этим элементам невозможно провести корреляцию проанализированных составов гранитов с другими комплексами гранитоидов Сибири. Так как исследованные граниты в большинстве своем сильно обогащены SiO_2 , то сравнение проанализированных гранитов следует проводить с гранитами других комплексов со сходным содержанием SiO_2 , а подобные граниты являются во многих комплексах крайними членами дифференцированного ряда гранитоидов. Как показал В. Чаппелл [10], сильно лейкократовые разновидности гранитов часто имеют сходные содержания многих элементов независимо от исходного источника породы. Поэтому надежно сопоставить исследованные граниты с другими гранитоидами Сибири можно было бы только по гранитоидам главных интрузивных фаз, представители которых среди проанализированных образцов отсутствуют. Специфическими особенностями всех исследованных гранитов является низкое содержание в них Nb (в некоторых разностях ниже предела обнаружения – 2 ppm). Хотя Nb и Y часто являются немобильными элементами при милонитизации [8], однако как показало изучение неизмененных и тектонизированных разностей раннепротерозойских гранитоидов приморского комплекса Прибайкалья [11], даже в породах с одинаковым содержанием кремнезема в тектонизированных разностях содержания Nb и Y оказались выше, чем в неизмененных, что свидетельствует о мобильности этих элементов.

Таким образом, приведенный выше разбор составов гранитов относительно выявления возможных индикаторных элементов, по которым можно было бы провести сравнение проанализированных гранитов с гранитами других комплексов Сибири, показал невозможность такой корреляции.

Биотитовые гнейсы. Петрографические особенности проанализированных биотитовых гнейсов (присутствие вторичного мусковита, наличие прослоев кварца), а также анализ химических составов пород показывают, что содержания таких основных петрогенных окислов, как SiO_2 , Al_2O_3 , изменены в процессе вторичных преобразований относительно исходных гнейсов. Сильное обогащение большинства исследованных биотитовых гнейсов K_2O относительно Na_2O и CaO также позволяет предполагать смещение содержаний этих элементов относительно исходных. Высокое содержание в проанализированных породах K_2O обеспечивает и повышенное содержание в них Rb и Ba. Сильно измененные составы исследованных пород, даже при том, что содержания некоторых элементов, таких, как Fe, Mg, Ti, не были изменены в процессе вторичных изменений, не позволяют провести их корреляцию с гнейсами других регионов Сибири.

Магматические породы основного (ультраосновного) состава. Петрографическое исследование этих пород не позволяет определить их первичный минеральный состав. В некоторых образцах можно угадать только первичную долеритовую текстуру. Хими-

ческие составы проанализированных пород изменены так сильно, что большинство элементов нельзя использовать для идентификации возможных исходных пород. Допуская, что содержания таких элементов, как Ti, Zr, Y, Nb, не были значительно изменены, на основании использования дискриминационных диаграмм (Zr-Ti-Y [12], Zr/Y-Zr [13], Zr-Nb-Y [14]) можно предполагать внутриплитную природу проанализированных пород. Габбро-долериты такой геохимической специфики встречаются на площади всего Сибирского кратона.

Специальная работа была проведена по определению направления движения ледника позднеуляхского времени раннего венда. Для этой цели измерялась ориентировка лоджементных крупных камней, имеющих ясную утюгообразную форму. Мы опирались на методологию анализа форм ледникового ложа и идентичную морфоструктуру камней в донной морене. Лоджементные утюгообразные валуны вдавлены в доломиты тагульской свиты и ориентированы своими тыловыми (тупыми) частями в секторе направлений 170° - 220° и более редко по азимуту 300° . Эти измерения согласуются с направлением глубоких борозд на тагульских доломитах 180° - 200° и направлением опрокидывания складок гляциодислокаций в этих же доломитах – 200° - 220° . Все эти данные в совокупности дают однозначный ответ – ледник уляхского времени двигался с С-СВ на Ю-ЮЗ, т.е. с Сибирского кратона в окраинный бассейн. Подчеркивая это обстоятельство, мы исключаем данные по более древней раннеуляхской фазе оледенения, проявленной в виде доломитового диамиктита (морене), когда окраинный ледник находился на юго-западе кратона, судя по ориентировке течений на зандровом конусе выноса (разрез руч. Карачун).

Петрографические и геохимические признаки магматических и метаморфических пород эрратических валунов в тиллитах позволяют высказать предположение о причинах и истории изменений. Геохимические преобразования, вероятно, представляют результат взаимодействия двух процессов: переработки гранитов и гнейсов в зонах разломов и очень длительного выветривания пород на поверхности поднятого над уровнем моря фундамента. Физическое воздействие ранневендского ледника также преобразовало уже физически и химически измененные породы.

Совокупность данных подводит к заключению, которое может быть сформулировано в нескольких пунктах: 1) карагасская серия позднего рифея, подстилающая вендскую оселковую серию, выполняла узкий вытянутый на СЗ прогиб (Ийско-Туманшетский авлакоген), и его северо-восточный борт в Присаянье примыкал по разлому к блоку гранитно-метаморфического фундамента; 2) верхняя – ипситская – свита имела наиболее широкое географическое распространение и эродировалась ледником вместе с верхней частью фундамента; 3) осадочный комплекс, перекрывающий фундамент во внутренних районах юго-запада Сибирской платформы, по этому заключению следует коррелировать с оселковой серией Присаянского прогиба и базальную часть чехла на юго-западе Сибирской платформы относить к раннему венду; 4) в группе эрратических валунов в Присаянье редки метаосадочные породы, поэтому выделение раннепротерозойских «протократонных» и «протовулканогенных» субмеридиональных зон в фундаменте Сибирской платформы, сделанное по материалам глубокого бурения [2], подтверждается анализом образцов кислых магматических пород в камнях марнинских тиллитов; 5) внутрикратонный ранневендский ледник, вероятно, покрывал всю центральную область Сибирского кратона и растекался радиально на юго-восток, юг и юго-запад, эродируя фундамент, осадочные толщи рифейских пассивных окраин кратона и позднерифейских авлакогенов.

Исследование поддержано РФФИ (проект 04-05-65299), Интеграционным проектом «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (ИП ОНЗ 10), интеграционной программой ОНЗ РАН «Про-

блемы зарождения биосферы Земли и ее эволюции».

- [1] Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 552 с.
- [2] Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / Под ред. Н.С. Малича, В.Л. Масайтиса, В.С. Суркова. – Л.: Недра, 1987. – 447 с.
- [3] 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 (1-4 октября 2002). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. – С. 122–124.
- [4] Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Статиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 3–34.
- [5] Структурная геология и тектоника плит / Под ред. К. Сейферта. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 315 с.
- [6] O'Hara K., Blackburn W.H. Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites // *Geology*. – 1989. – V. 17. – P. 524–527.
- [7] Tobisch O.T., Barton M.D., Vernon R.H., Paterson S.R. Fluid-enhanced deformation: transformation of granitoids to banded mylonites, Western Sierra Nevada, California, and SE Australia // *J. Struct. Geol.* – 1991. – V. 13. – P. 1137–1156.
- [8] Condie K.C., Sinha A.K. Rare earth and other trace element mobility during mylonitization: a comparison of the Brevard and Hope Valley shear zones in the Appalachian Mountains, USA // *J. Metamorph. Geol.* – 1996. – V. 14. – P. 213–226.
- [9] Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. – Л.: Наука, 1980. – 152 с.
- [10] Chappell B.W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // *Lithos*. – 1999. – V. 46. – P. 535–551.
- [11] Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 10. – С. 1006–1016.
- [12] Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1973. – V. 19. – P. 290–300.
- [13] Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1979. – V. 69. – P. 33–47.
- [14] Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* – 1986. – V. 56. – P. 207–218.

СВЯЗЬ ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И АЛМАЗООБРАЗОВАНИЯ С ЯКУТСКИМ ПЛЮМОМ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Л.В. Соловьева, К.Н. Егоров*, С.И. Костровицкий***

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

** Иркутск, Институт геохимии СО РАН

Кимберлитовый магматизм развивается на древних кратонах, имеющих мощную жесткую литосферу. Наиболее продуктивный на алмазы на Сибирском кратоне верхнедевонский кимберлитовый магматизм связывают с якутским плюмом, подъем которого из глубинной мантии вызывает на границе литосфера – астеносфера мощное термальное возмущение и геохимическое преобразование вещества [1-3]. Предполагается, что у подошвы литосферной плиты происходит образование локальных очагов расплавов, родительских ассоциаций Cr-бедных мегакрист и производящих специфическое магматическое замещение в астеносферном и литосферном веществе. Геохимическая модификация астеносферного и литосферного вещества Сибирского кратона под влиянием якутского плюма в период верхнедевонского кимберлитового цикла показана на примере распределения несовместимых редких элементов (Nb, Zr, Hf, Ti, Y, REE) в Gnt и Crx из высокотемпературных деформированных перидотитов, в Cr-бедных мегакристах граната (астеносферное вещество) и в Gnt и Crx из низкотемпературных зернистых перидотитов (мантийная литосфера) кимберлитовой трубки Удачная. Зерна Gnt и Crx в разных точках анализировались методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль). Метод обеспечивал точность измерений редких элементов с концентрациями $> 0,1$ г/т 10–15 отн. % и 40–50 отн. % для концентраций $< 0,1$ г/т.

Геохимические особенности Gnt и Crx из высокотемпературных деформированных перидотитов показали, что среди этой группы пород существуют два типа – крупнокристаллические и мелкопорфировые. Гранаты из пород первого типа по геохимии редких элементов почти полностью идентичны Gnt мегакристам (рис. 1). Gnt из перидотитов второго типа показывает остаточные геохимические черты Gnt из Gnt перидотитов зернистого типа. Характер распределения HFSE и REE в Gnt, Crx и равновесных с ними рассчитанных расплавах наиболее логично соотносится с гипотезой просачивания астеносферных жидкостей через астеносферу и нижнюю часть литосферной плиты [3]. Различие между редкоэлементными составами кимберлитов и расплавов, рассчитанными для Gnt из деформированных перидотитов и мегакрист, заключается в наличии трогов для Zr + Hf и Ti на линиях кимберлитов и максимумов на линиях расплавов. Кимберлиты близки расплавам, равновесным с Crx (рис. 2), и могли возникать как остаточные флюиды от кристаллизации астеносферных жидкостей. Последние имеют черты, указывающие на их источник в переходной зоне мантии, обогащенной мейджоритом и силикат-перовскитом, и на возможность существования магматического океана в ранней истории планеты [5].

Литосферная мантия, расположенная выше зоны просачивания астеносферных расплавов, «промывалась» восстановленными флюидами, поступающими из очагов астеносферных жидкостей. Об этом свидетельствует резкое обеднение граната и клинопироксена несовместимыми редкими элементами из низкотемпературных зернистых перидотитов с бледно-зеленым, не содержащим Fe^{3+} оливином (рис. 3). Напротив, Gnt и Crx из зернистых перидотитов с оранжевым, коричнево-розовым оливином (до 5 % Fe^{3+} от общего Fe) содержат несовместимые редкие элементы в количествах выше на

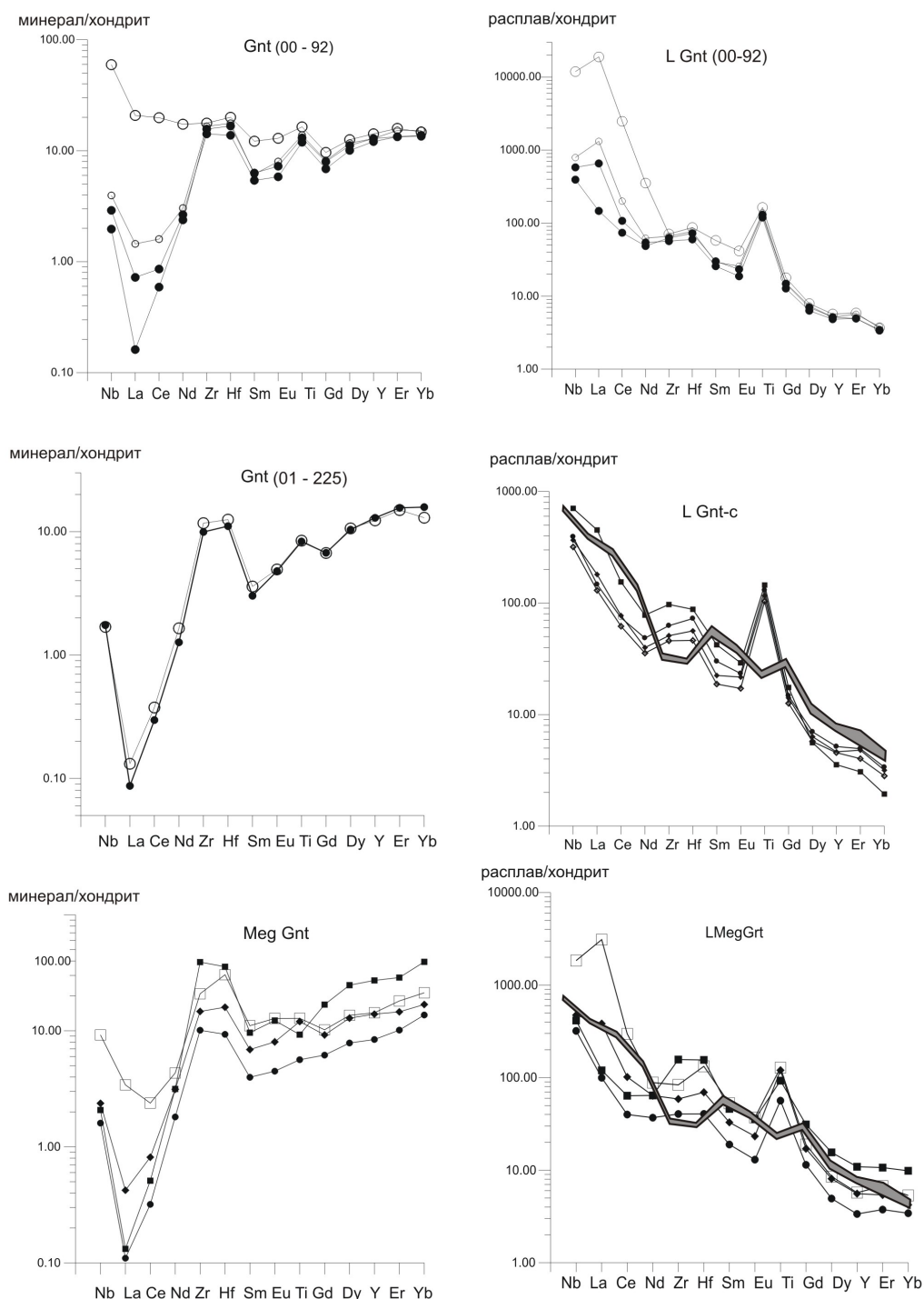


Рис. 1. Спайдер-диаграммы REE+ HFSE для граната из деформированных мегакристаллического (00-92), крупнопорфирового (01-225) гранатовых лерцолитов и мегакрист граната (слева). Справа – рассчитанные составы расплавов, равновесных с зонами граната 00-92 (L Gnt 00-92), с центральными частями зерен из мега-крупнокристаллических лерцолитов (L Gnt-c) и с мегакристами граната (L MegGrt). Концентрация микроэлемента в минерале нормирована по хондриту C1 [4]. Здесь и далее: разные зерна имеют разные значки; залитые значки – центральные, незалитые значки – узкие краевые зоны зерен. В зерне Gnt 00-92 точки анализа в краевой зоне находятся в 60-70 мкм (большой незалитый кружок) – и в 150 мкм от келифитовой каймы (малый незалитый кружок). Поле – неизмененные кимберлиты из трубки Удачная.

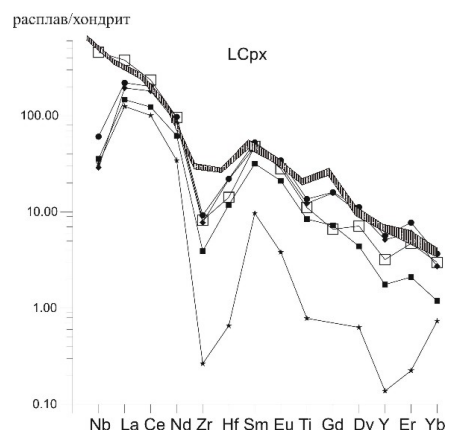


Рис. 2. Спайдер-диаграммы REE+ HFSE для 5 рассчитанных составов расплавов (L Срх), равновесных с центральными частями зерен клинопироксена (залитые значки) и с краевой зоной одного зерна (незалитый квадрат) из деформированных Gnt лерцолитов. Нижняя линия со звездочкой – клинопироксен из мелкопорфирового лерцолита. Концентрация микроэлемента в расплаве нормирована по хондриту C1 [4]. Поле – неизмененные кимберлиты из трубки Удачная.

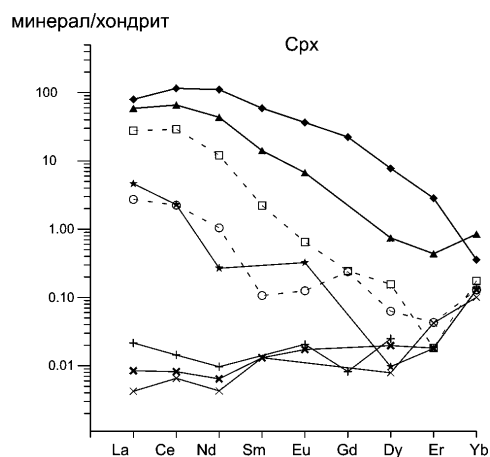
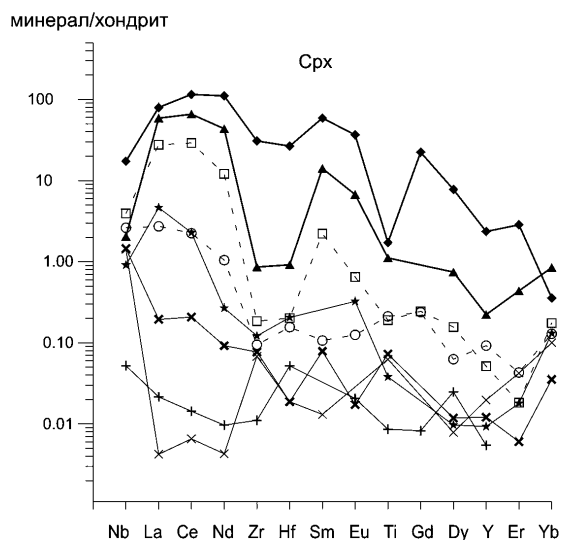
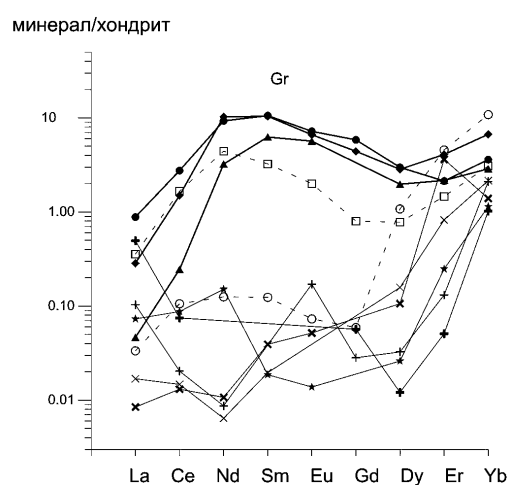
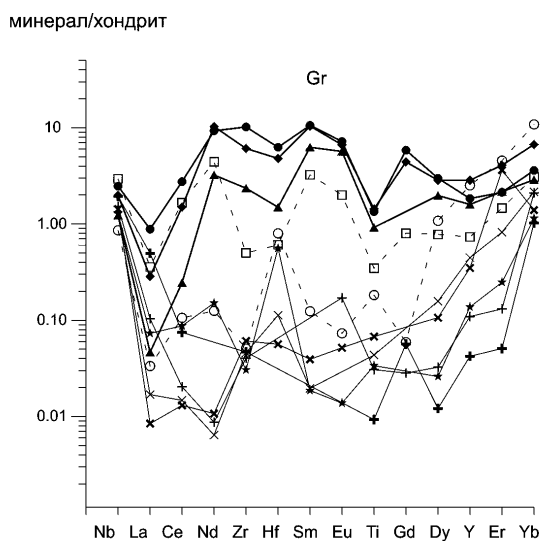


Рис. 3. Нормированные к хондриту C1 [4] содержания REE+ HFSE и REE в гранате и клинопироксене из низкотемпературных зернистых гранатовых перидотитов с разной окраской и степенью окисленности оливина. Толстые линии – зернистые перидотиты с ≥ 50 % оливина оранжевой, коричневатно-розовой окраски (1–5 % Fe^{3+} от общего количества Fe); тонкие линии – зернистые перидотиты с бледно-зелеными, бесцветными оливинами (≤ 10 % оливина бледно-оранжевой окраски, $\leq 0,8$ % Fe^{3+} от общего количества Fe); штрих-линии – породы с промежуточным типом оливина.

3–4 порядка (рис. 3). Восстановленные флюиды экстрагировали из пород редкие элементы и сбрасывали их на окислительных барьерах. Продуктом этого процесса могли быть метасоматические алмаз и графит [6]. Протолитовым веществом литосферной мантии были оливин-ортопироксеновые кумулаты, обогащенные LREE, LIL, обедненные HFSE на фоне REE и комплементарные высокобарным мейджорит- Mg-силикат-перовскитовым кумулатам, погруженным в переходную зону верхней мантии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 06-05-64756).

- [1] Киселев А.И., Егоров К.Н., Масловская М.Н. Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилуйского палеорифта // Докл. РАН. – 2002. – Т. 396, № 5. – С. 660–666.
- [2] Егоров К.Н., Соловьева Л.В., Симакин С.Г. Мегакристаллический катаклазированный перцолит из трубки Удачная: минералогия, геохимические особенности, генезис // Докл. РАН. – 2004. – Т. 397, № 1. – С. 88–92.
- [3] Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths, II: REE Chemistry // J. Petrol. – 2004. – V. 45. – P. 609–634.
- [4] Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geol. Special. Publ. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
- [5] Xie Q., McCuaig T.C., Kerrich R. Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts // Chem. Geology. – 1995. – V. 126. – P. 29–42.
- [6] Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Уханов А.В. и др. Мегакристаллический ортопироксенит с графитом из трубки Удачная, Якутия // Докл. РАН. – 2002. – Т. 385, № 2. – С. 231–235.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (АРГУНСКИЙ, МАМЫНСКИЙ, БУРЕИНСКИЙ ТЕРРЕЙНЫ)

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

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

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

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

Современное южное обрамление восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса представляет собой сложный коллаж континентальных массивов [3], или террейнов [5, 6] – Аргунского, Мамынского, Буреинского, соединившихся в единое целое в конце палеозоя. В строении этих террейнов традиционно выделяются архейский, нижнепротерозойский, средне-верхнепротерозойский-нижнекембрийский структурные этажи [1, 2, 4], хотя надежные изотопные подтверждения тому отсутствуют.

Согласно существующим представлениям раннепалеозойские (условно-ордовикские) гранитоиды слагают значительную часть Мамынского и Буреинского террейнов [1, 2, 4 и др.], однако их возраст до недавнего времени не был подкреплён надежными геохронологическими данными. Кроме того, в последнее время установлено [7] присутствие среднеордовикских гранитоидов в пределах восточной части Аргунского террейна, где раннепалеозойские магматические образования ранее не выделялись.

Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна слагают Ковектинский массив, представляющий собой ограниченный разломами небольшой тектонический блок среди среднепалеозойских терригенных отложений. Преобладающими породами являются субщелочные лейкограниты; индекс $ASI=1.0-1.1$. Им присущи высокие значения отношения Rb/Sr (1.8), обогащенность Ga (24 ppm), Th (34 ppm), Zr (296 ppm), Nb (23 ppm), Y (70 ppm), REE и деплетированность в отношении Sc (5 ppm), Sr (78 ppm) и V (3 ppm). Хондрит-нормализованные графики REE характеризуются отчетливым обогащением легкими лантаноидами $((La/Yb)_n=5.1-9.8)$ и «глубокой» отрицательной европиевой аномалией $((Eu/Eu^*)=0.3-0.5)$.

Для изотопного датирования Ковектинского массива использован образец К-640 крупнозернистых лейкогранитов, отобранный в его центральной части. Циркон, выделенный из данного образца, представлен идиоморфными прозрачными кристаллами желтовато-коричневого цвета. Преобладающими элементами их огранки являются грани {110} и {111}; $K_{удл.}=2.0-3.0$. В иммерсионной жидкости в кристаллах отчетливо видна тонкая эвгедральная зональность, свидетельствующая о кристаллизации цирконов из расплава. Всего были исследованы три навески зерен циркона наилучшей сохранности следующих размерных фракций: $0.075+0.05\ \mu m$, $0.1+0.075\ \mu m$ и $0.05\ \mu m$. Фигуративная точка наиболее крупной фракции располагается на конкордии, при этом значение возраста составляет 465 млн лет и 466 млн лет соответственно по отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$. Изотопный состав двух других фракций циркона характеризуется дискордантностью, а фигуративные точки всех трех измеренных фракций образуют дискордию, верхнее пересечение которой отвечает возрасту 467 ± 6 млн лет, а нижнее – современным потерям свинца ($СКВО=0.025$). Морфологические особенности исследованных цирконов, присутствие в кристаллах «тонкой» зональности свидетельствуют об его магматическом происхождении. В этой связи полученная оценка возраста 467 ± 6 млн лет интерпретируется нами как возраст становления рассматриваемого массива.

Раннепалеозойские гранитоиды Мамынского террейна относятся к октябрьскому

комплексу. Типичным представителем этого комплекса считается Гарь-Ултучинский массив, расположенный практически в центральной части террейна. Вмещающими породами являются кварц-серицитовые, кварц-актинолит-эпидотовые сланцы, филлиты и метаалевролиты чаловской серии условно-верхнего протерозоя. Размеры и конфигурация массива на различных геологических картах показаны по-разному, что обусловлено чрезвычайно плохой обнаженностью. Рассматриваемый массив сложен преимущественно среднезернистыми биотитовыми гранитами нормальной щелочности при величине $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.5$; индекс $\text{ASI}=1.0$. В сравнении с лейкогранитами Ковектинского и Южно-Тахтамыгдинского массивов, граниты Гарь-Ултучинского массива характеризуются более дифференцированным распределением REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n=15.9$), при менее выраженной европиевой аномалии ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)=0.5$). В целом по геохимическим особенностям (Rb (70 ppm), Sr (260 ppm), La (33 ppm), Yb (1.4 ppm), Y (17 ppm), Th (8.6 ppm)) породы близки к составу верхней континентальной коры, за исключением дефицита U (1.1-1.2 ppm), Nb (12 ppm) и Ta (0.6-0.7 ppm).

Для определения возраста пород использован образец биотитовых гранитов С-875 Гарь-Ултучинского массива. Выделенные из этого образца цирконы представлены длиннопризматическими хорошо ограненными прозрачными кристаллами с розоватым оттенком; $K_{\text{удл}}=2-5$. Для изотопного датирования использованы четыре навески наиболее идиоморфных кристаллов циркона отобранных размерных фракций: менее 100 μm , 100–125 μm , 125–150, более 125 μm . Фигуративные точки изотопного состава цирконов из всех фракций образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 495 ± 3 млн лет, а нижнее – современным потерям свинца ($\text{СКВО} = 1.5$). С учетом морфологических особенностей изученного циркона, свидетельствующих об его магматическом происхождении, есть все основания рассматривать оценку возраста 495 ± 3 млн лет как возраст кристаллизации расплавов, исходных для гранитов рассматриваемого массива.

Раннепалеозойские гранитоиды Буреинского террейна относятся к суларинскому комплексу и составляют значительную его часть, образуя крупные (до 1000 km^2) массивы. Нами были изучены гранитоиды, выходящие на дневную поверхность из-под чехла кайнозойских рыхлых отложений в северной части террейна. Они представлены преимущественно средне- и мелкозернистыми микроклиновыми субщелочными гранитами; индекс $\text{ASI}=1.1$. Этим породам свойственны достаточно высокие значения отношения Rb/Sr (1.1), обогащенность Ga (19 ppm), Rb (150 ppm), Zr (290 ppm), Nb (17 ppm), Y (46 ppm) и деплетированность в отношении Sc (6 ppm), Sr (109 ppm) и V (8 ppm). Распределение редкоземельных элементов слабо дифференцировано ($(\text{La}/\text{Yb})_n=5.0$), отмечается отчетливо выраженная отрицательная европиевая аномалия ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)=0.5$).

Для определения возраста пород был использован образец микроклиновых субщелочных гранитов С-879. Циркон, выделенный из данного образца, представлен идиоморфными прозрачными призматическими кристаллами гиацинтового и цирконового типов светло-коричневого цвета. Преобладающими элементами их огранки являются грани {100}, {110} и {101}; $K_{\text{удл}}=2.0-3.0$. В иммерсионной жидкости внутреннее строение однородное, часто наблюдаются включения темного цвета, зональность не проявлена. Для U-Pb датирования первоначально были использованы четыре навески зерен циркона наилучшей сохранности из размерных фракций +75 μm , +100 μm , –100 +75 μm и –75 μm . Все четыре проанализированные фракции оказались дискордантными. Верхнее пересечение дискордии, построенной для четырех фракций, с конкордией составляет 514 ± 14 млн лет, нижнее – 118 ± 49 млн лет ($\text{СКВО}=1.17$). С целью уменьшения дискордантности циркон из фракции 100 μm был подвергнут аэроабразивной обработке с удалением около 50 % его вещества. Фигуративная точка остатка после аэроабразивной обработки располагается практически на конкордии. Точки изотопного

состава всех пяти фракций циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 509 ± 11 млн лет, а нижнее 100 ± 45 млн лет ($СКВО=1.7$). Учитывая морфологические особенности изученных цирконов, указывающие на их магматическое происхождение, значение возраста 509 ± 11 млн лет можно интерпретировать как возраст кристаллизации рассматриваемых гранитов.

Приведенный материал надежно свидетельствует в пользу проявления раннепалеозойского гранитоидного магматизма в пределах всех террейнов южного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. При этом изученные гранитоидные комплексы древнее, чем палеошельфовые отложения, развитые к югу от Монголо-Охотской сутуры. Это позволяет предположить, что рассматриваемые гранитоиды связаны с «домонголо-охотским» этапом геологического развития региона. Важно отметить, что близкие значения возрастов – 523 ± 8 млн лет и 515 ± 8 млн лет – приводятся и для гранитов Цзямусинского террейна [8], граничащего с Буреинским террейном. В этой связи не исключено, что все указанные раннепалеозойские гранитоиды принадлежат единому орогенному поясу.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах», Президиума ДВО РАН (грант 06-I-ОНЗ-115).

- [1] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. – СПб., Благовещенск, Харбин. – 1999. – 135 с.
- [2] Геология зоны БАМ. – Л.: Недра, 1988. Т. 1. – 443 с.
- [3] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Кн. 1. – 328 с.
- [4] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. – Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1990. – 215 с.
- [5] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.
- [6] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [7] Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Ц. и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. – 2004. – Т. 12, № 4. – С. 414–424.
- [8] Wilde S.A., Wu F., Zhang X. Late Pan-African magmatism in Northrestern China: SHRIMP U–Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Research. – 2003. – 122. – P. 311–327.

ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

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

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

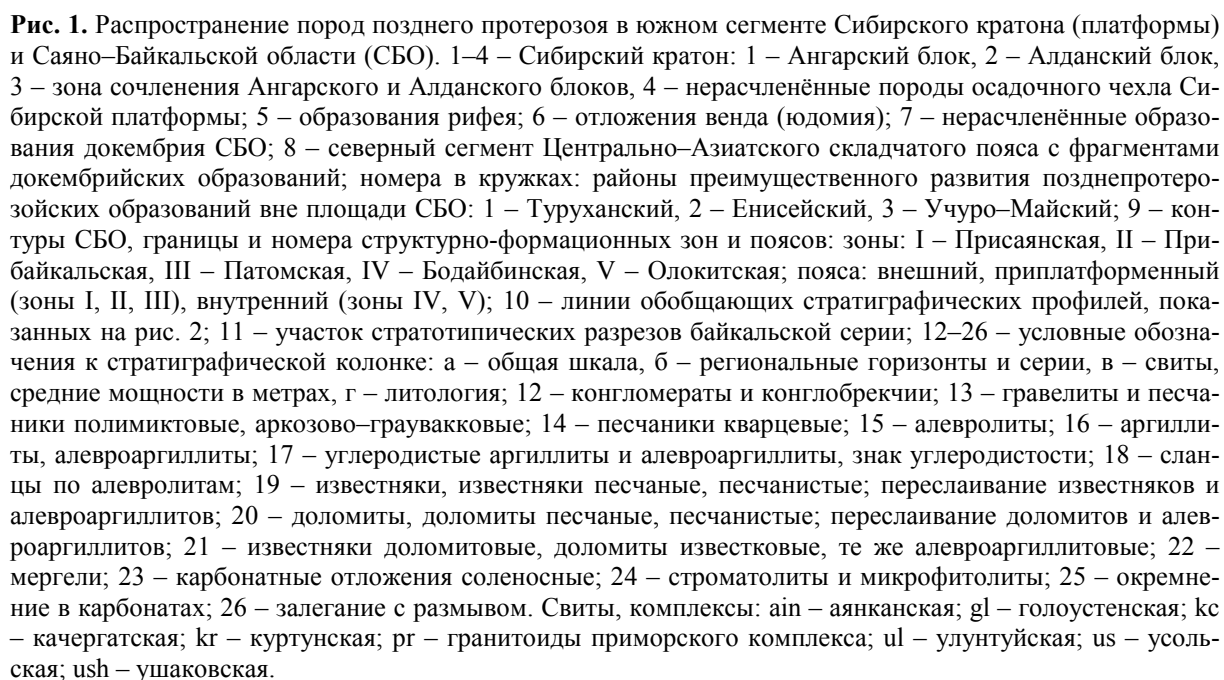
** Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
PostnikovAA@uiggm.nsc.ru

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

Мощные толщи осадочных и осадочно-вулканогенных пород позднего докембрия широко развиты по южному обрамлению Сибирского кратона (рис. 1). Реконструкция геодинамических режимов этой территории в неопротерозое представляет собой проблему, объединяющую различные геологические направления и вызывающую острые дискуссии. Основным вопросом остаётся установление возрастных границ региональных стратиграфических горизонтов в международной геохронологической шкале. В наибольшей степени противоречивость позиций по этому вопросу касается толщ байкальской, дальнотайгинской и жуинской серий (рис. 1, 2), составляющих основу дальнотайгинского и жуинского региональных горизонтов Саяно-Байкальской области (СБО) [1]. Возраст базальных слоев байкальской серии по разным представлениям различается более чем на триста миллионов лет: от среднего рифея до верхней трети позднего рифея [2-4]. В последние годы появилась точка зрения о вендском положении байкальской серии [5]. Сравнение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из карбонатов улунтуйской свиты с известными разрезами неопротерозоя позволило говорить уже о верхневендском возрасте отложений всей серии [6], а следовательно, дальнотайгинского и жуинского горизонтов СБО.

При принятии двух последних интерпретаций возникает ряд серьёзных противоречий с результатами корреляции по биостратиграфическим и геолого-съёмочным данным. Строматолиты дальнотайгинского и жуинского горизонтов представлены многочисленными формами групп, типичными для рифейских разрезов Сибири [2, 4]. Микрофитологические исследования пород байкальской серии не выявили фоссилий, характерных для более молодых вендских отложений [3, 4]. В то же время в верхней части юдомского горизонта накоплен громадный палеонтологический материал, хорошо сопоставляемый с известными разрезами венда [7]. На территории региона были выделены и протрассированы региональные стратиграфические горизонты [1] (см. рис. 1, 2). Последующие геохимические и биостратиграфические исследования не только подтвердили корреляцию горизонтов во внешних зонах, но и позволили проследить и выделить их границы во внутренней Бодайбинской и Олоkitской зонах [3]. Из магматических и осадочных образований Олоkitской зоны, включенных в дальнотайгинский и жуинский региональные горизонты, известен ряд корректных радиохронологических датировок, определяющих верхнерифейское положение этих подразделений (см. рис. 2).

В Байкальском хребте подстилающие голоустенскую свиту граниты и порфиры акитканского комплекса интродуцируются дайками диабазов, которые нигде не прорывают отложения байкальской серии. Комплекс даек имеет возраст 787 млн лет (см. рис. 2) [8], а по своей геодинамической позиции [9] уверенно соотносится с подобными дайковыми роями Присянской зоны (см. рис. 2), имеющими датировку в 743 млн лет [10]. Изложенная информация свидетельствует о том, что нижней возрастной границей байкальской серии, вероятно, следует считать самые молодые значения подстилающего



Положение кровли жуинского горизонта определяется нижней границей юдомского горизонта. Положение его подошвы в Олоkitской зоне СБО показывает датировка в 627 ± 25 млн лет ультрамафитов чайского комплекса [14], которые перекрываются конгломератами холоднинской свиты. До появления новых данных возраст базальных

горизонтов холоднинской, ушаковской и коррелируемых с ними свит юдомского горизонта можно принять в 630 млн лет. Отсюда интервал породных комплексов жуинского горизонта составляет 680-630 млн лет.

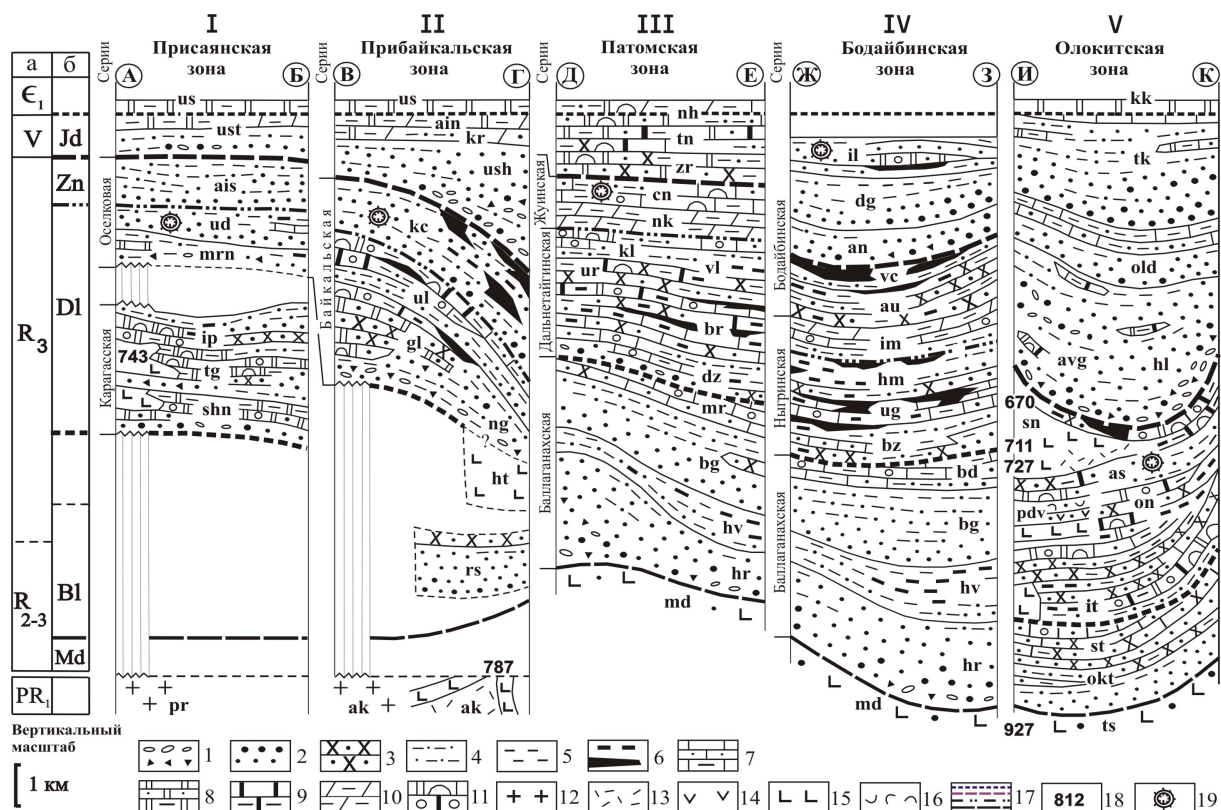


Рис. 2. Схема формационного сопоставления геологических образований позднего докембрия Саяно-Байкальской области (СБО).

а – общая хроностратиграфическая шкала; б – региональные горизонты СБО: Md – медвежевский; Bl – баллаганахский; Dl – дальнетайгинский; Zn – жуинский; Jd – юдомский. 1 – конгломераты и конглобрекции; 2 – гравелиты и песчаники полимиктовые, аркозово-граувакковые; 3 – песчаники кварцевые; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты, алевроаргиллиты; 6 – углеродистые аргиллиты и алевроаргиллиты, знак углеродистых осадков; 7 – известняки, известняки запесоченные, переслаивание известняков и алевроаргиллитов; 8 – доломиты, доломиты известковые, те же алевроаргиллитовые; 9 – известняки доломитовые, доломиты известковые, те же алевроаргиллитовые; 10 – мергели; 11 – карбонаты со строматолитами и микрофилитами; 12 – граниты, плагииграниты; 13 – вулканические породы кислого состава; 14 – вулканические породы среднего состава; 15 – вулканические породы основного состава; 16 – туфы и туффиты; 17 – границы региональных горизонтов; 18 – изотопные возрастные данные: 743 ± 47 (Sm–Nd изохрона) [10]; 787 ± 21 (Ar–Ar по плагииклазам) [8]; 927 ± 10 , 670 ± 65 (Rb–Sr изохронный) [15, 16]; 711 ± 6 , 727 ± 18 (U–Pb по цирконам) [17]; 19 – самые древние находки форм жуинской ассоциации микрофоссилий (отнесенных к зеленым водорослям: *Aducta*, *Bailikania*, *Centrum*, *Dictyotidium*, *Paracrassosphaera*, *Retiforma*, *Sibiriella*, *Tchuja* и др. [3]).

Обозначения свит, толщ, комплексов: ain – аянканская; ais – айсинская; ak – акитканский вулканоплутонический комплекс; an – анангская; as – асектамурская; au – аунакитская; avg – авгольская; bd – бодайбокская; bg – бугарихтинская; br – баракунская; bz – бужуихтинская; cn – ченчинская; dg – догалдынская; dz – джемкуканская; gl – голоустенская; hb – хибеленский вулканический комплекс; hl – холоднинская; hm – хомолхинская; hr – харлухтахская; ht – хотская; hv – хайвергинская; il – илигирская; im – имняхская; ip – ипситская; it – итыкитская; kc – качергатская; kk – кооктинская; kl – каланчевская; kr – куртунская; md – медвежевская; mr – маринская; mnp – маринская; ng – нуганская; nh – нохтуйская; nk – никольская; okt – октолахтинская; old – олдакитская; on – ондокская; prv – противодаванская; rs – рассохинская; shn – шангулежская; sn – сыннырская (иняптукский вулканический комплекс); st – стойбищная; tg – тагульская; tk – туколамийская; tn – тинновская; ts – тыйская; ud – удинская; ug – угаханская; ul – улунтуйская; ur – уринская; us – усольская; ush – ушаковская; ust – устьтагульская; vc – вачская; vl – валюхтинская; zr – жербинская; pr – приморский комплекс гранитов.

При анализе результатов хемотратиграфических исследований байкальской и оселковых серий видно, что интерпретации данных $\delta^{13}\text{C}$ [5, 13] и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [6] показывают различные версии диапазона времени седиментации отложений одного уровня. Относительно высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в байкальской серии [6] можно заметить, что при их интерпретации не были учтены как существующая схема корреляции и радио-хронологические данные аналогов байкальской серии (см. рис. 1, 2), так и вытекающие из этого особенности региональной истории геологического развития территории. Одновременное сопряжение таких факторов, как относительная изолированность улунтуйского и голоустенского палеобассейнов, размыв и снос пород кратона, усиленный гляциальной эрозией, а также вероятные постседиментационные изменения первичных изотопных отношений [13], вполне закономерно могли обусловить высокие даже для верхнего венда стронциевые отношения. Другим аргументом отнесения оселковой серии к венду являются находки в них отпечатков Metazoa [5]. Но, как показано ранее, отличие этих форм от разновидностей эдиакарской фауны и находки отпечатков животных в довендских отложениях других регионов не дают основания омолаживать позднерифейские подразделения СБО [7].

Суммируя имеющиеся данные, можно наметить сценарий неопротерозойской эволюции южной окраины Сибирского кратона. Самые ранние события, предопределившие возникновение палеобассейна, сопровождались процессами растяжения и формирования рифтогенных вулканитов медвежевского горизонта. Последующие события привели к накоплению мощных терригенных отложений баллаганахского горизонта. Предполагается, что формирование пород двух горизонтов происходило в интервале от 1000 до 850 млн лет. Выдержанность их формационных особенностей и состава на площади говорит об осадконакоплении в условиях пассивной окраины кратона. Большая часть позднебаллаганахских отложений, судя по присутствию известняков с микрофитолитами, отражает обстановку мелководного бассейна.

Предполагаемое начало седиментации дальнетайгинского горизонта в 780 млн лет позволяет говорить о временном разрыве с процессами баллаганахского этапа примерно с 850 до 780 млн лет. Отсутствие образований данного возраста на значительной территории юга кратона может свидетельствовать о режиме регрессии в рассматриваемое время. Поднятие, видимо, существовало до 780 млн лет, т. е. до момента, фиксирующего начало усиления процессов опускания края кратона и накопления осадков дальнетайгинского горизонта.

При образовании пород нижней части дальнетайгинского горизонта в интервале 780-730 млн лет, скорее всего, произошли события, которые можно связать с данными по распаду суперконтинента Родиния [9]. Шельфовые отложения карагасской серии (см. рис. 2) интродуцируются долеритами нерсинского комплекса с возрастом 743 млн лет. Силлы и дайки этих образований по своей геодинамической природе соответствуют рифтовому этапу, обычно предшествующему формированию пассивных континентальных окраин. Такое же индикаторное значение придаётся и комплексу даек в Присаянской и Прибайкальской зонах, внедрение которых в разновозрастные породы произошло в интервале 790-740 млн лет. Существование бассейна этого времени в Прибайкальской зоне и восточнее можно только предполагать.

Диамиктиты в основании байкальской серии [11] сопоставляются с гляциальными отложениями запада и востока территории (рис. 2). В Присаянской зоне это флювиогляциальные и прибрежные осадки оселковой серии, по которым устанавливается снос материала с юго-запада [5]. В Прибайкальской зоне реликты вулканогенных образований в низах голоустенской свиты свидетельствуют о возможном существовании рифтогенных условий. Этот уровень северо-восточнее, в Патомской зоне, характеризуется присутствием морских гляциальных отложений, снос которых происходил на юг с кра-

тона [12], заполняя северный фланг формирующейся впадины окраинного бассейна [3]. Но время оледенения на юге Сибирского кратона, исходя из ранее приведенных данных, не может соответствовать ни среднему рифею [12], ни вендскому периоду [5], а определяется началом этапа в 730-680 млн лет.

Если в Патомской зоне отложения жуинского горизонта отражают условия мелководной зоны шельфа, то в Бодайбинской зоне прогибание его дистальной части обусловило накопление высокоуглеродистых, песчано-алевритопелитовых осадков центральной части окраинного бассейна (рис. 2). В Прибайкальской зоне седиментогенез верхней части качергатской свиты определялся застойными условиями углубленных зон среднего и дистального шельфа. Литологические и геохимические данные определяют условия осадконакопления верхней части жуинского горизонта во всех зонах как предорогенные, характеризующие смену обстановок от задугового бассейна к бассейну форланда [3]. Появление полимиктового материала в псаммитах качергатской свиты указывает на уже начавшийся размыв поднятий, прилегающих к юго-западной части палеобассейна. Раннеюдомское время характеризовалось обстановками орогенных событий, в результате которых на юге Прибайкальской зоны и в Олоkitской зоне возникла система горных сооружений и впадин. Дальнейшее опускание территории юга Сибирского кратона повлекло за собой образование обширного мелководного моря.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, гранты 04-05-64159, 04-05-54412, 05-05-64466, 05-05-97301p, интеграционных проектов СО РАН ОНЗ 10.1 и ОНЗ 6.5, грантов Минобразования № РНП.2.2.2.1.7334 и РНП.2.2.2.3.20055, гранта Президента РФ № МД 1720.2005.5, а также гранта ведущих научных школ № НШ-7417.2006.5.

- [1] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. – 215 с.
- [2] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 320 с.
- [3] Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. – Новосибирск: «ГЕО», 2006. – 204 с.
- [4] Хоментовский В.В., Постников А.А., Файзуллин М.Ш. Байкалий стратотипической местности // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 11. – С. 1505–1517.
- [5] Советов Ю.К., Комлев 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.
- [6] Кузнецов А.Б., Анисимова С.А., Мельников Н.Н., Гелетий Н.К., Дольник Т.А., Летникова Е.Ф. Изотопная хемотратиграфия байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья: предварительные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. – СПб.: Центр информационной культуры, 2003. – С. 233–236.
- [7] Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якшин М.С., Пономарчук В.А. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 4. – С. 465–484.
- [8] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Склярёв Е.В., Станевич А.М. Эволюция южной части Сибирского кратона в неопротерозое: петрология и геохронология магматических комплексов, возможная взаимосвязь с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана // Проблемы тектоники Центральной Азии / Отв. ред. М.Г. Леонов. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 127–136.
- [9] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. – 2006. – V. 147, № 3-4. –

P. 260–278.

- [10] Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu. V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (Southern Siberian craton) // *Precambrian Research*. – 2002. – V. 122, № 1-4. – P. 359–377.
- [11] Божко Н.А. О присутствии тиллоидов в разрезе докембрия центральной части Западного Прибайкалья // *Вестник Московского университета. Серия геология*. – 1976. – № 4. – С. 106–108.
- [12] Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. – 1993. – Т. 1, № 1. – С. 21–34.
- [13] Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // *Геология и геофизика*. – 2005. – Т. 46, № 10. – С. 1019–1037.
- [14] Amelin Yu.V., Ritsk E.Yu., Neymark L.A. Effects interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd- Pb Sr isotopic sistem in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baical-Muya ofiolite belt // *Earth and Planetary Sci. Lett.* – 1997. – V. 148. – P. 299–316.
- [15] Булдыгеров В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я., Житков А.Н., Герасимов Н.С. Вулканогенные образования Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) // *Геология и геофизика*. – 1988. – № 3. – С. 8-17.
- [16] Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия // *Геология и геофизика*. – 2005. – Т. 46, № 7. – С. 714–722.
- [17] Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Сальникова Е.Б., Макеев А.Ф., Яковлева С.З., Шалаев В.С. Возрастные рубежи позднедокембрийского кислого вулканизма Байкальской складчатой области (результаты U-Pb исследования цирконов) // *Изотопное датирование геологических процессов: новые материалы и результаты*. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 315–317.

НОВЫЕ ДАННЫЕ К ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ БАЗИТОВ ТУВИНСКОГО РИФТОГЕННОГО ПРОГИБА

А.М. Сугоракова, А.В. Никифоров**, В.А. Попов*, А.В. Болонин**, Д.П. Горбунов**

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

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

На протяжении фанерозоя территория Центральной Азии неоднократно вовлекалась в процессы внутриплитной активности, в результате которых здесь возникли системы рифтов и авлакогенов, рои даек, поля карбонатитов, пояса массивов щелочных пород, лавовые плато и реки. Одним из наиболее ярких проявлений подобной активности стало формирование Тувинского прогиба рифтогенного происхождения, в дальнейшем авлакогена. Его образование сопровождалось интенсивным магматизмом, варьирующим по составу от базитов до кислых пород. Ряд важных проблем, затрагивающих фундаментальные особенности развития магматизма Тувинского прогиба, пока остаются нерешенными. К их числу относятся оценка состава источников магматизма, причины смены и эволюции состава магматических расплавов во времени и пространстве, а также выяснение геодинамических механизмов, обусловивших магматическую деятельность и образование авлакогена.

Тувинский прогиб расположен в юго-западном обрамлении Сибирской платформы и представляет собой систему впадин северо-восточного простирания, выполненных вулканогенно-осадочными толщами общей мощностью более 10 км. Геологический возраст толщ оценивается как девон-карбоновый. На основании различий разрезов отложений, главным образом девонских, включающих изменение их состава, мощностей, наличие или отсутствие перерывов, а также по некоторым структурным признакам в пределах Тувинского прогиба можно выделить три структурно-фациальные зоны – Западно-Таннуольскую, Улугхемскую и Уюкскую, отделенные друг от друга крупными поперечно-диагональными разломами [1].

Нами изучены разрезы нижнедевонских толщ Тувинского прогиба, включающих платобазальтовые образования и сопровождавшие их излияние дайковые пояса диабазов, порфиритов и порфиров, которые рассекают осадочные породы ордовикского и силурийского возраста, фиксируя тем самым структуру и масштабы зоны рифтогенного растяжения в основании прогиба. Амплитуда этого растяжения, судя по совокупной мощности многочисленных дайковых тел, превышала первые километры.

Получены результаты исследований базитового магматизма в Западно-Таннуольской и Улугхемской зонах Тувинского прогиба. Западно-Таннуольская часть представлена Чаданским дайковым поясом и Баян-Тугайским полем платобазальтов на северном плече Тувинского прогиба. Восточная часть представлена вулканогенным разрезом севернее п. Хову-Аксы (г. Онгача) на левом плече рифта и разрезом вдоль левобережья р. Енисей (г. Бьерт-Даг) на северном плече Тувинского прогиба. Все изученные разрезы, которые считаются нижнедевонской кендейской свитой, в верхних частях содержат кислые породы – риолиты, порфиры в виде сложных вулканических построек и штоков, но в данной работе они не рассматриваются. Расстояние между объектами исследований около 150 км.

Чаданский дайковый пояс расположен юго-западнее г. Чадан среди силурийских терригенных отложений. Пояс шириной около 10 км и длиной до 40 км имеет общее субширотное простирание. Дайки заполняют почти непрерывную сеть параллельно левосдвиговых разломов, главное субширотное простирание которых параллельно границам

прогиба. Они имеют мощность от 3-4 до 8-10 м, протяженность от нескольких сотен метров до трех километров и сложены афировыми и порфировидными по плагиоклазу базальтами с ярко выраженной шаровой отдельностью. Шары размерами от 10 см до 50-60 см имеют скорлуповатое строение. На восточном продолжении Чаданского дайкового пояса расположено Баян-Тугайское поле платобазальтов, залегающее на силурийских толщах. Современная площадь плато протягивается более чем на 30 км.

Ховуаксинское и Бьертдагское базальтовые поля также залегают на силурийских отложениях, содержащих большое количество даек, а также штоки габбро.

Как видно на диаграммах, поля химических составов базитов укладываются в почти непрерывные ряды. Первоначальная попытка разделить закономерности составов по дайкам и лавам не удалась. На всех диаграммах, составленных по признаку дайки и лавы, независимо от фациальной принадлежности, разделялись поля зон – Западно-Таннуольской и Улугхемской. После построения диаграмм, включающих все данные о составе базитов, на каждой из них выделились поля Западно-Таннуольской (ЗТ) и Улугхемской (У) зон. ЗТ базиты отличаются очень высокими содержаниями TiO_2 , характерными для внутриплитных базальтов (рис. 1 А, В, Д). На дискриминационной диаграмме K_2O-TiO_2 (рис. 1, Д) эти базиты попадают в поле внутриплитных базальтов и базальтов океанических островов (OIB) [2], в то время как У базиты попадают в поле срединно-океанических хребтов

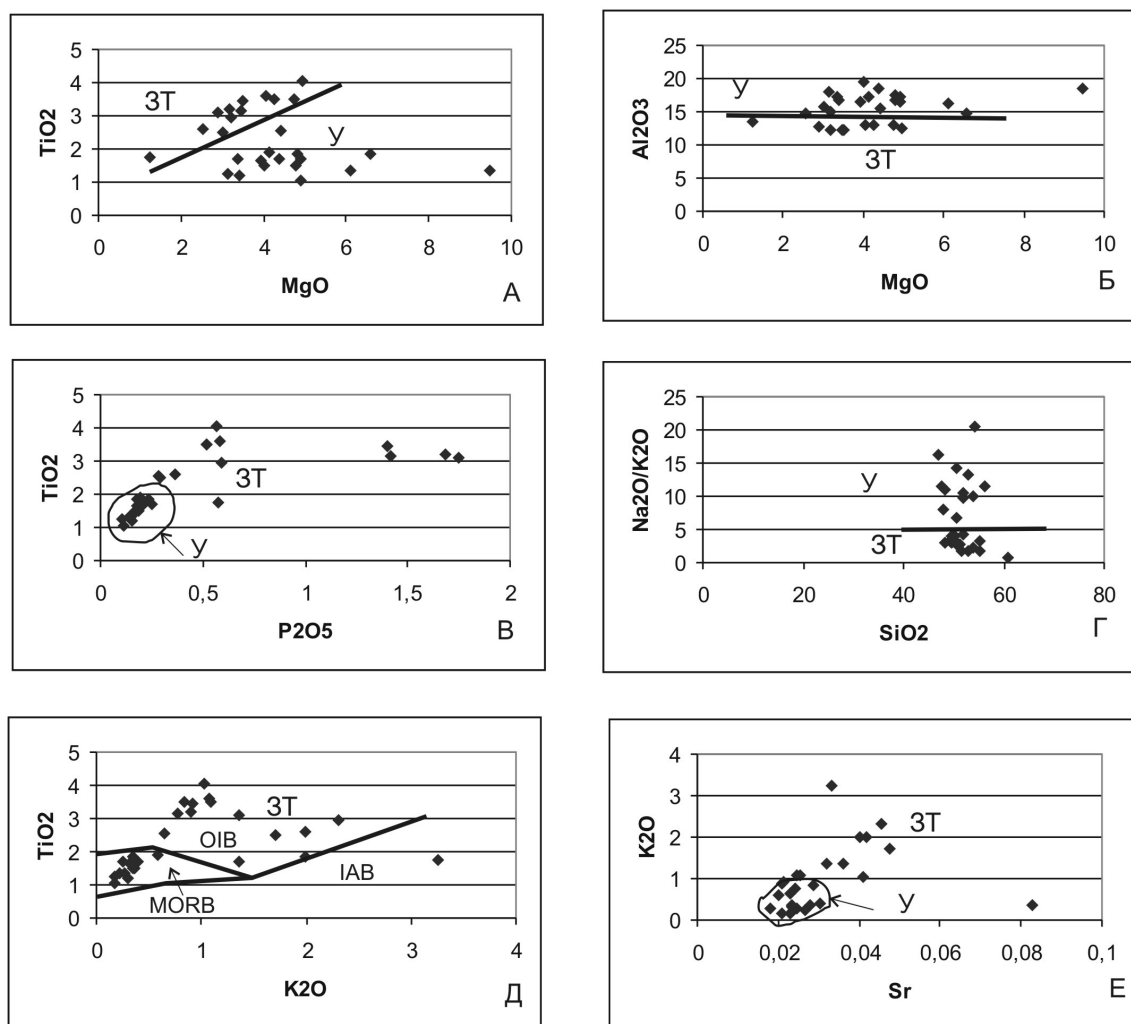


Рис. 1. Распределение петрогенных окислов в базитах Тувинского прогиба. ЗТ – Западно-Таннуольская зона, У – Улугхемская зона.

(MORB). По невысокому соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (меньше 5) базиты ЗТ четко отбиваются от низкокалиевых У базитов, где эти соотношения составляют от 6 до более 20 (рис. 1, Г). На диаграмме $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 1, Б) все пробы дают довольно компактный ореол, но при этом линия 15 % по Al_2O_3 четко разделяет породы ЗТ и У – базиты У более глиноземистые. На диаграммах $\text{P}_2\text{O}_5-\text{TiO}_2$ и $\text{Sr}-\text{K}_2\text{O}$ (рис. 1, В, Е) У базиты отличаются меньшими и более устойчивыми содержаниями P_2O_5 и Sr, чем в базитах ЗТ, где их значения весьма высоки и с большим разбросом. Кроме того, практически все базиты по сумме окислов щелочей имеют субщелочной уклон, а в группе У базитов часть пород содержит нормативный нефелин от 1,3 до 9,2.

Геохимические характеристики базитов приведены на рисунке 2. По характеру распределения РЗЭ породы ЗТ и У близки между собой и представлены пологим спектром

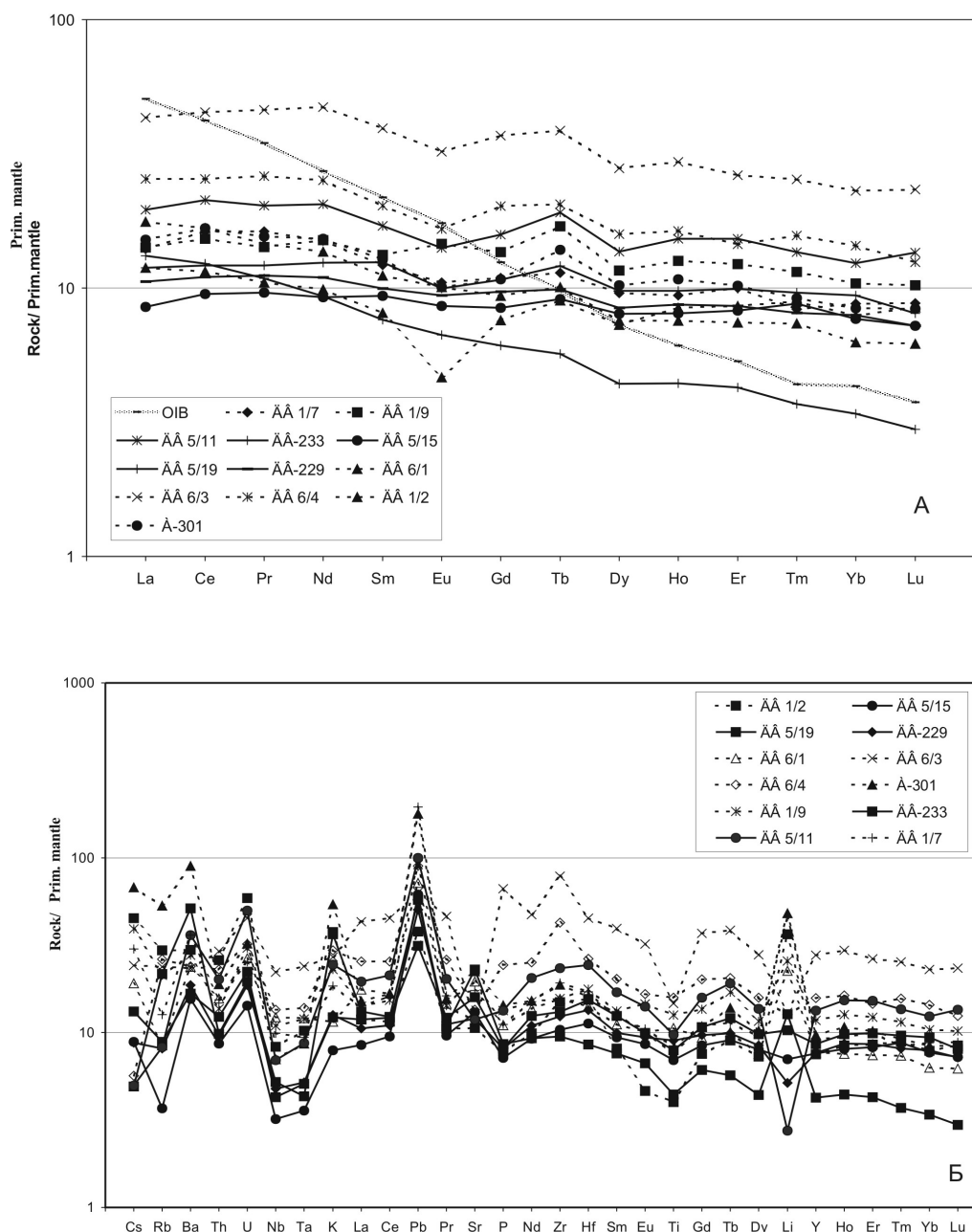


Рис. 2. Распределение РЗЭ и редких элементов в базитах Тувинского прогиба. Сплошные линии – У, пунктир – ЗТ (см. текст).

(рис. 2, А), близким к распределению в ОІВ при более незначительном обогащении легкими землями относительно тяжелых земель, при этом ЗТ несколько более обогащены РЗЭ, чем У. Европиевая отрицательная аномалия, более или менее выраженная, присутствует практически всегда, и лишь в одной пробе, содержащей значительное количество вкрапленников плагиоклаза, наблюдается слабая положительная аномалия. Наиболее высокие содержания РЗЭ характерны для пород с повышенными содержаниями TiO_2 .

На спайдер-диаграмме (рис. 2, Б) видно, что все породы обогащены Pb, U, Sr, Ba и относительно обеднены Ti, Rb, Th. Присутствует ярко выраженная Ta-Nb отрицательная аномалия, не свойственная ОІВ, но характерная для многих позднепалеозойских раннемезозойских рифтов Центральной Азии [3]. При этом Ta-Nb аномалия в У гораздо более глубокая, чем в ЗТ. Наблюдается большой разброс по содержаниям Li – положительные аномалии в ЗТ и отрицательные в У, хотя редко присутствует и обратная картина. В целом содержание всех редких элементов в ЗТ выше, чем в У.

Таким образом, по петрохимическим и некоторым геохимическим признакам вычленились две группы базитов, разделенных в пространстве. Первая из них – ЗТ, по составу близка к ОІВ, обогащена несовместимыми элементами, вторая – У, ближе к базальтам MORB. На диаграмме La/Yb-Th/Ta базиты попадают в поля составов ОІВ и частично – MORB (У базиты). По типам мантийных источников базиты расположены ближе всего к составам примитивной мантии и субконтинентальной литосферы. Интенсивность магматизма, обогащенность несовместимыми элементами, разнообразие состава вулканитов позволяют предположить активное участие плюмового компонента в формировании Тувинского рифтогенного прогиба. Выделенные две группы пород предполагают наличие некоей зональности по участию мантийных источников и степени плавления мантийного материала [4].

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (гранты 04-05-64093, 06-05-64235, 05-05-64385, 06-05-79014), СО РАН (интеграционный проект 6.5).

- [1] Геология СССР. Тувинская АССР, т. XXIX, часть I. – М.: Недра, 1966. – 460 с.
- [2] Миронов В.Ю. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 314, № 6. – С. 1484–1487.
- [3] Ярмолюк В.В. и др. Позднепалеозойская-раннемезозойская рифтовая система Центральной Азии: состав и источники магматизма, закономерности формирования и геодинамика // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 197–236.
- [4] Коваленко В.И. Источники магм океанических островов // Докл. РАН. – 2004. – Т. 398, № 3. – С. 379–384.

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СУТУРНЫХ ШВАХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.В. Татаринов, Л.И. Яловик

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

Многие золоторудные поля Саяно-Байкальского и Монголо-Охотского орогенных поясов сформировались в коллизионных швах типа сутур, трассирующих положение зон палеосубдукции. В последнее время их стали выделять в особый тип металлогенических зон коллизионной геодинамики, которым свойственна сидерофильно-золоторудная специализация [1].

В Саяно-Байкальском орогене сутурные швы почти полностью контролируют золотоносность Муйского рудного района. К ним приурочены Ирокиндинское, Кедровское, Ирбинское, Юбилейное, Королонское, Бахтернакское, Орловское, другие рудные поля, множество рудопроявлений и точек минерализации. К сутурам также пространственно тяготеют промышленные россыпи золота. Примечательной особенностью коллизионных швов данного типа в Северном Забайкалье является приуроченность к ним рифейских зеленокаменных поясов, характеризующихся коматиит-бонинитовым трендом эволюции базит-ультрабазитовых вулканоплутонических ассоциаций, относимых большинством геологов к офиолитовым и островодужным формациям [2]. Повышенный геохимический фон Au высокомагнезиальных магматических серий зеленокаменных поясов сутурных зон является главной предпосылкой образования в процессе динамометаморфизма золоторудных зон и залежей. Наиболее изучена в Муйском районе Келяно-Ирокиндинская металлогеническая зона, граница которой определяется такими одноименными сутурным швом и коллизионным зеленокаменным поясом. В тектоническом плане она относится к типу сдвиговых зон смятия. На примере Юбилейного и Ирбинского золоторудных полей, локализованных в этой структуре, рассмотрим основные структурно-геологические и литолого-петрографические условия формирования месторождений золота в сутурных зонах Саяно-Байкальского орогенного пояса.

Породы коматиитовой серии, слагающие большую часть площади **Юбилейного** рудного поля испытали субдукционный метаморфизм на уровне амфиболитовой фации (отоамфиболиты), а затем, в процессе эксгумации и динамометаморфических преобразований в коллизионном шве, были превращены в катаклазиты, милониты и динамосланцы. При сдвиговых деформациях последнего этапа (предположительно мезозой) субдукционные метаморфиты превращаются в золотосодержащие динамосланцы альбит-кварц-серицитового состава, в которых в виде реликтов обнаруживаются метакоматииты с «теневой» структурой базальтов и сохранившимся в актинолитовой массе первичным магматическим анортитом. Никелевая геохимическая специализация пород коматиитового ряда наследуется поздними динамометаморфитами комплекса сдвиговых деформаций, включая золоторудный кварц, в которых обнаружены никельсодержащие пирит и пирротин, а также реликтовый пентландит.

Структура золотоносной зоны **Ирбинского** рудного поля определяется приуроченностью ее к крутопадающей сдвиговой зоне субмеридионального простирания, сохранившей элементы более ранней шарьяжно-надвиговой тектоники (крупноблоковый меланж?). Рудоконтролирующая зона по морфологии и строению может быть отнесена к типу зон линзовидно-пластинчатого меланжа. Она, по нашим данным, заложена на докембрийской троговой структуре зеленокаменного пояса, в основном представленной метакоматиитами и metabазитами толеитового ряда, метариолитами, а также час-

точно породами островодужного и кратонного террейнов, претерпевшими в процессе аккреции высокобарический метаморфизм на уровне эклогит-глаукофансланцевой и амфиболитовой фаций, затем диафторез в процессе эксгумации и деформаций надвигово-сдвиговой тектоники.

Среди пород, слагающих Ирбинскую зону, некоторым распространением пользуются амфиболиты. Первичной породой рассматриваемых амфиболитов является пироксенитовый коматиит. В зонах сдвиговых деформаций амфиболиты превращаются в золотоносные динамосланцы (милониты) серицит-кварц-альбитового состава с сульфидами и лиственитоподобные фукситсодержащие карбонатные породы. Более широко развиты базальтовые метакоматииты. Они сложены мелкими (0,05-0,1 мм) зернами андезин-олигоклаза, актинолита, хлорита. В их массе выделяются более крупные (0,1-0,4 мм) индивиды эгирин-авгита, ситовидного магнетита и двойникового олигоклаза. В породе также отмечаются эпидот, лейкоксен, карбонат, последний фиксирует постепенный переход метакоматиитов в лиственитоподобные породы.

На северном фланге Ирбинской зоны вместе с линзами и мелкими блоками базальтовых метакоматиитов встречены лейкократовые породы типа фтанитов, возможно, представляющих собой динамометаморфиты по кислым вулканитам зеленокаменного пояса.

Комплекс пород, слагающих рудные зоны, помимо березитоподобных динамометаморфитов, включает также пространственно и генетически с ними связанные более поздние динамометаморфиты милонитовой фации (альбит-кварц-серицитовые с сульфидами динамосланцы), жилы и прожилки гранулированного кварца с сульфидами. С указанными динамосланцами и гранулированным кварцем связаны наиболее высокие содержания благородных металлов (Au, Ag, Pt). Выделяются два типа золоторудной минерализации:

- золото-халькопирит-пирит-кварцевый (сильно окисленные руды с гематитом и гидроокислами железа);
- золото-борнит-халькопирит-пирит-кварцевый.

Золоторудные поля (**Карийское, Пильненское, Апрельковское, Илинское, Дыбыксинское**), расположенные в Монголо-Охотском сутурном шве (Пришилкинская и Онон-Туринская зоны), принадлежат к шарьяжно-надвиговому тектонотипу [3]. Морфогенетические особенности проявления золоторудной минерализации на этих объектах, условия ее локализации в основном определяются характером проявления надвиговой тектоники. Выделены три типа золотоносных надвиговых структур: 1) зоны автокластического и тектонического полимиктового меланжа, 2) минерализованные швы надвигов (многошовные и одношовные), 3) рудоносные дуплексы (зоны лозанжа). Золотое оруденение на месторождениях Монголо-Охотской сутуры, как и Келяно-Ирокиндинской, пространственно и генетически связано с породами динамометаморфического (тектоно-метаморфического) комплекса (катаклазиты, милониты, бластомилониты и псевдотахалиты), сформированными по первичным породам базит-ультрабазитового ряда коллизионных зеленокаменных поясов и ассоциирующих с ними диоритоидов, обладающих повышенным геохимическим фоном Au. Породы золотоносного динамометаморфического комплекса наследуют рудно-геохимические особенности (Cr, Ni, V, W) исходных пород зеленокаменных поясов, в составе которых весьма существенна доля пород пикрит-коматиит-толеитовой серии.

Результаты исследований месторождений золота, локализованных в динамометаморфических комплексах сутурных зон Забайкалья, а также данные по месторождениям Яно-Колымского орогенного пояса [4] позволили выявить основные отличительные черты месторождений золота, возникших в коллизионных геодинамических обстановках (таблица).

Характерные особенности структур, состава и генезиса золоторудных месторождений в динамометаморфических комплексах коллизионных геодинамических обстановок

Структуры рудных полей	Типы: шарьяжно-надвиговый и сдвиговых зон смятия
Типы золотоносных (рудоконтролирующих) структур	Зоны тектонического (полимиктового, мономиктового) и автокластического меланжа, лозанжа; швы надвигов, взбросо-надвигов; разрывов листрического типа; крутопадающих сдвиговых зон смятия, рассланцевания
Золотоносные породы динамометаморфических комплексов	Тектонобрекчии, катаклазиты, бластокатаклазиты, милониты, бластомилониты, гиаломилониты, роговиковоподобные динамометаморфиты, раскристаллизованные псевдотахилиты
Типоморфные ассоциации минералов, признаки минералов	Высокобарические и высокотемпературные минералы: оливин, ромбические и моноклинные пироксены, гранаты альмандин-гроссуля-пиропового ряда, амфиболы, андалузит, родонит, дистен, оливин, волластонит, цоизит, флогопит, фенгит; гранулированный кварц гранобластовой структуры
РТ-параметры рудообразующих динамометаморфических систем	Температура от 1400-1360 °С до 200-150 °С Давление от 16 кбар до 0,25 кбар
Источники рудного вещества	Основной источник – рудовмещающие толщи с рассеянной повышенной золотоносностью (осадочные углеродистые формации, метабазиты, метаультрабазиты, диориты и др.)
Геохимические особенности рудного процесса	Двух-трехступенчатое концентрирование золота в ходе механохимических превращений золотосодержащих минералов (сульфиды, силикаты, карбонаты) и органического вещества

- [1] Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Кузьмина О.Н. Рудоносность сутурных зон Восточного Казахстана // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Материалы геол. конф., посвященной 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка МПИ». – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – С. 37–40.
- [2] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 306 с.
- [3] Татаринов А.В., Яловик Л.И., Яловик Г.А. Золотое оруденение в надвиговых структурах Монголо-Охотского коллизионного шва (Пришилкинская и Онон-Туринская зоны) // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23, № 3. – С. 22–31.
- [4] Татаринов А.В., Яловик Л.И. Золоторудные месторождения коллизионных обстановок: особенности строения, состава и возможный механизм формирования // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: Тезисы III Всерос. симпоз. с международным участием. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 216–218.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Ю.И. Тверитинов

Иркутск, УралСибгео, tvertat@newmail.ru

По материалам геологосъемочных работ подготовлены карты экстенсивности минерало-геохимических полей (МГП) по территории юга Восточной Сибири масштаба 1:200000 и 1:50000. Установлено [1], что шлиховые ареалы полезных компонентов не конформны элементам орогидрографии, но в основном совпадают с ареалами рудопроявлений, т.е. адекватны проекциям на поверхность структурно-вещественных комплексов (СВК) с определенной геохимической специализацией. Ареалы различных элементов группируются в пояса, контролируемые конкретными тектоническими структурами или имеющие скрытый характер. В Байкальской горной области пояса СВ простираются совмещаются с глубинными разломами, СВК нижнего протерозоя, зонами раннепалеозойской и позднемезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА). Рудные пояса СЗ простираются [2, 3], преобладающие в Западном Саяне, в Байкальском регионе относятся к рангу скрытых; их формирование связывается с байкальской и герцинской эпохами ТМА. Пояса субмеридионального и субширотного планов являются скрытыми [3, 4]. Выделены протяженный металлогенически и структурно неоднородный Амуро-Енисейский рудный пояс ЗСЗ простирается и субпараллельные ему системы в области Алданского щита, в Южном Прибайкалье и Забайкалье, расположение которых соответствует байкальскому и герцинскому структурным планам. Данные обработаны по программе СКВД (Система комплексной интерпретации данных) [5]. Факторным анализом МГП выявляются устойчивые ассоциации элементов, объединяющиеся в латерально-вертикальные ряды (рисунок, А). Размещение ассоциаций имеет контрастно-дифференцированный характер в зависимости от типов тектонических структур. Ареалы рудопроявлений редкометалльно-полиметаллического ряда наблюдаются отдельными очагами в контурах древней платформы, группируются в дугообразные зоны и пояса в выступах раннедокембрийского фундамента, испытавшего ТМА; их размещение зависит от глубины эрозионного среза и взаиморасположения геоконов. В максимально эродированном Алданском геоконе они сосредоточены в его периферической дуге, в Ангарском – распространены повсеместно, за исключением активизированной платформы, в Восточно-Азиатском – развиты спорадически. Самый крупный и интенсивный рудный ареал, Кодаро-Удоканский, располагается на участке схождения и частичного совмещения Алданского и Ангарского геоконов. Вероятно, аналогичную позицию занимает Восточно-Саянский редкометалльно-полиметаллический ареал, расположенный в зоне интерференции Ангарского и предполагаемого Саянского геоконов. При выходе на поверхность гранитизированных СВК фундамента в составе ареалов преобладают элементы нижних членов ряда (тантал, ниобий, молибден); при наличии осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов характерны верхние члены (медь, цинк, свинец). Ареалы рудопроявлений редкометалльно-золото-ртутного ряда (рисунок, Б) подчинены матрице геоконов с очаговыми ареалами во внутренних частях и в виде дугообразных поясов в периферических. В междуядерном пространстве ареалы имеют площадное распространение, а на участках интерференции геоконов характеризуются максимальной рудоносностью (Ленский, Окино-Китойский, Балей-Дарасунский, Дамбукинский, Кировско-Покровский районы), где контролируются выходящими на поверхность или погребенными зонами зеленокаменных комплексов археохрона и мезохрона, часто испытывавшими ТМА в неохроне и эпинеохроне. Устанавливается та

же зависимость оруденения от состава СВК как функция глубины эрозионного среза рудных систем. В зонах полихронного гранитообразования и высокотемпературного метаморфизма профилирует вольфрамовое и оловянное оруденение, в зонах развития осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, типоморфны рудопроявления золото-ртутной ассоциации. Те и другие переходят друг в друга по простиранию зон и представляют собой разные срезы, вероятно, единых рудных систем.

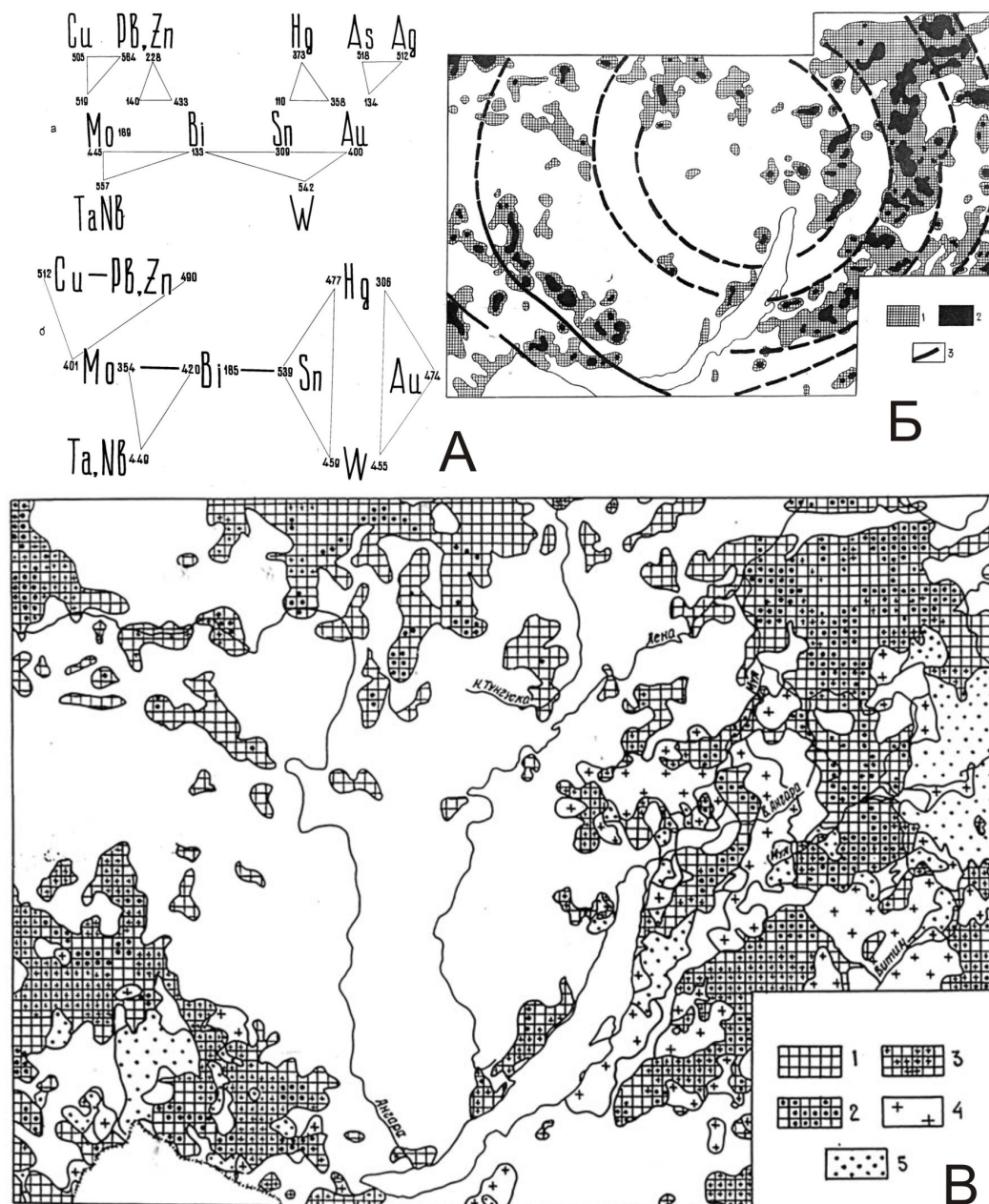


Схема геохимической зональности юга Восточной Сибири.

А. Ряды ассоциаций элементов в минералого-геохимических полях Дальнего Востока (а) и юга Восточной Сибири (б). Б. Размещение ассоциаций рудных элементов олово-вольфрам-золото-ртутного ряда на юге Восточной Сибири. 1-2 – устойчивость ассоциаций в относительных показателях: 1 – 0,1-0,3; 2 – 0,3-0,6; 3 – более 0,6. В. Схема геохимического районирования юга Восточной Сибири. 1-5 – площади с разной геохимической специализацией (профилирующие рудные компоненты, в скобках – сопутствующие): 1 – золото; 2 – золото (Ag, Hg, As, Sn, Pb, Zn); 3 – золото, вольфрам, олово (Pb, Zn, Cu, Bi, Mo); 4 – тантал, ниобий (W, Mo, Au); 5 – тантал, ниобий, молибден, медь, свинец, цинк.

Размещение ассоциаций элементов редкометалльно-полиметаллического и редкометалльно-золото-ртутного рядов зонально. Как правило, повсеместно локальные ареалы одного ряда элементов вписываются в «окна» другого. Подобная взаимосвязь рассматривается как показатель существования сквозных латеральных неоднородностей земной коры, возникших вследствие разной направленности развития сопряженных геоструктур – преимущественно развивавшихся орогенных структур с сиалическим типом коры и эвгеосинклинальных, с фемической и сиалическо-фемической корой. В геоконах и подвижных поясах металлогеническая зональность проявляется по-иному. Для ядерной части Алданского геокона, представленной СВК археохрона, характерны единичные ареалы рудных элементов; типичными рудогенными элементами являются железо (ранний докембрий) и золото (мезозой), генетически связанные с производными базальтового слоя земной коры [6]. С внутренней зоной краевого Олекмо-Станового подвижного пояса, тектонически активного в раннем протерозое и мезозое, совмещается пояс рудопроявлений и месторождений редкометалльно-полиметаллического ряда; внешняя зона обладает золотой специализацией, в направлении к Восточно-Азиатскому (Амурскому) геокону золоторудный пояс совмещается с ртутно-рудным, а далее к югу сменяется оловорудным. Эта зональность: (Fe, Au) → (Ta, Nb, Mo, Pb, Zn, Cu) → (Au, Hg) → Sn – находится в отчетливой связи с особенностями строения Алданского кратона и его подвижных окраин: для центральной части кратона типоморфно золото, для краевой высоkozрелой зоны – редкометалльно-полиметаллическая специализация, для внешних сфер – редкометалльно-золото-ртутная. В пределах Ангарского геокона поясовая зональность оруденения выражена не столь контрастно, тем не менее, намечается латеральная изменчивость металлогенических ситуаций, подобная вышеописанной.

В геохимической зональности региона выделяются дуговые периферические по отношению к Восточно-Азиатскому геокону Ангаро-Вилуйский, Байкало-Патомский и Монголо-Охотский [3] металлогенические пояса. Для Ангаро-Вилуйского пояса, совпадающего с активизированным сегментом Ангарской плиты, типоморфны железо и элементы редкометалльно-золото-ртутного ряда. Юго-восточнее располагается сегмент древней платформы с редкометалльно-полиметаллическим профилем оруденения. Байкало-Патомский пояс представляет собой систему краевых выступов фундамента и протогеосинклинальных зон, развивавшихся в рифее и палеозое в контрастных режимах ТМА. Для него характерна контрастная металлогеническая зональность, указывающая на высокую зрелость земной коры и степень дифференциации рудного вещества. Наряду с «безрудными» зонами здесь находятся месторождения с уникальными ресурсами полезных ископаемых: редких металлов (Катугинское), свинца и цинка (Холоднинское, Озернинское), меди (Удоканское), золота (Суходожское). На восточном продолжении пояса находится Центрально-Алданский золотоносный район. С краевой частью пояса совпадает прерывистая «мертвая» зона, за которой следует Монголо-Охотский редкометалльно-золото-ртутный пояс, представляющий северное ограничение Восточно-Азиатского геокона, в котором пространственно совмещены зоны золота и ртути. По простиранию и к центру геокона они вытесняются ареалами олова, отвечающими более глубокому эрозионному срезу.

Отмеченные закономерности находят адекватное отражение в результатах обработки минералого-геохимических данных по программе их классификации [6] (рисунк, В). Выявляются геохимические ассоциации с различными комбинациями основных и второстепенных рудных компонентов. Статистический анализ выявляет упорядоченную и структурно обусловленную картину размещения ареалов рудных элементов. Многообразие геохимических ситуаций определяется разной глубиной среза мегаструктур. В высоkozрелых ядрах рудоконцентрирующий уровень имеет субгоризонтальное залегание и относительно малую мощность, в подвижных поясах рудоносность

прослеживается в большом вертикальном диапазоне и имеет глубокие мантийные корни. Латеральная металлогеническая зональность, вероятно, возникла в ходе направленной структурно-вещественной эволюции земной коры. В расположении периферических зон, указывающем на центробежную миграцию с течением времени фронта эндогенной активности, находят отражение последовательные стадии формирования геоконов. С тектонической зональностью коррелируется тенденция смены профилирующего редкометалльно-полиметаллического оруденения редкометалльно-золото-ртутным в направлении от центров геоконов к их периферии. Латеральному ряду структурно-вещественных комплексов сиалического типа «гранитоиднейсы архея → СВК зон прото-активизации → реоморфические гранитоиды рифея → орогенные СВК палеозоя» соответствует геохимический ряд «редкие земли → тантал, ниобий → тантал, ниобий, молибден → олово, вольфрам». В ряду СВК фемического типа с зеленокаменными комплексами раннего докембрия в ядерных частях геоконов связаны месторождения черных металлов и платиноидов, в периферических зонах – золота. С карбонатно-терригенными комплексами рифея-палеозоя верхних этажей зеленокаменных трогов в пределах ядер связано полиметаллическое и медное оруденение, в периферических зонах – золотое и ртутное.

Намечаемая последовательность расположения металлогенических зон в общем соответствует ряду подвижности элементов в процессе рудообразования и наводит на мысль о том, что в ходе структурно-вещественной эволюции земной коры происходит сепарация рудного вещества и отгонка подвижных компонентов за пределы ее высокозрелых ядер.

Можно предполагать, что латеральная зональность в системе геоконов связана с последовательной миграцией их гипоцентров по вертикали. Малые радиусы кривизны тектонических дуг в ядрах геоконов указывают на небольшую глубину залегания гипоцентров, коррелируемую с вероятной глубиной расположения астеносферы на пермобильной стадии развития Земли. В процессе направленной дифференциации вещества Земли пропорционально увеличению мощности литосферы энерго- и магомгенерирующие очаги опускаются на все большие глубины; соответственно увеличиваются радиусы глубинных конических сколов земной коры, которыми контролируется размещение периферических поясов эндогенной активности.

Важнейшим фактором структурно-вещественной эволюции земной коры являются тектонические перестройки. Их влияние на металлогеническую зональность проявляется в осложнениях концентрически-кольцевого расположения рудных поясов. Неоднократная смена структурных планов и расчленение геоконов на сегменты с разными режимами вертикальных движений предопределяют многообразие геологических ситуаций на рудоконцентрирующих уровнях супраструктуры. Увеличивается структурно-вещественная неоднородность литосферы, выражающаяся в крайней изменчивости ее физико-химических свойств по латерали и вертикали и скольжении геологических границ. Появляются условия для возникновения «незакономерных» ассоциаций элементов в рудных полях. Следствием тектонических перестроек является перекрестно-узловое расположение металлогенических зон и существование сквозных рудоконцентрирующих поясов.

- [1] Тверитинов Ю.И. Закономерности размещения ареалов рудных элементов в структурах докембрия Байкальской горной области // Тезисы докладов Второго международного симпозиума СССР «Методы прикладной геохимии». Ч. II. – Иркутск, 1981. – С. 51–52.
- [2] Левицкий В.В. Саяно-Байкальская решетчатая система рудных поясов // Тектоника Сибири. – М.: Наука, 1976. Т. VII. – С. 149–155.
- [3] Одинцов М.М. и др. Ангара-Виллюйский рудный пояс Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1980. – 109 с.

- [4] Барышев А.С. Основные элементы тектоники Восточного Саяна и Присаянья по геофизическим данным. – М.: Недра, 1976. – 120 с.
- [5] Методические рекомендации по комплексной интерпретации геолого-геофизической информации с применением математических методов и ЭВМ ЕС / М.М. Чагин и др. – Иркутск: ВСНИГГиМС, 1984. Ч. I. – 46 с. Ч. II. – 57 с.
- [6] Геологические формации и металлогения Алданского щита / Т.В. Билибина и др. – Л.: Недра, 1976. – 339 с.

СОВРЕМЕННЫЕ ЯДРА И МЕЖДУЯДЕРНЫЕ ЗОНЫ В СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Т.Ю. Тверитинова

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

Позднеальпийские магматические образования Большого Кавказа и Предкавказья, пронизывающие более древние (байкальские, герцинские, киммерийские, раннеальпийские) структурно-вещественные комплексы этого региона, закономерно подчиняются дискретному (фрактальному) распределению в продольном и поперечном сечениях в системе его основных структурных зон. Приуроченная к зоне Транскавказского поперечного поднятия позднеальпийская вулканическая провинция включает: 1) Минераловодский, Нижнечегемский и Эльбрус-Кюгенский районы Эльбрусской вулканической области; 2) Казбекский, Кельский и Джавский – Казбекской вулканической области, 3) изолированный Грозненский вулканический район [1]. Все вулканические районы располагаются на пересечении крупнейших субширотно ориентированных региональных зон разрывов Большого Кавказа (Черкесского, Пшекиш-Тырныаузского, Главного Кавказского) и тяготеющих к Транскавказскому поперечному поднятию субмеридионально ориентированных флексурно-разрывных зон. В свою очередь, центры извержений и/или интрузивные тела в пределах каждого вулканического района располагаются на пересечениях крупных разрывов, флексурно-разрывных зон или зон концентрации деформаций субширотного (запад-северо-западного «кавказского») и субмеридионального (преимущественно север-северо-восточного «антикавказского») простираения. Структурное единство разномасштабных зон концентрации деформаций широтного простираения не вызывает сомнений, так как в большинстве случаев дизъюнктивные нарушения этого направления близки по ориентировке структурно-формационным зонам Большого Кавказа. Структурное единство зон концентрации деформаций «антикавказских» направлений менее определено, так как фрагментарно они залечены неоинтрузивными комплексами или перекрыты новейшими вулканитами. На участках же пересечения ими разновозрастных структурно-формационных зон общекавказского простираения, характеризующихся разными типами разреза и особенностями структуры, они имеют различное выражение.

При том, что магматические центры приурочены к узлам пересечения дизъюнктивных зон двух направлений, относительно большая концентрация вулканитов наблюдается вдоль ряда основных субширотных («кавказских») зон, тогда как вдоль поперечных им субмеридиональных («антикавказских») зон повышенной дислоцированности их значительно меньше. Это косвенно свидетельствует о магомогенерирующей роли широтных структур и магомпроводящей роли меридиональных.

Области развития новейших магматических образований – стратовулканических построек (Эльбрус, Казбек и др.), вулканоплутонических комплексов (Верхнечегемское нагорье и др.) или интрузивных массивов (Тепли и др.) – выделяются на фоне региональных тектонических структур аномальным радиально-концентрическим морфоструктурным рисунком, контрастно изменяющимся уровнем эрозионного среза в дуговых зонах, а также закономерным распределением в них складчатых и дизъюнктивных деформаций. Как правило, выходам магматических комплексов в центральных частях этих сложных структур соответствует положение высочайших местных вершин (Эльбрус, Тепли, Казбек и т.д.).

Локальным радиально-концентрическим морфоструктурным аномалиям, проявляющимся на фоне региональных «линейных» структурных рисунков, соответствуют

структурно-кинематические и тектодинамические аномалии, выявляемые при парагенетическом статистическом анализе трещиноватости. В зонах влияния магматических центров среди разноориентированных трещин различных кинематических типов обычно увеличивается содержание трещин отрыва, подчиняющихся ориентировке радиальных и дуговых морфоструктурных элементов, т.е. проявляются условия субвертикального сжатия и всестороннего латерального растяжения. Эта закономерность установлена в доальпийских комплексах в районе вулкана Эльбрус, а также вблизи неогинтрузий Теплинского массива.

Латеральные размеры ареалов проявления аномальных морфоструктурных рисунков, радиально-дуговых аномалий в геолого-геофизическом пространстве, тектодинамических условий субвертикального сжатия, имеющих в качестве своих ядер магматические массивы (а первоначально – камеры с магматическим расплавом), значительно превышают размеры самих магматических объектов. Эти ареалы представляют собой своеобразные жесткие ядра консолидации [2]. Пространства между ядрами образуют междуядерные зоны, в которых проявляется тектодинамическая обстановка бокового латерального сжатия–вертикального растяжения. В условиях общего регионального субмеридионального латерального сжатия в таких зонах наряду с субширотными формируются поперечные или диагональные по отношению к ним структуры сжатия. Для междуядерных зон особенно характерны тектонические покровы. Между ядрами консолидации и междуядерными зонами имеются переходные зоны, в которых развиваются преимущественно сдвиговые структуры. Эти зоны соответствуют внешним контурам ядерных доменов.

Отмеченные особенности региональной структуры отчетливо проявляются на территории Северной Осетии. Здесь выделяется несколько новейших ядер консолидации: крупнейший Казбекский ядерный блок с вулканической постройкой вулкана Казбек в центре, менее крупный Теплинский ядерный блок с Теплинским интрузивным массивом в центре, а также Верхнеассинский ядерный блок с характерным радиально-кольцевым, преимущественно центробежным, морфоструктурным рисунком речных долин и разделяющих их хребтов. Между ними выделяются Кариухохская и Гайкомдская междуядерные зоны, наиболее контрастно выраженные в пределах сложной моноклинали Скалистого хребта в виде концентрации тектонических покровов.

Положение ядер и междуядерных зон периодически изменяется в соответствии с динамикой развития магматических очагов и латеральной миграцией зон активного магматизма [3].

Рассмотренные закономерности распределения и строения центров позднеальпийского магматизма и прилегающих территорий объясняются со следующих позиций.

Развитие структур литосферы подчиняется волновым законам распространения деформаций. Главная тенденция развития структур – последовательная смена во времени и пространстве деформационных волн сжатия и растяжения. Источниками этих волн (точнее, промежуточными источниками) являются линейные или точечные (центрального типа) структуры. Интерференция волн от разных источников приводит к появлению перекрестных структурных планов, в которых можно наблюдать чередование не только зон сжатия и растяжения, но и своеобразных структурных узлов сжатия и растяжения. Воздействие сжатия и растяжения на геологическую среду проявляется в изменении ее реологических параметров – упрочнения или ослабления вплоть до плавления. Плавление бывает как в условиях растяжения (декомпрессия), так и в условиях сжатия (превышение максимально допустимых параметров РТ-условий). Очаги плавления с «размягченными» реологическими свойствами (а после консолидации магматические массивы, с более «жесткими» параметрами относительно вмещающей рамы) фиксируются развитием систем радиальных и кольцевых структур преимущественно

дизъюнктивного характера (распределение их подчиняется в значительной степени форме зародившегося очага и тенденциям его развития). Такого типа структуры представляют собой ядра консолидации (возможно, возникшие в местах максимальной деформации), между которыми располагаются междуядерные зоны. Ядра в период активного становления магматических массивов испытывают поднятия, и в их пределах проявляются тектодинамические условия вертикального сжатия–латерального растяжения (сбросовый тип поля напряжений). Междуядерные зоны при этом испытывают тектодинамические условия латерального сжатия–вертикального растяжения (надвиговый тип поля напряжений). Для таких условий характерно формирование комплекса тектонических покровов.

По закону распределения деформационных волн [4] переход взбросового типа поля напряжений в сбросовый происходит только через сдвиговый тип (или условия шарового тензора) с горизонтальным положением главной кинематической плоскости. Сдвиговые поля напряжений реализуются в формировании сдвиговых систем нарушений, разделяющих субизометричные ядра со сбросовым или взбросовым типами полей напряжений. Компенсационная организация [5] тектодинамических систем (ядер, зон) сжатия, растяжения и сдвига выражается в сочетании закономерно сменяющих друг друга ячеек с различными тектодинамическими условиями (сжатия, сдвига и растяжения). Поэтому не только сбросовые и взбросовые поля напряжений концентрируются в относительно обособленных доменах. В относительно замкнутых пространствах проявляются также сдвиговые поля напряжений и соответствующих деформаций.

- [1] Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. – М.: Недра, 1973. – 280 с.
- [2] Попов В.И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии – основа ее геологического районирования // Тектоника Памира и Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1964. – С. 155–173.
- [3] Тверитинова Т.Ю. Латеральные миграции зон магматизма ослабленных зон в областях новейшего вулканизма // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания. – Новосибирск, 2004. – С. 205–207.
- [4] Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики (Тр. ГИН РАН; Вып. 515). – М.: Наука, 1999. – С. 108–125.
- [5] Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н. Введение в тектонофизику. – М., 2005.

КАНСКИЙ МИКРОКОНТИНЕНТ: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ФОРМИРОВАНИЮ И ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ В ПРОТЕРОЗОЕ

О.М. Туркина*, А.Д. Ножкин*, Н.Г. Бережная**, А.Г. Тимашков**, Т.Б. Баянова ***

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

** Санкт-Петербург, ЦИИ ВСЕГЕИ, Natalia_Berezhnaya@vsrgei.ru

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

Вопросы о природе, времени формирования и последующей эволюции коры микроконтинентов являются ключевыми для понимания ранних этапов становления структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. Среди исследованных к настоящему времени выделяются составные микроконтиненты, включающие блоки с раннедокембрийской корой (Байдарикинский блок в составе Дзабханского микроконтинента, Гарганский блок), и микроконтиненты с рифейской корой, образованные преимущественно метаосадочными комплексами (Сангиленский, Баргузино-Витимский, Дербинский и др.) [1]. Оставляя за рамками рассмотрения вопрос о том, являются ли микроконтиненты фрагментами Лавразии или Гондваны, следует отметить, что только для Байдарикского блока было доказано проявление раннепротерозойского метаморфизма и гранитообразования [2], что указывает на его вхождение в структуру раннепротерозойского суперконтинента. Несмотря на имеющиеся изотопно-геохронологические свидетельства раннедокембрийского возраста коры Гарганского и Канского блоков, для последних были установлены признаки тектоно-метаморфических преобразований и гранитообразования только в неопротерозойское время [3-4]. В настоящем сообщении приводятся новые изотопно-геохронологические данные об эволюции коры Канского микроконтинента.

Канский составной блок, или микроконтинент, состоит из трех террейнов: Центрального, Идарского и Шумихинско-Кирельского. Центральный террейн представляет собой «древнее ядро» Канского микроконтинента. Именно для биотитовых ортогнейсов (метадацитов) этой структуры U-Pb методом по циркону был установлен возраст протолита ~ 2,3 млрд лет [4], а модельный возраст ортогнейсов T(DM) составляет 2,4-2,5 млрд лет [6].

Результаты геохронологических исследований. Цирконы из пробы биотитового ортогнейса Центрального террейна (р. Кан, 2,5 км ниже устья р. Хайдамжа), ранее датированной классическим мультисерповым методом, были исследованы на ионном микрозонде SHRIMP II. Изученные цирконы представлены прозрачными, изредка полупрозрачными бесцветными до светло-коричневых субидiomорфными зернами. Католюминесцентное изображение цирконов демонстрирует разнообразные картины внутреннего строения зерен. Подавляющее большинство зерен характеризуется присутствием внутренних ядер, отличающихся разной степенью сохранности первичной магматической зональности или незональных. Для двух центральных частей незональных кристаллов и одной оболочки (точки 1-3), имеющих субконкордантные изотопные отношения, средневзвешенный возраст составляет 1828 ± 12 млн лет (СКВО=2,3) (рис. 1). Вся совокупность 11 точек, представленных преимущественно центральными частями незональных зерен или внешними каймами, образует дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией составляет 1866 ± 17 млн лет. Цирконы характеризуются широкими вариациями концентраций U (106-2628 г/т) и Th (18-547 г/т) и преимущественно низким Th/U отношением (0,03-0,44), в целом не типичным для магматических цирконов. Указанные особенности цирконов позволяют интерпретировать возраст по

верхнему пересечению дискордии (1866 ± 17 млн лет) как время проявления раннепротерозойского метаморфизма. Более древнее конкордантное значение возраста 1952 ± 16 млн лет установлено для идиоморфного зонального ядра (точка 5) с типичным для магматического циркона Th/U отношением (0,49). Еще для одного зонального ядра циркона (точка 4) с дискордантными значениями изотопных отношений возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ оценивается в 1930 ± 7 млн лет. Эти данные несомненно свидетельствуют о том, что возраст протолита ортогнейсов превышает 1930 млн лет, но требуют дальнейшего уточнения путем анализа ядерных частей зональных цирконов. Метаморфогенная кайма одного из зерен циркона (точка 6), которая выделяется аномально низкой концентрацией Th (7 г/т) и Th/U (0,01), имеет конкордантное значение возраста, в пределах ошибки соответствующее нижнему пересечению дискордии с конкордией 603 ± 21 млн лет (СКВО=1,2). Очевидно, что эта кайма была сформирована во время вендского метаморфизма, возраст которого ранее установлен при ^{39}Ar - ^{40}Ar датировании биотитов и амфиболов из метаморфических пород Канского микроконтинента. Для Центрального террейна время вендского метаморфизма, связанного с аккреционно-коллизийными событиями, оценивается в интервале 593-563 млн лет [5]. Таким образом, результаты U-Pb датирования циркона из ортогнейсов позволили впервые установить проявление раннепротерозойского метаморфизма в Центральном террейне Канского блока. Следовательно, эта структура, подобно Байдарикскому блоку Центральной Монголии, была составной частью раннепротерозойского суперконтинента. Кроме того, новые U-Pb данные подтвердили время проявления более позднего, вендского, метаморфизма на рубеже ~600 млн лет.

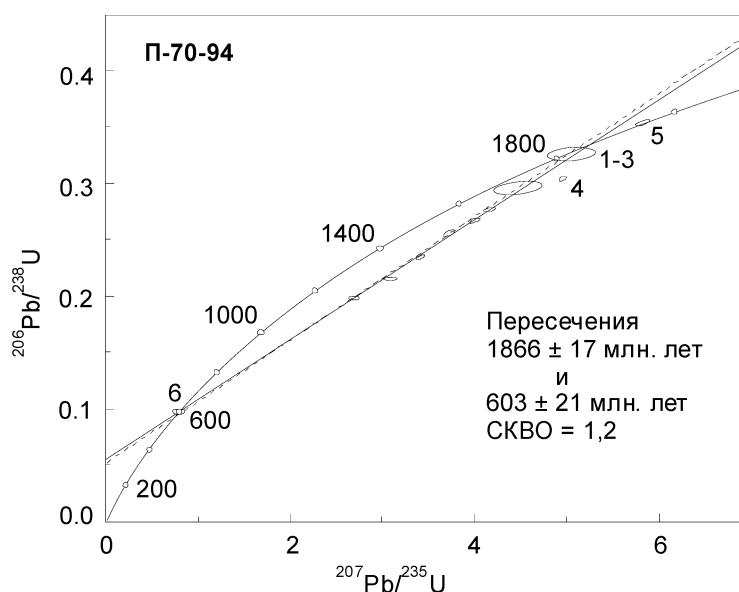


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для циркона из биотитового ортогнейса Центрального террейна (Канский микроконтинент).

Изотопно-геохимическая систематика гранитоидов. Дополнительная информация о латеральной распространенности раннедокембрийской коры и ее участии в процессах позднедокембрийского гранитообразования была получена при Sm-Nd изотопном исследовании гранитоидов. В пределах всех трех террейнов Канского микроконтинента широко развиты гранитоиды, образующие как синскладчатые жильные тела, так и интрузивные массивы, становление которых связано с вендским и ордовикским эта-

пами тектоно-магматических процессов. Исходя из времени наиболее поздних метаморфических преобразований вмещающих метапород, возраст гранитоидов синскладчатых тел можно принять как ~ 600 млн лет. Время формирования постскладчатых гранитоидных массивов, дискордантных по отношению к вмещающим метаморфическим толщам, по аналогии с трондьемитами Верхнеканского плутона, датированными U-Pb методом по циркону (555 ± 5 млн лет) [4], может быть принято как ~ 560 млн лет. К ордовикскому этапу относится формирование гипабиссальных калиевых гранитов кутурчинского комплекса, возраст которых определен на примере Анжинского массива (Шумихинско-Кирельский террейн) ^{39}Ar - ^{40}Ar методом по биотиту и составляет 463 ± 6 млн лет, и жильных плагиогранитов, секущих Кингашский базит-ультрабазитовый массив (Идарский террейн) (Ar-Ar возраст биотита 483 ± 8 млн лет) [6].

Среди вендских и ордовикских гранитоидов преобладают породы натриевого ряда: тоналиты и трондьемиты, которые характеризуются низкими концентрациями наиболее некогерентных редких элементов ($\text{Rb}=40\text{--}50$ г/т, Th), высокими Sr ($700\text{--}2000$ г/т), резким Nb минимумом ($\text{Nb}=3\text{--}6$ г/т) и высоким $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношением (12-78), что свидетельствует о формировании расплавов в равновесии с гранатсодержащим реститом ($P > 10$ кбар) на нижнекоровом уровне преимущественно за счет метабазитовых источников. Величины ϵNd (от +0,2 до +5,6) (рис. 2) и модельного возраста $T(\text{DM})$ (0,8-1,3 млрд лет) плагиогранитоидов указывают на варьирующий вклад в образование кислых расплавов наряду с базитовым древнего корового источника. Аналогичные изотопные параметры ранее были установлены для трондьемитов наиболее крупного из вендских массивов – Верхнеканского [4]. Вклад раннепротерозойского корового источника (ϵNd от -12,4 до -21,6; $\text{Nd}=16\text{--}30$ г/т) для всей совокупности плагиогранитоидов оценивается от 5 до 25 %.

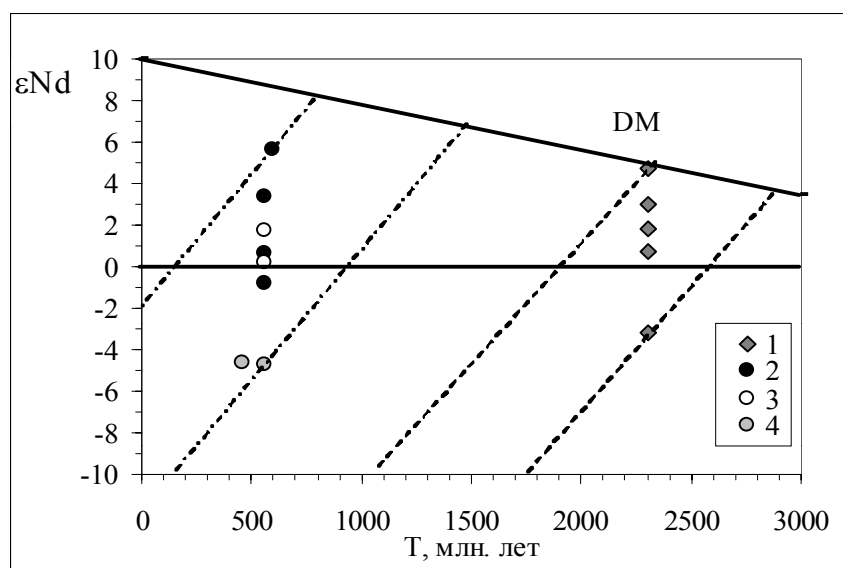


Рис. 2. Диаграмма $\epsilon\text{Nd} - T$ для гранитоидов Канского микроконтинента.

1 – раннепротерозойские гнейсы, 2-3 – плагиогранитоиды Центрального (2) и Идарского (3) террейнов, 4 – микроклиновые граниты.

Калиевые гранитоиды представлены двумя типами. Вендские биотитовые граниты Кузынского массива, подобно плагиогранитоидам, имеют крутые редкоземельные спектры $(\text{La}/\text{Yb})_n=12\text{--}14$ и обогащены Sr ($670\text{--}940$ г/т), что позволяет предполагать нижнекоровый сиалический (диорит-тоналитовый) источник. Ордовикские лейкограницы

ты кутурчинского комплекса (Анжинский массив), напротив, характеризуются слабо дифференцированным распределением РЗЭ $(La/Yb)_n=6-14$), повышенными концентрациями Rb (140-200 г/т) и Nb (13-20 г/т). В отличие от плагиогранитоидов, микроклиновые граниты характеризуются отрицательными ϵNd (–4,7) и более «древними» значениями модельного возраста – $T(DM)=1,4-1,5$ млрд лет, что указывает на существенно больший вклад (до 40 %) раннепротерозойской коры в их образование.

Обсуждение результатов и заключение. Новые и ранее полученные результаты U-Pb и Ar-Ar датирования метаморфических пород и гранитоидов показывают, что раннепротерозойская кора Канского микроконтинента испытала три этапа тектоно-метаморфических преобразований: в раннем протерозое (1,86 млрд лет), венде (0,55-0,6 млрд лет) и ордовике (0,46-0,48 млрд лет). Последние два этапа сопровождались субсинхронным гранитообразованием. Поскольку гранитообразование было сильно (на 1,7-1,8 млрд лет) оторвано по времени от формирования раннепротерозойской коры, необходим был дополнительный тепловой источник, инициирующий плавление. Таким источником, вероятно, служил подъем мантийных диапиров, сопровождавшийся андерплейтингом базитовых расплавов в основание коры. Изотопно-геохимическим следствием процессов мантийно-корового взаимодействия – смешения мантийных и коровых расплавов – явилось различие изотопных параметров гранитоидов и вмещающих раннепротерозойских метаморфических комплексов, в частности, существенное снижение величин модельного возраста гранитоидов (0,8-1,5 млрд лет), особенно натриевых разностей, в сравнении с соответствующими величинами для раннепротерозойских гнейсов (2,3-2,9 млрд лет). Все это приводит к выводу о том, что изотопные Sm-Nd параметры гранитоидов далеко не всегда могут быть использованы для корректной оценки возраста коры.

Работа выполнена при поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры», РФФИ (проект № 04-05-64301) и ИП СО РАН 6.6.

- [1] Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.
- [2] Котов А.Б., Козаков И.К., Бибилова Е.В., Сальникова Е.Б., Кирнозова Т.И., Ковач В.П. Продолжительность эпизодов регионального метаморфизма в областях полициклического развития эндогенных процессов: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. – 1995. – Т. 3, № 6. – С. 622–631.
- [3] Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 10. – С. 1379–1383.
- [4] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присянье) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 7. – С. 1058–1078.
- [5] Ножкин А.Д., Советов Ю.К., Травин А.В., Туркина О.М. Геологические и геохронологические свидетельства вендских аккреционно-коллизийных событий на юго-западной окраине Сибирского кратона // Тектоника земной коры и верхней мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 52–55.
- [6] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика. – 2007 (в печати).

ФОРМА И РАЗМЕРЫ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА

Е.Х. Турутанов, В.И. Гребенищикова**, Д.А. Носков***

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

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

Для установления геодинамических предпосылок гранитоидного магматизма необходимо выяснить как внутреннее строение гранитоидных тел (вещественный состав, структурные, текстурные особенности пород), так и их взаимоотношения с вмещающими породами, форму тел, условия залегания, общие закономерности их размещения и геохимическую специфику. Такие реконструкции особенно важны для регионов, в которых значительные территории сложены гранитоидами, как, например, Восточное Прибайкалье. Палеозойские гранитоиды в Восточном Прибайкалье в виде неправильного овала, вытянутого в северо-восточном направлении, занимают площадь, по разным оценкам, от 120 до 150 тыс. км². Радиологический возраст становления гранитоидов находится в интервале 340–270 млн лет с максимумом в 320–290 млн лет [1, 2]. Модельные возраста варьируют от 2.4–2.0 до 1.7–1.1 млрд лет [3]. Считается, что гранитоиды слагают здесь единый батолит-гигант с очень сложными очертаниями [4].

Форма и размеры гранитоидных plutонов определялись на основе выделения связанных с ними отрицательных гравитационных аномалий и их интерпретации с построением трехмерных моделей. Для этого были использованы декомпенсационные аномалии силы тяжести [5]. С использованием карты декомпенсационных аномалий силы тяжести, построенной нами ранее [6], для территории Ангаро-Витимского поля гранитоидов было сделано 35 интерпретационных разрезов. Количественная интерпретация гравитационных аномалий осуществлялась методом подбора трехмерных моделей с помощью программы полуавтоматизированной инверсии декомпенсационных аномалий при аппроксимации тел ограниченными по простиранию горизонтальными призмами с вертикальными сечениями, имеющими форму многоугольников.

На основе интерпретации гравитационных декомпенсационных аномалий построены геолого-геофизические разрезы всех крупных интрузивных тел, слагающих Ангаро-Витимское поле гранитоидов (рис. 1). Положение профилей приведено на рисунке 2. На базе полученных данных можно было оценить толщину батолита (рис. 2), которая, в совокупности с геолого-геофизическими разрезами, дает представление о трехмерной геометрии гранитоидных тел и их объемах.

Результаты количественных расчетов подтверждают возникшее при качественном анализе гравитационного поля предположение о том, что Ангаро-Витимский батолит состоит из нескольких составных частей, морфологически контрастно отличающихся друг от друга. В его центральной области большинство крупных и ряд других, более мелких, гранитных массивов на глубине сливаются в единое интрузивное тело. Площадь проекции этого тела на земную поверхность превышает 100000 км². Центральная часть батолита протягивается на расстояние около 600 км при ширине, изменяющейся от 30 до 250 км. Его средняя вертикальная мощность (толщина) оценивается в 5–7 км, достигая в местах утолщений 10–30 км (рис. 1, 2). На разрезах этот plutон-гигант представляет собой массивное тело, осложненное раздувами мощности и боковыми апофизами. Другая часть батолита, в которую объединяются его южный и восточный фланги, представляет собой пластину со средней мощностью (толщиной) около 2–3 км, толщина которой на отдельных участках может достигать 10 км. Значительное увеличение вертикальных размеров гранитоидов в юго-восточной области района исследований (рис. 2) обусловлено, по-видимому, гранитоидами Даурского свода и к Ангаро-Витим-

скому батолиту не имеет отношения.

В целом же глубинная геометрия Ангаро-Витимского батолита в первом приближении может быть сопоставима с огромной пластиной со сложно построенной подошвой и субгоризонтальной кровлей. Отнесение его к какой-то определенной форме интрузивных тел затруднительно, хотя, судя по интерпретационным профилям, она близка к лополитообразной.

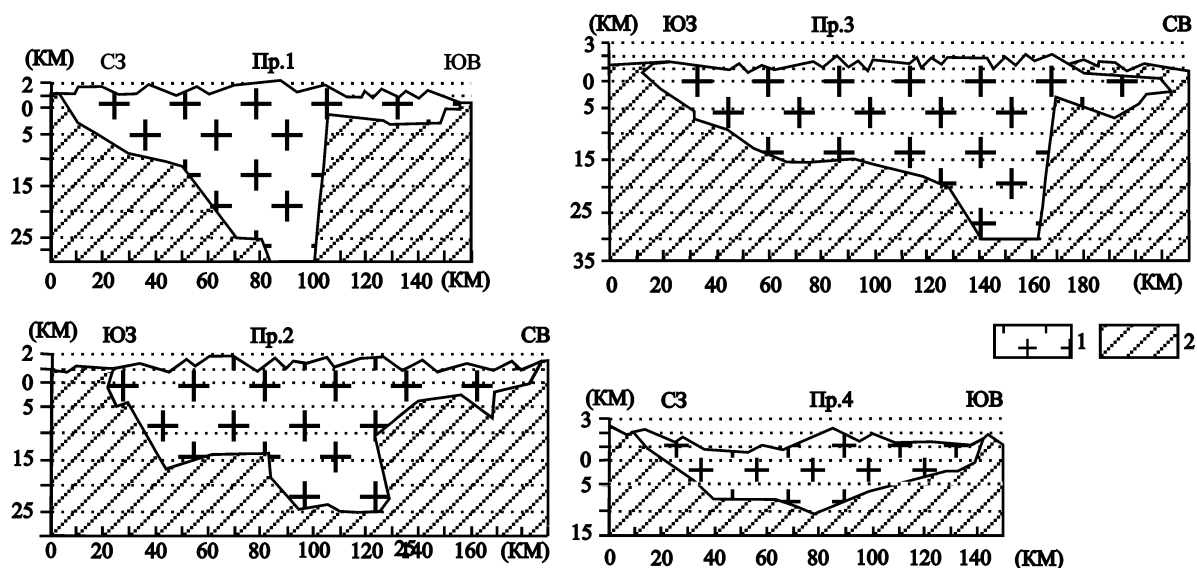


Рис. 1. Геолого-геофизические разрезы центральной части Ангаро-Витимского батолита.

1 – палеозойские гранитоиды; 2 – вмещающие породы земной коры.

Породы Ангаро-Витимского батолита на большей части изученной площади (около 70 %) сложены разнообразными по вещественному составу, текстуре и структуре гранитами, представляющими главную фазу, – мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, иногда полосчатыми, трахитоидными, гнейсовидными и в большинстве случаев метасоматически измененными.

Порфировидные биотитовые граниты с крупно- и среднезернистой основной массой, а также крупно- и равностернистые граниты массивного, интрузивного облика встречаются гораздо реже, но они почти не изменены постмагматическими процессами.

Кварцевые монцодиориты, кварцевые сиениты, сиениты, граносиениты, имеющие как интрузивные контакты, так и постепенные переходы с гранитами, являются другой группой пород, слагающей до 30 % площади батолита. В небольшом объеме на площади батолита присутствуют щелочные граниты и аляскиты. Породы повышенной щелочности отмечаются на всей площади батолита, но наиболее характерны для его восточной и юго-восточной частей.

В настоящее время затруднительно корректно оценить имеющиеся различия в составе раннего и главного этапов становления батолита [2], если они вообще существовали. Очевидно лишь то, что различные по составу фазы внедрения и отражающие их породы (кварцевые монциты, граниты) могут быть и более ранними, и более молодыми относительно друг друга и встречаться в разных частях батолита, как это отмечается при геологическом картировании.

Геологические наблюдения в районе Гаргинской гравитационной аномалии (толщина гранитоидов ~ 15 км) показали, что в ее центральной части породы сложены

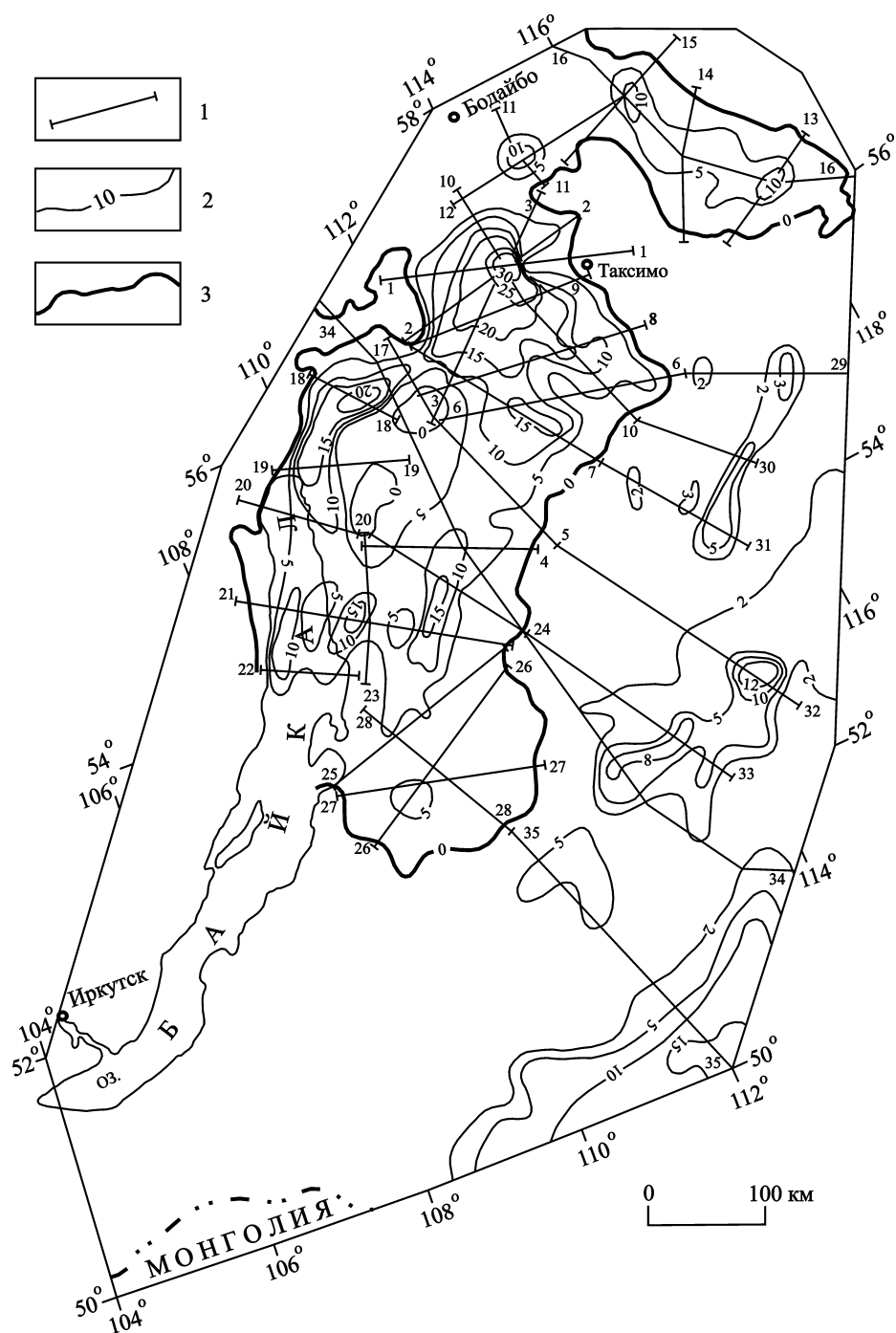


Рис. 2. Карта изолиний толщины Ангаро-Витимского батолита.

1 – интерпретационные разрезы; 2 – изолинии толщины батолита, км; 3 – контуры проекции центральной части батолита на земную поверхность.

крупнопорфировидными биотитовыми гранитами («магмоподводящий канал»), а ее краевые части приурочены к равномерно-зернистым, преимущественно крупнозернистым, биотитовым гранитам и лейкогранитам, переходящим на удалении в мелко-среднезернистые, слабополосчатые, трахитоидные биотитовые граниты. Такой вывод о строении аномалиеобразующего объекта находит дальнейшее подтверждение и на других участках батолита, например в районе восточнее поселка Таксимо.

Для гранитоидов Ангара-Витимского батолита обычным является присутствие овоидных включений, по своему составу близких к габбро и монцогаббро. В гранитах такие включения обычно окружены гибридными оторочками монцодиоритового состава [4], хотя монцодиориты, как типичная разновидность, на площади батолита встречаются крайне редко.

К заключительным фазам внедрения относятся дайки мелкозернистых и аплитовидных гранитов, имеющие незначительное распространение. Среди гранитов батолита часто встречаются биотит-кварц-полевошпатовые пегматоидные тела различного размера и кварцевые жилы с молибденитом. Постбатолитовые (?) или синплутонические [4] дайки основного состава встречаются довольно часто и представлены субщелочными породами (лампрофирами, трахидолеритами, сиенит-порфирами).

Вмещающие батолит толщи сложены преимущественно рифейскими гнейсами разного состава, кристаллическими сланцами и терригенно-карбонатными породами протерозоя. В северо-западной части батолита (район поселка Кучегер) обнажаются раннепалеозойские (440-390 млн лет) известково-щелочные гранитоиды огеми-даванского, светлинского и сининдинского комплексов [7], представляющие на рассматриваемом уровне более древний протолит по отношению к гранитоидам Ангара-Витимского батолита и свидетельствующие о длительности, в целом, процесса гранитообразования в этом районе.

Из имеющейся в базе данных информации о химических составах гранитоидов следует, что породы Ангара-Витимского батолита представлены полной завершенной гранитоидной ассоциацией субщелочного ряда [8] и деление его на разные комплексы (баргузинский, чивыркуйский и др.) не имеет смысла, что подтверждается и другими геохимическими данными по составам пород батолита.

Таким образом, впервые получено представление о трехмерной геометрии большей части Ангара-Витимского батолита. Построены трехмерные модели всех крупных гранитных плутонов, слагающих Ангара-Витимское поле гранитоидов. Анализ гравитационных (декомпенсационных) аномалий показал, что Ангара-Витимский батолит состоит из более «мелких» плутонов, сложенных разнообразными, но близкими по вещественному составу породами преимущественно субщелочного ряда. Центральная и северо-восточная части батолита могут рассматриваться как единое лополитоподобное тело со средней толщиной 5-7 км, которое на отдельных участках осложнено раздувами мощности (толщины), достигающими до глубины 10-30 км. Эти участки предположительно можно рассматривать как магмоподводящие каналы с различной глубиной заложения и отличающиеся структурно-текстурными характеристиками пород в отличие от гранитоидов остальной части батолита.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 04-05-64850 и 06-05-65054.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1305–1320.
- [2] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. – Екатеринбург: УО РАН, 2004. – С. 408–412.
- [3] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1280–1293.
- [4] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангара-Витимский батолит – крупнейший гранитный плутон. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. – 141 с.
- [5] Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные ано-

- малии силы тяжести // Геология и геофизика. – 1985. – № 8. – С. 104–108.
- [6] Турутанов Е.Х. Морфология северо-восточной части Ангара-Витимского гранитоидного батолита по гравитационным аномалиям // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. – Иркутск: Институт географии СО РАН, 2004. Вып. 2. Т. 2. – С. 119–122.
- [7] Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. – 1998. – № 5. – С. 46–60.
- [8] Гребенщикова В.И., Коваль П.В., Турутанов Е.Х., Мельникова Т.М., Носков Д.А. Геохимическая специфика пород Ангара-Витимского гранитоидного батолита (к модели формирования) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 1. – С. 69–73.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (АНСАМБЛИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ)

*Г.Ф. Уфимцев**, *А.М. Корженков***, *Э.М. Мамыров***, *И.Э. Поволоцкая***

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

** Институт сейсмологии НАН Кыргызстана

В настоящем сообщении мы представляем предварительные результаты анализа морфотектоники Западного Тянь-Шаня, опирающегося на созданную по мелкомасштабным (1:1000 000) топографическим картам модель тектонического рельефа региона, схему рельефа цокольной (касательной минимальных отметок рельефа) поверхности, а также полевые геоморфологические наблюдения. Следует отметить, что при изучении новейшей тектоники Тянь-Шаня морфометрические построения практически не используются и приоритет отдается геологическим наблюдениям. Поэтому составленная модель тектонического рельефа Западного Тянь-Шаня, включающая карты вершинной (собственно тектонический рельеф) и базисной (цокольной, эквивалентной картам зеркала складчатости) поверхностей, может оказаться полезным дополнением в существующие геологические и геоморфологические материалы.

Новейшую структуру Западного Тянь-Шаня определяют системы хребтов-поднятий с хорошо проявленными структурными признаками изгибовых деформаций (плавные наклоны вершинной поверхности на склонах и овальные периклинальные замыкания) и межгорных впадин. Решительное преобладание молодых и по преимуществу козырьковых надвигов и взбросов свидетельствует о поперечном горизонтальном сжатии, но все морфологические особенности хребтов-сводов говорят о преобладании вертикальных перемещений в формировании новейшей структуры (здесь мы солидарны с выводом В.Г. Трифонова, высказанным на последнем Тектоническом совещании), и это делает наиболее актуальной разработку проблемы трансформаций вертикальных и горизонтальных тектонических перемещений друг в друга, видимо неоднократных и на разных уровнях организации новейшей структуры.

Поднятия хребтов обнаруживают различные сочетания, из которых основными являются: 1) смена поднятий по простиранию в цепях, дополняемая ундуляциями шарниров (Киргизский хребет); 2) кулисообразное замещение друг друга в цепях (Кунгей-Алатоо в виде системы из трех сводов); 3) виргации сводов и на крыльях, и на периклинальных замыканиях, где они преобразуются в пучки поднятий (западное окончание Заилийского Алатау). Особое структурное отношение – это слияние хребтов в единое сводовое поднятие со своеобразным «захлопыванием» межгорных понижений. Такая ситуация наблюдается в системе Заилийского Алатау и Кунгей-Алатоо в верховьях рек Чон-Кемин и Чон-Аксу, где они объединяются в единый сводовый изгиб, а на восток и запад обособляются в отдельные поднятия. Такое же соединение происходит у Киргизского и Таласского хребтов западнее Сусамырской впадины.

Вдоль Таласо-Ферганского разлома не только происходит утыкание его в зону частных поднятий, но и обособляется продольная ему система линейных или вытянутых поднятий и тектонических ступеней, имеющая, видимо, в новейшей структуре значение шовного образования. Примаыкающие к ней с юго-запада поднятия имеют перекосы вершинной поверхности с наклонами в сторону Ферганской впадины. На северо-восточном крыле разлома поднятия хребтов обнаруживают характерные плановые изгибы, указывающие на правосторонние перемещения, а на юго-западном крыле такой ситуации не обнаруживается, и, например, поднятия хребтов Чаткало-Кураминского района торцово причленяются к зоне разлома и сопровождающим ее неотектоническим

формам.

Характерная особенность новейшей структуры хребтов Западного Тянь-Шаня – наращивание крыльев сводовых изгибов хребтов форбергами в виде по преимуществу куэстоподобных блоков, сложенных кайнозойскими отложениями. Рост хребтов-поднятий за счет окружающих межгорных впадин как характерная особенность так называемого гобийского (по Н.А. Флоренсову) механизма внутриконтинентального горообразования здесь проявлен в гораздо более наглядной форме, нежели чем в его тектонотипе – плейстосейстовой зоне Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. Разновысотные системы форбергов, причлененные к «коренным» частям склонов хребтов, имеют обычно характерную особенность – их куэстоподобные гряды становятся все более крутыми в приближении к хребтам (рис. 1). Здесь мы явно видим структурное следствие и расширения сводовых изгибов, и сложения «квантов» тектонических перекосов и воздыманий по формуле: $1 \rightarrow (1+1) \rightarrow (2+1) \rightarrow \dots$, отражающей последовательный рост гор за счет впадин.



Рис. 1. Увеличение перекосов куэстоподобных адырных гряд как сложение «квантов-воздыманий» при росте гор за счет впадин. Южное побережье Иссык-Куля и пос. Тамга.

Периклинальные форберги, благодаря которым происходит рост поднятий хребтов по простирацию, в Западном Тянь-Шане также представляют собой распространенное явление, и лучшим примером здесь служит восточное окончание Киргизского хребта, где система периклинальных горных гряд, из которых самая западная – массив Кызыл-Омпул – уже ничем не отличается от самого хребта, буквально вспарывает поверхность Иссык-Кульской впадины и следует на соединение с форбергами-адырами под северным склоном хр. Терской-Алатоо.

Структура тектонического рельефа горной системы Западного Тянь-Шаня отличается следующими особенностями. Во-первых, «структурные стили» новейшей тектоники западнее и восточнее горного узла Хан-Тенгри различны. Сам этот горный узел представляет собой крупное изометрическое сводовое поднятие, единственное такого вида на Тянь-Шане вообще. Системы горных хребтов Западного Тянь-Шаня, расположенные на юг от Иссык-Куля, как бы причленяются к этому горному узлу, образуя расходящийся на запад пучок, в котором линейные системы поднятий имеют общую выгнутость на юг. Это, наряду с характерными изгибами поднятий вблизи зоны Таласо-Ферганского разлома, определенно указывает, что новейшая структура этой части Тянь-Шаня формируется не только под воздействием с юга Памир-Пенджабского синтаксиса и выступа Индостана, но здесь существенно влияние или тектоническое воздействие северного обрамления горной системы.

Во-вторых, западнее горного узла Хан-Тенгри в новейшей структуре существенно значение скрытых косых линеаментов северо-западного простирания, параллельных зоне Таласо-Ферганского разлома, и понижена структурная роль поперечных субмери-

диональных разломов. Напротив, восточнее узла Хан-Тенгри в тектоническом рельефе Тянь-Шаня преобладают поперечные субмеридиональные скрытые разломы в виде сквозных понижений-коридоров. Сам узел Хан-Тенгри уже с запада ограничивается таким поперечным скрытым линеamentом, в который как бы упираются цепи хребтов-сводов Западного Тянь-Шаня, а восточная половина горной системы относительно последнего как бы смещена на север.

Западному Тянь-Шаню свойственно общее цокольное поднятие с абсолютными высотами до 3500 м, причем на локальных поднятиях, за исключением Чаткало-Кураминского, располагаются впадины-сырты Арабель, Сонкульская и Чатыркельская, а также Сусамырская. Определенно влияние зоны Таласо-Ферганского разлома на морфологию цокольной поверхности. Хотя и в сложной форме, Таласо-Ферганский разлом определяет наличие общего ската цокольной поверхности на юго-запад, в сторону Ферганской впадины и структурной седловины, разделяющей цокольные поднятия Западного Тянь-Шаня и Гиссаро-Алтая.

Логично было бы связывать общее цокольное поднятие Западного Тянь-Шаня с выступом аномальной мантии, плюмом или какой-либо иной подобной неоднородностью в верхней мантии, но сведения в научной литературе об этом сейчас довольно разноречивы, и в этой ситуации сама модель рельефа цокольной поверхности региона может оказаться материалом для прогнозных оценок, предваряющих глубинные геофизические исследования.

Теперь о некоторых проблемах тяньшанского новейшего орогенеза. В целом новейшая тектоника и новейшая геодинамика на Западном Тянь-Шане изучены лучше всего на пространстве Евразийского континента; более того – благодаря исследованиям С.С. Шульца отсюда и пошла неотектоника как особое научное направление. И в тектоническом рельефе региона, и в деталях его новейшей структуры ясно угадываются основные особенности сводово-глыбового (или гобийского) эпиплатформенного орогенеза: сводовые поднятия и сопровождающие их аркогенные надвиги, рост поднятий за счет впадин с формированием форбергов-адыров. Можно ли говорить об особенной тяньшаньской модификации такого механизма горообразования, в которой при интенсивных поднятиях (до 7 км и более) не происходит блокового распада сводовых изгибов? Это одна из феноменальных особенностей гобийского орогенеза, которая проявляется благодаря особым же сочетаниям сводовых изгибов и разрывных нарушений. Как и за счет чего обеспечивается устойчивость сводов в условиях интенсивных воздыманий? Не вдаваясь в детали, можно указать лишь на одно из возможных направлений решения этой проблемы – все наши объяснительные построения должны осуществляться в пространстве выпуклой (римановой) кривизны: взаимоотношения разломов и перемещений в них должны анализироваться на выпуклых изгибах – сферических поверхностях, огибающих реальный рельеф хребтов-поднятий. И здесь необходимо учитывать, что в большинстве работ по новейшей тектонике Тянь-Шаня хребты-поднятия, и не только они, рассматриваются как складки основания в духе представлений Э. Аргана и С.С. Шульца. Но это лишь одно из возможных направлений объяснительных построений. А если хребты-поднятия являются сводами с присущим им органическим сочетанием изгибов и разломов? Длительность существования этих форм без их блокового распада делает предпочтительным второй вариант решения проблемы.

Не менее сложная для решения проблема – это характер отношений форм тектонического рельефа и складчатых дислокаций в толщах кайнозойских отложений. Простого утверждения о конформности их недостаточно, и оно далеко не всегда оправдывается, тем более что мы должны учитывать экспансию горных поднятий на краевые части впадин, и это происходит, видимо, чаще вслед за деформациями в кайнозойском выполнении впадин.

Мало изучен на Тянь-Шане вопрос об автономных перемещениях геологических тел, в особенности о «всплываниях» массивов гранитов. Приводимый здесь рисунок 2 показывает, насколько гранитный массив Тегерек возвышается над сложенной кайнозоем грядой внутреннего адыра-форберга у северного склона Терской-Алатоо западнее долины Актерека.



Рис. 2. Горы Тегерек во внутренней гряде Терской-Алатоо: превышение гранитного массива (штрих-пунктирная линия) над грядами, сложенными неогеновыми отложениями (пунктирная линия).

Следующая проблема – это гобийский (тяньшаньский) орогенез и геологическая опасность. Исследования по сейсмичности Западного Тянь-Шаня и достигнутые благодаря им научные достижения общеизвестны. Но новые идеи и в такой ситуации всегда полезны, тем более что опасность несут часто не сами землетрясения, а спровоцированные ими горные обвалы, оползни, обрушения и т.п. явления. Можно ли здесь предложить новые подходы? Да! И один из возможных путей должен опираться на теоретические представления о земной поверхности: мы можем использовать ее образ или понятие о ней в сугубо математическом смысле (тела или раздела, не имеющего толщины) или в смысле физическом как пограничного слоя между литосферой и внешними подвижными стихиями. И в таком случае возможна реализация формулы: геологическая опасность формируется (или накапливается) в земной поверхности в ее физическом понимании и реализуется на земной поверхности в ее математическом смысле. Кроме того, следует учитывать, что главные черты геологической опасности здесь определяются быстрой передачей больших объемов тектонически дезинтегрированного и «лишнего» вещества из верхних частей литосферы на земную поверхность в сферу экзоморфогенеза.

Работа выполнена по гранту РФФИ 05-05-64173 и US CRDГ No. KYG2-2820-BI-06 и МНТЦ № KR-1281.

ТЕКТОНИКА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В.С. Федоровский, Е.В. Складов***

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

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

1. Коллизионная природа складчатого сооружения Западного Прибайкалья (Ольхонский регион) аргументируется многими данными. Среди них: обнаружение ранних синметаморфических покровных деформаций, связанных с выдвиганием раннепалеозойских островодужных покровных аллохтонов (пластин) на раннедокембрийский кристаллический фундамент Ольхонского террейна (микроконтинента), но главным образом – тотальное развитие синметаморфического сдвигового тектогенеза, определившего картируемый в современном срезе региональный структурный рисунок. Весьма заметная роль принадлежит и купольному тектогенезу, проявление которого было связано с ремобилизацией фрагментов раннедокембрийской континентальной коры террейна, охваченной раннепалеозойскими метаморфизмом и деформациями. Интегральная картина коллизионного сооружения сложна; она представляет собой коллаж сдвиговых, покровных и гнейсово-купольных пластин, в котором перемешаны различные по генезису комплексы разного возраста и состава, уверенная идентификация которых нередко затруднена, а первичные стратиграфические соотношения (изначально несомненно существовавшие) полностью утрачены. Нужно отметить, что и по сей день продолжают настойчивые попытки стратиграфического расчленения метаморфических толщ региона, разработки единой региональной стратиграфической схемы. Шансы достичь успеха в этом направлении ничтожны, по той причине, что нигде не сохранились первичные стратиграфические соотношения слоев или горизонтов, а определение подошвы и кровли таких единиц не поддается объективной расшифровке. Достаточно очевидно: нет подошвы и кровли – нет и стратиграфии. Утраченными, нераспознаваемыми оказались, таким образом, главные признаки первичной стратификации. Но даже если бы их и удалось фрагментарно обнаружить, многочисленные бластомилонитовые швы, разделяющие аллохтонные пластины, поставят предел стратиграфическим фантазиям. Красноречивое свидетельство бесполезности стратиграфических построений – результаты прецизионных геохронометрических определений, число которых для пород региона стремительно нарастает. Ольхонская «серия», например, в одних случаях оказывается древнее 500 млн лет, в других (пространственно рядом!) – она на 40 млн лет моложе. Ангинская и цаган-забинская «серии» прежних схем, считавшиеся более молодыми компонентами стратиграфического разреза, на самом деле характеризуются в одних местах более древними значениями возраста, в других – более молодыми и вообще оказываются не связанными друг с другом единой геологической историей. В этой ситуации геолог оказывается в затруднительном положении: привычные обозначения литологически разнообразных и первично стратифицированных толщ как серий и свит не могут быть приняты. Остается, по-видимому, использование более нейтральных, свободных терминов (например, «комплекс» или «толща»), не привязанных к какой-то единой стратиграфической шкале.

2. Рассматривая аллохтонный коллаж региона, можно объективно выделить различные составляющие его компоненты, или, как это принято в современной практике, тектонические единицы. Прежде всего, это гнейсово-купольные зоны, составляющие хотя и неширокие (сотни метров), но протяженные (десятки километров) сдвиговые пластины. Они уверенно распознаются на местности и без труда картируются. Границы

таких пластин определяются с большой точностью. Название «гнейсово-купольные» зоны достаточно условно, так как во многих местах следы гранито-гнейсовых куполов утрачены в процессе сдвиговых деформаций. Купола в таких участках частично или полностью линейаризованы. При детальном картировании фрагменты таких структур обнаруживаются лишь в неуверенно распознаваемых реликтах. Нужно отметить два важных обстоятельства. Первое: породы, составляющие купола, никогда не присутствуют в составе других пластин метаморфических пород (даже в зонах одинакового метаморфизма). Никаких «переслаиваний» не встречено. Гранито-гнейсовые пластины выглядят совершенно «чужеродно», обособленно и как бы самостоятельно в массиве метаморфических комплексов региона. Второе: только в породах этих пластин среди преобладающих раннепалеозойских цирконов в шести пунктах были обнаружены цирконы палеопротерозойского возраста, что позволило уже давно [1] высказать предположение о присутствии в раннепалеозойских гнейсово-купольных зонах признаков раннедокембрийского протолита. Полученные недавно данные по Sm-Nd системам куполов [2], показывают, что модельный возраст пород, составляющих купола, еще древнее и отвечает архею (более 3 млрд лет). Все это позволяет предположить, что гнейсово-купольные зоны или пластины представляют собой отторженцы древней, раннедокембрийской континентальной коры, интенсивно переработанной в коллизионных ситуациях раннего палеозоя. Вместе с тем, возникает пикантный вопрос – как обозначать такие образования на геологической карте? Ранний докембрий, переработанный в палеозое, или ранний палеозой с признаками древнего протолита? Простого решения здесь нет. Возраст мигматитов, гранито-гнейсов и образованных ими куполов, несомненно, раннепалеозойский. Да и сами купола – они ведь деформируют породы раннего палеозоя. Признаки раннедокембрийского протолита, хотя и позволяют приблизиться к расшифровке сложной и многоэтапной геологической истории таких единиц, все же пока немногочисленны, да и никаких следов реально картируемых древних структур не сохранилось. Генеральная структура – раннепалеозойская. Принимая во внимание эти данные, предпочтительнее отразить на геологической карте возраст раннепалеозойской ремобилизации древней континентальной коры.

3. Гнейсово-купольные зоны разделены многочисленными пластинами иного, пестрого, состава. Здесь господствуют линейные структурные комбинации. Никаких следов мигматизации. Полное отсутствие куполов. Следы палеопротерозойского или архейского протолита отсутствуют. Многочисленны «чисто» раннепалеозойские датировки, полученные разными методами. В составе таких пластин – разнообразные кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, кварциты, мраморы и мраморные меланжи. Сдвиговые пластины включают большое число тел базитов и ультрабазитов, широко развиты жильные гранитные серии. Такие комбинации наблюдаются, однако, только в северной и северо-восточной частях региона. В его юго-западной части картина резко меняется. По юго-восточному фасу Центральной купольной зоны, вдоль четко картируемой сутуры с метагабброидами и ультрабазитами, проходит граница разных комплексов. Полностью исчезают гранито-гнейсовые пластины, на порядки и резко уменьшается число гранитных жил (они приобретают и иной состав). Метаморфизм быстро снижается при удалении от этой границы. Появляется большое число крупных массивов метагабброидов, а по своему составу (субщелочные базиты) они резко отличаются от метагабброидов северных единиц коллажа.

4. Чрезвычайно важный и многозначительный момент: все имеющиеся сегодня радиогеохронологические датировки по породам гнейсово-купольных зон группируются вокруг значений 460-470 млн лет. Здесь ни разу не были получены цифры 490-500 млн лет, которые отражают возраст пород других пластин, включающих базиты и толеитовой, и субщелочной серий. Если принимать во внимание эти данные, неизбежно

следует необходимость пересмотра наших прежних представлений о едином ореоле зонального метаморфизма, охватившем все породы региона. По-видимому, Ольхонский террейн носит составной характер и представляет собой коллизионную комбинацию, композит разновозрастных микротеррейннов.

5. В последнее время обнаружены многочисленные признаки коллапса Ольхонской коллизионной системы. Это и новый элемент региональной структуры, запутывающий и без того непростую картину коллизионного коллажа. Выдающаяся специфика явлений коллапса Ольхонского региона – его синорогенический характер. Иными словами, признаки распада коллизионного сооружения обнаруживаются не после завершения коллизии, а непосредственно во время самого коллизионного процесса. Установлено два типа таких проявлений: синметаморфический магматический минглинг [3] и метаморфический минглинг [4]. Оба они связаны с реализацией сдвигового тектогенеза и отвечают датировкам в интервале 460-470 млн лет. По-видимому, проявления коллапса не имеют какой-то определенной привязки к тем или иным компонентам коллизионного коллажа. Они установлены и внутри гнейсово-купольных зон, и внутри линейных зон с базитами толеитовой тенденции щелочности. Синорогенический коллапс – явление, исследование которого в целом еще лишь в начале пути, и можно ожидать немало новых находок, которые заставят скорректировать тектоническую схему, кажущуюся сейчас достаточно жестко обоснованной. Все может рухнуть в один миг – не только сама коллизионная система (она обречена на гравитационный коллапс, это неизбежно), но и многие наши наивные построения, многочисленные лакуны в которых заполнены не столько фактами, сколько «соображениями» и «логикой», цена которых может быть ничтожной.

Финансовая поддержка: РФФИ (гранты 05-05-64016, 05-05-64761), Интеграционная программа СО РАН – ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры», программа «Электронная Земля» Президиума РАН (проект «Пакет ГИС-карт геологического содержания...»), Научная школа НШ 7417 2006.5.

- [1] Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. – Л.: Наука, 1990. – С. 170–183.
- [2] Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. Архейский возраст протолита палеозойских гранито-гнейсов Ольхонского региона (Байкал): Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 56–59.
- [3] Складов Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Докл. РАН. – 2001. – Т. 381, № 4. – С. 522–527.
- [4] Федоровский В.С., Хромых С.В., Сухоруков В.П., Куйбида М.Л., Владимиров А.Г., Складов Е.В., Докукина К.А., Чамов С.Н. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI Тектонического совещания. – Т. 2. – М.: ГЕОС, 2003. – С. 255–259.

ПОТЕНЦИАЛ КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ И КРУПНОМАСШТАБНОЙ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)

В.С. Федоровский, Т.М. Сковитина***

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

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

1. Ольхонский регион Западного Прибайкалья относится к площадям высокого класса дешифрируемости дистанционных материалов. Природные условия здесь таковы, что многие компоненты геологических структур, различные типы пород оказались отпрепарированными в рельефе, а использование данных аэро- и космического зондирования позволяет составлять геологические карты исключительной точности. Даже на обычных среднемасштабных аэрофотоснимках (1:25000) здесь можно видеть многочисленные примеры весьма сложных структур, обнаружение и реальное картирование которых без применения дистанционных данных было бы чрезвычайно затруднено. Оно потребовало бы не только много времени, но и серьезных финансовых затрат.

2. Новые, поражающие воображение возможности открывает использование материалов крупномасштабной аэрофотосъемки (1:5000 – 1:10000) и космической съемки высокого разрешения. Вместе с тем ясно, что в современных условиях крупномасштабная аэрофотосъемка вряд ли имеет перспективу. Она оказывается весьма дорогим предприятием и в геологической практике применяется редко. Говоря о дистанционном зондировании Земли (ДЗЗ) сегодня подразумевают сканирование земной поверхности с космических аппаратов.

3. Космическая спектрально-зональная съемка с пространственным разрешением 15-30 метров в пикселе (соответствует реальному масштабу 1:100000, 1:50000, спутники LANDSAT 4-7, США) охватывает всю поверхность планеты. Эти бесценные материалы доступны через Интернет (<https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>), и сам такой доступ – свободный. На базе снимков LANDSAT в последнее время создана специальная (тоже – бесплатная) программа GOOGLE EARTH, которая позволяет получать снимки в интегрированной цветовой гамме на любой участок планеты (<http://earth.google.com>). Космические изображения в программе GOOGLE EARTH попиксельно (!) привязаны к Мировой системе координат, и, кроме того, каждый пиксель несет цифровую альтиметрическую информацию. В сумме это имеет два следствия: первое – позволяет использовать точнейшую навигацию и привязку с помощью современных GPS и второе – делает бессмысленной секретность топографических материалов, по той причине, что находящиеся в открытом доступе космические снимки точнее любых секретных топографических карт.

4. На площадь Байкальского геодинамического полигона (Ольхонский регион Западного Прибайкалья) мы имеем:

- а) аэрофотоматериалы четырех масштабов (1:100000, 1:25000, 1:12000, 1:5000);
- б) космические снимки среднего разрешения (LANDSAT -4, -7, США);
- в) космические (лицензионные) снимки высокого разрешения (спутник SPOT-5, Франция, панхроматический формат, разрешение 2,5 м/пиксель, реальный масштаб 1:25000 (www.spotimage.fr);
- г) космические (лицензионные) снимки высокого разрешения со спутника IKONOS-2, США, разрешение 4 м/пиксель, панхроматический и мультиспектральный форматы, четыре канала спектра, в том числе ближний инфракрасный, реальный масштаб 1:20000 (<http://www.spaceimaging.com>);

д) космические (лицензионные) снимки сверхвысокого разрешения со спутника IKONOS-2, США, разрешение 1 м/пиксель, панхроматический и мультиспектральный форматы, четыре канала спектра, в том числе ближний инфракрасный, реальный масштаб 1:5000 (<http://www.spaceimaging.com>);

е) объемные (3D) космические цифровые модели рельефа, охватывающие не только Ольхонский регион, но и всю территорию Южной Сибири (реальный масштаб 1:250000). Модели генерируются из базы данных радарной космической съемки в программе Global Mapper 6.

Снимки высокого и сверхвысокого разрешения имеются пока на 30 % площади полигона. Получение такого материала на всю его территорию сдерживается не столько их относительно немалой стоимостью, сколько скромными финансовыми возможностями грантов РФФИ. Мы надеемся, однако, постепенно «закрыть» всю площадь полигона снимками высокого и сверхвысокого разрешения, а на отдельные узлы – космическими снимками со спутника Quick Bird (Быстрая Пташка, США), пространственное разрешение которых составляет 61 см в пикселе (реальный масштаб 1:1500). Целесообразно и приобретение космоснимков сверхвысокого разрешения на опорные участки полигона со спутников, запуск которых планируется в 2006-2007 гг. (OrbView-5, разрешение 41 см/пиксель, WorldView-1, разрешение 50 см/пиксель, оба – США). Но особенно интригующими могут оказаться материалы с ALOS, Terra-SAR-X и RADARSAT-2. Эти аппараты будут оснащены радиолокаторами высокого и среднего разрешения (от 1 м до 100 м) для всепогодной радиолокационной съемки, и, таким образом, впервые появится возможность генерировать объемные цифровые модели рельефа высочайшего класса.

5. Что может увидеть геолог на снимках высокого разрешения? Перечислять все эти компоненты геологических систем можно долго – их список бесконечен. Много, конечно, зависит от специализации исследователя. Уверенно можно утверждать – каждый найдет какие-то детали, отвечающие кругу его профессиональных интересов. Здесь главный движущий фактор – любопытство. Представьте себе, что вы сами летите в космическом аппарате. Можно заниматься одним из двух дел: рассматривать Землю или спать в кресле пилота. Если вы предпочитаете второй вариант, то незачем продолжать читать тезисы этого доклада. Если же вам по душе первый вариант, то сообщаем, что вы увидите контуры даже мельчайших геологических тел, внутреннюю их структуру, сможете отличить между собой разные типы пород, без труда обнаружить тектонические разрывы всех типов, увидеть с абсолютной точностью структурные рисунки полей жильных комплексов и массу самых разных свидетельств геологического строения, о которых (об этом можно сказать с уверенностью) еще недавно и не подозревали. Геологические объекты, дешифрируемые на космических снимках и аэрофотоснимках крупного масштаба, составляют несколько групп. Среди них:

- а) гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы, образованные ими гранито-гнейсовые купола;*
- б) жильные граниты всех типов;*
- в) габброиды и гипербазиты;*
- г) мраморы и мраморные меланжи;*
- д) вязкие сдвиги, швы бластомилонитов (границы синметаморфических сдвиговых пластин раннепалеозойского коллизионного коллажа);*
- е) кайнозойские пулл-апарт структуры;*
- ж) коллизионный шов системы террейн-континент раннего палеозоя;*
- з) складчатые сигмоиды, выжатые покровы, структуры пальмового дерева;*
- и) многочисленные кайнозойские разломы этапа формирования Байкальской рифтовой системы;*
- к) кайнозойские сдвиговые пластины – компоненты клавишной комбинации горстов и*

грабенов современного рельефа.

Не все перечисленные породы и структуры одинаково хорошо дешифрируются на снимках, полученных в разной технике. На космоснимках LANDSAT 4-7, например, великолепно видно полосовое строение территории, генеральная директивная структура коллизионного коллажа, отражающая тотальное проявление сдвигового тектогенеза в раннем палеозое. Резко выступают и наиболее крупные ротационные структуры (Бирхинский массив метагэбброидов, например). Практически полностью дешифрируются крупные элементы современного тектонического рельефа, среди них известный Приморский разлом. Его стопятидесятикилометровый уступ как под линейку отрезает одноименный хребет от низкогорного плато Приольхонья, смещает русла рек (Сармы, Анги, Бугульдейки), отчетливо обнаруживая сдвиговую составляющую новейших движений. Вместе с тем, масштаб этих снимков ставит естественный предел возможностям дешифрирования: структуры среднего и мелкого размеров на таких снимках не видны.

Этого недостатка лишены космические снимки высокого разрешения. Применение современной прецизионной цифровой техники позволяет получать при сканировании поверхности Земли изображения такого качества, которые превосходят самое смелое воображение. Огромная высота, с которой сделаны космические снимки (400-800 км), – это особое свойство подобных материалов, позволяющее охватить одним взглядом обширные площади и увидеть крупные системы, наземное картирование которых занимает многие годы. В этом плане космическая съемка и аэрофотосъемка не конкуренты. Они дополняют друг друга. Они не альтернативны именно потому, что фотокамеры космической и аэрофотосъемки располагаются на несопоставимых высотах и информация, поступающая от них, изначально различна по многим параметрам. Вместе с тем и космические снимки высокого разрешения, полученные с разных спутников, заметно отличаются друг от друга. Причина этого не только в самой степени пространственного разрешения, присущего тем или иным съемкам. Например, космические снимки с аппарата IKONOS-2 (США) с разрешением 4 м/пиксель объективно оказываются более информативными, чем снимки с лучшим разрешением (2,5 м/пиксель) со спутника SPOT-5 (Франция). Правда, есть и важное отличие между ними – первые из них мультиспектральные (цветные), а вторые выполнены в панхроматическом формате (256 оттенков серого). Достаточно очевидно, что цвет – дополнительный фактор, помогающий дешифрированию.

Гигантскую по объему информацию содержат космические снимки сверхвысокого разрешения (1 м/пиксель), однако эти файлы чрезмерно велики (наши снимки такого типа со спутника IKONOS-2, например, составляют 1200 мегабайт каждый, а линейные размеры самих снимков достигают 5-7 метров); само рассматривание таких «монстров» – непростое занятие. Решение мы видим в использовании снимков разных масштабов. По-видимому, это и есть основной прием – комбинированное применение всего комплекса дистанционных материалов. Информационный потенциал такого пакета превосходит любой из его компонентов, взятый в отдельности.

Работа и приобретение космических снимков выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 05-05-64016, 06-05-64350), Совета по грантам Президента РФ (МК-2797.2005.5), программы «Электронная Земля» Президиума РАН, программы ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского пояса – от океана к континенту».

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО И ПАЛЕОАТЛАНТИЧЕСКОГО (ЯПЕТУСА) ОКЕАНОВ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЕ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Е.В. Хаин

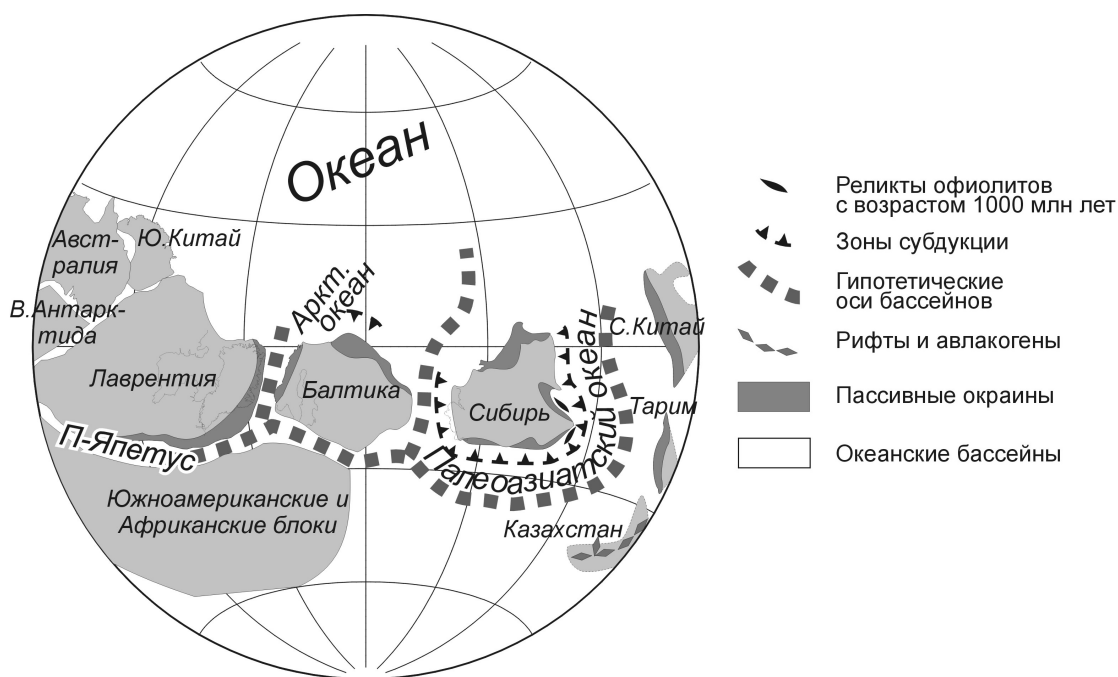
Москва, Геологический институт РАН, khain@ginras.ru

Палеоазиатский и Палеоатлантический (Япетус) океаны существовали на протяжении неопротерозоя, раннего и среднего палеозоя. В данной работе мы попытаемся проанализировать, прежде всего, геологические и геохронологические данные. Мы стараемся показать, что в течение всего этого времени происходили крупные перестройки структуры палеоокеанов, которые были практически синхронны. В обоих океанах обнаруживаются синхронные этапы перестройки кинематики движения плит, приведшие к катастрофическим последствиям. Неопротерозой или поздний рифей является первым этапом в развитии двух океанов, события которого могут быть реконструированы в достаточно большой степени. На рубеже в 1100 млн лет, согласно результатам проекта IGCP 440 «Рождение и распад суперконтинента Родинии», уже существовал суперконтинент Родиния, в который по данным современных реконструкций входили континенты Лаврентия и Балтика, Южноамериканские и Африканские блоки, континенты Восточной Антарктики и Австралии, существовали как единое целое, в то время как континенты и микроконтиненты Сибири, Казахстана, Тарима, Северного Китая и Индии были уже оторваны от основной родиниевской группы континентов и между ними уже существовало морское или океанское пространство. Между этими двумя основными группами континентов, имеющих сходную историю, как раз и образовался Палеоазиатский океан. Впоследствии произошел дальнейший распад Родинии и ко второй группе континентов присоединились Лаврентия и Балтика, что привело к образованию Палеоатлантического океана. О донеопротерозойской истории океанов имеются крайне скудные данные. Следует только отметить, что между указанными двумя группами континентов отсутствуют мезопротерозойские складчатые или орогенные пояса и первые рифтогенные краевоконтинентальные пояса и авлакогены появляются вокруг Сибири на рубеже 1650 млн лет назад, на краю Балтики – 1600 млн лет и на краю Северной Америки – 1770 млн лет назад.

В структуре Урало-Монгольского складчатого пояса мы выделяем две части (современные координаты): западную, Урало-Казахстанскую, и восточную, Сибирскую, имеющие разную историю.

С позднемезопротерозойского времени мы предполагаем существование Палеоазиатского океана, с этого времени на его Сибирской окраине фиксируются терригенно-карбонатные комплексы, с размывом залегающие на древних метаморфических образованиях. По их фациальному профилю можно судить об обстановках шельфа, континентального склона и подножья и транспорте осадков в глубь бассейна. Подобные образования распространены и на Урало-Казахстанской окраине палеоокеана. Со времени в 1000 млн лет появляется значительно больше свидетельств существования крупного бассейна с океанской корой, с этого времени он принимает резко асимметричное строение, его восточная, Сибирская, окраина становится активной, здесь закладываются первые субдукционные зоны и возникают первые вулканические дуги. Фиксируются надсубдукционные комплексы с возрастами 850-830, 810, 800, 740, 700 и 630-610 млн лет. На западной, Урало-Казахстанской, окраине 670 млн лет назад возникают первые вулканические дуги и окраинные бассейны и происходит заложение системы энсиалических рифтогенных структур, открывавшихся в океанский бассейн. Таким об-

разом, уже в позднем рифее предполагается существование крупного океанского бассейна с активными и пассивными континентальными окраинами, системами вулканических дуг и окраинных бассейнов (рисунок). Венд является следующим этапом в развитии палеоокеана. В это время на пассивных окраинах развиваются крупные рифтогенные структуры, в пределах Сибирской окраины в это время происходит значительное усложнение структуры, на уже существовавшей к этому времени океанской коре происходит заложение (практически синхронное 570 млн лет назад) новых систем вулканических дуг и окраинных бассейнов. Начало кембрия ознаменовано следующей перестройкой структуры палеоокеана, связанной с началом процессов сжатия. Это время



Положение основных континентальных блоков, бассейнов и островных дуг Палеоазиатского океана 740 млн лет назад.

появления новых и развития более древних вулканических дуг, сближения отмерших дуг и закрытия задуговых бассейнов. Конец кембрия—начало ордовика характеризуется проявлением противоположных процессов в развитии различных частей палеоокеана. В западной его части к этому времени приурочено начало наиболее интенсивного импульса растяжения, открытия новых бассейнов с океанской корой, который, вероятно, происходил на фоне общего сближения континентов и сужения океанского пространства (около 490 млн лет). В восточной части бассейна это время коллизии вулканических дуг и микроконтинентов, обдукции офиолитов и закрытия междуговых бассейнов. Здесь выделяются коллизионно-обдукционные зоны, характерными элементами этих зон или зон ремобилизации раннедокембрийской континентальной коры, кроме крупных офиолитовых аллохтонов, являются гранито-гнейсовые купола, аллохтонные гранитоиды и дифференцированные ультрабазит-базитовые интрузии. Зоны характеризуются резко повышенным фоном регионального метаморфизма, достигающего до гранулитовой фации. Пик гранулитового метаморфизма приходится на 490 млн лет, пик гранитоидного магматизма и метаморфизма амфиболитовой фации — на 470-460 млн лет. Мы полагаем, что в это время на восточной окраине Палеоазиатского океана существовали обстановки, подобные тем, какие существуют в районе Кордильерской окраины в рай-

оне Калифорнийского залива, Южноандской окраины и на юго-западной окраине архипелага Папуа-Новая Гвинея. Здесь происходили косые столкновения спрединговых хребтов с окраинами континентов и микроконтинентов, отрыв субдуцируемых пластин и возникновение астеносферных окон под краями континентов, испытавших обдукцию офиолитов. Это и привело, по всей видимости, к интенсивному магматизму, метаморфизму и эксгумации глубинных комплексов (эклогитов и гранулитов). Таким образом, после этого, чрезвычайно важного, интервала времени, западная и восточная окраины Палеоазиатского океана поменялись местами, на восточной окраине продолжалась активная гранитоидная магматическая деятельность, а на западной возникали новые окраинные моря и вулканические дуги.

В Палеоатлантическом океане первые надсубдукционные комплексы (Кадомские) известны только со времени в 650 млн лет, когда возникают первые вулканические дуги. Этот океан в предыдущие эпохи развивался, по всей видимости, по образцу и подобию современного Атлантического океана, здесь накапливаются преимущественно шельфовые комплексы и происходит заложение энсиалических рифтогенных структур. Такие структуры известны начиная со времени 900 млн лет (Швеция) и наиболее распространены в интервале времени 700-600 млн лет. Позднедокембрийские-кембрийские отложения пассивных окраин обнажаются в Северо-Западной Аргентине и западной окраине Южно-Американского кратона. Сходные отложения известны вдоль всей восточной окраины Лаврентии, в Северо-Западной Шотландии и Восточной Гренландии.

Начиная с вендского времени ситуация в обоих океанах существенно меняется. В Палеоазиатском океане происходит значительное усложнение структуры, которое выражается в возникновении новых систем примитивных и развитых вулканических дуг и окраинных бассейнов. Интересно, что и в Палеоатлантическом океане в это время появляются подобные образования. Этот период характеризуется резкой вспышкой надсубдукционного магматизма и вулканизма. Такие события происходят в сланцевом поясе Каролина (Ю. Аппалачи), в Авалонии (С. Аппалачи), в Шотландии и Северной Британии, Испании, Мавританидах, Бассеридах и Роккелидах Западной Африки и Гайане Южной Америки.

Таким образом, в конце позднерифейского – начале вендского времени в двух крупных палеоокеанах развиваются протяженные активные окраины. События происходят практически синхронно в обоих океанах, что говорит о том, что в это время изменилась кинематика движения плит и заложилась протяженная субдукционные зоны. Синхронность событий свидетельствует о том, что оба океана существовали как единая структура. Палеомагнитные данные для этого времени крайне скудны. Встает вопрос, как же могли соединяться палеоокеанские комплексы в современной структуре? Сutura между двумя палеоокеанами могла проходить под чехлом Западно-Сибирской плиты и выходить на поверхность в районе Полярного Урала. Возможно, она через Таймыр уходила к оконечности Гренландии.

В отличие от Палеоазиатского океана, окраины Палеоатлантического океана (Лаврентии и Балтики) развивались в начале палеозойского времени достаточно симметрично. В Швеции и Норвегии обнаружены к настоящему времени 23 выхода офиолитов раннепалеозойского возраста, обдуцированных на край Балтики. Многие из них точно датированы. В качестве примера можно привести наиболее крупные офиолиты Кармё-Бомло, Галфьелль, Локкен и Лека; примечательно, что U-Pb возраста для всех этих офиолитов дают очень узкий интервал времени в 493-489 млн лет. Для наиболее изученного комплекса офиолитов Кармё восстанавливается следующая история: спрединг в малом бассейне начался в 497 млн лет, вулканическая дуга образовалась в интервале времени 485-470 млн лет. Комплекс по геохимическим данным образовался

преимущественно в надсубдукционной обстановке. Офиолиты Кармё запечатываются гранитоидами с возрастом 474 ± 3 млн лет, внедрившимися в континентальной обстановке, т.е. в это время, как и в Палеоазиатском океане, происходит массовая обдукция офиолитов и реликтов вулканических дуг на край континента Балтики. Все это сопровождается массовым внедрением гранитоидов, ростом гранито-гнейсовых куполов и внедрением глубинных ультрабазит-базитовых интрузий, т.е. здесь также восстанавливаются обстановки, связанные со столкновениями вулканических дуг и спрединговых хребтов с краем континента, с возникновением астеносферных окон. Эти события происходили в то же время, что и на восточной окраине Палеоазиатского океана. История, фиксируемая вблизи окраины Балтики, на этом не заканчивается. Очень скоро, примерно через 10 млн лет, здесь появляются новые вулканические дуги, но большей частью на континентальной коре, и образуются новые бассейны. Их реликты обнажаются как офиолиты группы 11 норвежских каледонид.

Так же, как и на краю Балтики, на противоположном краю Лаврентии в раннем ордовике происходит обдукция офиолитов (таконская фаза деформаций и магматизма). Это произошло в результате резкого сужения океанского пространства Восточного Япетуса между Лаврентией и Балтикой. Поразительно, что практически все офиолитовые комплексы Аппалачей датированы в интервале времени 494-478 млн лет, кроме офиолитов Фурнье, обдущированных в силурийское время (461 млн лет назад). Офиолиты Аппалачей интерпретируются как реликты вулканических дуг, окраинных преддуговых и задуговых бассейнов. Фиксируются также реликты вулканических дуг, как энсиалических, так и энсиматических, датированные интервалом времени 503-478 млн лет. После обдукции офиолитов здесь фиксируются мощный гранитоидный магматизм и метаморфизм, пик метаморфизма амфиболитовой фации датирован возрастом в 478 ± 8 млн лет. После обдукции офиолитов развитие Лаврентийской окраины Япетуса не заканчивается, на краю континента возникают энсиалические вулканические дуги. Зона субдукции падает под край континента, что и приводит в дальнейшем к полному закрытию бассейнов. В задачу настоящего сообщения не входит анализ истории закрытия океанских бассейнов.

Мы можем говорить, на основании приведенных выше данных, что Палеоазиатский и Палеоатлантический океаны на протяжении длительного интервала времени существовали одновременно и основные события, происходившие в них, были достаточно синхронны, что свидетельствует о сходной взаимосвязанной динамике движения плит. Палеоазиатский океан, особенно его восточная окраина, был похож на область, находящуюся сейчас к северу и к северо-востоку от Австралии с большим количеством микроконтинентальных блоков и сложным строением морей и вулканических дуг. Его строение на протяжении всей истории было асимметричным, открытие новых бассейнов на одной окраине сопровождалось коллизионными и обдукционными событиями на другой. И только в Палеоатлантике, которая была построена более симметрично, происходили одновременно процессы обдукции офиолитов на края разных континентов. Намечаются глобальные рубежи перестройки движения плит, это рубежи в 700, 570, 490, 470 и 400 млн лет. Наверное, между этими океанами существовали проливы, но их еще предстоит обнаружить.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСТОЧНИКИ МАГМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.А. Цыганков

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

Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита, вместе с близкими по возрасту лейкогранитами зазинского комплекса, занимают площадь порядка 150000 км², образуя гигантский, один из крупнейших в Центральной Азии, ареал-плутон. Значительная часть этого ареал-плутона сложена сходными по составу и внешнему облику гранитоидами [1], в других случаях пространственно сопряжены плутоны, состав которых варьирует от монцонитоидов до лейкогранитов, причём породы разной основности как слагают самостоятельные массивы, так и образуют дифференцированные серии внутри отдельных интрузивных тел. К таким участкам относится бассейн нижнего течения р. Курбы и прилегающие районы хребта Улан-Бургасы и Курба-Удинского междуречья. На этой сравнительно небольшой площади (около 2000 км²) закартировано несколько гранитоидных массивов, принадлежащих к баргузинскому, зазинскому, нижнеселенгинскому (?) и куналейскому комплексам. Ранее нами проведено геохронологическое изучение развитых на данной площади баргузинских и зазинских гранитоидов, по которым получены датировки (U-Pb) от 325 до 283 Ма [4]. В настоящей работе рассматриваются геохимические особенности этих гранитоидов, а также обсуждается возможный состав источников салических магм.

Наиболее ранними магматическими образованиями рассматриваемого района являются биотитовые гнейсограниты Зеленогровского массива (325 Ма) (правобережье р. Ангыр-Итанцинский), принадлежащие к автохтонной фации баргузинского комплекса. Зеленогровский массив образует субизометричное тело, слабовытянутое в меридиональном направлении согласно с простираем вмещающей толщи, сложенной пироксеновыми и пироксен-биотитовыми кристаллосланцами. Контакты массива имеют характер «постепенного перехода», представленного зонами мигматизации. Массив сложен сравнительно однородными гнейсовидными биотитовыми гранитами, среди которых встречаются останцы вмещающих сланцев, небольшие дайки мелкозернистых лейкогранитов и редкие пегматоидные обособления.

Южнее Зеленогровского плутона в левобережье р. Ангыр расположен Гольцовый массив биотитовых гранитов, представляющий собой несогласное тело с крутопадающими в сторону рамы контактами [2]. Интрузивная природа рассматриваемых гранитоидов подтверждается наличием многочисленных ксенолитов вмещающих пород в краевых частях массива. Состав пород массива весьма однообразен – преобладают среднезернистые порфиоровидные (Qtz) разности, реже крупнозернистые и гнейсовидные. В отличие от зеленогровских гнейсогранитов, гнейсовидность в Гольцовом плутоне имеет явно наложенный характер. Судя по геологическим соотношениям аллохтонные граниты Гольцового массива сформировались позже автохтонных разностей, однако разрыв во времени был, по-видимому, небольшим [2].

Тэмэнский массив биотитовых гранитов расположен восточнее Гольцового и отличается от последнего большими размерами, более меланократовым составом пород, а также преобладанием гигантопорфиоровидных (вкрапленники Kfs до 10-12 см) разностей. Контакты гранитов с метаморфитами вмещающей толщи резко несогласные, однако термальное воздействие интрузии проявлено крайне незначительно. Тэмэнские граниты прорывают кварцевые сиениты Хангинтуйского плутона, его Rb-Sr возраст составляет 293±54 Ма (MSWD = 0.74, валовые пробы).

К гранитоидам повышенной основности, выделявшимся прежде в качестве ранней фазы баргузинского комплекса, относятся кварцевые сиениты Хангинтуйского плутона (302 Ма) и монцонит-кварцсиенитовый Хасуртинский массив (283 Ма). Хангинтуйский массив слагает интрузивное тело сложной морфологии, прорванное гранитоидами зазинского комплекса, содержит останцы предшествующих габброидов и многочисленные ксенолиты вмещающих пород в краевых частях. Состав пород массива варьирует от монцодиоритов до сиенитов, кварцевых сиенитов, гранодиоритов и гранитов. Большая часть массива сложена порфировидными (Kfs) кварцевыми сиенитами, разности монцодиорит-сиенитового состава имеют гибридный характер.

Хасуртинский массив сложен мелко- и среднезернистыми монцонитами, кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами. Монцонитоиды слагают преимущественно восточную и центральную части массива, тогда как наиболее обширные поля кварцевых сиенитов и субщелочных гранитов приурочены к западной и юго-восточной частям плутона.

Близкий состав и возраст (278 Ма) имеют кварцевые монцониты Романовского массива (Витимское плоскогорье), типоморфного представителя монцонитоидных интрузий Ангаро-Витимского ареал-плутона [1].

Зазинский интрузивный комплекс представлен среднезернистыми лейкогранитами первой фазы – Ангырский массив (303-294 Ма) [4, 5] и мелкозернистыми биотитовыми гранитами второй фазы – Шараталинский массив. Большая часть Ангырского массива сложена розовыми крупно- и среднезернистыми биотитовыми лейкогранитами. Граниты Шараталинского массива отличаются мелкозернистым сложением, значительно большим количеством биотита, насыщенностью ксеногенным материалом. Экзо- и эндоконтактовые образования в связи с интрузиями зазинского комплекса развиты незначительно, поскольку большей частью они контактируют с предшествующими гранитоидами.

Таким образом, изученная площадь сложена петрографически разнородными гранитоидами, при этом отдельные массивы различаются не только составом слагающих их пород, но и характером взаимодействия с вмещающими образованиями.

Вслед за Б.А. Литвиновским с соавторами [1] рассматриваемые гранитоиды можно разделить на две группы, связанные между собой переходными разностями. К первой группе, т.е. к гранитоидам повышенной основности, принадлежат монцонитоиды и кварцевые сиениты Хасуртинского, Романовского и Хангинтуйского массивов, содержание SiO_2 в которых в основном не превышает 69 мас. %. Ко второй группе относятся авто- и аллохтонные граниты Зеленогровского и Гольцового массивов соответственно, а также гигантопорфировидные граниты Тэмэнского плутона. Диапазон кремнекислотности в них составляет 69–77 мас. % SiO_2 . Зеленогровские гнейсограниты отличаются наибольшей калиевой щелочностью при пониженной концентрации оксидов Fe, Mg и фосфора. Тэмэнские граниты, напротив, – наиболее натровые, обогащены CaO, TiO_2 и P_2O_5 . Содержание SiO_2 в них, как правило, не превышает 73 мас. %. Гранитоиды зазинского комплекса отличаются в среднем более высокой щелочностью (за счет калия), при этом граниты второй фазы характеризуются более широкими вариациями кремнекислотности (67–76 мас. %), тогда как в лейкогранитах первой фазы содержание SiO_2 не опускается ниже 72 мас. %. Кроме того, они резко различаются по величине отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

В целом, наибольшие различия макрокомпонентного состава рассматриваемых пород связаны с их разной кремнекислотностью и разным соотношением щелочных оксидов, содержания других компонентов в породах равной основности различаются незначительно. В определенной степени это относится и к микроэлементному составу рассматриваемых гранитоидов. На диаграммах Rb/Sr– SiO_2 , Rb–Ba, Sr/Y–Zr составы по-

род рассматриваемых массивов большей частью перекрываются. Обращает на себя внимание пониженное Rb/Sr и повышенное Sr/Y отношение в гранитах Тэмэнского массива, а также максимально широкие вариации содержаний и отношений микроэлементов в Хасуртинском и Хангинтуйском плутонах. Последнее может быть связано как с процессами внутрикамерной дифференциации, наиболее отчётливо проявленной в Хасуртинском массиве, так и с процессами гибридизации исходной магмы, более характерной для Хангинтуйского плутона.

Выявленные закономерности в полной мере характерны и для спектров распределения REE. В целом они достаточно сходны, однако каждый массив характеризуется индивидуальными особенностями редкоземельного состава, определяющимися условиями выплавления, эволюции и кристаллизации магм.

Очевидно, что важнейшим фактором, определяющим макрокомпонентный состав магматических пород и их геохимические особенности, является состав протолита. Установить его можно путем сопоставления состава гранитоидов с экспериментальными данными по дегидратационному плавлению коровых пород [6], используя для этого средние составы наиболее распространенных пород изученных массивов. В результате получаем, что образование монцонитоидных и кварцевосиенитовых интрузий связано с плавлением амфиболитового протолита, образование биотитовых гранитов (авто- и аллохтонные разности) – с плавлением метаграувакк, гранитов зазинского комплекса – с плавлением фельзических метapelитов. Вместе с тем, многочисленные экспериментальные данные показывают, что плавление амфиболитов сопровождается образованием низкокалиевых магм тоналит-плагиогранитного состава. В нашем случае породы Хасуртинского, Хангинтуйского и Романовского массивов, напротив, характеризуются повышенной калиевой щелочностью. При этом первичное отношение изотопов стронция в них имеет промежуточное мантийно-коровое значение – 0.70622–0.70644 (Хасуртинский и Хангинтуйский массивы соответственно), при типично мантийном составе кислорода: 5.1–5.9 ‰ в титаните из монцонитов Хасуртинского плутона и 5.0 ‰ в хангинтуйских эндоконтактовых кварцевых диоритах. Это позволяет предположить гибридный характер магм рассматриваемых массивов, повышенная основность и калиевая щелочность которых обусловлена смешением коровых расплавов с субщелочной базальтовой магмой. В пользу этого предположения свидетельствуют данные Б.А. Литвиновского с соавторами [1], которыми были получены доказательства участия мантийных магм в формировании монцонитоидов Романовского массива, близкого по составу и возрасту хасуртинским монцонитам.

Образование автохтонных гранитоидов Зеленогровского массива за счет метаграуваккового протолита подтверждается прямыми геологическими наблюдениями, а также соответствием состава вмещающих сланцев среднему составу бедных кварцем фанерозойских граувакк [3]. Гранитоиды Гольцового массива отличаются от зеленогровских несколько меньшей величиной K_2O/Na_2O , что, возможно, связано с их повсеместной альбитизацией. Близкий в целом состав имеют и тэмэнские гигантопорфировидные граниты. Однако первичное отношение изотопов стронция в них составляет 0,7063, против 0,7077 в зеленогровских гнейсогранитах, что позволяет предположить участие смешанного (амфиболиты–метаграувакки) протолита в образовании исходного расплава тэмэнских гранитов.

Граниты первой фазы зазинского комплекса отличаются высоким содержанием SiO_2 , повышенной глиноземистостью и щелочностью, отсутствием признаков какой-либо дифференциации (за исключением аплитовых жил и редких пегматоидных выделений). Образование подобных гранитоидов путем дифференциации более основных магм, в том числе гибридного происхождения, маловероятно, поскольку подобного типа граниты имеют широкое региональное распространение – от бассейна р. Джиды до

Витимского плоскогорья. Из этого следует, что наиболее вероятным протолитом рассматриваемых гранитов были метатерригенные образования, что в целом согласуется и с экспериментальными данными.

Образование исходного расплава гранитов Шараталинского массива менее определено. Геологическое положение массива, структурные особенности слагающих его пород, характер взаимоотношений с вмещающими образованиям – все это свидетельствует о малоглубинных условиях кристаллизации, при которых сохранение исходного состава магмы наиболее вероятно. Вместе с тем эти граниты максимально насыщены разнообразным (по составу и, видимо, по происхождению) ксеногенным материалом, что в некоторой степени определяет их более основной, по сравнению с лейкогранитами первой фазы, состав. Тем не менее, сопоставление с экспериментальными данными свидетельствует о метатерригенном составе протолита шараталинских гранитов, однако влияние процессов гибридации при их формировании могло быть весьма значительным.

Таким образом, полученные данные показывают, что формирование пространственно сопряженных, близких по возрасту, но разных по составу гранитоидных интрузий было связано с плавлением различных коровых протолитов, вероятно при участии процессов смешения и гибридации исходных магм.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Байкал (05-05-97205), интеграционной программы СО РАН ОНЗ 10.1, гранта НШ-2339.2006.5.

- [1] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М. и др. Ангара-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. – 141 с.
- [2] Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1976. – 88 с.
- [3] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
- [4] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Субсинхронное формирование разнотипных гранитоидов, относимых к коллизионному, посторогенному и внутриплитному этапам развития подвижного пояса (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Т. 2. – Иркутск, 2005. – С. 135–138.
- [5] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангара-Витимского батолита // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 5. – С. 451–466.
- [6] Patiño Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques / Eds. A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneresse // Geological Society Special Publications. – 1999. – V. 168. – P. 55–75.

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ПОРОД УРБИКАНСКОГО КОМПЛЕКСА

*Ж.Н. Цыдыпов**, *А.С. Мехоношин***, *Е.В. Кислов**, *Д.А. Орсов**,
*А.В. Травин****, *Т.Б. Колотилина***

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

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

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

Приведены первые данные по возрасту пород ультрамафит-мафитовых массивов урбиканского комплекса на северо-восточном побережье озера Байкал. По совокупности геохимических признаков габброиды урбиканского комплекса наиболее близки к габброидам Приольхонья. Установлен относительно более древний $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст урбиканского комплекса (750 ± 6 млн лет) по сравнению с базитами Приольхонья (500 ± 23 млн лет).

На северо-восточном побережье озера Байкал распространены массивы основных-ультраосновных пород. В настоящее время они наименее изучены среди ультрамафит-мафитовых комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Но они представляют значительный интерес для восстановления дорифтовой истории развития Байкальского региона. Поэтому одна из главных задач данного исследования – выяснить, являются ли они аналогами базит-ультрабазитовых массивов Приольхонья [1] или самостоятельной серией пород, образовавшейся в иной геодинамической обстановке. Урбиканский интрузивный комплекс прослеживается в субмеридиональном направлении в среднем течении рек Кабанья и Урбикан на протяжении около 30 км (рис. 1). Массивы залегают в осадочно-вулканогенной толще пород (амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые микрогнейсы с редкими прослоями и линзами мраморов), метаморфизованной в условиях эпидот-амфиболитовой фации, прорваны гранитоидами баргузинского комплекса и часто представляют собой останцы среди гранитоидов.

Восточная часть урбиканского комплекса сложена дифференцированной серией пород от плагиовестеритов до габбро-норитов. Иногда в габброидах выделяются участки неоднородного такситового строения с лейкократовыми обособлениями. Наиболее характерные структуры пород – габбро-офитовые, пойкилоофитовые, что говорит о кристаллизации в гипабиссальных условиях. Особенностью габброидов является их обогащенность магнетитом и ильменитом; их вкрапленность достигает в отдельных случаях 40 %. Вкрапленность магнетита и ильменита неравномерная, но иногда наблюдается и прожилковая. Так же широко распространена сульфидная минерализация, представленная мелкой сингенетичной пирротин-халькопиритовой вкрапленностью и эпигенетическими обособлениями пирита. Западная часть отделена от восточной разломом с бластомилонитами и полосой вмещающих пород, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами.

Северо-западная эндоконтактовая часть и отдельные фрагменты юго-восточной представлены габбро, ближе к центру располагаются пироксениты, а центральная часть сложена перидотитами, имеющими друг с другом постепенные взаимопереходы. Габбро и пироксениты в массиве сильно амфиболизированы. В них наблюдается редкая вкрапленность сульфидов. Юго-западнее в эрозионном врезе ручья Якшакан вскрыты амфиболизированные габбро и габбро-пегматиты, где отмечена сульфидная минерализация, приуроченная к контакту массива с вмещающими амфиболитами.

Породы урбиканского комплекса в целом относятся к высокоглиноземистому

типу, судя по средним значениям сериального индекса А. Ритмана $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$. Для основных групп пород комплекса $\tau = 7,6-36,4$ [2]. По содержанию MgO габброиды принадлежат преимущественно к низкомagneзиальному типу ($MgO \leq 8\%$), на

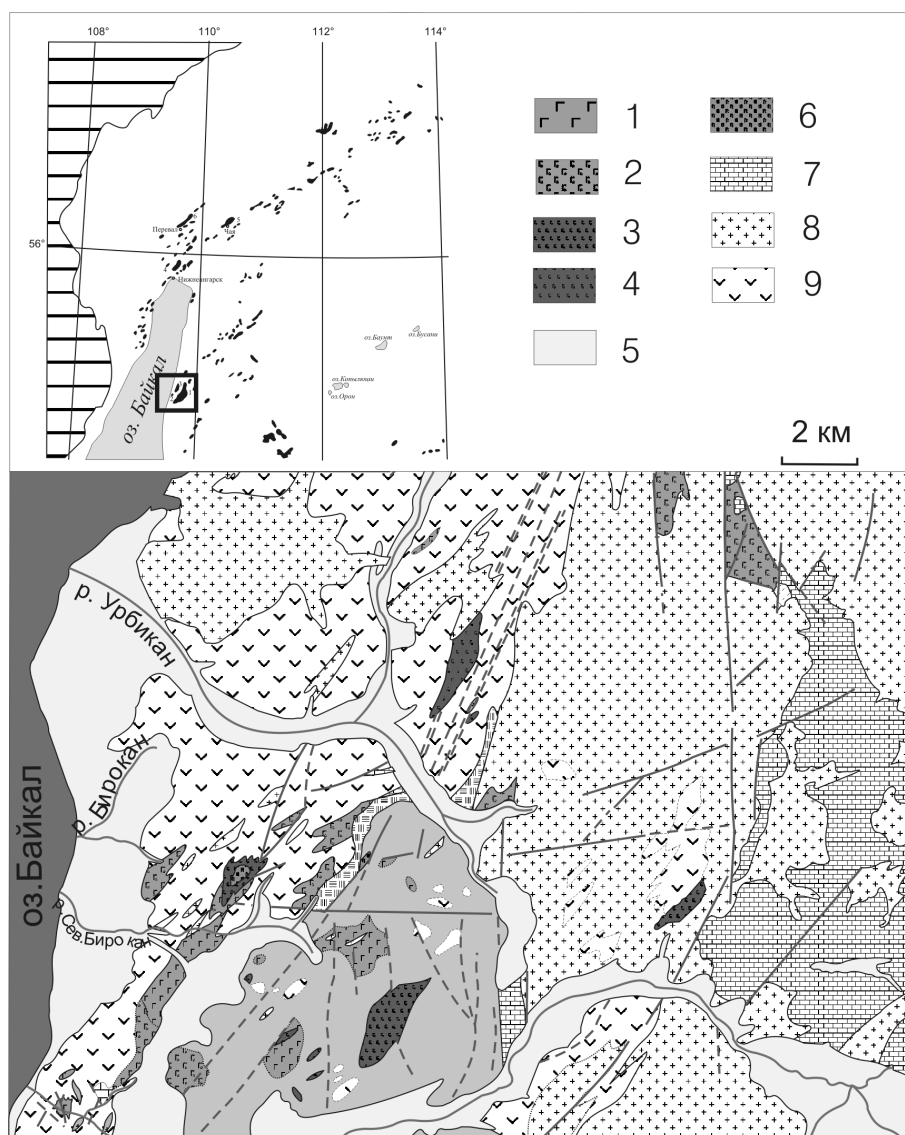


Рис. 1. Схема геологического строения урбиканского комплекса.

1 – габбро; 2 – роговообманковое габбро; 3 – габбро-нориты; 4 – офитовое габбро; 5 – четвертичные отложения; 6 – перидотиты; 7 – известняки; 8 – граниты; 9 – амфиболиты, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы.

долю которого приходится около 90-95 % объема выборки. Высокая в целом глинозёмистость и пониженная магнезиальность определили в составе габброидной серии широкое развитие лейкократовых разновидностей при незначительном развитии ультрамафитов. Особенностью химизма урбиканского комплекса также является низкая щелочность, единые тренды и значительные колебания содержаний SiO_2 , MgO , TiO_2 , CaO и Sr , низкие величины магнезиальности, Ni/Co и Cr/V . Большая часть пород подвержена процессам гранитизации, что выражено в увеличении содержаний щелочей.

По сравнению с габброидами Приольхонья [1] они обладают более низкими содержаниями целой группы редких элементов. С одной стороны, этот комплекс обладает

повышенными концентрациями стронция и низкими – никеля и хрома, что характерно для продуктов островодужного магматизма, с другой – низкие концентрации и формы кривых редкоземельных элементов позволяют сопоставлять их с продуктами магматизма океанических хребтов или задуговых бассейнов, что, возможно, связано с геодинамическими обстановками переходного типа.

Для уточнения возрастного положения было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование по мономинеральным фракциям породообразующих амфиболов (эденит, магнезиотарамит) [3]. Состав проанализированных амфиболов, определенный рентгеновским микроанализом в ГИН СО РАН в нескольких зернах из каждого образца, дан в таблице. Кроме приведенных в ней результатов, определено содержание Cr_2O_3 : в образце Ur 2/4-02 ниже предела обнаружения, а в образце Ur 2/2-02 – 0,24, 0,14, 0,33, 0,27 % соответственно.

Состав амфиболов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Σ
Ur 2/4-02	43,65	3,42	10,62	12,03	0,21	13,41	11,13	2,50	0,81	(2,00)	100,05
	42,05	3,80	11,21	12,83	0,19	13,48	11,11	2,76	0,79	(2,00)	100,23
	42,07	3,94	11,36	13,57	0,19	12,58	11,05	2,74	0,79	(2,00)	100,29
Ur 2/2-02	51,38	0,53	6,42	8,54	0,17	17,39	11,99	0,88	0,22	(2,00)	99,78
	53,68	0,54	4,46	7,84	0,12	18,89	11,77	0,68	0,18	(2,00)	100,31
	52,80	0,71	5,27	8,01	0,14	18,78	12,03	0,71	0,19	(2,00)	100,98
	52,60	0,77	5,40	7,85	0,20	18,05	11,59	0,86	0,20	(2,00)	99,79

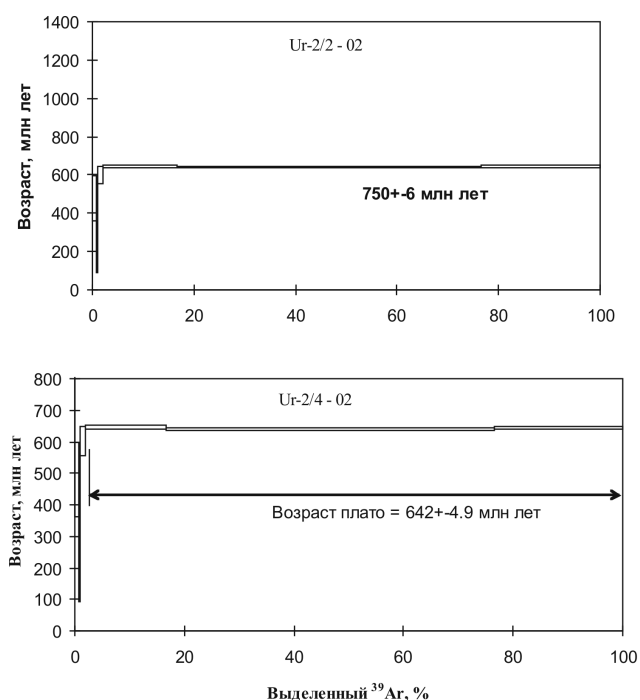


Рис. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – возрастные спектры Ur-2/2-02 – эденит (пироксенит), Ur-2/4-02 – магнезиотарамит (оливиновое габбро).

порода из обнажения на берегу Байкала, вероятно, представляющая собой жильную фацию.

Анализы выполнялись в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН. При ступенчатом отжиге проб были получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры с наличием четкого возрастного плато. Хорошо выраженным в высокотемпературной области плато (98 % выделенного ^{39}Ar) с возрастным значением $750 \pm \pm 6$ млн лет (рис. 2) характеризуется спектр $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ эденит (Ur-2/2-02) из пироксенитов урбиканского комплекса. На спектре магнезиотарамит (Ur-2/4-02) из оливиновых габбро, относящихся к тому же комплексу, выделяется возрастное плато со значением $642 \pm 4,9$ млн лет (около 98 % ^{39}Ar). Возраст 750 ± 6 млн лет принят за базовый, поскольку пироксениты в ходе кристаллизации комплекса формировались раньше, чем оливиновое габбро. Проанализированное оливиновое габбро – мелкозернистая

Возраст наиболее ранних габброидов Приольхонья, определенный по паргаситу $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом для пород первой фазы Бирхинского массива, равен 500 ± 4 млн лет [4].

Таким образом, несмотря на разницу возрастов урбиканского комплекса и Приольхонья, можно полагать, что эти структурно-вещественные комплексы сформировались в том же северо-восточном сегменте Палеоазиатского океана. Эта часть океана представляла собой цепочку окраинных морей разного типа: с островными дугами до узких задуговых бассейнов. Разница во времени формирования урбиканского комплекса и интрузивов Приольхонья связана с тем, что закрытие Палеоазиатского океана, омывавшего южный край Сибирской платформы, происходило неравномерно, то есть юго-западная часть закрылась позднее восточной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 05-05-97246_p_байкал_a, и программы поддержки ведущих научных школ НШ-2339.2006.5.

- [1] Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А. и др. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы научн. конф. – Томск: ЦНТИ, 2001. – С. 165-170.
- [2] Ритман А. Вулканы и их деятельность. – М.: Мир, 1964. – 440 с.
- [3] Leake B.E., Woolley A.R., Arps M.C. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association (CNMMN IMA) // The Canadian Mineralogist. – 1997. – V. 35, № 6. – P. 219–246.
- [4] Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст и геохимические признаки синколлизийных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 2. – С. 271–275.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ И ВОСТОЧНОГО КИТАЯ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МАНТИЙНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ В ПРИЛОЖЕНИИ К ГЕОДИНАМИКЕ

И.С. Чувашова, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина, Н.Н. Фефелов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, ira200584@mail.ru

Сейсмическая томография высокого разрешения выявила высокоскоростной слэб, погружающийся под Восточную Евразию в мантийную переходную зону и нижнюю мантию со стороны Тихого океана [8 и др.], и пространственно связанный со слэбом Забайкальский низкоскоростной домен глубинного уровня 350-200 км, а под Центрально-Азиатской орогенной системой – Саяно-Монгольский низкоскоростной домен, занимающий интервал глубин 200-50 км. Этот домен рассматривался как образованный вследствие Индо-Азиатской коллизии [4]. Различия в мантийной динамике Центральной и Восточной Азии должны отражаться в геохимической эволюции кайнозойского магматизма, хотя предшествующий анализ микроэлементного состава кайнозойских вулканических пород этих территорий привел к заключению об отсутствии (в том числе и в Восточной Азии) каких-либо составов, которые могли бы характеризовать литосферную мантию, модифицированную субдукцией (с высоким Ba/Nb), или источник типа MORB с пониженным Nb/Y при повышенном Zr/Y [7]. Необходим поиск особых подходов к выявлению геохимических различий вулканических пород этих территорий. Нами выполнены сравнительные геохимические исследования четвертичных вулканических пород района Тарятской впадины Центральной Монголии и районов Удалианчи, Жингпоху и Нушан Восточного Китая.

В Центральной Монголии четвертичный вулканизм охватил изометричную в плане территорию около 700 км². В Тарятской впадине выделяются комплексы вулканических пород позднего миоцена, плиоцена и четвертичного периода. Наиболее ранние четвертичные лавы охарактеризованы K-Ag датировками около 1,9 млн лет. Основная четвертичная лавовая толща сформировалась в последние 1,2 млн лет [1, 6]. Зона голоценового вулканизма Тарятской впадины включает три вулкана, выстраивающиеся в субширотную линию (Однобокий, Лиственничный и Сосновый), и расположенный северо-северо-восточнее этой линии вулкан Хорго.

Нами выполнены аналитические исследования 51 образца вулканических пород. Микроэлементный состав определялся методом ICP MS (прибор Байкальского аналитического центра коллективного пользования PQ 2+) с химической подготовкой проб для анализа химиком-аналитиком М.Е. Марковой. Изотопный состав стронция определялся на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. В период измерений значения для изотопных стандартных образцов стронция составили: NBS SRM 987 $0,710264 \pm 0,000015$ (среднее двух измерений), ВНИИМ $0,707992 \pm 0,000020$ (среднее шести измерений). Все результаты приведены к значению стандартного образца NBS 0,71025.

В изученной коллекции преобладают вулканические породы базанит-фонотефритового состава с подчиненной ролью фонотефритов-фоидитов и базальтовых трахиандезитов. Базальтовые трахиандезиты с K-Ag датировками 1,9 млн лет присутствуют в основании четвертичной лавовой толщи. Породы такого же состава встречены и на более высоких уровнях разреза. Фонотефриты-фоидиты относятся преимущественно к конечным стадиям развития четвертичного вулканизма. Они представлены на плейстоценовом вулкане Шаварын-Царам, голоценовом вулкане Сосновый и в голоценовых потоках, распространившихся по долине р. Сумэин-Гол. Отношение K_2O/Na_2O в ба-

зальтовых трахиандезитах возрастом 1,9 млн лет 0,7-0,85, в группе более молодых базанитов-фонотефритов меняется от 0,6 до 0,9, повышаясь в группе фонотефритов-фоидитов до интервала 0,75-0,95 и понижаясь в группе базальтовых трахиандезитов до интервала 0,4-0,8.

В Восточном Китае четвертичные вулканические породы района Нушан датированы интервалом 0,72-0,55 млн лет [11]. Вулканические породы Жингпоху относятся к субмеридиональной вулканической зоне протяженностью около 350 км и включают плейстоценовую (1,2-0,9 млн лет) и голоценовую (3490-2470 тыс. лет, возраст ^{14}C) возрастные генерации. Голоценовая субмеридиональная линия кратеров Форест протяженностью 16 км сопровождается и лавовыми потоками, распространившимися от этой линии по речной долине на 60 км. Лавовые голоценовые потоки связаны также с кратером Фрог Пул, расположенным в 13 км к северо-востоку от северного окончания линии кратеров Форест [10 и др.]. Субмеридиональную зону протяженностью около 140 км образуют калиевые породы трех вулканических полей: Удалианчи, Еркешан и Келуо. На полях Удалианчи и Келуо находится по 14 вулканических конусов, а поле Еркешан составляют два сдвоенных вулкана. Поля Удалианчи и Еркешан образовались в последние 2 млн лет, а на вулканическом поле Келуо имеются не только четвертичные лавы, но и позднемiocеновые (возрастной интервал 16,5-7,0 млн лет) [9]. По сведениям из маньчжурских исторических архивов, на вулкане Лаохейшан вулканического поля Удалианчи извержение началось 14 января 1720 г. н.э. и прекратилось до конца марта 1721 г. Затем, с 26 апреля до июня 1721 г., извергался вулкан Хуошаошан.

На классификационной диаграмме щелочи-кремнезем вулканические породы поля кратеров Форест образуют ряд от фоидитов до трахибазальтов и смещены относительно вулканических пород Тарятской впадины со снижением кремнезема. Лавы Фрог Пул сопоставимы с группой фонотефритов-фоидитов Тарятской впадины. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в породах обоих вулканических полей Жингпоху меняется в диапазоне 0,4-0,8 и, в отличие от пород Тарятской впадины, не обнаруживает отрицательной корреляции с содержаниями SiO_2 . Вулканические породы района Нушан обеднены SiO_2 (44-45 мас. %) и относятся к базанитам и менее щелочным базальтоидам с отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, сопоставимым с лавами Жингпоху и ниже (от 0,65 до 0,12). Четвертичные лавы Удалианчи обогащены SiO_2 (50-57 мас. %) при высоком $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,1-1,6). Лавы вулканов Лаохейшан и Хуошаошан образуют протяженный тренд относительного снижения SiO_2 от 55 до 46 мас. % при узком диапазоне суммы щелочей 8,5-9,5 мас. %. Группа пород с интервалом SiO_2 51-55 мас. % сопоставима по петрогенным оксидам и микроэлементам с четвертичными породами Удалианчи, а группа пород с более низким содержанием SiO_2 – 47-50 мас. % – отличается пониженным $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,1-1,2) и другими геохимическими характеристиками.

Вулканические эпизоды внутренней части Азии и ее восточной и южной конвергентных межплитных границ не совпадали в интервале 2,0-1,5 млн л.н., что свидетельствовало об отсутствии заметного влияния межплитных процессов на внутриплитные. Однако это влияние начало проявляться около 1,2 млн л.н. и выразилось в единой внутриплитной и межплитной вулканической эпизодичности [3]. В Тарятской впадине такая смена проявлена в переходе от отдельных вулканических событий, производных из изотопно-обогащенного магматического источника ~1,9 млн л.н., к многочисленным событиям последних 1,2 млн л.н., связанным с извержениями материала из менее обогащенного источника. Начиная с 1,2 млн л.н. установился единый уровень изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7046-0,7047) при широких вариациях его концентраций от 2000 до 625 мкг/г [6]. Повышение концентраций Sr с увеличением $(\text{La}/\text{Yb})_n$ свидетельствует, что состав магм последних 1,2 млн лет определялся вариациями частичного плавления материала изотопно-гомогенного источника.

В отличие от четвертичных вулканических пород Тарятской впадины, соответствующих мантийному направлению внутриплитных базальтов на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb, четвертичные породы рассматриваемых районов востока Китая смещены выше мантийного направления. Изотопный состав четвертичных лав последней территории был неоднородным. Наиболее обедненный состав лав Нушан соответствовал общему подлитосферному компоненту Восточной Азии [11]. В изверженном материале других вулканических полей и отдельных вулканов находились смеси различных компонентов. В группе низкокальциевых ($\text{CaO} < 8$ мас. %) лав вулканов Лаохейшан и Хуошаошан установлен заметный избыток ^{230}Th по отношению к ^{238}U ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} = 1,24-1,33$). Корреляция $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ с концентрацией K_2O и отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и обратная корреляция с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ свидетельствуют об изотопной и элементной гетерогенности, образовавшейся <350 тыс. л.н. В качестве одного из компонентов служит материал гранатового перидотита, а второго – метасоматический материал. Принята петрогенетическая модель плавления мантии с локальной гетерогенностью (модель составного источника), и отвергнута модель смешения расплавов из источников двух крупных мантийных областей. ^{238}U - ^{230}Th -неравновесность двух образцов с близким изотопным составом Sr, Nd и Pb интерпретировалась в связи с вариациями степени частичного плавления мантийного материала [12]. Очевидно, что изотопные составы пород источника могли сместиться и вследствие его обогащения надсубдукционными флюидами. В микроэлементном отношении группа низкокальциевых лав вулканов Лаохейшан и Хуошаошан сопоставима с четвертичными лавами Удалианчи, а присутствие более кальциевых ($\text{CaO} < 8-10$ мас. %) составов, не свойственных лавам Удалианчи, свидетельствует о включении в магмообразование нового источника (или о более интенсивном метасоматическом преобразовании мантии перед извержениями вулканов Лаохейшан и Хуошаошан).

Рассматривая интервал последних 1,2 млн лет в качестве особого этапа в развитии мантийной магматической системы Тарятской впадины, нужно подчеркнуть важную закономерность, установленную при сопоставлении эпизодичности вулканизма последних 2 млн лет внутренней части Азии и ее восточной и южной коллизионных межплитных границ [3]. Было показано несовпадение вулканических эпизодов Внутренней Азии с вулканическими эпизодами межплитных границ в начале четвертичного периода, свидетельствующее об отсутствии заметного влияния межплитных процессов на внутриплитные. Однако это влияние начало проявляться 1,2-1,0 млн л.н. и выразилось в согласованной внутриплитной и межплитной вулканической эпизодичности. В Тарятской впадине обогащенный магматический источник ~1,9 млн л.н. сменился менее обогащенным последних 1,2 млн л.н.

Четвертичный вулканизм Восточного Китая и Кореи служил непосредственным отражением надслэбовых магмогенерирующих процессов, установившихся порядка 2 млн л.н. В координатах изотопных отношений Pb, Nd и Sr определен более обедненный изотопный состав общего подлитосферного компонента конвектирующей мантии Восточной Азии по отношению к общему подлитосферному компоненту Центральной Азии. По-видимому, в магмообразование вовлекался сильно обедненный материал океанического слэба [2]. Надсубдукционные компоненты поступали в расплавы лишь эпизодически. Наиболее обедненные в изотопном отношении составы, соответствующие общему подлитосферному компоненту сильно обедненной мантии и, по крайней мере, частично имеющие надсубдукционные геохимические характеристики, обнаружены на восточной окраине Азии, кроме района четвертичного вулканизма Нушан, в вулканических породах возрастом 43 млн лет (оз. Кизи, Северный Сихотэ-Алинь), 21-17 млн лет (Юго-Западный Сахалин и Центральный Сихотэ-Алинь), ~16,3 млн лет (Ташан, Юго-Восточный Китай, северная граница блока Янгцзы), 11,8-8,7 млн лет (юго-

восточная часть Шкотовского плато, Южное Приморье), 9,4-9,1 млн лет (Фангшан, Юго-Восточный Китай, северная граница блока Янгцзы) [5, 11].

Интеграционный проект СО РАН 7.10.3/2006, ДВО РАН 06-1-П16-065, проект Байкал-РФФИ 05-05-97254-р-байкал и Президентский грант МК-10106.2006.5.

- [1] Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Лебедев В.А. и др. Геохронология и закономерности миграции вулканизма в пределах Хангайского позднекайнозойского вулканического ареала // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. – Т. 1. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 355–362.
- [2] Рассказов С.В. Кайнозойский магматизм зон растяжения и горячих пятен Восточной Африки и Центральной Азии // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001. – С. 78–95.
- [3] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 2000. – 288 с.
- [4] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М. и др. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Докл. РАН. – 2003. – Т. 390, № 1. – С. 90–95.
- [5] Рассказов С.В., Саранина Е.В., Ясныгина Т.А. и др. Средне-позднекайнозойский рифтогенез и роль мантийных источников с «надсубдукционными» характеристиками в развитии магматизма Татарского пролива // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. – Т. 2. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 145–150.
- [6] Чувашова И.С., Рассказов С.В., Брандт И.С. и др. Изотопно-геохимическая характеристика разновозрастных вулканических пород позднего кайнозоя Тарятской впадины, Центральная Монголия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. – Т. 2. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 401–405.
- [7] Barry T.L., Kent R.W. Cenozoic magmatism in Mongolia and the origin of Central and East Asian basalts // Mantle dynamics and plate interactions in Asia. *Geodynamics* 27, 1998. – P. 347–364.
- [8] Fukao Y., Obayashi M., Inoue H. et al. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // *J. Geophys. Res.* – 1992. – V. 97. – P. 4809–4822.
- [9] Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // *Journ. Petrology.* – 1995. – V. 36. – P. 1275–1303.
- [10] Zhang Z., Feng C., Li Z. et al. Petrochemical study of the Jingpohu Holocene alkali basaltic rocks, northeastern China // *Geochemical Journal.* – 2002. – V. 36. – P. 133–153.
- [11] Zou H., Zindler A., Xu X. et al. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // *Chemical Geology.* – 2000. – V. 171. – P. 33–47.
- [12] Zou H., Reid M.R., Liu Y. et al. Constraints on the origin of historic potassic basalts from North-East China by U-Th disequilibrium data // *Chemical Geology.* – 2003. – V. 200. – P. 189–201.

РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА МОНГОЛО-БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА И СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

С.И. Шерман, В.М. Демьянович, О.Г. Злогодухова

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Разломообразование и сейсмичность – генетически взаимосвязанные процессы, изучение которых с разных сторон ведется столетие. В преобладающем большинстве исследований во главу угла ставились либо структурные факторы контроля сейсмических событий – разломы (тогда землетрясения – подвижки по имеющимся или вновь образованным разломам), либо очаги землетрясений – самостоятельные структуры (результат деформирования сплошной среды). В последнем случае пространственно-временные закономерности сейсмического процесса изучаются в существенном отрыве от геологических структур, главным образом сейсмологическими методами. Сильные землетрясения мира представляют собой эксклюзивные явления и всегда контролируются крупными разломами литосферы, развивающимися в ее разломно-блоковой среде. В этой связи рассматривать структурные факторы контроля и другие причины сильных землетрясений необходимо с позиций современной геодинамики.

Разломы и блоки, с одной стороны, и очаги землетрясений, с другой, – необратимые остаточные деформации хрупкой литосферы с различной длительностью развития. Формирование разломно-блоковых структур – результат миллионнолетней, сильные землетрясения – более короткой во времени (сто-тысячи лет) тектонической деформации, возможно мгновенной, при сопоставлении времен развития первых и вторых событий. Очаги сильных землетрясений подготавливаются и реализуются в первичной разломно-блоковой среде. Учитывая существенно разнящиеся периоды формирования разломов и контролируемых ими очагов, селективно «избирающих» приемлемые разломные структуры, общность их пространственного положения в тот или иной период современной геодинамики надо искать в деталях различных форм проявления деструкции литосферы.

Для анализа пространственных закономерностей локализации очагов сильных землетрясений Монголо-Байкальского региона составлены три вида карт, отражающих различные формы современной деструкции литосферы: карта крупных активных разломов, карта разломно-блоковой делимости и карта плотности разрывов (разломной раздробленности) (рис.1-3). На картах показаны очаги известных сильных землетрясений за более чем двухсотлетний период. Последовательный анализ их структурной позиции на первых двух картах приводит нас к одному общему выводу: эпицентры и очаги во всех случаях контролируются разломной тектоникой. Прямой связи между длинами разломов или протяженностью отдельных межблоковых границ и эпицентрами сильных землетрясений нет. Не контролируют расположение эпицентров и размеры блоков. По-иному представляется информация при анализе карты плотности разрывов (рис. 3). Из него следует, что чаще всего очаги сильных землетрясений тяготеют к местам средней плотности разрывов, примыкающим к областям с повышенной плотностью. В данном случае фиксируется несколько нетрадиционное представление о связи сильных явлений не с другими сильными или, наоборот, слабыми факторами, а с промежуточным признаком – средними значениями плотности. Это дало основание вернуться к обсуждению позиции сильных землетрясений в зонах современной деструкции литосферы (рис. 4) [1]. Здесь пространственное согласие между расположением очагов и осевыми линиями зоны современной деструкции литосферы практически идеально. Но оно выдвигает весьма непростую проблему, связанную с условиями селек-

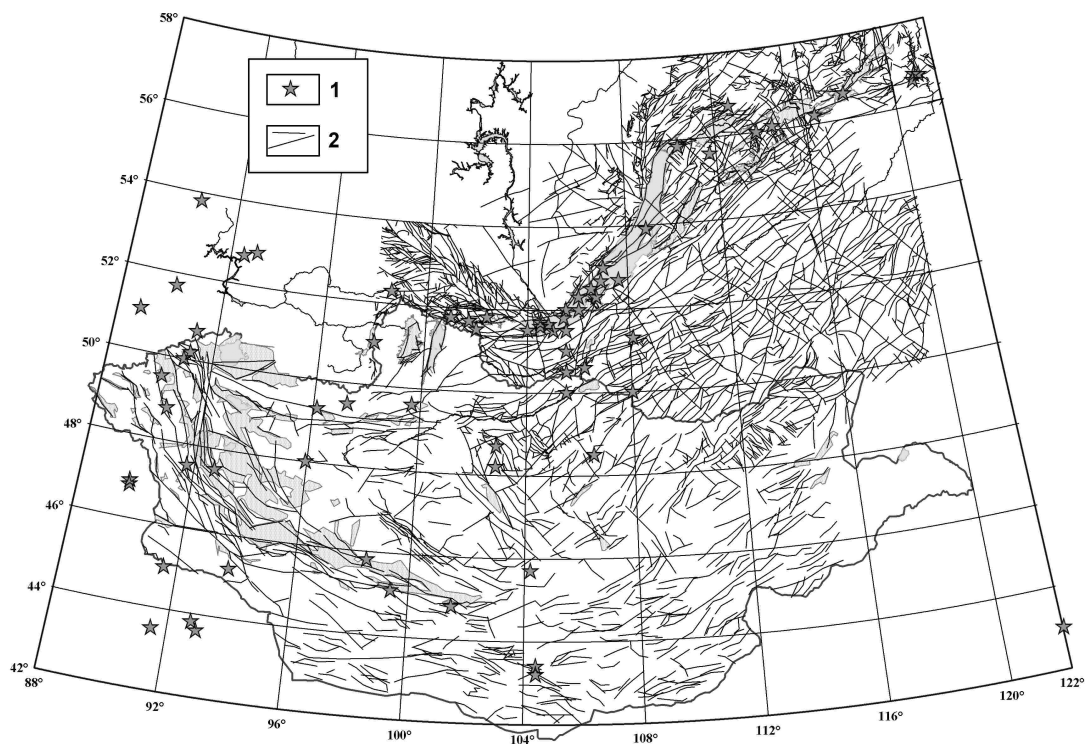


Рис. 1. Карта разломов Монголо-Байкальского региона.
1 – очаги сильных землетрясений ($M \geq 6$); 2 – разломы.

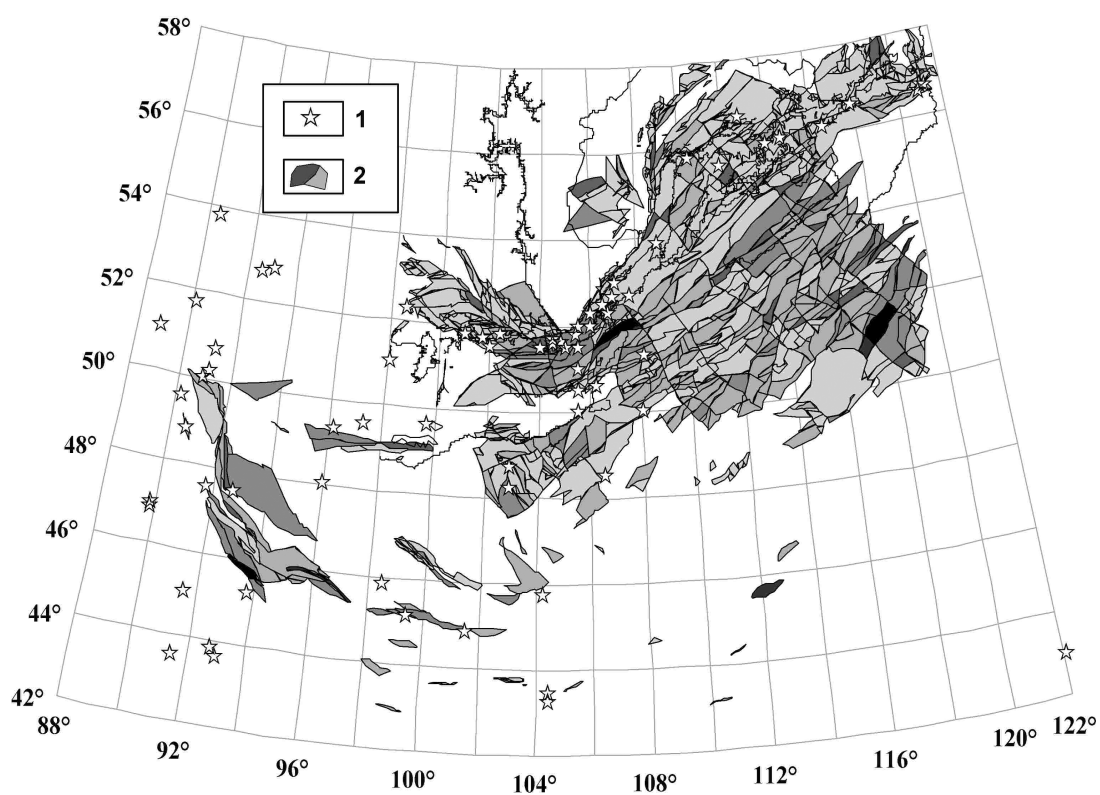


Рис. 2. Карта разломно-блоковой делимости Монголо-Байкальского региона.
1 – очаги сильных землетрясений ($M \geq 6$); 2 – блоки: оттенками серого цвета выделены ранги от 1-го (самый темный) до 6-го (самый светлый).

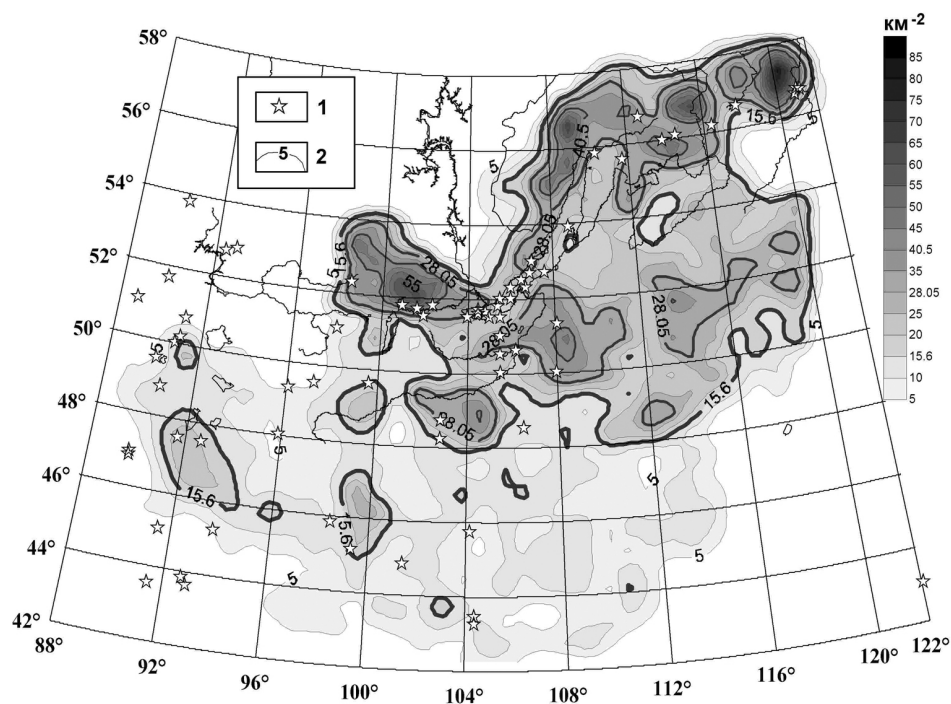


Рис. 3. Карта плотности разломов Монголо-Байкальского региона.

1 – очаги сильных землетрясений ($M \geq 6$), 2 – изолинии плотности разломов: жирной линией указано среднее значение плотности, соответствующее 15.6 км^{-2} , справа от рисунка показана шкала плотности разломов.

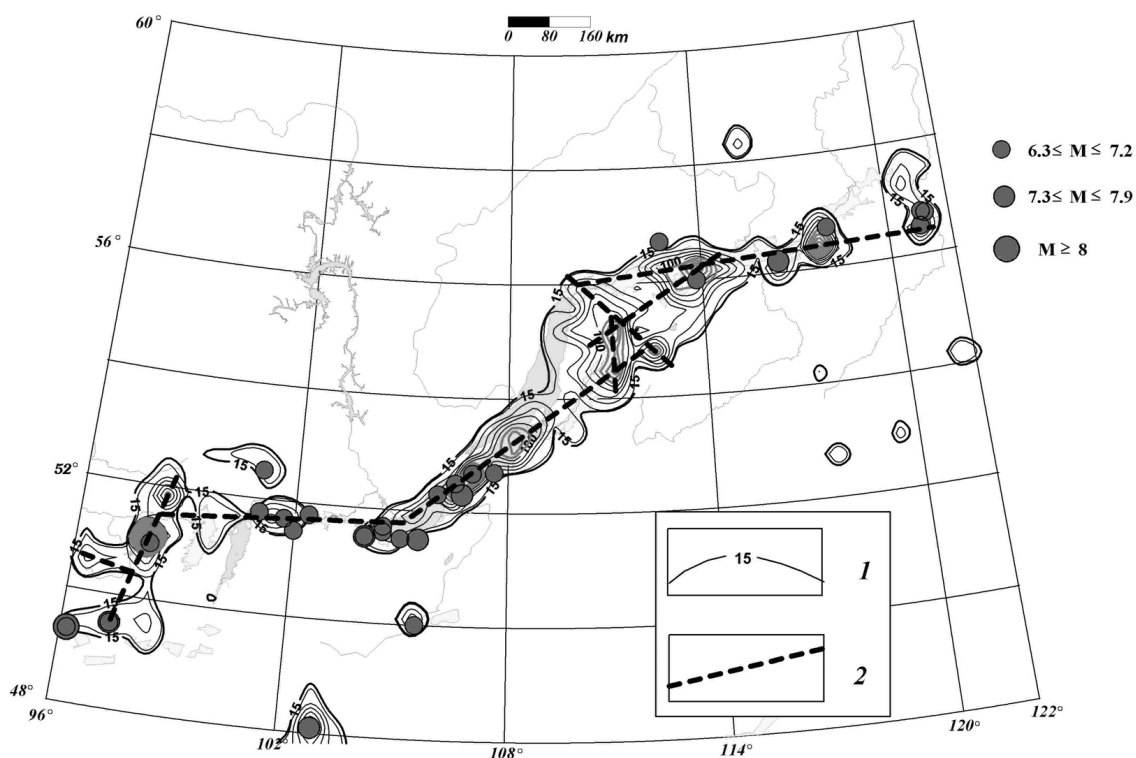


Рис. 4. Карта плотности эпицентров землетрясений в Байкальской рифтовой системе.

1 – изолинии плотности эпицентров с шагом 20: первая изолиния 15 соответствует фону, утолщенные изолинии соответствуют ареалам, у которых повышенная плотность эпицентров превышает $2\sigma_D$; 2 – ось деструктивной зоны литосферы; справа от рисунка – очаги землетрясений соответствующих магнитуд.

тивной активизации отдельных разломов в колоссальной по площади разломно-блоковой среде тектонически активной области Азии, способной длительно накапливать большие напряжения и мгновенно их реализовывать в единичном активизированном разломе. Решение этой проблемы на современном этапе развития требует привлечения комплексных тектонофизических методов исследований.

Разломно-блоковая структура верхней хрупкой литосферы, рассматриваемая как единая среда, дает возможность глубже понять специфику селективной активизации разломов и контролируемых ими сейсмических событий и процессов. Одно из ее свойств – структурированность. Оно оказалось выдержанным в широком масштабе размерностей: от крупных геоблоков Земли до мелких блоков в обнажениях и «кусковатости» пород [2, 3]. Динамическая неустойчивость разломно-блоковой среды в поле напряжений связана с «квазихаотическим» расположением разноранговых разломов, определяющих иерархичность блоков. Блочная среда накладывает отпечаток на все происходящие в ней процессы, в том числе и на деформирование. Для мелких масштабов исследований такая среда может рассматриваться как континуальная, разломно-блоковая структура которой снижает ее квазивязкость, повышает «текучесть» в реальном времени и не препятствует прохождению деформационных волн. В крупном масштабе исследований разломно-блоковая среда дискретна, силы сцепления между блоками в разной степени ограничены. При росте напряжений условия динамического равновесия в ней нарушаются, причем не синхронно, а в зависимости от длины межблоковых границ [4]. При этом для нарушения динамического равновесия не требуется сильный энергетический источник. Даже при слабом воздействии в разломно-блоковой среде происходит соединение отдельных разрывов и формирование системы перколяционных разноранговых разломов – зоны современной деструкции литосферы – в системах уже существующих их ансамблей. Такие зоны современной деструкции литосферы и являются структурными формами, контролирующими сейсмические события в разломно-блоковой среде. Она в этих условиях «не только арена, на которой разворачиваются геодинамические процессы, но и активный участник этих процессов» [5, стр. 52]. Сильные сейсмические события отражают этапы развития всей зоны современной деструкции, что следует из ее модели [6] и подтверждается положением очагов сильных землетрясений на картах разломно-блоковой структуры и плотности разломов Монголо-Байкальского региона.

Таким образом, остаточные деформации (главным образом разрывы различных иерархических уровней) являются стабильными локальными концентраторами напряжений в регионах с активным тектоническим режимом. При длительном воздействии однотипного регионального поля напряжений на первично трещиноватую, разломно-блоковую среду литосферы в последней формируются региональные и трансрегиональные зоны современной деструкции, контролирующие сильные сейсмические события во всей сейсмической области. Миграции сейсмических событий в зонах современной деструкции являются результатом несинхронного и селективного нарушения динамического равновесия первично трещиноватой упруго-хрупкой среды. Его причины пока не ясны. Необходимы дальнейшие поиски дополнительных интегральных характеристик геофизической среды, предопределяющих пространственно-временную локализацию сильных землетрясений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64348, 05-05-64327), программы 16 проекта 3 Президиума РАН «Динамика деформационных процессов в сейсмоактивных регионах Центральной Азии и в очаговых зонах сильных землетрясений» и проекта Президиума СО РАН ОНЗ 7.10.3 «Тектоника и геодинамика Центральной Азии в мезозое и кайнозое: формирование осадочных бассейнов и эволюция климата».

- [1] Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V. Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // *Tectonophysics*. – 2004. – V. 380, № 3-4. – P. 261–272.
- [2] Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // *Тихоокеанская геология*. – 1999. – Т. 18, № 2. – С. 41–53.
- [3] Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука, 1987. – 104 с.
- [4] Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 423 с.
- [5] Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // *Физика Земли*. – 2004. – № 10. – С. 37–54.
- [6] Шерман С.И. Нестационарная тектонофизическая модель разломов и ее применение для анализа сейсмического процесса в деструктивных зонах литосферы // *Физическая мезомеханика*. – 2005. – Т. 8, № 1. – С. 71–80.

МЕДЛЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ КАК ИСТОЧНИК И ТРИГГЕРНЫЙ МЕХАНИЗМ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

С.И. Шерман, Е.А. Цуркан

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

Длительность и периодичность развития крупных разломов в литосфере Земли хорошо известны. Процесс их формирования является длительным, периодичным во времени и дискретным по кинематике подвижек и разрастанию по простиранию. Детализация исследований разломов и временных периодов их активизации в кайнозой выявила дополнительные характеристики развития разрывов в постоянных региональных полях напряжений. Селективная сейсмическая активизация разломов в кайнозой ввела в употребление термин «живые разломы», а детализация последних выявила в их группе «опасные разломы» [1]. Это разрывы, активизация которых происходит в чрезвычайно короткие интервалы реального времени.

В работах [2-4] предложены методы, благодаря которым выявлены новые закономерности активизации разломов в масштабах реального времени. Установлено, что разломы активизируются с изменяющейся интенсивностью и чаще, чем фиксируются изменения в тектоническом режиме и региональном поле напряжений [2]. Эта интересная и важная с геолого-геофизической точки зрения картина, тем не менее, не отражает значимости, силы и мощности процесса, вызвавшего активизацию или связанного с ней. Последнее может быть выявлено по временному изменению максимальных значений энергетической активности протяженных, линейно вытянутых «приразломных» объемов горных масс, вовлеченных в деформационный процесс при формировании и/или тектонической активизации конкретных дизъюнктивов. По магнитудному (энергетическому) индексу сейсмической активности разломов были выявлены их пространственно-временные закономерности. Показано, что современная активизация отдельных разломов характеризуется квазипериодичностью и, возможно, квазиволновой природой, ее периодичность разная как для регионов с отличающимися геодинамическими условиями, так и для контролируемых разломами землетрясений различных энергетических классов [4]. Это означает, что при короткопериодных, современных (!) реактивизациях разломов их энергетический потенциал может быть различным. Совершенно естественно, что геолого-структурная и геоморфологическая характеристики никоим образом не могут существенно измениться за геологически мгновенные интервалы времени. Выявленные вариации энергетической активности разломов отражают изменения состояния среды в областях их динамического влияния, следствием которых, как триггерных механизмов, и являются видоизменения сейсмического процесса и характера активизаций разломов. В целом, сложный квазиволновой процесс активизации разломов последовательно затрагивает их разные иерархические ансамбли в пределах рассматриваемой территории Центральной и Северной Евразии, предопределяя свою пространственно-временную закономерность.

Для выявления структурно-тектонической позиции ансамблей разломов, активизирующихся в реальном масштабе времени, и вероятных механизмов активизации выберем группу только активных по сейсмическим данным разломов и попытаемся найти их другие специфические особенности. На основе каталога землетрясений Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН было выделено более ста разноранговых разломов с зафиксированными в областях своего динамического влияния очагами землетрясений 12-16 классов, произошедшими только в интервале 1960-2000 гг. Для этих

разломов по аналогии с работой [5] вычислены временные тренды сейсмических событий и построены графики, на оси абсцисс которых откладывались длины разломов с соответствующими долготами эпицентров землетрясений, на оси ординат – время этих сейсмических событий (рис. 1). Характер получающихся взаимосвязей ясен из представлений землетрясений точками на плоскости x, t , где x – долготная координата эпицентра на оси разлома, выраженная в км от западного начала разрыва, отнесенного к началу координат, t – момент землетрясения, годы. В координатах время-пространство

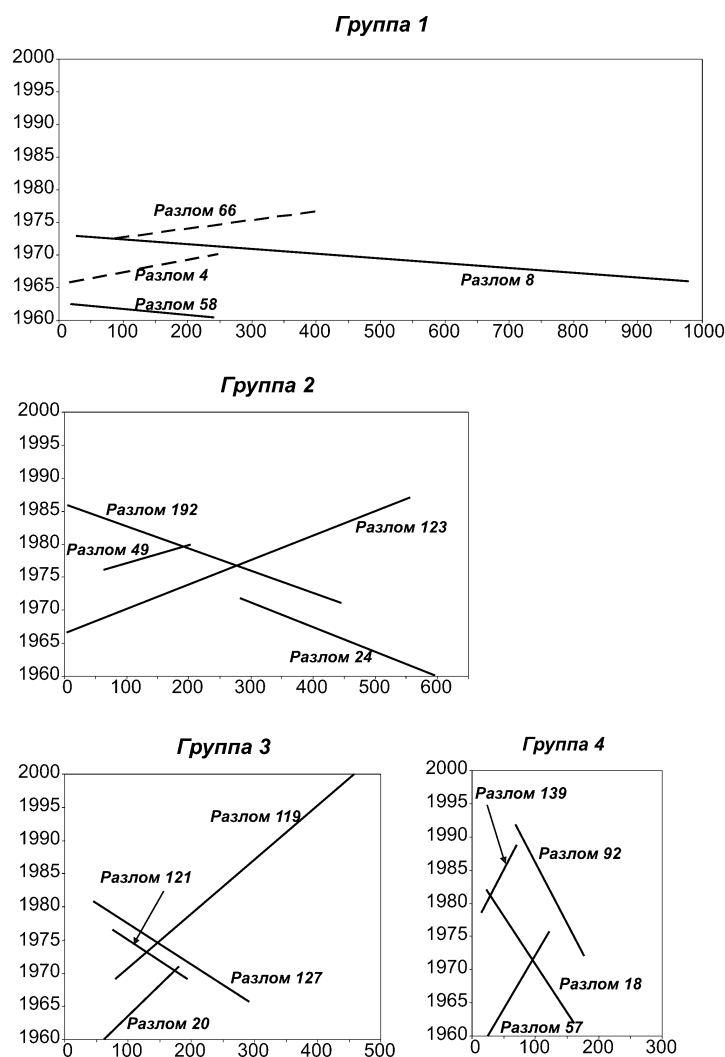


Рис. 1. Примеры графиков временных трендов сейсмических событий в четырех группах разломов с разными скоростными характеристиками активизации. Оси ординат – годы активизаций; оси абсцисс – длины разломов, км.

наклоны линий на графиках отражают временные тренды сейсмических событий на анализируемых разрывах. Эпицентры ложатся на системы параллельных прямых, как если бы вдоль соответствующих разломов распространялись с постоянной скоростью серии возмущений, инициирующих землетрясения в некоторых местах. Частота сейсмических событий в зоне разлома отражает интенсивность нарушений динамического равновесия, их вероятную периодичность, а тенденция в пространственной направленности очагов вдоль оси разлома во времени воспроизводит макроскопические изменения зоны разлома и вектор его прорастания. Происходит реализация, по представлении-

ям С.В. Гольдина [6], второго механизма развития крупной трещины: её продолжающееся формирование идет по предварительно уже возникшей перколяционной сети более мелких трещин и скорость развития (активизации) трещины может быть исключительно низкой, сопоставимой с геологическим временем [6], что, как ниже показано, и подтверждается.

Каждая прямая соответствует возмущениям в конкретных разломах, угол наклона прямых определяет скорость возмущений (активизаций), а направление наклона – западный или восточный векторы активизаций в конкретных разломах. Таким образом, группировка разломов по разным углам наклона отражает различные скоростные характеристики экстремальных возмущений разломов, характерных для каждого из них или определенной их группы, а направление наклона внутри групп отражает вектора возмущений. Попутно заметим, что отрезок времени, использованный нами для анализа, чрезвычайно короток – 40 лет – мгновение для геохронологической шкалы. Однако и любой другой промежуток времени и в сотни и в тысячи лет также будет коротким в сопоставлении с геологическим периодом развития разломов. И потребуются еще много времени, начиная с которого научное сообщество сможет накопить достаточно длинный, в сотни лет и более, ряд временных инструментальных данных по тектоническим, сейсмическим или другим событиям, отражающим активизацию разломных структур в коротких интервалах реального времени. Подобное состояние не может быть причиной отказа от поисков закономерностей важных для последствий в социальной среде активизаций разломов в реальном времени.

Обработанный описанным способом громадный блок данных по хорошо изученной в тектоническом и сейсмическом отношении Байкальской рифтовой системе (БРС) и сопредельной территории позволил составить схемы расположения на местности первых, наиболее статистически обеспеченных сейсмологическим материалом, четырех групп активных разломов (рис. 2) и оценить их основные параметры (таблица).

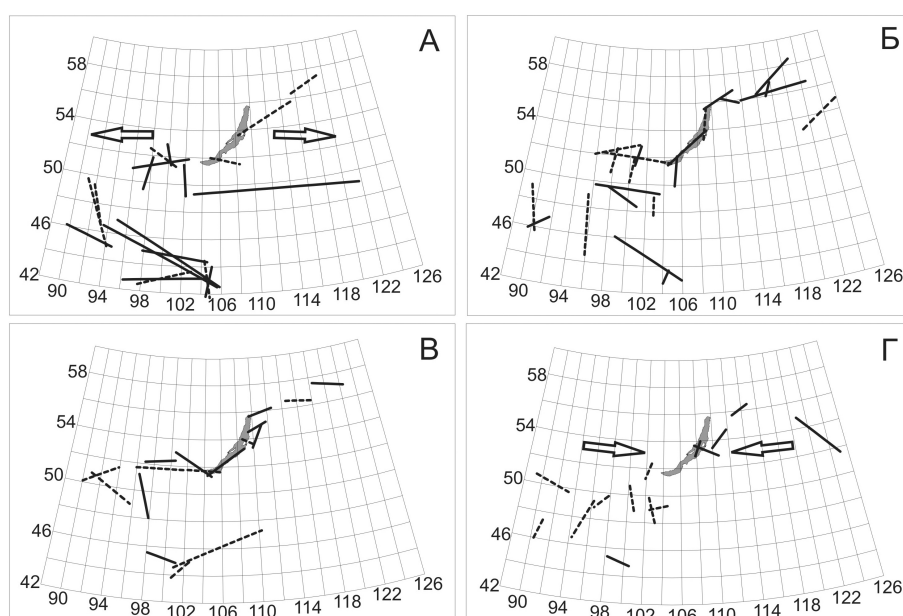


Рис. 2. Расположение в Северной Евразии активных разломов БРС и сопредельной территории с различными скоростями и векторами деформационных волн возбуждения. А – разломы 1-ой группы; Б – разломы 2-ой группы; В – разломы 3-й группы; Г – разломы 4-ой группы. Пунктирная линия – вектор активизации разломов направлен с запада на восток; сплошная линия – вектор активизации разломов направлен с востока на запад. Стрелки – примерное направление фронта деформационных волн возбуждения (активизации) разломов.

Выявленные свойства разломов – разная скорость и векторная направленность активизаций, скорее всего связанные с прохождением деформационных волн возбуждения, – дают основание более глубоко проанализировать позицию активизированных разломов в генеральной структуре БРС – на границе Сибирской и Забайкальской (Амурской) плит [7]. Отличительными свойствами разломов являются скорость продвижения деформационных волн и направление вектора активизаций. По этим параметрам резкой противоположностью отличаются первая и четвертая группы (рис. 2).

**Характеристика разломов Байкальской рифтовой системы
и сопредельных территорий по параметрам современной активизации**

Группа/общее кол-во разломов/кол-во участвующее в анализе	Средняя длина разломов, км	Средний угол наклона временного тренда, градусы	Средняя скорость активизаций, км/год	Характерное время активизаций, годы	Длина волн, км
1	2	3	4	5	6
1/26/19	486±189	89.4±0.24	94±57	20.4±1.7	2000
2/23/22	321±87	87.44±0.3	22±3	22.2±2.3	450
3/23/17	299±94	85.39±0.4	12±1.25	22.4±2.6	250
4/15/14	206±62	81.28±0.9	7±0.7	21.1±2.1	130

Первая характеризуется превалированием вектора активизации с запада на восток в восточной части площади и с востока на запад – в западной; в четвертой – все наоборот. Особо выделяются южные части территории. По описываемым признакам вторую и третью группы можно рассматривать как переходные между первой и четвертой. Совершенно бесспорно для всех четырех групп фиксируется граница изменения вектора движений деформационных волн: она субмеридиональна и проходит примерно по 105° в.д., отделяя центральную часть БРС и ее северо-восточный фланг от юго-западного фланга (рис. 2). Генерация волновых возмущений, приводящих к активизации крупных разломов, начинается на межплитной границе в центральной части зоны растяжения литосферы БРС и от нее распространяется на восток или запад. Характерному времени активизаций и их скоростям отвечают деформационные волны, длина которых соответственно для первой-четвертой групп примерно равна 2000, 450, 250 и 130 км. Закономерная согласованность в активизации разломов, образующих каждую из иерархических ранговых групп, и выдержанные направленности в активизации разрывов свидетельствуют о том, что генераторами описываемого процесса могут быть деформационные волны разных длин, чувствительность к которым различна у выделенных групп разломов. Источниками подобных волн, возможно, являются продолжающиеся процессы активного рифтогенеза, приводящие к эпизодическим подвижкам всей межблоковой границы между Сибирской и Амурской (Забайкальской) плитами [7], или более локальные смещения между блоками других рангов на флангах или в центральной части БРС. Высокая вероятность возбуждения волн в связи с подвижками блоков, лежащих на вязком основании, согласуется с расчетами [8, 9]. К настоящему времени факт существования деформационных волн не вызывает сомнений [10]. Их можно рассматривать как один из классов механических движений, свойственных земной коре и литосфере в целом [11].

Таким образом, в реальном времени активизация тектонических процессов на громадной территории Центральной Азии происходит гораздо чаще, чем сменяются

тектонические режимы. Одним из механизмов, регулирующих эти процессы, могут быть медленные деформационные волны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64348), программы 16 проекта 3 Президиума РАН «Динамика деформационных процессов в сейсмоактивных регионах Центральной Азии и в очаговых зонах сильных землетрясений» и проекта Президиума СО РАН ОНЗ 7.10.3 «Тектоника и геодинамика Центральной Азии в мезозое и кайнозое: формирование осадочных бассейнов и эволюция климата».

- [1] Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. – М.: Изд-во Московского госуд. горного университета, 2004. – 262 с.
- [2] Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН. – 2005. – Т. 401, № 3. – С. 395–398.
- [3] Шерман С.И., Савитский В.А., Цуркан Е.А. Современная активность внутриплитных разломов литосферы Центральной Азии на основе сейсмомониторинга // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научн. совещ. по программе фундамент. исслед. Вып. 3. Т. 2. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – С. 139–142.
- [4] Шерман С.И., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // Докл. РАН. – 2006. – Т. 408, № 3. – С. 398–403.
- [5] Вилькович Е.В., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И. Волны тектонических деформаций на крупных разломах // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 219, № 1. – С. 77–80.
- [6] Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. – 2002. – Т. 5, № 5. – С. 5–22.
- [7] Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 297 с.
- [8] Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1986. – № 10. – С. 3–13.
- [9] Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на активных разломах и сейсмичность // Геофизика на рубеже веков. Избранные труды ученых ОИФЗ РАН. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 124–139.
- [10] Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1176–1190.
- [11] Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. – 2004. – № 10. – С. 37–54.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЮЖНО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КРАЕВОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ПО ДАННЫМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко*, Е.Б. Сальникова**, В.П. Ковач**,
А.М. Козловский*, А.Б. Котов**, Е.Б. Кудряшова*, В.М. Саватенков***

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

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

После аккреции герцинских структур к Сибирскому палеоконтиненту, завершившейся в конце девона–начале карбона, в пределах Южно-Монгольской зоны герцинид стал формироваться окраинно-континентальный пояс, или Южно-Монгольский краевой вулканоплутонический пояс (ЮМКВП), развитие которого прослеживается в диапазоне ранний карбон–начало перми [1, 2]. В строении этого пояса выделяется два последовательных комплекса пород: ранний – дифференцированный базальт-андезит-риодацитовый и более поздний – бимодальный базальт-комендит-трахириолитовый вулканический. Каждый из них сопровождался плутоническими массивами: ранний – породами гранодиорит-плагиогранитной и банатитовой (диорит-монцонит-гранодиоритовой) ассоциаций и поздний – породами щелочно-гранитной ассоциации в первую очередь. Помимо состава оба эти комплекса различаются структурными условиями размещения. Породы дифференцированного комплекса, так же, как и связанные с ними гранитоиды, распределены по всей площади герцинид, образуя основное тело краевого вулканоплутонического пояса. Распределение пород бимодального комплекса контролируется двумя зонами грабенов, выделяемых как рифтовые зоны: Гоби-Тяньшаньская и Главного Монгольского линеамента. В пределах этих зон, наряду с породами бимодального комплекса, распространены также граниты нормального ряда, специфической особенностью которых является наличие крупных дайковых поясов пород разного состава от базальтов до гранитов.

До настоящего времени возрастная позиция обоих комплексов устанавливалась на основе их относительного положения, а также палеоботанических данных, определяющих время формирования пород дифференцированного комплекса в интервале ранний–средний карбон и пород бимодального комплекса в интервале поздний карбон–ранняя пермь [2, 3]. В данном сообщении приведены первые систематические геохронологические данные по магматическим ассоциациям западной (западнее меридиана города Далан-Дзадагада) части Южно-Монгольского вулканического пояса, характеризующие возрастную позицию пород обоих комплексов и, соответственно, позволяющие более строго определить закономерности формирования активной континентальной окраины.

Объектами исследования среди пород дифференцированного комплекса стали гранитоиды массивов Адж-Богд и Эдренгийн-нуру. В зонах рифтогенного магматизма были изучены щелочные граниты северного склона хр. Адж-Богд, породы бимодального вулканического комплекса хр. Ноен, а также граниты массива Атас-Богд, расположенного в пределах Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, которые несут признаки участия рифтогенных процессов в их формировании. Кроме того, были привлечены наши, пока предварительные, данные по магматизму восточной части краевого вулканического пояса и некоторые имеющиеся датировки, характеризующие выборочно отдельные магматические ассоциации в пределах вулканического пояса.

Массив Адж-Богд является одним из наиболее крупных массивов в пределах ЮМКВП. Он характеризуется концентрически зональным строением, хорошо фиксируемым на космических снимках. Массив располагается среди выходов среднепалео-

зойских офиолитовых и островодужных комплексов, образующих фундамент ЮМКВП, и с восточной стороны обрамляется выходами пород дифференцированного вулканического комплекса, с нижними горизонтами разреза которых он образует секущие контакты. Массив сложен породами банатитовой ассоциации, включающей монцодиориты ранней фазы, тоналиты, биотит-роговообманковые гранодиориты и гранит. Возраст становления массива, оцененный по цирконам из монцодиоритов, составил $347 \pm 1,5$ млн лет.

Эдренгийн-нуринский массив расположен в хр. Эдренгийн-нуру недалеко от кол. Хярин-гун худук и отвечает осевой части ЮМКВП, удаленной как от Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, так и от зоны Главного Монгольского линеамента. Массив залегает среди девонских островодужных комплексов и в зоне северного своего контакта прорывает базальт-андезит-дацитовую толщу дифференцированного комплекса. Он сложен тоналитами, гранодиоритами и гранитами. Его возраст, оцененный по цирконам из тоналитов, составил 327 ± 1 млн лет.

Базальт-комендит-щелочногранитная ассоциация хр. Ноен связана с наиболее крупным (200×30 км) грабеном в пределах Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны. В ее строении участвуют базальты, формирующие лавовое плато, а также комендиты и трахириолиты, связанные с центральными вулканами. Формирование обеих групп пород происходило одновременно, благодаря чему на флангах вулканов фиксируется фациальная смена типов разрезов с существенно комендитового через разрезы контрастно переслаивающихся основных и кислых пород до существенно базальтового. Вулканиды бимодальной ассоциации с размывом или через базальную пачку терригенных пород залегают на вулканитах дифференцированного комплекса. С вулканитами сопряжены пояса даек базальтов, комендитов и щелочных гранитов, а также небольшие массивы щелочных гранитов. Особое место в строении ассоциации занимает центральный массив биотитовых гранитов. Он прорывает массив щелочных гранитов и, в свою очередь, пересекается дайками пантеллеритов, что таким образом указывает на его формирование в пределах времени формирования бимодальной ассоциации. Возраст ассоциации, определенный по цирконам из дайки щелочных гранитов, составил 318 ± 1 млн лет, изохронный Rb-Sr возраст пород бимодальной вулканической ассоциации составил 314 ± 5 млн лет [4].

Атас-Богдинский массив, известный также как Гоби-Тяньшаньский батолит, составляет западную гряду гор на западной оконечности Гобийского Тянь-Шаня. Он образован гранодиоритами с большим количеством шлиров, которые развиты по северному обрамлению батолита, и биотитовыми гранитами. Массив содержит огромное количество даек основных пород, а также гранитов, нередко находящихся в соотношениях типа минглинга. Эти дайки в основном субширотной ориентировки и в целом согласуются с общим простиранием структур Гоби-Тяньшаньской рифтовой области. Возраст массива, оцененный по циркону из гранодиоритов, составил 302 ± 3 млн лет.

Массив Бум расположен на северном склоне хр. Адж-Богдо. Он сложен моношпатовыми и щелочными гранитами и как по составу, так и по морфологическим особенностям близок с другими массивами щелочных гранитов рифтовой зоны Главного Монгольского линеамента. Массив прорывает тоналиты и гранодиориты Адж-Богдинского массива. Возраст щелочных гранитов определен по циркону и составил 292 ± 2 млн лет.

В последнее время появились датировки, определяющие возраст магматических пород краевого пояса к востоку от рассматриваемого региона. По данным Герела с соавторами андезитовые толщи района Цохетуин-хида по результатам Rb-Sr изохронного датирования возникли 334 ± 19 млн лет назад, подобная же ассоциация в районе Шутен-хида сформировалась 321 ± 9 млн лет назад. Систематические и пока не опубликованные

**Данные геохронологических исследований магматических пород
Южно-Монгольского краевого вулканического пояса**

Массив, вулканическое поле	Возраст, млн лет	Метод датирования
<i>Дифференцированный комплекс</i>		
Адж-Богдинский массив	347±1,5	U-Pb по циркону
Эдренгийн-нуринский массив	327±1	U-Pb по циркону
Риолиты Хан-Богдинского района	331±1	U-Pb по циркону
	329±5	Rb-Sr, валовая изохрона
Андезиты района Цохитуин-хид	334±19	Rb-Sr, валовая изохрона
Вулканоплутоническая ассоциация района Шу-тен-Хида	322±9	Rb-Sr, валовая изохрона
<i>Бимодальный комплекс</i>		
<i>Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны</i>		
Щелочные граниты хр. Ноев	318±1	U-Pb по циркону
Бимодальная вулканическая ассоциация хр. Ноев	314±5	Rb-Sr, валовая изохрона
Щелочные и бимодальные ассоциации китайской части Гоби-Тяньшаньской зоны	320-322	U-Pb по циркону
Атас-Богдинский массив	302±3	U-Pb по циркону
Хан-Богдинский массив:		
Граниты, щелочные пегматиты и вулканы бимодальной ассоциации	292-287	U-Pb по циркону и Rb-Sr валовые изохроны
Граниты массива Таван-Тахил-ула	290	U-Pb по циркону
<i>Зоны Главного Монгольского линеамента</i>		
Массив Бум, щелочные граниты	292±2	U-Pb по циркону
Мандахский массив, щелочные граниты	292	U-Pb по циркону
Щелочные и бимодальные ассоциации китайской (западной) части зоны главного Монгольского линеамента	318-285	Rb-Sr валовые изохроны

наши материалы по району крупнейшего в Центральной Азии Хан-Богдинского массива щелочных гранитов указывают на следующую возрастную последовательность магматических событий. Кислые лавы дифференцированного комплекса сформировались около 330 млн лет назад в соответствии с согласующимися данными как U-Pb-датирования по циркону (331 млн лет), так и Rb-Sr датирования (329 млн лет). Щелочные граниты Хан-Богдинского массива, так же, как и сопровождающие их вулканы бимодального комплекса, в соответствии с результатами разных методов датирования (по циркону и Rb-Sr изохронному датированию) возникли около 290 млн лет назад. Расположенный в пределах Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны рядом с Хан-Богдинским массивом крупный массив гранитов-граносиенитов Таван-Тахил-ула, характеризующийся широким развитием даек широтного (согласного с зоной рифтогенеза) простирания, так же, как и щелочные граниты, имеет возраст 291 млн лет. Возраст щелочных гранитов Мандахского массива (зона Главного Монгольского линеамента) оценен по циркону в 292 млн лет. Добавим также, что исследования щелочных гранитов Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны и рифтовой зоны Главного Монгольского линеамента были выполнены на их западном продолжении на территории Китая. В первой из них возраст бимодальных ассоциаций и щелочных гранитов определен равным 320 и 323

млн лет [5]. Для второй в соответствии с целой серией данных Rb-Sr изохронного датирования возраст подобных ассоциаций варьирует в диапазоне 318-285 млн лет [6].

Все эти результаты позволяют с учетом геологических данных о взаимоотношениях пород бимодального и дифференцированного комплексов сделать следующие выводы. **Во-первых**, породы дифференцированного комплекса формировались в интервале 350–330 млн лет, фиксируя собой время заложения окраинно-континентального поля. Об этом свидетельствует возраст Адж-Богдинского и Эдрегийн-нуринского массивов, а также данные по вулканическим ассоциациям комплекса из районов Хан-Богд, Цохетуин-хида и Шутен-хида (таблица), которые согласуются с палеонтологическими данными [7, 2]. **Во-вторых**, показано, что время формирования пород бимодальной ассоциации охватило интервал между 320 и 290 млн лет (таблица) и, таким образом, геохронологическими данными подтверждено, что проявления бимодального магматизма начались вслед за проявлениями дифференцированного магматизма. Возрастной разрыв между формированием обоих комплексов пород составил от нескольких млн до 20–30 млн лет в разных участках краевого пояса. Проявления бимодального магматизма были связаны с процессами рифтогенеза, в ходе которого в пределах активной окраины были сформированы две рифтовые зоны, одна (Гоби-Тяньшаньская) в осевой части краевого пояса, другая (зоны Главного Монгольского линеамента) вдоль его северной границы. **В-третьих**, намечается определенная миграция проявлений бимодального (рифтогенного) магматизма по площади краевого пояса. По-видимому, он раньше начался в западной части рифтовой системы, постепенно смещаясь к востоку в ходе развития рифтовых структур. **В-четвертых**, установлено, что в формировании рифтогенных структур наряду со щелочно-гранитоидным магматизмом проявились гранитоиды нормального ряда, нетипичные для рифтогенных структур. Специфической особенностью этих гранитоидов является наличие дайковых поясов субширотного простирания, ориентировка которых совпадает с рифтообразующими разломами и, очевидно, контролировалась структурами рифтовых зон. Предполагается, что их формирование происходило при участии рифтогенных процессов и, в частности, при участии базитового магматизма, который в специфических условиях сочетания обстановок рифтогенеза и активной континентальной окраины, по-видимому, вызывал коровый анатексис и появление коровых по природе источников гранитоидных магм.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №10, а также РФФИ, проекты № 05-05-64000, 05-05-64056, 05-05-64001.

- [1] Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. – М.: Наука, 1975. – 318 с.
- [2] Ярмолук В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. – М.: Наука, 1983. – 198 с.
- [3] Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. – М.: Наука, 1991. – 261 с.
- [4] Козловский А.М., Ярмолук В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П. Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 4. – С. 358–383.
- [5] Xia L., Xia Z., Xu X. et al. Relationship between basic and silicic magmatism in continental rift settings: a petrochemical study of carboniferous post-collisional rift silicic volcanics in Tianshan, NW China // Acta Geol. Sinica. – 2005. – V. 79, № 5. – P. 633–653.
- [6] Wang S., Han B. Geochemistry and tectonic significance of alkali granites along Ulungur River, Xingan // Scientia Geologica Sinica. – 1994. – V. 29, № 4. – P. 373–383.
- [7] Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. – М.: Наука, 1976. – 280 с.

ПИКРИТ-ГАББРО-НЕФЕЛИНСИЕНИТОВЫЙ НАРЫНСКИЙ МАССИВ – К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ДЕВОНСКОГО (?) РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В.В. Ярмолюк, А.М. Сугоракова**, А.В. Никифоров*, В.И. Лебедев***

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

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

В пределах Юго-Восточной Тувы, главным образом на территории Сангилена, широко распространены массивы нефелиновых сиенитов с участием щелочно-ультраосновных и основных пород. Возраст массивов, оцененный на основе геологических соотношений и немногочисленных данных К-Аг датирования, определяется как девонский. Предполагается, что их формирование было связано с девонским рифтогенезом, в ходе которого в регионе возник Тувинский прогиб (авлакоген) и сопряженные с ним более мелкие грабены и системы нормальных разломов, в частности, осложнившие структуру центральной и южной части Сангилена и контролирующие размещение щелочных массивов. Среди этих массивов преобладают ассоциации сиенитов и нефелиновых сиенитов, тогда как более основные породы среди них имеют подчиненное распространение. Поэтому в плане выяснения генетических связей этого магматизма с базитовым (высоко- и умереннотитанистые базальты) магматизмом Тувинского прогиба особый интерес представляет Нарынский массив, важной составляющей которого являются габбро, а также пикриты, не известные в других массивах щелочных пород.

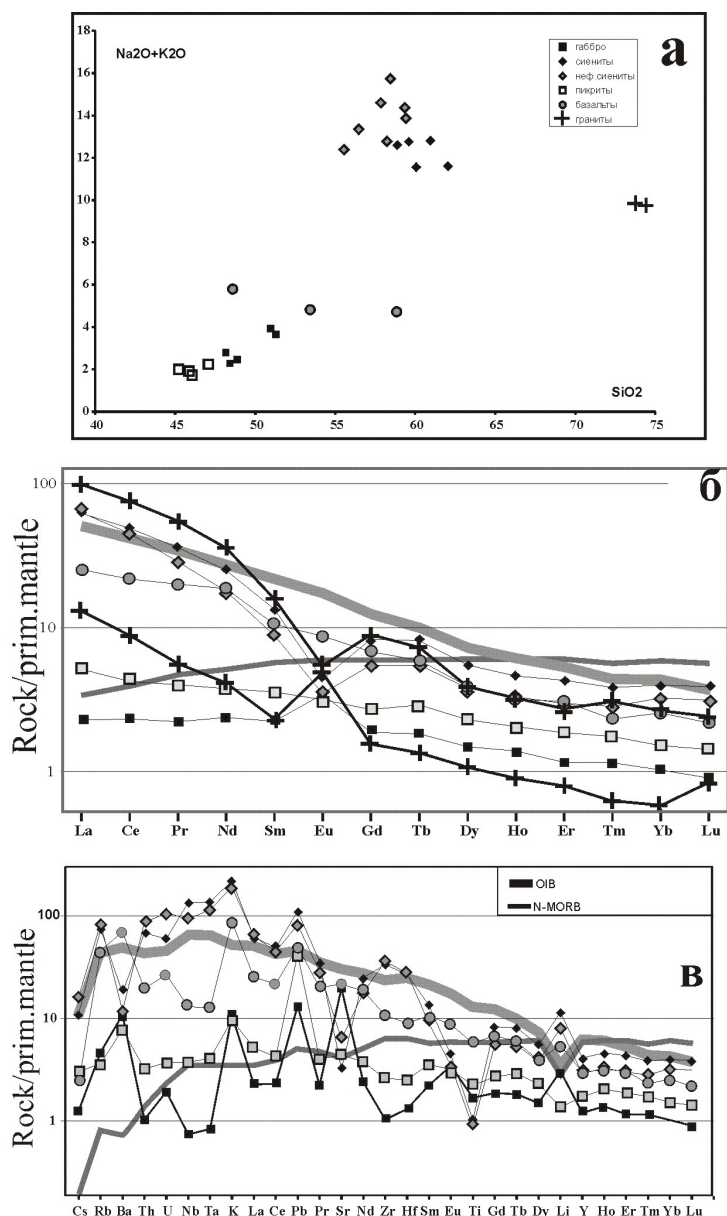
Массив расположен в долине среднего течения р. Нарын. Он имеет относительно небольшие размеры ~ 5×2 км и залегает в поле развития метаморфических пород эрзинского комплекса, возраст метаморфизма которых оценивается в 490 млн лет. Контакты массива с породами метаморфического комплекса отчетливо секущие, пересекающие метаморфическую сланцеватость, что указывает на более молодой (постметаморфический и постскладчатый) возраст его пород.

В строении массива участвуют крупно-среднезернистые оливин-пироксеновые габбро, полевошпат-пироксеновые габбро-сиенитовые пегматиты, щелочные и нефелиновые сиениты, а также дайки пикритов, обычно сопровождаемые телами аплитов и пегматитов. Крупно-среднезернистые габбро распространены в южной части массива, представляя собой раннюю фазу внедрений. Среди них отмечаются дайки мелкозернистого габбро, а также тела габбро-сиенитовых пегматитов. Сиениты и нефелиновые сиениты слагают северо-восточную и северную часть массива. Они образуют серию тел, в том числе дайки, различающихся зернистостью пород и, по-видимому, отвечающих разным порциям внедрения. Состав пород определяют щелочной полевой шпат, нефелин, пироксен, биотит.

Особую группу представляют комбинированные дайки с участием пикритов, базальтов, а также аплитов и гранитных пегматитов. Они в основном распространены в поле выходов габбро. Как правило, центральную часть таких даек слагают мелкозернистые пикриты и базальты мощностью до 2-3 м, а по краям распространены жильные тела кислых пород. Контакты между этими резко различными по составу породами неровные, заливчатые со взаимным проникновением в тела друг друга и образованием каплеобразных обособлений пикритов в приконтактных участках кислых пород. Эндоконтактные участки основных пород местами закалены, однако участками образуются также гибридные породы, содержащие тeneвые, без резких границ переходы от более меланократовых базитов к их лейкократовым разновидностям. Подобные соотношения

обычно рассматриваются как смешение или минглинг различных пород при их одновременном внедрении.

В таблице приведены представительные составы пород Нарынского массива. Габбро в этой ассоциации представлено разновидностями в целом с пониженным содержанием щелочей (рисунок, *a*), особенно K_2O , а также P_2O_5 , TiO_2 , повышенными содержаниями MgO ($>10\%$) и Al_2O_3 , доля которого в пегматоидных разновидностях достигает 25% . Пикриты, в отличие от них, характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 и Fe_2O_3 (до 16%). Некоторые базальты даек отвечают умеренно высокотитанистым разновидностям ($TiO_2 \sim 2\%$ и $P_2O_5 \sim 0.7\%$).



Распределение петрогенных окислов и РЗЭ в породах Нарынского массива.

Сиениты и нефелиновые сиениты характеризуются высокой щелочностью с содержанием $Na_2O+K_2O > 12\%$ (рисунок, *a*) при резком возрастании доли K_2O в составе пород. В них отмечаются устойчиво высокие содержания Al_2O_3 ($>20\%$), в то время как содержания MgO , TiO_2 , CaO и Fe_2O_3 существенно понижены.

Представительные составы пород Нарынского массива

Проба	Н-2/1	Н-2/3	Н-3/10	Н-3/12	Н-3/5	Н-3/6	Н3/11	Н-3/16	Н-3/14	Н-3/1	Н-3/15	Н-2/10
	габбро		сиениты		нефелин. сиениты			пикриты		базальт	аплиты	
SiO ₂	48,17	47,64	58,88	58,55	57,67	56,26	59,07	44,99	45,33	47,28	73,29	73,57
TiO ₂	0,568	0,302	0,027	0,38	0,043	0,086	0,075	0,914	0,91	1,959	0,386	0,124
Al ₂ O ₃	16,87	16,97	22,5	18,01	21,5	20,74	20,35	9,72	10,59	14,64	13,89	12,91
Fe ₂ O ₃	9,46	7,88	0,6	6,12	3,08	4,76	4,57	13,09	15,89	10,74	1,14	1,13
MnO	0,14	0,11	0,04	0,18	0,14	0,17	0,20	0,15	0,20	0,15	0,01	0,02
MgO	10,35	10,85	0,23	0,53	0,22	0,24	0,22	20,92	18,65	8,05	0,33	1,05
CaO	11,63	11,31	1,94	1,74	0,47	0,78	0,69	6,34	6,57	8,14	0,45	0,45
Na ₂ O	2,04	2,21	6,00	6,05	10,57	9,52	9,56	1,61	1,74	3,21	3,16	3,44
K ₂ O	0,23	0,18	6,37	6,48	4,95	4,68	4,74	0,28	0,26	2,42	6,72	6,30
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,01	0,17	0,02	0,02	0,05	0,12	0,12	0,73	0,12	0,04
Total	99,50	97,47	96,61	98,21	98,67	97,26	99,53	98,12	100,3	97,32	99,48	99,03
Mg#	0,68	0,73	0,43	0,14	0,12	0,09	0,09	0,76	0,70	0,59	0,38	0,66
Ne	-	-	6,0	7,9	25,2	24,3	19,9	-	-	3,7	-	-
Ol	16,2	18,4	1,1	6,0	3,5	4,6	5,0	39,7	38,4	19,2	-	-
Li	4,71	5,52	20,97	20,73	9,48	21,85	8,84	2,93	1,43	8,80	0,12	3,69
Be	0,18	<0,02	2,58	9,01	23,29	12,66	9,57	0,26	0,22	0,91	0,36	1,77
Sc	30,62	27,34	0,15	1,53	0,43	0,21	0,25	10,17	11,80	12,72	1,57	3,36
Ti	3615	1950	46	1015	101	225	196	2934	2905	7467	1108	806
V	116	106	1,30	1,48	0,03	0,04	1,50	49,87	60,96	84,33	4,85	10,38
Cr	342	113	2,72	3,69	4,70	4,87	2,83	215,04	194,32	167,03	5,88	82,48
Co	47,86	51,79	0,19	1,27	0,34	0,63	0,51	62,10	62,58	24,75	1,27	2,83
Ni	94,79	69,24	4,60	1,02	6,92	11,55	6,85	750,49	619,44	65,47	19,87	41,94
Cu	18,10	37,25	1,16	5,49	7,25	4,95	7,87	44,34	94,69	20,88	8,78	9,84
Zn	49,22	40,79	2,53	77,16	110,71	160,83	134,12	100,71	89,23	58,54	31,58	4,75
Ga	12,52	11,75	25,69	15,11	40,38	38,10	28,80	7,35	8,32	10,19	9,72	13,20
Rb	3	1	57	48	73	67	66	2	2	30	69	151
Sr	429	407	24	69	19	15	12	101	92	472	73	190
Y	8	5	10	21	18	6	20	7	9	14	3	15
Zr	17	10	663	179	512	187	821	29	31	123	29	43
Nb	0,79	0,2	28,8	79,1	208,8	216,1	111,4	3,5	2,0	9,6	5,4	5,2
Cs	0,07	0,0	0,5	0,3	0,7	0,5	0,3	1,1	0,1	0,1	6,2	0,9
Ba	92	69	34	123	12	9	8	54	60	504	512	571
La	2,1	1,4	15,2	68,3	43,1	9,2	58,3	3,1	4,4	18,5	9,5	72,2
Ce	5,6	3,6	26,8	129,1	87,5	22,8	102,6	7,7	8,4	41,2	16,8	143,8
Pr	0,9	0,5	2,5	12,7	7,7	2,3	9,4	1,1	1,2	5,6	1,6	15,4
Nd	4,2	2,7	7,7	43,9	23,8	8,0	28,0	5,3	5,4	26,3	5,8	50,5
Sm	1,3	0,9	1,1	7,7	3,8	1,4	4,7	1,4	1,9	4,9	1,1	7,3
Eu	0,72	0,61	0,10	0,87	0,44	0,17	0,30	0,51	0,58	1,50	0,84	0,94
Gd	1,52	1,09	1,12	6,05	3,66	1,18	4,10	1,53	1,76	4,14	0,95	5,44
Tb	0,25	0,16	0,20	0,93	0,71	0,20	0,73	0,25	0,32	0,58	0,13	0,71
Dy	1,53	1,03	1,35	4,71	4,06	1,14	4,19	1,48	2,00	2,97	0,81	2,96
Ho	0,31	0,23	0,37	0,86	0,78	0,24	0,83	0,30	0,38	0,53	0,15	0,54
Er	0,77	0,56	1,30	2,31	2,23	0,71	2,40	0,86	0,99	1,51	0,39	1,36
Tm	0,13	0,08	0,24	0,32	0,34	0,10	0,39	0,13	0,15	0,19	0,05	0,25
Yb	0,70	0,49	1,68	2,14	2,09	0,72	2,66	0,69	0,83	1,28	0,29	1,32
Lu	0,08	0,07	0,28	0,30	0,35	0,11	0,42	0,08	0,14	0,18	0,07	0,19
Hf	0,61	0,35	11,58	4,28	13,71	3,50	18,48	0,78	0,84	2,88	0,84	1,53
Ta	0,05	0,02	2,88	3,55	18,25	18,91	7,84	0,22	0,12	0,53	0,20	0,39
Pb	0,20	1,05	8,41	6,45	17,16	5,22	5,52	3,83	2,06	3,48	21,71	27,41
Th	0,08	0,08	1,86	8,81	19,51	6,15	12,33	0,21	0,38	1,80	0,61	25,44
U	0,07	0,02	2,24	0,94	12,79	8,83	4,37	0,07	0,10	0,59	0,08	0,77

Аплиты и пегматиты минглинг-даек характеризуются довольно однородным составом. Среди щелочей в них резко преобладает K_2O . По составу эти породы близки эвтектическим выплавкам, что находит отражение в их нормативном составе ($Kв - 28 \%$, $Пл - 30 \%$, $КПШ - 39 \%$).

Геохимические характеристики пород массива отражены в таблице и на рисунке, б и в. По характеру распределения редких земель габбро и пикриты близки между собой и представлены пологим спектром, близким к распределению в примитивной мантии при незначительном обогащении легкими землями относительно тяжелых. В габбро, в целом обедненных всеми редкими землями относительно пикритов, отмечается положительная европиевая аномалия, свидетельствующая об обогащении пород фракционированным плагиоклазом. Наиболее высокими содержаниями редких земель среди пород базитовой группы выделяются базальты с повышенным содержанием TiO_2 . В них заметно возрастает обогащение легкими землями относительно тяжелых. Сиениты и нефелиновые сиениты в целом имеют близкий состав и характеризуются выраженным европиевым минимумом, что указывает на участие процессов фракционирования плагиоклаза в их образовании. Гранитоиды минглинг-даек резко различаются по содержанию редких земель при подобных спектрах распределения. Граниты с минимальными содержаниями земель имеют ярко выраженный Eu -максимум, тогда как граниты с максимальными их содержаниями характеризуются Eu -минимумом.

На спайдер-диаграмме (рисунок, в) видно, что все породы массива обогащены K , Rb и относительно обеднены Ti . В породах основной группы выражены минимумы содержания Nb и Ta (за исключением пикритов) и незначительный минимум содержания Zr и Hf . В сиенитах и нефелиновых сиенитах поведение этих элементов существенно иное, и они образуют максимумы относительно содержания других элементов.

Совместное нахождение всех этих разнородных пород в рамках одного небольшого по площади массива предполагает их генетическое родство. Оно прослеживается в породах основного состава, для которых можно предположить их связь с исходной пикритовой магмой. Для этой магмы, с учетом размещения составов на графиках типа $Al_2O_3 - MgO$, можно предположить ведущую роль во фракционировании оливина и пироксена, приводящем к образованию базальтов с повышенным содержанием титана. Образование всех разновидностей габбро связывается с кристаллизацией исходных расплавов в условиях накопления плагиоклазовых кумулятов при повышенном потенциале кислорода, вызывающем появление на солидусе ильменита и титано-магнетита и, соответственно, обеднение пород элементами группы титана, в том числе Ta , Nb , Zr , Hf . Образование сиенитов и нефелиновых сиенитов шло с фракционированием темноцветных минералов, но также и полевых шпатов, определивших появление Eu , Sr и Ba минимумов на спайдер-диаграммах.

К сожалению, сейчас невозможно строго оценить возраст пород массива. По своему геологическому положению он сформировался после каледонских метаморфических событий. По формационным характеристикам он наиболее близок к девонским щелочным комплексам Сангилен, с которыми находится в общей структурной позиции. Предполагая девонский возраст массива и учитывая его положение вблизи от границы с Тувинским девонским рифтогенным прогибом, можно полагать, что он возник в условиях соответствующего рифтогенеза. Ранее мы считали [1], что формирование Тувинского прогиба и разновозрастных с ним Делюно-Юстыдского и Алтайского прогибов, образующих тройное сочленение рифтов, было связано с воздействием мантийного плюма на литосферу региона. Как полагают Р. Эрнст и др. [2], пикриты являются обычным показателем участия мантийных плюмов во внутриплитных процессах. Поэтому обнаружение пикритов в строении Нарынского плутона является дополнительным показателем участия мантийных плюмов в девонском рифтогенезе в Алтае-Саян-

ской складчатой области.

Проект поддержан Программой фундаментальных исследований РАН № 10, а также грантами РФФИ 05-05-64000, 04-05-64093, 06-05-64235.

- [1] Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма: Труды III международного семинара. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. – С. 5–35.
- [2] Ernst R.E., Buchan K.L., West T.D., Palmer H.C. Diabase (dolerite) dyke swarms of the world: first edition // Geol. Survey of Canada. – 1996. Open file 3241. – 104 p.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агатова А.Р. 61
Аристов В.А. 31
Артемьев А.А. 49, 54
Бабин Г.А. 99
Базарова Е.П. 113
Бакшеев И.А. 77
Бараш И.Г. 8
Баянова Т.Б. 179
Беличенко В.Г. 8
Беляцкий Б.В. 77
Бережная Н.Г. 179
Болонин А.В. 164
Борисов С.М. 99
Бортников Н.С. 77
Брандт И.С. 95
Брандт С.Б. 95
Бурчевская М.А. 117
Бызов Л.М. 117
Ветлужских Л.И. 28
Гладкочуб Д.П. 158
Голионко Б.Г. 31, 58
Горбунов Д.П. 164
Гордиенко И.В. 16
Гребенщикова В.И. 183
Демьянович В.М. 214
Добрынина А.А. 12
Донская Т.В. 147
Егоров К.Н. 151
Ершов К.В. 95
Жмодик С.М. 35
Злогодухова О.Г. 214
Зорина Л.Д. 77
Имаев В.С. 87
Имаева Л.П. 87
Казанский А.Ю. 16
Катюха Ю.П. 31
Кислов Е.В. 206
Коваленко В.И. 224
Ковач В.П. 41, 224
Ковязин С.В. 131, 135
Козаков И.К. 41, 69
Козловский А.М. 224
Колотилина Т.Б. 24, 206
Корженков А.М. 188
Костровицкий С.И. 151
Котов А.Б. 155, 224
Кудряшов Н.М. 155
Кудряшова Е.Б. 224
Лебедев В.И. 41, 45, 69, 228
Левин А.В. 139
Левченков О.А. 99
Леснов Ф.П. 69
Литасов Ю.Д. 135
Лыхин Д.А. 58
Мазукабзов А.М. 158
Макрыгина В.А. 8
Малышев А.В. 73
Мамыров Э.М. 188
Матуков Д.И. 99
Мельникова В.И. 12, 87
Меньшагин Ю.В. 139
Метелкин Д.В. 16, 20
Мехоношин А.С. 24, 73, 206
Миколайчук А.В. 135
Минина О.Р. 20, 28, 31
Миронов А.Г. 35
Мирошниченко А.И. 38
Михальцов Н.Э. 16, 20
Монгуш А.А. 41, 45
Мордвинова В.В. 49, 54, 95
Некрасов Г.Е. 31, 58
Немеров В.К. 158
Непоп Р.К. 61
Никитина О.И. 104
Никифоров А.В. 164, 228
Ножкин А.Д. 65, 179
Носков Д.А. 183
Ойдуп Ч.К. 41, 69
Орсоев Д.А. 73, 206
Парфеевец А.В. 117
Плоткина Ю.В. 41
Поволоцкая И.Э. 188
Пономарев Е.В. 113
Пономарчук В.А. 113
Попов В.А. 41, 164
Постников А.А. 65, 158
Пресняков С.Л. 58
Прокофьев В.Ю. 77
Пучков В.Н. 81
Радзиминович Н.А. 12, 87
Радзиминович Я.Б. 91, 127
Рассказов С.В. 95, 210
Резницкий Л.З. 8
Родионов Н.В. 31, 58
Руднев С.Н. 99
Руженцев С.В. 31, 58

Рязанцев А.В. 104
Саватенков В.М. 224
Савельева В.Б. 109, 113
Сальникова Е.Б. 41, 69, 224
Саньков В.А. 117
Саранина Е.В. 210
Селятицкий А.Ю. 121
Семинский К.Ж. 127
Серов П.А. 99
Симонов В.А. 45, 131, 135
Скляр Е.В. 139, 192
Склярова О.А. 139
Сковитина Т.М. 195
Советов Ю.К. 143, 147
Соловьева Л.В. 151
Сорокин А.А. 155
Станевич А.М. 158
Сугоракова А.М. 45, 164, 228
Талибова А.Г. 113
Татаринов А.В. 168
Тверитинов Ю.И. 171
Тверитинова Т.Ю. 176
Тимашков А.Г. 179

Толмачева Т.Ю. 104
Травин А.В. 24, 206
Травников В.В. 49, 54
Туркина О.М. 179
Турутанов Е.Х. 54, 183
Уфимцев Г.Ф. 188
Федоровский В.С. 192, 195
Фефелов Н.Н. 210
Хаин Е.В. 198
Цуркан Е.А. 219
Цыганков А.А. 202
Цыдыпов Ж.Н. 206
Чувашова И.С. 95, 210
Шарков Е.В. 131
Шерман С.И. 214, 219
Щетников А.А. 91
Юдин Д.С. 24
Юлдашев А.А. 20
Яковлева С.З. 41
Яловик Л.И. 168
Ярмолук В.В. 69, 224, 228
Ясныгина Т.А. 210